Etudes et Thèses

NEOTECTONIQUE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN AU QUATERNAIRE DANS LA RÉGION DU GOLFE DE CALIFORNIE, MEXIQUE

VOL. I

Luc ORTLIEB

Éditions de l'ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION
Collection **ÉTUDES et THÈSES**
PARIS 1987

Luc ORTLIEB

NEOTECTONIQUE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN AU QUATERNAIRE DANS LA RÉGION DU GOLFE DE CALIFORNIE, MEXIQUE

VOL. I

Éditions de l'ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION
Collection **ÉTUDES et THÈSES**
PARIS 1987

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse
présentée à l'université d'Aix Marseille II, le 19 décembre 1986
pour obtenir le titre de Docteur ès Science.

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait doncune contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISSN : 0767-2888
ISBN : 2-7099-0887-5 (Edition complète)
ISBN : 2-7099-0888-3 (Volume I)

© ORSTOM 1987


Dans Ceste partie Septentrionalle de L'Amerique Ceſt faict pluſieurs Nouvelles decouvertes tant par les Francois que par les Anglois entre les quelles eſt l'yſle de Califorre que lon Croyoit ſy devant eſtre iointe a la Continente laquelle eſt entre le Tropique de Cancer & le 45 Paralelle plus se Voit auſsy la Mer de Hudſon nouvellement des couverte par Thomas Button
SEPTENTRION
AMERIQUE
SEPTENTRIONALLE
GROENLANT
FRISLAND
OCE
CA
IA
DU
N
Tropique de Cancer
Ligne Equinoctialle
MER
DV
Z V R.
Tropique de Capricorne
Capricorni
VIRGINIE
FLORIDE
GUIANA
PEROV
MOZAS
CARAYES
Banc nay
Le grand Ba
Barbade
Trinidad
Tobago
Bermude
Isle Tanguera
Isle Blanche
Isle de Sable
Cap Breton
Terre Neuve
Baye de Hudſon
Mer de Hudſon
Detroit de Davis
Cercle Arctique
Cap
Mer
Baye
Golfe de Mexique
Golfe de Nouvelle Espagne
Golfe de Californie
Mer du Sud
Mer de Charlesvir
Mer de Bloix
Mer de Roſelers
Nouvelle France
Nouvelle Hollande
Nouvelle Suede
Nouvelle Angleterre
Nouvelle Yorck
Nouvelle Iſrael
Nouvelle Albion
Nouvelle Galles
Nouvelle Mexique
Nouvelle Biſcaye
Nouvelle Leon
Nouvelle Eſtramadure
Nouvelle Andalouſie
Nouvelle Caſtille
Nouvelle Grenade
Nouvelle Barbarie
Nouvelle Cataloigne
Nouvelle Navarre
Nouvelle Toulouſe
Nouvelle Bretagne
Nouvelle Normandie
Nouvelle Angoulesme
Nouvelle Rochelle
Nouvelle Orleans
Nouvelle Bourgogne
Nouvelle Champagne
Nouvelle Picardie
Nouvelle Lorraine
Nouvelle Suiſſe
Nouvelle Allemagne
Nouvelle Hanover
Nouvelle Brandebourg
Nouvelle Pomeranie
Nouvelle Weſtphalie
Nouvelle Weſtfrize
Nouvelle Gueldre
Nouvelle Zelande
Nouvelle Frize
Nouvelle Hollande

Au dos, fragment de :



RESUMEN

Este estudio presenta los resultados obtenidos de un reconocimiento de las huellas dejadas por altos niveles del mar durante el Pleistóceno en el Golfo de California y en la costa del Pacífico de la península de Baja California. El objetivo que se persigue es doble ; precisar la distribución, velocidad y evolución de movimientos verticales recientes en una zona tectónica activa localizada en el límite de las dos placas litosféricas de America del Norte y del Pacífico, y contribuir al establecimiento de un modelo de fluctuaciones del nivel del mar durante el último millón de años.

Las correlaciones espacio-temporales de las antiguas lineas de costa y de las terrazas marinas emergidas, se establecen a partir de descripciones morfológicas y sedimentológicas detalladas, y se apoyan en dataciones radiométricas (U/Th y ^{14}C), en medidas de tasa de racemización de amino-acidos, asi como en análisis del contenido en elementos menores (Magnesio y Estroncio) y en isótopos estables del oxígeno y del carbono de conchas fósiles litorales.

Los análisis geoquímicos y las observaciones morfo-estratigráficas llevan a identificar, a lo largo de más de 3,000 km de costa, los vestigios de la linea de costa de ± 125 ka (= 125 000 años B.P.). La decena de terrazas marinas, observadas en escalón en diversas regiones, y que hasta hoy no pueden ser fechadas, son atribuidas a igual numero de fases de alto nivel marino sincrónicas con los principales interglaciares del Pleistóceno medio (± 750-140 ka) y del final del Pleistóceno temprano (± 1,0-0,7 M.a.).

Las condiciones morfo-climáticas que favorecen la preservación de vestigios litorales del Cuaternario, asi como el estilo y la amplitud de los movimientos verticales que ha sufrido la península de Baja California, hacen de esta región una zona privilegiada para el estudio cronologíco de los altos niveles del mar en los últimos cientos de miles de años.

En el aspecto tectónico, se ha establecido que la costa oriental del Golfo de California no ha sufrido movimientos verticales importantes durante el Cuaternario, y que la península de Baja California ha sido levantada de apenas un centenar de metros durante el último millón de años. Los movimientos verticales registrados por la península han sido relativamente débiles durante el Plio-Cuaternario, y han tendido a disminuir al través del tiempo; en el Cuaternario tardío, la tasa media de levantamiento alcanzó solamente algunas decenas de mm/miles de años. Solo ciertas regiones de Baja California, cercanas a zonas de fractura importantes, o à centros volcánicos activos, han experimentado movimientos verticales más intensos (velocidades de 100 a 300 mm/10^3 años).

El análisis de las deformaciones verticales recientes pone en evidencia que la península de Baja California se ha comportado como un gran bloque litosférico, separado de California meridional, y que no está totalmente solidario de la placa del Pacifico. Se deduce que el límite de las placas America del Norte y Pacífico, no está restringido al sistema de fallas transformes del Golfo de California y a la falla de San Andrés, sino que más bien abarca una amplia zona incluyendo la península de Baja California, la franja costera de California y gran parte de la márgen continental de esas regiones.

ABSTRACT

This work presents the results of a reconnaissance of the remains of Pleistocene shorelines in the Gulf of California and on the Pacific coast of Baja California. The study has been carried on with a double purpose: to specify the distribution, rates and evolution through time of recent vertical motions in a tectonically active area, at the boundary of two lithospheric plates (North America and Pacific), and to further the setting-up of a model for sea level fluctuations during the past million years.

The correlations in time and space of the shorelines remains and of the uplifted marine terraces are based on detailed morphological and sedimentological descriptions, and are supported by radiometric dating (Th/U and ^{14}C), amino-acid racemization data, and by studies of trace-elements (Mg and Sr) and of oxygen and carbon stable isotopes contents of fossil littoral shells.

Those geochemical analyses and morphostratigraphic observations led in particular to identify, along more than 3 000 km of coastal regions, the ± 125 ka (= 125 000 years B.P.) shoreline.

The ten or so staircased marine terraces which have been observed in several areas, and which cannot yet be dated, are assigned to as many episodes of interglacial high sea level stands during Middle Pleistocene (± 750-140 ka) and the end of Early Pleistocene (± 1,0-0,7 M.a.).

The relatively good preservation of Quaternary coastal remains, owed to specific morphoclimatic conditions, as well as the mode and amplitude of vertical motions experienced by the Baja California peninsula are assets for the elaboration of a chronology of the high sea level stands occurred in the last hundreds of thousand years.

On a tectonic ground, it is shown that the mainland coast of the Gulf of California did not register any significant vertical motion in Quaternary times, and that the Baja California peninsula has not been uplifted by more than a hundred metres during the last million years. The vertical motion affecting the whole peninsula have been relatively small since the Pliocene, and tended to diminish through time. In the late Quaternary, the mean uplift rate did not exceed a few tens of mm per thousand years. Only a few areas of Baja California, located close to main fracture zones or to active volcanic centers, did register stronger vertical movements (with rates of 100-300 mm/10^3 years).

The study of recent vertical movements indicates that the Baja California peninsula behaved as a large lithospheric block, distinct from those of southern California, and not entirely tied to the Pacific plate. Therefore, one should consider that the boundary of the North-America and Pacific plates is a large zone encompassing the Baja California peninsula, the southwestern coastal area of California and the major part of the continental margin bordering these areas, and that it is not restricted to the transform faults system of the Gulf of California and to the San Andreas system.

AVANT-PROPOS

AVANT-PROPOS

Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme Geocortez associant l'Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, et l'ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. Hughes Faure, Président du comité technique de Géologie de l'ORSTOM, Diego Córdoba, ancien Directeur de l'Instituto de Geología, et Nicole Petit-Maire, Maître de recherche au laboratoire de Géologie du Quaternaire CNRS, ont été à l'origine de ce programme scientifique qui visait notamment à développer les études sur le Quaternaire au Mexique. C'est grâce à José Guerrero, d'abord Chef du Département de Géologie, puis Directeur de l'Instituto de Geología entre 1979 et 1986, que le programme Geocortez à pu être réalisé. José Guerrero a également rendu possible la tenue, en 1984 à Hermosillo (Sonora, Mexique), d'un symposium international sur le thème de la néotectonique et des variations du niveau marin dans le nord-ouest mexicain.

Affecté à Hermosillo de 1975 à 1981, j'ai bénéficié des installations de la Estación Regional del Noroeste de l'Instituto de Geología (ERNO). Mes remerciements s'adressent tout d'abord à Jesús Nájera, Jaime Roldán et à tous les membres du personnel de la ERNO, pour leur appui scientifique et technique, leur chaleureux accueil, et leur sincère amitié.

Je remercie également mes collaborateurs principaux dans le cadre du programme Geocortez, Victor Malpica, Socorro Celis et Alberto Castro. J'espère vivement que ces chercheurs auront le goût et les moyens de poursuivre leurs travaux sur le Quaternaire du Mexique.

A Hermosillo et sur le terrain, j'ai eu la chance de collaborer étroitement avec Bernard Colletta, néotectonicien qui a consacré plusieurs années à l'étude de la fracturation d'âge cénozoïque de la même région. Je lui suis reconnaissant de m'avoir beaucoup appris et lui sais gré de son amitié.

Au cours de cette longue étude, j'ai naturellement bénéficié de nombreuses collaborations, en particulier dans les domaines géochimique, géochronologique, pétrographique, sédimentologique, etc.. J'exprime ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé dans l'obtention et l'interprétation de données analytiques, et notamment à :

- Claude Hillaire-Marcel et Odette Carro (Université du Quebec à Montréal), et Michel Bernat et Christiane Gaven-Causse (ORSTOM/CNRS/Université de Nice) pour les datations radiométriques U/Th ;
- Gifford Miller (Institute for Arctic and Alpine Research, University of Colorado), ainsi qu'à John Wehmiller et Everly Keenan (University of Delaware), pour les ana-

lyses de racémisation des acides aminés ;

- Maurice Pinta, Marie Louise Richard, Paulette Alphonse et Pierre Verdoni (Centre ORSTOM de Bondy), pour les analyses d'éléments traces et les déterminations minéralogiques ;

- Catherine Pierre, Claude Hillaire-Marcel, Jean Charles Fontes, Colette Vergnaud Grazzini, Annick Filly et Jean-François Saliège (Université Paris VI et Paris XI), pour les analyses d'isotopes stables et les datations ^{14}C.

Que les personnalités qui ont bien voulu juger ce travail soient remerciées des marques de confiance qu'elles m'ont témoignées.

Hughes Faure qui m'a orienté vers la géologie du Quaternaire, et en particulier vers l'étude des lignes de rivage, a joué un rôle essentiel dans la réalisation de cette étude. Ses encouragements et son soutien moral m'ont certainement été nécessaires, et ont d'ailleurs été souvent sollicités.

Par ses compétences en géochimie isotopique, son expérience dans l'étude des lignes de rivage et son soutien amical, Claude Hillaire Marcel a eu une influence déterminante sur le déroulement de ce travail ; sans son appui, ce mémoire n'aurait probablement pas pu être achevé.

Jacques Angelier, qui est familier des problèmes de néotectonique de Basse Californie et du sud-ouest des Etats-Unis, a accepté la lourde tâche de rapporteur de cette étude ; je lui suis reconnaissant de s'en être acquitté avec rigueur et bonne humeur, et de m'avoir utilement conseillé.

A José Guerrero, je dois d'avoir pu mener à leur terme et dans de bonnes conditions les études de terrain. Je le remercie de l'interêt qu'il a personnellement porté à ce travail, et suis heureux de rendre hommage, à travers lui, à tous mes collègues et amis de l'Instituto de Geología, à Mexico et à Hermosillo.

Jean Charles Fontes, dont j'ai été l'élève au Laboratoire de Géodynamique de l'Université de Paris VI, aurait peut-être souhaité que cette étude fût plus résolument axée sur des problèmes de géochimie de la surface ; du fait de ses responsabilités au sein de l'ORSTOM, il sait cependant que les "Orstomiens" expatriés ont souvent quelques difficultés à assurer le suivi analytique de leur recherche. Je le remercie de sa confiance et de son soutien.

Alain Demant, qui a séjourné au Mexique à la même époque que moi et avec qui j'ai découvert (à dos de mulet) le magnifique massif de La Reforma, m'honore en faisant partie de ce jury. Je salue en lui tout autant le compagnon de route, le volcanologue "géodynamique", le spécialiste de la géologie mexicaine, et le co-organisateur de réunions scientifiques.

L'intérêt manifesté par Rhodes Fairbridge à mes travaux m'a été particulièrement précieux, et je suis extrèmement reconnaissant au Président honoraire de la Commission de Néotectonique de l'INQUA et au pionnier des recherches sur les variations du niveau marin, d'avoir bien voulu juger cette étude.

Alain Demant, Jacques Angelier et Claude Hillaire-Marcel, qui m'ont accompagné dans certaines missions en

Basse Californie et en Sonora ont été en mesure d'apprécier quelques unes des difficultés rencontrées sur le terrain. Je leur sais gré de m'avoir fait part, à cette occasion, de leur expérience.

Nombreux sont ceux qui, par ailleurs, ont influencé cette étude ; ainsi, je souhaite rendre hommage à :

- Niklas Mörner, Douglas Grant et Walter Newmann, et à de nombreux autres membres des Commissions de Néotectonique et des Lignes de rivage de l'INQUA (Association Internationale pour l'Etude du Quaternaire) et des projets n° 61 et 200 du PICG (Programme International de Corrélation Géologique) ;
- Nikos Lyberis, qui n'a pas mesuré son temps et ses critiques constructives tout au long de la rédaction de l'ouvrage ;
- Blanca Luna, Rita Gonzalez, Marie Pierre Triclot et Jean Lecolle, collaborateurs du programme Geocortez ;
- Nicole Petit-Maire qui, après m'avoir permis d'entreprendre une étude sur le littoral atlantique du Sahara (thèse de 3ème cycle), m'a orienté vers le Golfe de Californie ;
- Claude Froget, Jean Jacques Blanc, et Joël Casanova, pour leur aide dans l'analyse pétrographique de sédiments littoraux ;
- Maurice Renard, pour ses remarques concernant les éléments traces dans les carbonates biogéniques ;
- Jacques Récy, François Jarrige, Jean Aubrat, Jacques Dupont, Jean-Marie Wackermann, Michel Servant et Louis Martin, pour la confiance qu'il m'ont manifestée et leur soutien au sein des instances de l'ORSTOM.

La préparation de ce document a été réalisée au Laboratoire de Géologie du Quaternaire (CNRS Luminy), au Laboratoire de Minéralogie et de Cristallographie (Université Paris VI), au Département "Milieu Physique et Environnement Climatique" du siège de l'ORSTOM ainsi qu'au centre de Bondy de l'ORSTOM.

De nombreux problèmes de traitement de texte ont été réglés par Jean-Marc Leblanc. La frappe du texte a été faite par Suzanne Koublanou et Sylvie Régnault. Une partie des illustrations a été réalisée avec l'aide de Michel Decobert et de Christiane Cheval. Christine Godécaux et Hélène Regazzi ont assuré la frappe de certains tableaux. Paul Ortlieb et Maria Teresa Zambrano ont fourni une aide considérable, notamment pour l'élaboration et la mise en forme définitive de la bibliographie et de nombreux tableaux.

Que tous ceux qui ont participé aux tâches matérielles, souvent bien ingrates, de la préparation de ce travail, trouvent ici l'expression de ma profonde et sincère gratitude.

Enfin, que tous mes proches et amis soient chaudement remerciés pour leur indulgence et leur soutien moral durant les longues années de rédaction de ce mémoire. Peut-être aurais-je pu faire un tout petit peu plus court !

Paris, novembre 1986.

Plan de l'ouvrage

(Table des matières située en fin d'ouvrage)

PLAN GENERAL

Volume I :

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

1. METHODOLOGIE ET CADRE DE L'ETUDE
   - 1.1. Méthode d'étude des variations du niveau de la mer au Quaternaire
   - 1.2. Cadre géodynamique de la région du Golfe de Californie
   - 1.3. Présentation de l'étude

DEUXIEME PARTIE : ETUDES REGIONALES

2. LE DELTA DU COLORADO ET L'EXTREMITE NORD-OCCIDENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE
   - 2.1. Introduction
   - 2.2. Le delta holocène et la remontée du niveau marin post-glaciaire
   - 2.3. Les dépôts littoraux et deltaïques pléistocènes

3. LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE
   - 3.1. La côte nord-orientale du Golfe de Californie
   - 3.2. La côte du Sonora Central
   - 3.3. La côte sud-orientale du Golfe de Californie
   - 3.4. Synthèse régionale

4. LA COTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE
   - 4.1. Introduction
   - 4.2. La côte orientale de Basse Californie Nord
   - 4.3. La région de Santa Rosalia
   - 4.4. La côte nord-orientale de Basse Californie Sud
   - 4.5. Le sud de la péninsule et du Golfe de Californie
   - 4.6. Synthèse régionale

5. LA COTE OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE
   - 5.1. La côte sud-occidentale de Basse Californie
   - 5.2. La péninsule de Vizcaino
   - 5.3. La côte occidentale de Basse Californie Nord

TROISIEME PARTIE : ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

6. LES DATATIONS RADIOMETRIQUES U/Th
   - 6.1. Principes et méthodes
   - 6.2. Analyses radiométriques et interprétations
   - 6.3. Conclusion : bilan des datations radiométriques

7. ETUDES AMINOSTRATIGRAPHIQUES
   - 7.1. Aminostratigraphie dans le Golfe de Californie
   - 7.2. Aminostratigraphie de la côte pacifique de Basse Californie

8. LE MAGNESIUM ET LE STRONTIUM DES TESTS FOSSILES DE LAMELLIBRANCHES
   - 8.1. Introduction
   - 8.2. Les tests du Golfe de Californie

8.3. Les tests de la côte pacifique de Basse Californie
8.4. Conclusions

9. ANALYSES ISOTOPIQUES (^{18}O et ^{13}C) DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES
9.1. Introduction
9.2. Les analyses isotopiques de tests de lamellibranches dans le Golfe de Californie
9.3. Les analyses isotopiques de tests de lamellibranches de la côte pacifique de Basse Californie
9.4. Conlusions sur les apports des analyses isotopiques

QUATRIEME PARTIE : **CONCLUSIONS GENERALES**

10. CONCLUSIONS
10.1. La démarche suivie
10.2. Conclusions chronostratigraphiques
10.3. Conclusions néotectoniques

Volume II :

ANNEXES

A1. Chronologie paléoclimatique quaternaire (éléments bibliographiques)

A2. Cadre climatique et océanographique de la région du Golfe de Californie

A3. Stratigraphie du Cénozoïque dans l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie (éléments bibliographiques)

A4. Le delta du Rio Colorado : reconnaissance des principaux environnements sédimentaires

A5. Formations superficielles de la côte orientale du Golfe de Californie : études morphologiques et sédimentologiques

A6. Listes de faunes quaternaires déterminées dans la région du Golfe de Californie

A7. Principes et méthodes des études de racémisation des acides aminés (éléments bibliographiques)

A8. Les teneurs en magnésium et en strontium des tests carbonatés : indicateurs de conditions paléoécologiques et des transformations diagénétiques

A9. L'interprétation des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates des tests de lamellibranches littoraux (rappels bibliographiques)

A10. La marge continentale à l'ouest de la péninsule de Basse Californie

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

1. METHODOLOGIE ET CADRE DE L'ETUDE

1.1. Méthode d'étude des variations du niveau de la mer au Quaternaire

1.2. Cadre géodynamique de la région du Golfe de Californie

1.3. Présentation de l'étude

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

> "Sea level is a function of climate (oceanography) and tectonics. Climate in its broad sense is the result of the entry of solar radiation to the Earth ; tectonics is the result of the passage of heat from the interior of the Earth to the surface".
>
> (Gorsline, 1981)

METHODOLOGIE ET CADRE DE L'ETUDE

1.1. METHODE D'ETUDE DES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER AU QUATERNAIRE

1.1.1. Principes généraux

Le niveau marin constitue une interface très particulière, à différentes échelles, entre le globe terrestre et le reste de l'univers. L'évolution de sa position, dans le temps, est la résultante de modifications incessantes d'innombrables paramètres liés à la lithosphère, l'asthénosphère, l'hydrosphère, l'atmosphère, la magnétosphère, au système solaire, et au soleil lui-même.

La période privilégiée pour l'étude des variations du niveau marin est certainement le Quaternaire, qui a été marqué par des fluctuations climatiques exceptionnellement rapides et régulières, sans équivalents dans les ères géologiques antérieures. La reconstitution de l'évolution des fluctuations du niveau de l'océan passe par l'étude des lignes de rivage anciennes, et ne peut être séparée de l'étude des mouvements propres aux continents, de nature tectonique (*sensu lato*).

Du point de vue des études sur les variations du climat et du niveau marin, il est nécessaire de confronter les résultats provenant de régions soumises à différents régimes tectoniques ; les régions abusivement qualifiées de "stables" fournissent, en première approximation, des données sur la position du niveau marin lui-même, à telle ou telle époque, mais ne peuvent enregistrer de manière adéquate, une succession de phases de hauts niveaux marins quaternaires ; à l'inverse, les régions tectoniquement actives, en soulèvement, permettent de reconstituer une histoire des fluctuations du niveau marin, mais ne donnent pas d'informations directement utilisables sur la position "absolue" du niveau marin, à chaque période.

Du point de vue de l'étude des mouvements verticaux récents, les déformations de lignes de rivage constituent

le meilleur moyen de mettre en évidence des soulèvements et des subsidences, et de quantifier les vitesses de ces mouvements. Le problème, pour le géologue, est alors de déterminer l'âge "absolu" de ces anciens rivages, ou tout au moins de replacer ces derniers dans une chronologie des variations climatiques.

1.1.1.1. Lignes de rivage et déformations de la lithosphère

Les études de lignes de rivage fournissent des informations sur plusieurs types de déformations de la lithosphère.

Dans les régions de hautes latitudes (et de latitude moyenne, dans l'hémisphère nord), des études précises de déformations de lignes de rivage de la fin du Quaternaire ont permis, depuis plus d'un siècle, de reconstituer les mouvements de la lithosphère liés aux fluctuations des masses glaciaires et en particulier à la déglaciation du début de l'Holocène (glacio-isostasie et hydro-isostasie) ; en outre, ces études ont fourni des éléments essentiels pour la détermination de paramètres géodynamiques tels que la rigidité de la croûte, la viscosité du manteau supérieur, la période de relaxation suivant une déglaciation, etc. (Daly, 1934 ; Gutenberg, 1941 ; Bloom, 1967 ; Walcott, 1970a, 1972a ; Chappell, 1974b ; Cathles, 1975 ; Peltier & Andrews, 1976 ; Clark et al., 1978 ; Peltier et al., 1978 ; Hillaire-Marcel, 1979 ; Peltier, 1982, 1984 ; Wu & Peltier, 1983 ; etc..). A partir de ces travaux, il a été possible d'élaborer, pour l'ensemble du globe, des modèles de réponse du manteau supérieur et de la croûte aux transferts d'eau et de glace qui ont marqué l'histoire paléoclimatique quaternaire du globe (Walcott, 1970b, 1972b ; Clark, 1980 ; etc.) ; ces modèles ont conduit à diviser le globe en plusieurs zones de comportements néotectoniques distincts (sens et intensité des mouvements verticaux holocènes).

Dans certaines régions, l'étude des lignes de rivage a permis de mettre en évidence des déformations traduisant des particularités rhéologiques locales de la croûte et du manteau (épaisseur ou/et température anormales de la croûte, plus ou moins grande viscosité du manteau, etc.). Ce type de démarche a notamment montré les relations existant entre les mouvements verticaux affectant les atolls et îles volcaniques du Pacifique et les mouvements relatifs des plaques et des "hot spots" (Menard, 1973a, 1973b ; Detrick & Crough, 1978 ; Lambeck, 1981 ; Coudray & Montaggioni, 1982 ; McNutt & Menard, 1983 ; Scott & Rotondo, 1983 ; Pirazzoli, 1983a, 1985 ; Nunn, 1986a, 1986b ; etc.).

Une autre application de l'étude des traces successives du niveau marin holocène, concerne les mouvements verticaux brusques qui affectent certaines régions tectoniquement très actives, comme le Japon (Yonekura, 1975 ; Nakata et al., 1979 ; Kawana & Pirazzoli, 1985), ou la Grèce (Angelier et al., 1976 ; Thommeret et al., 1981 ; Pirazzoli et al., 1982). Dans les cas les plus favorables, des encoches marines, des plateformes littorales ou des récifs coralliens déplacés, permettent de dater des épisodes de déformations verticales saccadés, voire de déterminer des périodes de récurrence séismique (Matsuda et al., 1978).

Dans les régions situées à la limite de plaques lithosphériques, l'étude des composantes verticales des mouvements peut largement bénéficier de travaux sur la disposition de lignes de rivage quaternaires. Dans la mesure où ils peuvent être datés, les vestiges de lignes de rivage des dernières centaines de milliers d'années fournissent un moyen unique d'évaluer, sur d'assez longues périodes, les vitesses de soulèvement de ces régions, ainsi que leurs éventuelles variations dans le temps. Ce genre de mesures est susceptible de mettre en évidence des variations de vitesses de convergence de deux plaques, ou des modifications de régimes tectoniques, ou encore, la participation, ou non, de mouvements co-séismiques aux régimes de soulèvement (Nakamura, 1982 ; Ota, 1985 ; etc.).

Enfin, d'une manière générale, et plus classique, les travaux sur les lignes de rivage pléistocènes offrent la possibilité de localiser et de caractériser des déformations locales récentes, dans les zones en compression, autour des failles actives, ou dans les régions soumises à des mouvements volcano-tectoniques.

1.1.1.2. Le géoïde et le niveau de la mer

Le géoïde est une surface équipotentielle du champ de gravité terrestre dont la position, à chaque instant, résulte de l'interaction de nombreux facteurs relatifs à la structure du globe, au mouvement de la planète et à des effets interplanétaires. Dans les aires océaniques, le géoïde est matérialisé par le niveau marin moyen, tandis que sur les continents, il s'agit d'une surface fictive. Sa configuration est déterminée actuellement par des gravimètres et altimètres en orbite autour de la terre tels que ceux des séries GEOS ou SEASAT (fig. 1.1)(Rapp, 1982;Mooers et al., 1984 ; S.M. Smith et al., 1985 ; Marsh et al., 1986 ; Rapp, 1986). Les plus fortes ondulations de cette surface mesurent plusieurs dizaines de mètres d'amplitude et ont des longueurs d'onde de quelques milliers de kilomètres (Gaposchkin, 1973 ; Marsh & Vincent, 1974 ; Cazenave & Dominh, 1985). Parmi les plus grandes dénivelées observées, citons celle de 180 m entre les îles de Nouvelle Guinée et des Maldives, et celle de plus de 100 m du sud-est de l'Inde (Mörner, 1976 ; Cazenave & Dominh, 1985).

L'interprétation des écarts du géoïde par rapport à un éllipsoïde théorique commence seulement à être possible. Ces irrégularités du géoïde reflètent tant des hétérogénéités de densité dans le noyau et le manteau inférieur, que des anomalies dans la répartition des masses dans le manteau supérieur, ou les grandes zones de fractures de l'écorce et les limites de plaques, ou encore les grandes chaines volcaniques (Cazenave et al., 1986a, 1986b ; Cazenave & Dominh, 1985 ; Cazenave, 1985 ; Sandwell, 1985 ; Parmentier & Haxby, 1985 ; Parsons et al., 1985 ; Haxby & Weissel, 1985 ; Buck & Parmentier, 1985).

Dans le temps, le géoïde se déforme en fonction des mouvements tectoniques affectant la croûte terrestre, des contraintes isostatiques, des variations de la vitesse de rotation du globe, ou de la position de cet axe de rotation, des modifications du champ magnétique, etc.

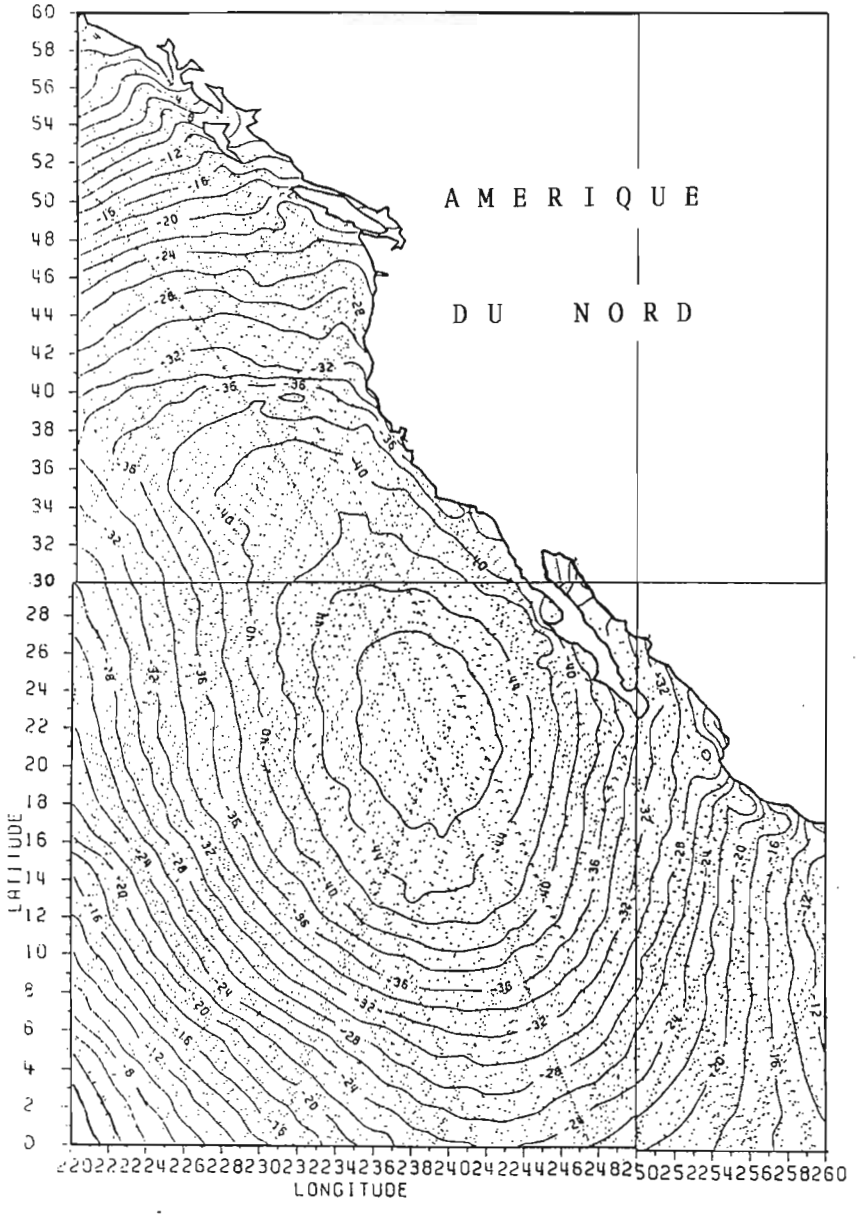


Fig. 1.1.- Déformation du géoïde au large de la côte occidentale des Etats-Unis et du nord-ouest du Mexique, par rapport au "Geodetic Reference System 1980" (a=6378137 mètres, f=1/298,257222), selon Rapp (1982) (données Seasat 1978-1982). Noter le creux de -46 m au large de la Basse Californie et la déformation associée à la zone de fracture de Mendocino, au nord-ouest de la Californie.

L'assimilation du géoïde au niveau marin instantané n'est pas rigoureusement exacte parce que la position du niveau de la mer est également fonction de paramètres océanographiques et météorologiques locaux : courants, marées, vents, pression atmosphérique, températures, salinité, etc. (Néanmoins ces effets sur le niveau des océans provoquent des anomalies dont l'amplitude ne dépasse pas quelques mètres et dont la durée reste limitée).

Depuis les travaux de Mörner (1976, 1977, 1980, 1981b, 1983, 1984a) sur les variations dans le temps et dans l'espace du géoïde, les études consacrées aux reconstructions de la position du niveau marin dans le passé sont fondées à intégrer un paramètre paléogéoïdal. Des déformations paléogéoïdales ont été invoquées pour rendre compte des différences observées entre les courbes de variations du niveau marin holocène de nombreuses régions du monde (Bloom, 1977 ; Mörner, 1979 ; Newman et al., 1980, 1981, 1985). A une plus grande échelle de temps (Pléistocène), il semble que des déformations atteignant plusieurs dizaines de mètres soient attribuables à des modifications du paléogéoïde (Mörner, 1978, 1981a, 1983, 1984b).

Bien que l'amplitude et la vitesse des déformations du géoïde fassent encore l'objet de recherches et de discussions, on considérera ici que le paramètre paléogéoidal doit être pris en compte, en plus des aspects hydro-isostasiques et tectoniques, dans l'interprétation des mouvements relatifs océan/continent.

1.1.1.3. Evolution des études sur les terrasses marines

L'étude des anciennes lignes de rivage, et en particulier de leur expression morphologique la plus résistante à l'érosion, les terrasses marines, remonte à près d'un siècle (notamment, parmi les premiers travaux : Lawson, 1893 ; Depéret, 1906 ; Daly, 1910, 1919, 1925 ; De Lamothe, 1911, 1916, 1918 ; Gignoux, 1913 ; Barrell, 1915 ; Chaput, 1928 ; Cooke, 1930, etc...). Dans un premier temps, les descriptions et les corrélations latérales et verticales des terrasses marines reposaient essentiellement sur des méthodes géomorphologiques ; dans certaines régions, la composition des faunes fossiles associées aux terrasses permettait de contrôler certaines corrélations chronologiques.

Lors des vingt dernières années, des progrès sensibles ont été obtenus dans le domaine de la géochronologie des traces de lignes de rivage les plus récentes (Quaternaire supérieur). Des méthodes fondées sur la décroissance radioactive de certains éléments (^{14}C, U/Th, etc.), ou encore sur la racémisation des acides aminés, de coquilles marines des dépôts de terrasses, permettent dorénavant de fixer un cadre chronologique relativement précis des variations du niveau marin des derniers 200 000 ans, et d'y replacer des vestiges littoraux isolés. D'autres méthodes couramment utilisées, notamment dans les études de terrasses marines de Californie, incluent la paléopédologie ("soil stratigraphy"), la paléontologie, la géochimie isotopique (^{18}O), etc...

De nos jours, l'établissement d'une chronostratigraphie des lignes de rivage repose donc à la fois sur des observations morphologiques et géologiques et sur une série d'analyses géochimiques, géophysiques et biologiques coordonnées.

> A titre d'illustration de ce type d'études mettant en oeuvre diverses méthodes analytiques dans une même optique chronostratigraphique, on citera les travaux, réalisés récemment en Californie, de Muhs (1979, 1983, 1985), Patterson (1982), Muhs & Rosholt (1984), Burke et collaborateurs (1986).

Le cadre chronologique général, à l'échelle du Quaternaire, est fourni par les courbes de variations isotopiques de l'oxygène de carbonates biogéniques des fonds océaniques. Pour l'instant cette échelle paléoclimatique ne couvre , avec une précision toute relative, que le dernier million d'années. De nombreuses incertitudes subsistent quant à l'histoire (position et chronologie) des variations du niveau marin au Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur.

Avant de présenter la méthodologie employée pour conduire cette étude sur les mouvements verticaux quaternaires, on commentera quelques concepts et définitions relatifs aux terrasses marines et aux lignes de rivage anciennes. Par ailleurs on a jugé utile de rappeler en annexe A1 le cadre chronologique dans lequel s'inscrivent les travaux sur le Quaternaire, et notamment ceux qui concernent les fluctuations climatiques et les variations du niveau marin.

1.1.2. Chronostratigraphie du Quaternaire, paléoclimatologie et variations du niveau marin

1.1.2.1. Les principales subdivisions chronostratigraphiques adoptées

Définissons les limites et les principales subdivisions chronostratigraphiques que l'on utilisera dans ce travail. Le Quaternaire comprend l'Holocène (10 000 ans B.P. à Actuel) et le Pléistocène. La position de la limite stratigraphique entre le Pliocène et le Pléistocène continue d'alimenter de nombreuses discussions (Russel, 1964 ; Flint 1965, 1971 ; Bandy & Wilcoxon, 1970 ; Berggren, 1971 ; Cotton, 1972 ; Berggren & Van Couvering, 1974 ; Saito & Burckle, 1975 ; Haq *et al.*, 1977 ; Alimen, 1977 ; Bolli & Krasheninnikov, 1977 ; Nikiforova, 1978 ; Van Couvering, 1978 ; etc.), mais on s'en tiendra ici à la conception la plus communément acceptée, plaçant cette limite vers 1,8 M.a. (Berggren *et al.*, 1980).

Dans cet ouvrage, on suivra les recommandations faites au 8e Congrès INQUA (Christchurch, Nouvelle Zelande) et au Wenner Gren Symposium de 1974 (Butzer, 1974 ; Butzer & Isaac, 1975), de placer la limite inférieure du Pléistocène moyen à l'inversion magnétique Matuyama/Brunhes (vers 700 ou 740 ka ; ka = "kilo annum" = milliers d'années avant le présent), et sa limite supérieure au début de la transgression du dernier interglaciaire (vers 140 ka).

Ainsi on considèrera, par convention, que le Pléistocène moyen couvre la période 740-140 ka, et le Pléistocène supérieur la période 140-10 ka. Le terme de "Quaternaire supérieur" désigne l'ensemble Pléistocène supérieur-Holocène (140-0 ka).

Le Pléistocène supérieur constitue le dernier cycle climatique complet du Quaternaire ; il débuta par une phase interglaciaire, et se poursuivit par une phase glaciaire. La limite entre la période plus chaude, qui comprend des interstades plus froids, et la période froide, qui compte plusieurs interstades chauds, est placée à des dates distinctes selon les auteurs, et selon les régions considérées.

> Certains ont préconisé que la limite glaciaire/interglaciaire du Pléistocène supérieur devait être située vers 110 ka (Shackleton, 1969, 1976 ; Kukla et al., 1972 ; Dreimanis, 1976 ; Dansgaard & Duplessy, 1981), d'autres l'ont placée vers 94 ka (Mörner, 1971, 1972), et d'autres, enfin, vers 75 ka (Dansgaard et al., 1971 ; Butzer, 1976 ; Kukla, 1981, etc..). On adopte ici la dernière date mentionnée (75 ka).

Le dernier interglaciaire, dénommé "Sangamon" dans la classification stratigraphique nord-américaine (paragr. A1.2.2.), est l'équivalent de l'Eémien et du Tyrrhénien (II) d'Europe, et de l'Ouljien d'Afrique du Nord. La glaciation du Pléistocène supérieur (Würm d'Europe) est désignée en Amérique du Nord par le terme de Wisconsin (ou Wisconsinien).

1.1.2.2. La chronologie paléoclimatique des carottes océaniques

Le Quaternaire, et en particulier le dernier million d'années, est caractérisé par d'importantes fluctuations climatiques. Les premières échelles stratigraphiques de l'ère la plus récente ont été établies sur des critères paléoclimatiques, et plus précisément sur des restes de glaciations. Ce type de stratigraphie présentait de nombreux inconvénients puisque, notamment, il n'était satisfaisant que dans les régions de haute latitude, ou de forte altitude ; il était notoirement imprécis pour les périodes les plus anciennes ; et, surtout, il manquait de cadre chronologique (paragr. A1.2.1).

Depuis la fin des années 1950, les carottes tirées des fonds océaniques du globe fournissent un matériau de choix, adapté à de nombreuses études sédimentologiques, géochimiques et micro-paléontologiques, et constituent un enregistrement, en continu, des modifications paléo-océanographiques et paléoclimatiques (paragr. A1.1.1.1). Dans les régions océaniques profondes, la relative constance des taux de sédimentation permet généralement d'extrapoler une échelle chronologique à partir des longueurs de carottes.

Les variations de composition du ^{18}O des tests de foraminifères (benthiques ou planctoniques, selon les cas) échantillonnés le long de carottes océaniques ont conduit à

établir des courbes isotopiques qui reflètent les fluctuations climatiques (paragr. A1.1.1). Une dizaine de cycles glaciaire/interglaciaire ont ainsi été définis pour la période couvrant environ le dernier million d'années (paragr. A1.1.2) (fig. 1.2 et 1.3). La courbe isotopique généralement considérée comme référence est celle de la carotte V28-238 (Shackleton & Opdyke, 1973) (fig. 1.2).

La chronologie paléoclimatique issue de la courbe V28-238 constitue, pour de nombreux quaternaristes, une véritable échelle stratigraphique du Pléistocène moyen et supérieur. Dans cette échelle chronologique, les interglaciaires antérieurs à l'actuel sont nommés " stades isotopiques" (par abréviation : S.I.) 5, 7, 9, 11 etc.., et les périodes glaciaires S.I. 2, 4, 6, 8, 10 etc..

1.1.2.3. Les fluctuations du niveau marin au Pléistocène

1.1.2.3.1. Introduction

Les variations du climat, au Quaternaire, se sont directement traduites par des fluctuations du niveau marin. Le caractère global des variations climatiques justifie les conceptions eustatiques appliquées aux fluctuations du niveau de l'océan mondial. Cependant, la reconstitution de l'évolution de ces variations climatiques et fluctuations du géoïde se heurte à diverses difficultés, déjà signalées (paragr. 1.1.1.1 et 1.1.1.2). En plus des déformations propres à la lithosphère et au manteau supérieur, il est nécessaire de tenir compte de certains effets hydrostasiques ; ce paramètre qui se réfère à la réponse des fonds marins et zones littorales, aux sucharges et décharges des masses d'eau, d'origine climatique, est censé jouer un rôle non négligeable dans les régions à large plateau continental et dans les golfes fermés.

L'amplitude des fluctuations du niveau de l'océan, au cours des cycles climatiques quaternaires, est de l'ordre de 120 mètres. Les phases d'arrêt de ces fluctuations, susceptibles d'être enregistrées par des dépôts ou des phénomènes d'érosion littoraux correspondent , le plus souvent, à des maxima interglaciaires (lignes de rivage et terrasses marines émergées) et à des minima glaciaires (terrasses sous-marines, bordure du plateau continental).

1.1.2.3.2. Les hauts niveaux marins du dernier interglaciaire

1.1.2.3.2.1. Données radiométriques

Dans de nombreuses régions du globe, non soumises à des mouvements verticaux récents, a été décrite une basse terrasse de quelques mètres d'altitude, marquant une phase de haut niveau de la mer du début du Pléistocène supérieur (voir bibliographie extensive et annotée de Richards, 1966, 1970, 1974 ; Richards & Fairbridge, 1965 ; Richards & Shapiro, 1979). Des dizaines de datations radiométriques ($^{230}Th/^{234}U$) portant sur des coraux et mollusques fossiles de cette basse terrasse ont établi que cette phase de haut niveau marin date de 120/125 ka (Broecker & Thurber, 1965 ; Osmond et al., 1965 ; Stearns & Thurber, 1965, 1967 ; Veeh, 1966 ; Ku et al., 1974 ; Newmann & Moore, 1975 ; etc. pour

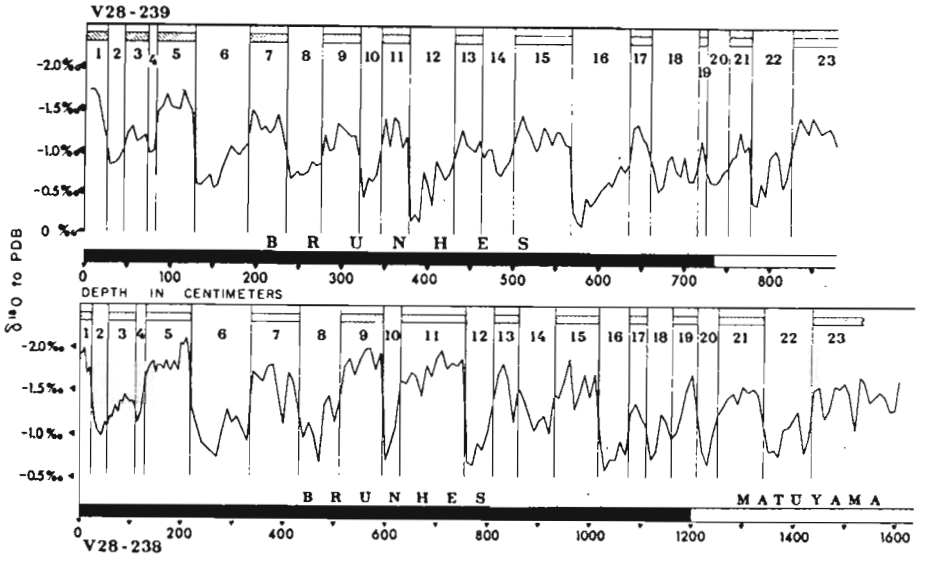


Fig. 1.2.- Courbes isotopiques de la carotte V28-238 et de la partie supérieure de la carotte V28-239, du Pacifique est-équatorial (Shackleton & Opdyke, 1976). Noter la différence d'échelle des profondeurs (donc des taux de sédimentation) et les corrélations des stades isotopiques 1 à 23.

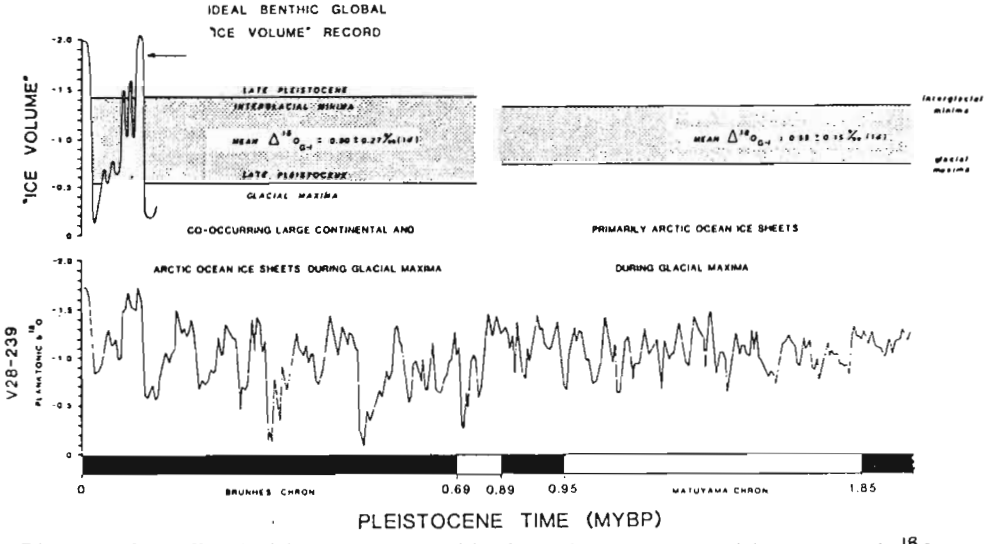


Fig. 1.3.- Variations d'amplitude des fluctuations de $\delta^{18}O$ des eaux marines, entre les périodes glaciaires et interglaciaires, au Pleistocène inférieur (0,59 ±0,15 ‰) et au Pléistocène moyen et supérieur (0,90 ±0,27 ‰), telles qu'elles peuvent être déduites des courbes isotopiques de carottes océaniques (ici V28-239, Shackleton & Opdyke, 1976), selon Williams et al., 1981. Les différences d'amplitude des gammes de variation de $\delta^{18}O$ et des valeurs absolues des $\delta^{18}O$ interglaciaire et $\delta^{18}O$ glaciaire sont attribuées, par Williams et collaborateurs (1981), à l'apparition, vers 0,9 M.a., de grandes calottes glaciaires. En première approximation, ces variations de $\delta^{18}O$ des eaux marines peuvent être assimilées à des variations glacio-eustatiques du niveau des océans.

ne citer que quelques uns des premiers travaux) (fig. A1.2).

Dans certaines régions en surrection rapide, telles que la Barbade et la Nouvelle Guinée, les datations radiométriques ont montré que la terrasse de 120 ka se trouve à plusieurs dizaines de mètres d'altitude, et que plusieurs autres terrasses, plus récentes, s'étageaient entre cette dernière et la ligne de rivage actuelle (Mesolella et al., 1969 ; Veeh & Chappell, 1970 ; Chappell, 1974c ; Bloom et al., 1974, etc.). Trois phases de haut niveau marin ont ainsi été datées de 82 ka, 105 ka et 120 ka ; dans quelques cas particuliers, où les mouvements verticaux semblent avoir été plus rapides, des vestiges de hauts niveaux marins supplémentaires ont été datés de 140 ka (?), et de 60 ka, 45 ka et 30 ka (Bloom et al., 1974).

Les hauts niveaux marins de 120 ka, 105 ka et 82 ka ont été corrélés avec les stades isotopiques 5e, 5c et 5a de la chronologie des carottes océaniques (Emiliani, 1966, 1972 ; Sancetta et al., 1972 ; Emiliani & Shackleton, 1974 ; Marshall & Thom, 1976 ; Mangerud et al., 1979 ; Aharon, 1983 ; Shackleton & Chappell, 1985). Rappelons que les datations radiométriques de 120 ka de terrasses marines émergées ont constitué l'un des moyens utilisés pour définir la chronologie des courbes isotopiques (outre la magnétostratigraphie et le radiocarbone). Cette corrélation est justifiée par la coincidence entre les valeurs particulièrement faibles de $\delta^{18}O$ du S.I.5e (valeur inférieure à la valeur actuelle de $\delta^{18}O$ suggérant un niveau marin supérieur à l'actuel) et par le fait que la terrasse du début du Pléistocène supérieur constitue, dans la plupart des régions "stables" du globe, la seule évidence de niveau marin ayant dépassé, de plusieurs mètres, le zéro actuel.

Les datations radiométriques ont donc joué un rôle primordial, tant dans les corrélations entre les vestiges de hauts niveaux marins d'altitudes distinctes et de régions différentes, que dans la calibration des courbes isotopiques des carottes océaniques, et dans l'élaboration d'une chronologie des fluctuations climatiques du Pléistocène supérieur.

1.1.2.3.2.2. Les_positions_du_niveau_marin

La détermination des positions successives du niveau marin par rapport au niveau de référence actuel suppose que, dans chaque localité datée, on puisse évaluer la part des mouvements verticaux relatifs subis (d'origines tectonique, hydrostasique, paléogéoïdale, etc. , voir paragr. 1.1.1.1 et 1.1.1.2).

Le grand nombre de vestiges de lignes de rivage datés de 120 ka (environ) et situés actuellement entre +2 et +10 m constitue le principal argument pour évaluer à +6 $\pm$4 m la cote altimétrique du niveau moyen de la mer lors de cette transgression du début du Pléistocène supérieur. Pour les autres phases de haut niveau marin du Pléistocène supérieur, mises en évidence par des terrasses soulevées, on ne peut évaluer leur ancienne position qu'en faisant des hypothèses sur les taux de surrection ; dans les régions "stables", ces traces de haut niveau marin sont immergées et

difficilement observables.

Deux approches ont été utilisées pour tenter de reconstituer la position des hauts niveaux marins de 105 ka, 82 ka, 60 ka, etc. La méthode la plus largement employée consiste à déduire les cotes des paléo-niveaux marins datés, par interpolation, à partir des vitesses de soulèvement local (elles-mêmes calculées en considérant que les vestiges de la ligne de rivage de 120 ka se trouvaient à une altitude originelle de +6 m). Cette méthode de détermination des cotes des paléo-altitudes atteintes par la mer au maximum de chaque fluctuation positive ne fournit de résultats acceptables que si les mouvements de surrection se sont produits à une vitesse constante, et durant toute la période du Quaternaire supérieur, deux conditions qui ne sont pratiquement jamais vérifiables. Le premier modèle d'évolution du niveau marin au Quaternaire supérieur a été élaboré par cette méthode à partir des données de l'Île de la Barbade (Broecker et al., 1968 ; Matthews, 1973) et de Nouvelle Guinée (Bloom et al., 1974 ; Chappell, 1974c), et a été adopté ensuite par de nombreux chercheurs. Selon ce modèle, le niveau marin atteignit des maxima de -10 à -15 m, à 105 ka et à 82 ka (tabl. 1.1).

Stearns (1976) fit observer que les valeurs utilisées pour les vitesses de surrection étaient contestables et trop arbitraires pour que ce modèle devienne généralisable. De fait il semble que la connaissance imparfaite que l'on a des composantes des mouvements verticaux relatifs hydro-isostasiques, paléo-géoïdales et tectoniques, ainsi que le manque de précision de certaines datations radiométriques rendent prématurée la généralisation d'un tel modèle prétendument "eustatique". Récemment Shackleton et Chappell (1985) ont admis que le modèle initial, élaboré à la Barbade et en Nouvelle Guinée devait probablement être modifié, et que l'écart entre les positions du niveau marin à 120 ka et à 105/83 ka devait être inférieur aux 15/20 m estimés antérieurement.

La seconde approche utilisée pour déterminer la position de hauts niveaux marins du Pléistocène supérieur fait appel à la composition en ^{18}O de carbonates biogéniques fossiles, en tant qu'indicateurs des proportions relatives du volume des glaces continentales vis-à-vis des eaux océaniques (paragr. A1.1.1.). Cette démarche a été employée d'une part à partir des courbes isotopiques de carottes océaniques (sur des foraminifères benthiques) et d'autre part sur des tests fossiles littoraux (coraux et mollusques) associés à des terrasses marines datées radiométriquement (tabl. 1.1).

En Nouvelle Guinée, des analyses isotopiques portant sur des mollusques (Tridacna gigas) de terrasses coralliennes datées de 140 ka à 80 ka fournissent des estimations de la position du niveau marin, différentes des cotes altimétriques initialement proposées (Aharon et al., 1980; Aharon, 1983 ; tabl. 1.1) ; on remarque, dans le tabl. 1.1, que Aharon (1983) et collaborateurs (1980) cautionnent l'hypothèse selon la-

quelle le haut niveau marin du dernier interglaciaire de 120 ka aurait été précédé par une autre pulsation positive de la mer vers 133 ka. Dans l'île de la Barbade, Shackleton et Matthews (1977) ont analysé des séries de mollusques fossiles, et Fairbanks et Matthews (1978) des coraux, provenant les uns et les autres des trois plus basses terrasses marines ; leurs résultats (tabl. 1.1), qui, d'ailleurs, conduisent à des interprétations substantiellement dissemblables du modèle classique (de Barbade et Nouvelle Guinée), ne semblent pas pouvoir être généralisables (paragr. A9.1.3) et montrent que cette méthode repose encore sur quelques hypothèses imprécises.

Une autre démarche qui doit être mentionnée associe la présence d'aragonite biogénique dans les sédiments de périplateformes des Bahamas, avec des phases de hauts niveaux marins (cote supérieure ou égale à -5 m par rapport au NMM actuel). L'étude de carottes sous-marines continues mettrait ainsi en évidence l'existence d'un haut niveau marin à 85 ka, et de trois autres hauts niveaux marins entre 140 et 100 ka (Boardman et al., 1985).

1.1.2.3.2.3. Conclusion

En résumé, on considère actuellement que le dernier interglaciaire est caractérisé par un maximum marin datant d'environ 120 ka, mais qui, selon certaines données (ou en certaines régions), se décomposerait en deux phases séparées par une régression importante (135-140 ka et 115-120 ka). Durant ce maximum marin (quel que soit son âge), le niveau global des océans s'est probablement trouvé plusieurs mètres (+6 ?) au dessus du zéro actuel (niveau moyen de la mer). Entre 110 ka et l'Holocène, cinq fluctuations positives du niveau marin semblent avoir eu lieu, mais seules l'une des deux ou les deux plus anciennes, datées de 105 ka et 82 ka, ont laissé des traces émergées dans quelques régions en surrection. La position du niveau marin lors de ces phases climatiques a fait l'objet de diverses estimations (tabl. 1.1) et semble avoir été de l'ordre de 10 à 25 m en dessous du niveau du maximum marin du dernier interglaciaire, soit à une cote de -4 à -19 m (par rapport au zéro actuel).

Selon l'échelle chronostratigraphique adoptée dans cet ouvrage (paragr. 1.1.2.1), les trois ou quatre phases de haut niveau marin de 120 à 80 ka correspondent au dernier interglaciaire (S.I. 5e, 5c et 5a). Les phases ultérieures de haut niveau marin (vers 60, 40 et 30 ka) sont qualifiées d'interstadiaires et appartiennent aux S.I. 4 et 3 ; les cotes atteintes par la mer durant ces fluctuations positives ont alimenté de nombreuses controverses, notamment pour le haut niveau de 30 ka (Mörner, 1971 ; Thom, 1973, qui passe en revue plus de 160 articles antérieurs sur le thème des interstades chauds du dernier glaciaire ; Gill, 1974 ; Chappell & Veeh, 1977 ; Giresse & Davies, 1980 ; etc.).

Age des hauts niveaux marins (ka)	NOUVELLE GUINEE			BARBADE			BERMUDE	ILE ATAURO	MAYORQUE	SAN DIEGO	HAITI	Carotte V28-238
	1er modèle	données isotopiques (mollusques)		1er modèle	données isotopiques (coraux)	(mollusques)						
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
80-85	-13 ± 6		-32	-14 ± 4	-45 ± 20	-47	-17 ± 3	-20	+2	-14 ± 2	-13	-11
			(-101)				(-20)					(-18)
100-105	-15 ± 6	-9	-22	-14 ± 4	-43 ± 20	-28	-17 ± 3	-14	+2		-10	-17
	(-40)	(-54)	(-87)				(-20)					(-19)
115-125	+8 ± 3	(-7?)	(-62?)	+6 ± 2	+5	+10	+5 ± 1	+6,5	+11,5	+6 ± 4	+6	+11
		(-41?)										
135-145	+5 ± 5	+10	+4		(-50)		-20					-100
		(-74)	(-84)									
~180(?)	-25 ± 5				-22 ± 20		-20					-71
~200(?)					-12 ± 20		+1					-20
~220(?)	~0				-32 ± 20		-20					-12

(1) : Bloom et al., 1974 ; Chappell, 1974 c
(2) : Aharon et al., 1980
(3) : Aharon, 1983
(4) : Broecker et al., 1968 ; Broecker & Van Donk, 1970 ; Steinen et al., 1973 ; Matthews, 1973
(5) : Fairbanks & Matthews, 1978
(6) : Shackleton & Matthews, 1977 ; Fairbanks & Matthews, 1978
(7) : Harmon et al., 1978, 1981, 1983
(8) : Chappell & Veeh, 1978
(9) : Stearns & Thurber, 1967 ; Stearns, 1976
(10) : Kern, 1977
(11) : Dodge et al., 1983
(12) : Shackleton & Opdyke, 1973, 1976, calcul du niveau marin effectué en supposant une équivalence entre -0,1 °/oo $\delta\ ^{18}O$ et 10 m de dénivelée du niveau de la mer (in Harmon et al., 1981, 1983).

Tabl. 1.1 - Diverses évaluations de la position du niveau de la mer lors des deux derniers interglaciaires, dans plusieurs régions ayant fait l'objet d'études détaillées.

1.1.2.3.3. Les_hauts_niveaux_marins_du_Pléistocène_moyen_et inférieur

1.1.2.3.3.1. Introduction

Pour reconstituer l'histoire des variations du niveau marin pléistocène avant 140 ka, on dispose essentiellement de quelques séries de terrasses émergées dispersées à la surface du globe, de faibles moyens de datations radiométriques et aminostratigraphiques, et enfin d'un cadre chronostratigraphique et paléoclimatique constitué par les carottes océaniques (courbes isotopiques des carottes V28-238 et V28-239 notamment). Compte tenu des diverses limites de la méthode $^{230}Th/^{234}U$ (250 ka) (paragr. 6.1.1), on ne peut compter sur cette méthode géochronologique que pour dater (avec une précision moindre que pour le Pléistocène supérieur) des fossiles de l'avant-dernier interglaciaire. D'autres méthodes radiométriques, telles que $^{234}U/^{238}U$, ou He/U, n'ont été utilisées que dans quelques cas particuliers. La méthode aminostratigraphique (chap. 7 et annexe A7) n'offre des résultats suffisamment précis que dans les régions de latitudes élevées, où, malheureusement, il se trouve que les restes littoraux du Pléistocène inférieur et moyen sont rares, et mal préservés.

Ainsi, si l'on excepte les témoins de l'avant-dernier interglaciaire, qui ont parfois pu être datés par $^{230}Th/^{234}U$, le principal moyen de reconstituer l'histoire des variations du niveau marin au Pléistocène moyen et inférieur est d'établir des corrélations entre des séquences de terrasses marines les mieux préservées possibles et la succession des "pics" interglaciaires de courbes isotopiques des carottes marines (S.I. 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21, 23, pour le Pléistocène moyen et la fin du Pléistocène inférieur).

Plusieurs études comparatives de séries de terrasses, qui ne sont pas toujours corrélées avec l'échelle chronostratigraphique adoptée (V28-238), permettent parfois d'établir des équivalences, et fournissent souvent d'utiles indications sur les mouvements verticaux relatifs entre les régions étudiées.

1.1.2.3.3.2. L'avant-dernier_interglaciaire

Dans l'ensemble des courbes isotopiques tirées de carottes océaniques (fig. 1.2, 1.3, A1.4, A1.5), le S.I. 7 est caractérisé par un double "pic" (7a et 7c), et par des valeurs de $\delta^{18}O$ qui sont moins négatives que celles du S.I. 5e et comparables à celles mesurées actuellement (Shackleton & Opdyke, 1973 ; Ninkovich & Shackleton, 1975). Le "creux" (S.I.7b) séparant les deux pics isotopiques et daté de 230 ka a été interprété par certains auteurs (Ruddiman et al., 1977 ; Ruddiman & McIntyre, 1982 ; Andrews, 1983), comme une véritable pulsation glaciaire.

Selon ces données paléoclimatiques, les régions côtières ayant subi un soulèvement notable depuis la fin du Pléistocène moyen, devraient garder des traces d'une double terrasse marine correspondant au S.I. 7, tandis que dans les zones "stables", ou subsidentes, les vestiges de ces hauts niveaux marins devraient être submergés, ou érodés

par la transgression, ultérieure, du dernier interglaciaire.

Plusieurs auteurs signalent, en effet, que dans des régions "stables" ou peu soulevées, une, deux, ou même trois, terrasses datées de 180/240 ka sont préservées à faible altitude au-dessus du zéro actuel (Harmon, 1980 ; Cronin et al., 1980, 1981 ; Harmon et al., 1983). Dans certaines régions soulevées, où les mouvements verticaux ont pu être estimés, il apparait également que la, ou les, terrasses datant de 180/240 ka environ, correspondent à un ou plusieurs niveaux marins qui devaient être proches du zéro actuel (Stearns & Thurber, 1965 ; Broecker et al., 1968 ; Mesolella et al., 1969 ; Chappell, 1974c ; Chappell & Veeh, 1978 ; Bender et al., 1979 ; Cronin et al., 1981) (tabl. 1.1).

S'il semble bien établi que, lors de l'avant-dernier interglaciaire, le niveau marin s'est trouvé à une cote très proche du niveau de la mer actuel, plusieurs incertitudes subsistent quant à l'âge, au nombre (deux ou trois) et aux positions relatives des maxima marins. Une part de ces imprécisions est liée au fait que cette période correspond aux limites de validité de la méthode radiométrique $^{230}Th/^{234}U$. L'âge du S.I. 7b tel qu'il est proposé par Ninkovich & Shackleton (1975) (230 ka), et Hays et collaborateurs (1976) (226 ka), et qui correspond précisément au plus faible minimum d'insolation estival de l'hémisphère nord (Vernekar, 1972 ; Berger, 1978) (231 ka) suggère que les maxima de niveau marin (S.I. 7a et 7c) datent d'environ 220 ka et 240 ka ; selon ces estimations chronologiques, et d'autres données climatostratigraphiques de carottes océaniques (Shackleton & Opdyke, 1973 ; fig. 1.2 et tabl. A1.1), les âges apparents $^{230}Th/^{234}U$ inférieurs à 200 ka signalés dans la littérature, pourraient être des âges minimaux ("trop jeunes").

1.1.2.3.3.3. Chronologies proposées pour quelques séquences de terrasses marines du Pléistocène moyen

Afin d'illustrer les méthodes employées et les principaux problèmes rencontrés pour reconstituer l'histoire des variations du niveau marin au Pléistocène moyen et inférieur, on rappellera les résultats de quelques études de longues séquences de terrasses marines, en mettant l'accent sur le type de données géochronologiques utilisé et sur les corrélations proposées par leurs auteurs avec la courbe isotopique de la carotte V28-238.

Dans l'île de Barbade, la chronologie des terrasses coralliennes situées à des altitudes variables a été établie sur la base d'études morphologiques précises (Mesolella, 1968 ; Matthews, 1973 ; Taylor, 1974) et d'un grand nombre de datations radiométriques concernant les terrasses les plus basses (Broecker et al., 1968 ; Ku, 1968 ; Mesolella et al., 1969). Les terrasses du Pléistocène moyen ont été datées par la méthode He/U qui, jusqu'à présent, n'a pas été employée ailleurs (Bender, 1973, Bender et al., 1979). Selon les résultats He/U obtenus, qui s'échelonnent entre 180 et 640 ka (tabl. 1.2), les S.I. 7, 9 et 13

comprendraient chacun trois phases de haut niveau marin, tandis que les S.I. 11, 15 et 17 , ne seraient marqués chacun que par un maximum marin. La validité des datations radiométriques et de cette chronostratigraphie reste cependant sujette à caution si l'on considère que d'après les données des carottes marines (fig. 1.2 et A1.5), les S.I. 13, 17 et 19 sont caractérisés par des pics isotopiques à la fois étroits et peu élevés, et que, en revanche, les S.I. 11 et 15 sont marqués par deux ou trois pulsations qui sont censées correspondre à autant de phases de haut niveau marin.

Dans la plaine côtière atlantique des Etats-Unis, une série de dépôts marins pléistocènes a donné lieu à de nombreuses discussions lors des quinze dernières années. La géochronologie de ces unités repose à la fois sur des résultats aminostratigraphiques (Belknap, 1979 ; Belknap & Wehmiller, 1980 ; Corrado et al., 1981 ; Wehmiller, 1981 ; Kvenvolden et al., 1981 ; Wehmiller & Belknap, 1982a, 1982b ; McCartan et al., 1982a, 1982b, etc.), sur des datations radiométriques utilisant notamment les méthodes $^{234}U/^{238}U$ et "U-trend" (Rosholt, 1980 ; Cronin et al., 1981 ; Mc Cartan et al.,1982a ; Mixon et al., 1982 ; Rosholt & Szabo, 1982 ; Szabo, 1985), et enfin, sur des données magnétostratigraphiques (Liddicoat et al., 1979, 1981 ; Mc Cartan et al., 1982a). Dans le tabl. 1.3 qui tente de récapituler les plus récentes interprétations chronostratigraphiques, en simplifiant à l'extrême la terminologie stratigraphique, il apparaît que les phases de haut niveau marin les mieux identifiées correspondent aux S.I. 5 (5a, 5c et 5e), S.I. 7, et S.I. 11, et au Pléistocène inférieur (âge supérieur à 750 ka).

> Il est à souligner que les difficultés de corrélation latérale entre les nombreuses unités lithostratigraphiques définies entre la Caroline du Sud et la Virginie, sont liées au fait que cette région n'a été que très faiblement soulevée depuis le Pléistocène inférieur, de sorte que l'ensemble des dépôts littoraux sont situés à des altitudes voisines (et inférieures à +30 m). A ce propos, on remarque que cette région présente, à plusieurs mètres au-dessus du zéro actuel, des traces des trois hauts niveaux marins du dernier interglaciaire ; cette disposition ne concorde donc pas avec le modèle de variations du niveau marin élaboré à la Barbade et en Nouvelle Guinée, pour le Pléistocène supérieur (paragr. 1.1.2.3.2.2.).

La fig. 1.4 illustre la corrélation, proposée par Szabo (1985) entre les formations marines pléistocènes (moyen et supérieur) de cette région, et la courbe isotopique de la carotte V28-238 (après modification de l'échelle chronologique originelle - cf tabl. A1.1-qui replace la limite des S.I. 19/20 à 740 ka).

La Nouvelle-Zélande fournit un exemple de chronologie de terrasses soulevées, reposant sur des analyses aminostratigraphiques et sur des données tephrachronologiques.

Nom des terrasses (a)	Alt. ligne de rivage (m)	Age radiométrique U/Th⁺ et U/He* (ka)	Chronologie isotopique (S.I.)
Worthing (=Barbados I)	3/20	82⁺	5
Ventnor (= Barbados II)	6/30	105⁺	
Rendezvous Hill (=Barbados III)	37/61	125⁺	
Kendall Hill/Durants	49/67	180⁺*	7
Kingsland/Cave Hill	78/85	200*	
Aberdale/Thorpe/Windsor	67/94/73	220⁺*	
Rowans	91/110	300⁺*	9
Adams Castle/Husbands/Dayrells	91/107/92	320*	
Kent/Bourne	110/125	280⁺*	
St David/Walker	110/137	-	11
Cottage Vail	158	490*	13
Second High Cliff	171	460*	
Hill View	177	520*	
Drax Hall	192	590*	15
Guinea	192	640*	17/19

a) Regroupement des terrasses étudiées le long de 3 profils distincts : Christchurch, Clermont Nose et St George's Valley.

Tabl. 1.2.- Ages radiométriques ($^{230}Th/^{234}U$ et $^{4}He/^{234}U$) et corrélation proposée avec la chronologie isotopique de la carotte V28-238 (Shackleton & Opdyke, 1973), des terrasses coralliennes de l'ile de la Barbade, selon Bender et collaborateurs (1979).

Formations lithostratigraphiques (1)	altitude actuelle (m) (2)	INTERPRETATIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES			
		Mc Cartan et al., 1982a (ka)	Wehmiller & Belknap, 1982a (S.I.)	Szabo 1985 (ka) (3)	Szabo 1985 (S.I.)
Norfolk-Kempsville F. + equiv. (CS,V)	+4/+10	83-120	S.I. 5 + S.I. 7	71±5	S.I.5a
Late Wando F. (CS)	+3/+10			87±4	S.I.5c
Early Wando F. (CS)				129±10	S.I.5e
Flanner Beach F., Socastee F.+ equiv. (SC,NC,V)	+2/+15	202-230	S.I. 7 + S.I. 11	212±28	S.I.7
Rte 501 Bridge beds (CS)	+1/+9		S.I. 7 + S.I. 11	70/430	S.I.9?
Cave patch F. (CS)	+10/+26	300-580	S.I. 9 + S.I. 11	460±100	S.I.11
James City F., Waccamani F. + equiv. (SC,NC)	+2/+30	>1 M.a.	>0,8 M.a.	> 750	>S.I.19

(1) Selon Szabo (1985) ; V : Virginie, CS : Caroline du Sud, CN : Caroline du Nord
(2) Selon Cronin et al. (1981) et Mc Cartan et al. (1982 a)
(3) données radiochronologiques : $^{230}Th/^{234}U$, $^{231}Pa/^{235}U$, $^{234}U/^{238}U$ et "U-trend" (Rosholt & Szabo, 1982; Rosholt, 1983, non publié).

Tabl. 1.3.- Série de dépôts littoraux pléistocènes de la plaine côtière atlantique des Etats Unis (Virginie, Caroline du Sud, Caroline du Nord) : lithostratigraphie et interprétations chronostratigraphiques selon divers auteurs (Cronin et al., 1981 ; Mc. Cartan et al., 1982a; Wehmiller & Belknap, 1982a; Rosholt & Szabo, 1982 ; Szabo, 1985).

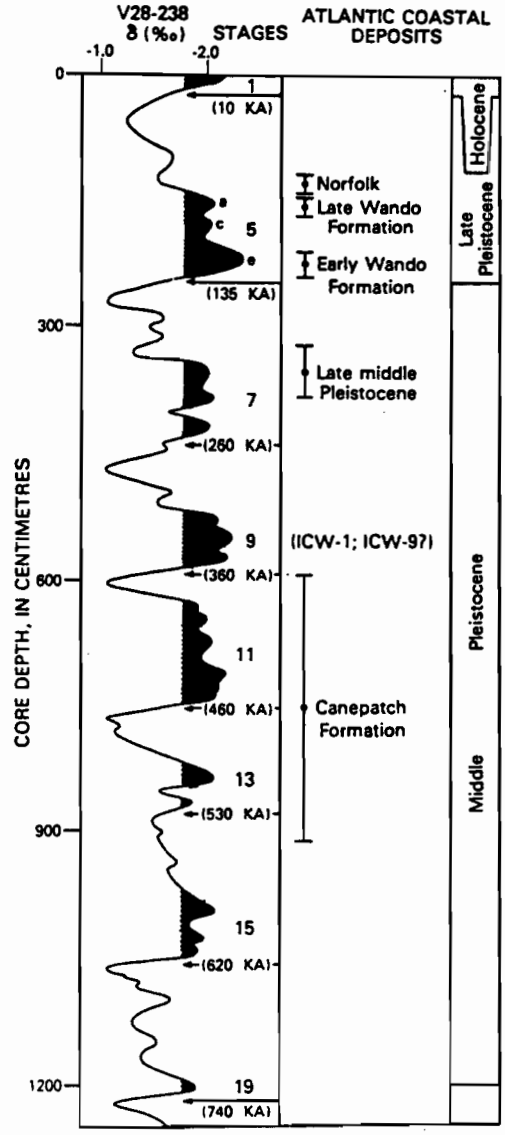


Fig. 1.4.- Corrélation, proposée par Szabo (1985) entre les principales formations marines du Pléistocène moyen et supérieur de la plaine côtière atlantique des Etats-Unis et la courbe isotopique de la carotte V28-238, dont l'échelle chronologique a été légèrement modifiée par rapport à celle de Shackleton & Opdyke (1973).

Dans une étude sur une douzaine de terrasses s'élevant jusqu'à +350 m d'altitude, Pillans (1983) a élaboré un modèle de surrection régionale s'appuyant d'une part sur des datations par traces de fission d'une couche de tephra (400 ka), et d'autre part sur des données aminostratigraphiques permettant d'identifier la terrasse de 120 ka.

Cette démarche permit à Pillans (1983) d'attribuer à chaque terrasse des âges estimés de 60 à 681 ka, et de proposer une corrélation avec les S.I. 3, 5 (a, c et e), 7, 9 (double terrasse), 13, 15, et 17 (tabl. 1.4).

Enfin, on mentionnera brièvement la chronologie d'une série de terrasses coralliennes du Pléistocène moyen et supérieur, de l'île Atauro (au nord de Timor). Dans ce cas, les seules données géochronologiques sont des datations $^{230}Th/^{234}U$ des trois plus basses terrasses (120 ka, 105 ka et 80 ka) ; par extrapolation de la vitesse de surrection calculée à partir de l'altitude de la terrasse de 120 ka, Chappell et Veeh (1978) montrent que les cinq récifs soulevés antérieurs pourraient dater, respectivement des S.I. 7, 9, 11, 15 et 17 (tabl. 1.4 et fig. 1.5).

Par la suite (paragr. 1.4.1.2.2.), seront signalés d'autres exemples de séries de terrasses, en Californie, ayant donné lieu à des interprétations chronologiques comparables.

1.1.2.3.3.4. Les corrélations inter-régionales de séries de terrasses soulevées

Plusieurs auteurs ont tenté d'établir des corrélations latérales entre des séries de terrasses marines émergées, par comparaison des écarts altimétriques séparant les traces de hauts niveaux marins successifs. Cette démarche suppose simplement que les phases de haut niveau marin soient "eustatiques", sans préjuger de l'âge "absolu" de chaque terrasse. Il est ainsi possible de mettre en évidence les différences de taux de surrection entre deux régions sans avoir nécessairement recours à des hypothèses chronologiques. Cette approche contribue également à l'établissement d'une chronologie globale des phases de haut niveau marin quaternaires, en multipliant les points de comparaison, dans des régions tectoniquement différentes, et en palliant le manque de données géochronologiques par des corrélations latérales.

Ward et collaborateurs (1971) comparèrent ainsi des séquences de terrasses marines de Caroline du Sud et de Gippsland (Australie), en prenant en compte des données antérieures de Nouvelle Zélande, des îles Cook, du Maroc, du Liban, d'Alaska et de la côte septentrionale du Golfe du Mexique.

> Ces auteurs ont reconnu 6 phases de haut niveau marin de moins de 250 ka et plusieurs autres dont les âges s'échelonneraient entre 400 ka et 2.0 M.a., mais leurs corrélations s'appuyaient sur plusieurs dates radiométriques non confirmées et sur des échelles chronologiques de carottes océaniques dont la calibration a été ultérieurement modifiée.

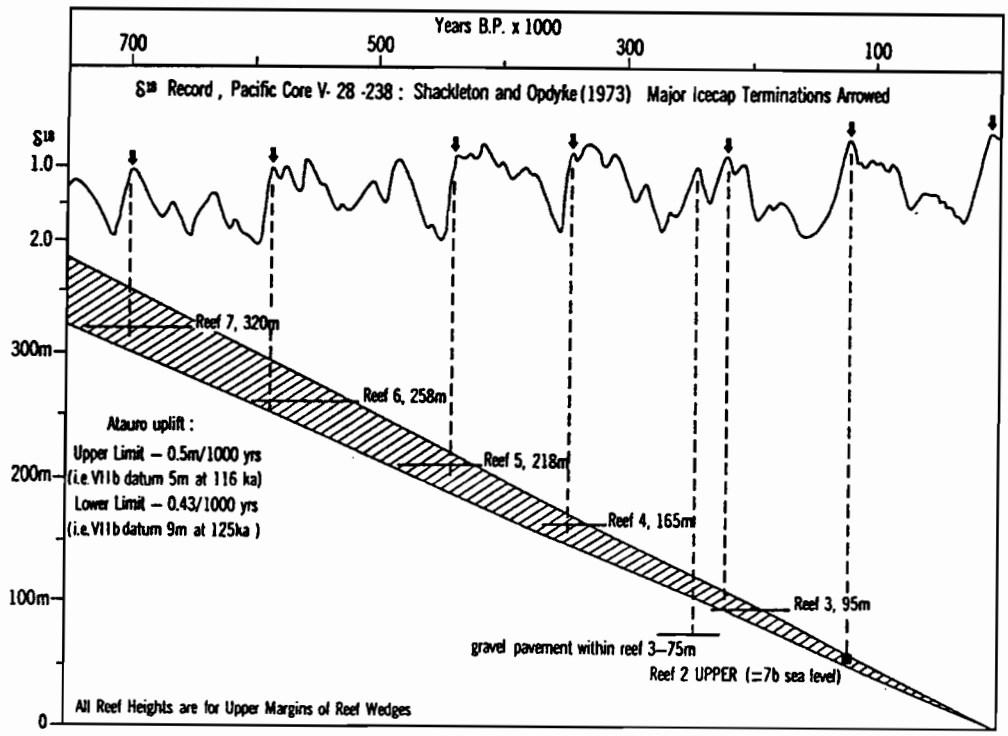


Fig. 1.5. - Corrélations proposées par Chappell & Veeh (1978) entre une série de terrasses coralliennes de l'île Atauro et la courbe isotopique de la carotte V28-238 ; la vitesse de surrection, supposée constante depuis le Pléistocène inférieur, est calculée par extrapolation à partir de l'âge (120 ka) et de l'altitude de la terrasse 2 (voir tabl. 1.4).

		Barbade (Bender et al., 1979)	Plaine côtière atlantique (Szabo, 1985).	Gippsland (Australie)(Ward, 1985)	Casablanca (Maroc) (Stearns, 1977)	Ile Ataouro (Chappell & Veeh, 1977)	Nouvelle Zélande (Pillans, 1983)	Chronologie V28-238 modifiée
PLEIST. SUP.		5a 82* 5c 105* 5e 125*	5a 71* 5c 87* 5e 129*	5e (125)	5e 120*	5a 84* 5c 105* 5a 120*	3 (60) 5a (80) 5c (100) 5e 120***	5a : 85-75 5c : 105-100 5e : 135-115
PLEISTOCENE MOYEN		7 180* 7 200* 7 220*	7 212* 7?	7 (220)		7 (220)	7 (210)	7a : 225-200 7c : 250-240
		9 280* 9 300* 9 320*	9? -	9 (330)	9 (~300)	9 (340)	9 (310) 9 (340)	9 : 360-310
		11 -	11 460*	11 (430)	11 (~400)	11 (440)	11 400*** 11 (450)	11 : 460-380 (pic ~ 435)
		13 460* 13 490* 13 520*		13 (480)	13 (~500)		13 (520)	13 : 530-490 (pic ~ 500)
		15 590*				15 (590)	15 (600)	15 : 620-570
		17/19? 640*					17 (680)	17 : 650-640
						19 (700)		19 : 740-730
PLEISTOCENE INFERIEUR			>19 >750*	(~1020) (~1180) (~1430) (~1640) (~1800) (~2350)	(~900) (~1300) (~1500) (~1800) (~2800)			21 : 820-770

* Datation radiométrique (Th/U, $^{234}U/^{238}U$, "U-trend", He/U) ; ** Données aminostratigraphiques ; *** datation par traces de fission.

Tabl. 1.4.- Récapitulation chronostratigraphique des phases de haut niveau marin pléistocènes identifiées dans diverses régions du monde : âges radiométriques obtenus (en milliers d'années), ou supposés (nombres entre parenthèses), par corrélation avec la chronologie isotopique de la carotte V28-238. La colonne de droite indique l'âge approximatif des périodes interglaciaires (phases de haut niveau marin), modifié d'après Shackleton & Opdyke (1973) en déplaçant la limite S.I. 19/20 de 700ka à 740ka (selon Mankinen & Dalrymple, 1979).

Plus récemment, Ward (1985), reprit une partie de ces comparaisons régionales et proposa de nouvelles corrélations et interprétations chronostratigraphiques fondées sur l'échelle chronologique de la carotte V28-238 (tabl. 1.5, fig. 1.6). On remarque que, selon ces corrélations, aucune des régions considérées n'aurait enregistré de hauts niveaux marins durant la période 0,5 M.a. (S.I. 13 ?) - 1 M.a. , et que six terrasses dateraient de la période 1 M.a. - 2,4 M.a.. Cette interprétation est en contradiction avec le modèle paléoclimatique, communément accepté, selon lequel le Pléistocène inférieur aurait été exempt de grandes fluctuations de températures et du niveau des océans (paragr. 1.1.2.2).

Une autre corrélation inter-régionale portant sur une dizaine de terrasses marines plio-quaternaires des environs de Casablanca (Maroc) et de Nice, qui s'appuye en outre sur trois vestiges élevés de hauts niveaux marins plio-quaternaires de Majorque (Butzer, 1975) et sur la trilogie Plaisancien-Calabrien-Portuensien de la côte tyrrhénienne (Ambrosetti, et al., 1972) a été proposée par Stearns (1980b) (tabl. 1.6).

> Tout en relevant que les traces du maximum marin du dernier interglaciaire se trouvent à des altitudes variables (entre +15 m à Majorque et +6 m à Rabat), et que les régions étudiées sont situées dans des contextes tectoniques fort différents (Meseta marocaine supposée "stable" et bordure alpine), Stearns (1980b) envisage, par cette corrélation latérale, d'attribuer un même taux de surrection (65 mm/10^3 ans) à ces deux zones côtières. Cette proposition de corrélation appelle deux remarques. La première concerne l'absence de critères tangibles de corrélation (paléontologiques, géochronologiques ou magnétostratigraphiques) entre les plus hautes terrasses, ce qui affaiblit la corrélation et permet de mettre en doute l'âge des plus anciennes lignes de rivage (2,8 M.a. ?). La seconde remarque, déjà faite à propos du travail de Ward (1985), est relative à l'absence, dans le modèle de Stearns (1980b), de traces de hauts niveaux marins durant la période 0,5-0,9 M.a. ; dans une étude antérieure, consacrée aux terrasses marocaines, Stearns (1978), précisait que sa chronologie n'était pas contredite par celle de la carotte V28-238 dans la mesure où les S.I. 7, 15, 17 et 19 étaient caractérisés par des maxima marins ayant atteint des cotes inférieures à celles des S.I. 5, 9, 11 et 13.

1.1.2.3.3.5. Conclusion

L'histoire des variations du niveau marin au Pléistocène moyen et inférieur n'est pas encore inscrite dans un cadre chronologique très précis. Diverses études sur les sédiments océaniques attestent l'existence d'une dizaine de cycles glaciaire/interglaciaire durant le dernier million d'années mais ne fournissent que peu de renseignements sur les fluctuations marines de la première moitié du Pléisto-

S.I. et âges supposés selon Shackleton & Opdyke (1973)	Séries de terrasses marines (avec leur cote altimétrique en mètres)				
	Gippsland (Australie) (a)	SE Queensland (Australie) (b)	Nouvelle Zélande (C)	Caroline du Sud (E.U.) (d)	Maroc (e)
5a 95 ka					
5c 105 ka			Awatuna 2 (+35)		
5e 125 ka	G11 (+3,35)	Woorin (01-1)	Awatuna 1 (+46)	Silver Bluff (+1,5)	Ouljien (+8)
7 220 ka	G26 (+7,9)	Bribie (-0)	Karoro (+73)	Princess Anne (+4,5)	Harounien (+20)
9 330 ka	G37 (+11)	Poyungan (+1)	Albion 113 (+113)	Pamlico (+7,5)	Anfatien G2 (+26)
11 430 ka	G65 (+20)	Ungowa (+3)	Albion 165 (+165)	Bethera (+12)	
13 480 ka	G70 (+21)		Albion 183 (+183)	Talbot (+13)	Anfatien (carrière Thomas) (+32)
15 560 ka					
17 630 ka					
19 700 ka					
Ages calculés d'après les taux de soulèvement					
1,020 ka	G125 (38)			Penholoway (+21/+24)	Maarifien tardif (+42±8)
1180 ka	G160 (49)			Wicomico (+29/+33)	Maarifien (+58)
1430 ka	G260 (79)			Okefen kee (+44)	Haj Salah (+83)
1640 ka	G360 (110)			Sunderland (+52)	Sidi Messaoud (+100)
1800 ka	G420 (128)			Coharie (+60/+65)	Bouchaib bel Kamel (+117)
2350 ka	A600 (183)			Orangeburg (+75/+85)	Fouaratien (+180)

Description des terrasses et données complémentaires

(a) : Ward 1977a, 1985
(b) : Ward 1977b, 1985 ; Kelley, 1983 ; Pickett et al., 1984, 1985
(c) : Suggate, 1965 ; Suggate et al., 1973 ; Williams, 1982
(d) : Colquhoun, 1965, 1974 ; Colquhoun & Johnson, 1968 ; Colquhoun et al., 1968 Oaks & Dubar, 1974a, 1974b ; Dubar et al., 1974 ; Cronin, 1981 ; Cronin et al., 1981 ; Mc Cartan et al., 1980, 1982a ; Wehmiller & Belknap, 1982a
(e) : Stearns & Thurber, 1965 ; Stearns, 1978, 1980a, 1980b ; Hoang et al., 1978

Tabl.1.5.- Corrélations proposées par Ward (1985) entre des séries de vestiges de hauts niveaux marins pléistocènes d'Australie, de Nouvelle Zélande, du sud-est des Etats Unis et du Maroc ; et interprétations chronostratigraphiques fondées soit sur la chronologie isotopique de Shackleton et Opdyke (1973), (stades isotopiques 5 à 13), soit sur des extrapolations de taux de soulèvement verticaux. Voir représentation graphique de ces données fig. 1.6.

C A S A B L A N C A		N I C E		Age supposé
Etage ou localité	Alt. (m)	Alt. (m)	Localité	(ka)
Ouljien	8	12	La Rafale	∿ 120
Harounien	20	22	Lazaret	∿ 300
Anfatien (G2)	26	26	Terra Amata	∿ 400
Carrière Thomas	32	33	Bas Moulin	∿ 500
"Maarfien tardif"	-	-	-	?
Maarfien (Carr. Schneider)	58	-	-	∿ 900
Haj ben Salah	83	83	Fort Thaon	∿ 1300
Sidi Messaoud	100	104	Belle Rive	∿ 1500
Bouchaib bel Kamel	117	113	Guillot	∿ 1800
-	-	15	St Philippe	-
-	-	-	-	∿ 2400
-	-	160	La Colle sur Loup	∿ 2600
Mediouna	180	-	-	∿ 2800

Tabl. 1.6.- Corrélation proposée par Stearns (1980) entre deux séries de terrasses marines à Casablanca (Stearns, 1978) et à Nice (de Lumeley, 1975), et déduction de leur âge respectif en supposant que, d'une façon indépendante, les deux régions ont subi des mouvements de surrection comparables en intensité et en durée.

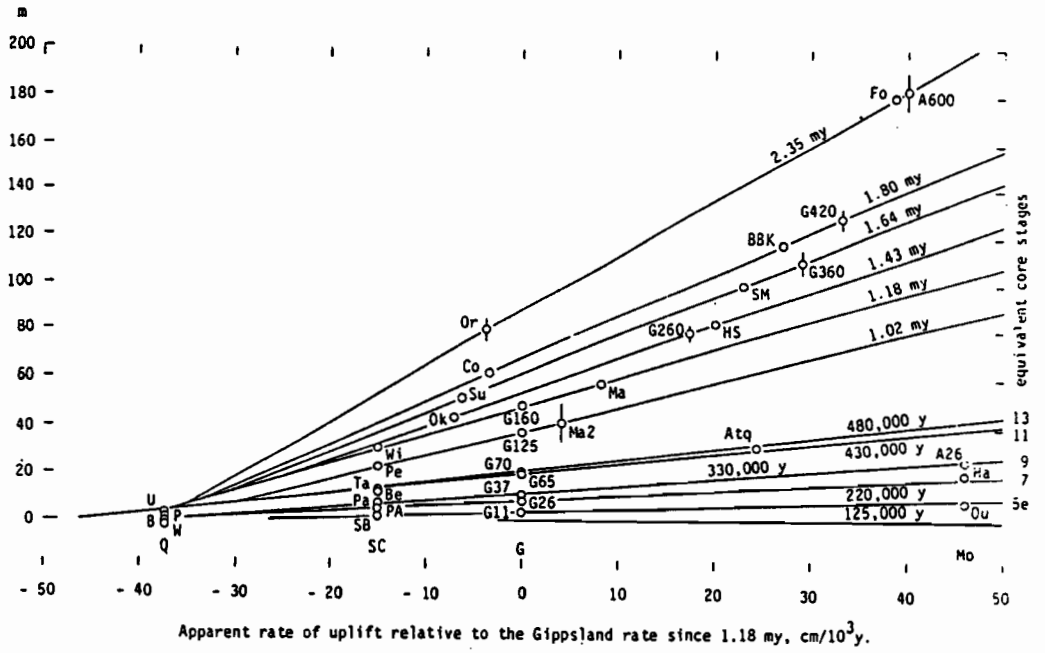


Fig. 1.6.- Diagramme de corrélations altimétriques entre des séries de lignes de rivage plio-quaternaires de Gippsland (G) et Queensland (Q) (Australie), de Caroline du Sud (SC) (Etats Unis) et du Maroc (Mo), proposées par Ward (1985). Voir tabl. 1.5 pour l'identification des lignes de rivage de chaque région.

Ce type de diagramme met en évidence des différences de vitesses de surrection (supposées constantes) ainsi que des changements brusques de vitesses de surrection.

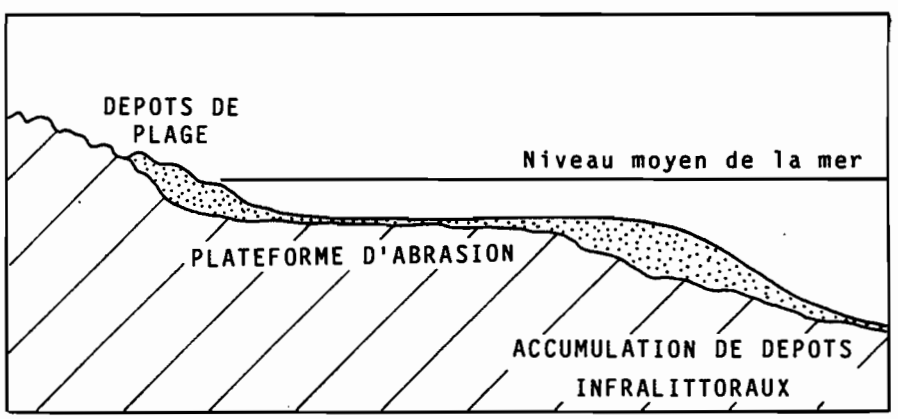


Fig. 1.7.- Terrasse marine actuelle, selon le modèle de D.W. Johnson, 1919 (modifié d'après Dietz, 1963).

cène. Compte tenu des possibilités d'enregistrement des fluctuations du niveau marin sur les côtes, au Pléistocène moyen et à la fin du Pléistocène inférieur (érosion des vestiges littoraux, "télescopage" des lignes de rivage, vitesses de surrection, etc.), le meilleur cadre chronologique disponible actuellement, est celui qui peut être déduit d'une courbe paléoclimatique telle que celle de la carotte V28-238.

En outre, se pose le problème des cotes altimétriques du niveau marin, notamment lors des maxima interglaciaires. On admet généralement que le niveau de l'océan se trouvait à une cote voisine de l'actuelle position, durant chacun des interglaciaires du Pléistocène moyen. La forme des "pics" de la courbe isotopique de la carotte V28-238 (ou d'autres carottes) semble cependant indiquer que, lors de certains interglaciaires, le niveau marin a atteint une position légèrement moins élevée (de l'ordre d'une dizaine de mètres ?).

Enfin, on retiendra que la durée des phases de haut niveau marin a varié dans des proportions non négligeables, d'un interglaciaire à l'autre. Ces différences de durée se traduisent, sur le terrain, par des terrasses marines plus ou moins larges et bien marquées, et dans les courbes isotopiques de carottes océaniques par des "plateaux" (S.I. 9, 11 et 15) nettement plus larges que certains "pics" (S.I. 13, 17, 19).

1.1.3. Les terrasses marines : définitions et méthode d'étude

1.1.3.1. Définitions

On appelle terrasses d'abrasion marine les plateformes creusées par la mer dans des substratums rocheux, en bordure du rivage. Ces plateformes sont de taille variable (quelques mètres à plusieurs centaines de mètres) et présentent une légère inclinaison vers le large. A proximité du rivage, les terrasses actuelles sont souvent couvertes par des sables et/ou galets accumulés par dérive littorale, et formant selon le cas des plages, grèves, dunes ou cordons littoraux, etc... La fig. 1.7 montre une coupe schématique classique de terrasse marine actuelle, telle qu'elle fut proposée par D.W. Johnson (1919) et qui a été reprise par de nombreux auteurs (Von Engeln, 1942 ; Longwell et al., 1948 ; Twenhofel, 1950 ; Garrels, 1951 ; Leet & Judson, 1958 ; Dietz, 1963 ; Derruau, 1965, etc.).

Le terme de "terrasse marine" désigne généralement à la fois une ancienne surface d'abrasion littorale et les sédiments marins ou littoraux (et supra-littoraux) qui recouvrent cette dernière. Il est préférable de ne pas inclure dans cette définition, les sédiments continentaux (alluvions, dépôts de pente, etc.) qui ont, éventuellement, été accumulés sur les sédiments marins, surtout si ces dépôts postérieurs ont une puissance importante. On notera d'ailleurs que, dans certains cas, les sédiments marins ont été érodés et que les dépôts continentaux reposent parfois directement sur la surface d'abrasion.

Dans la fig. 1.8 sont identifiés les principaux termes utilisés (en anglais) dans la description des ter-

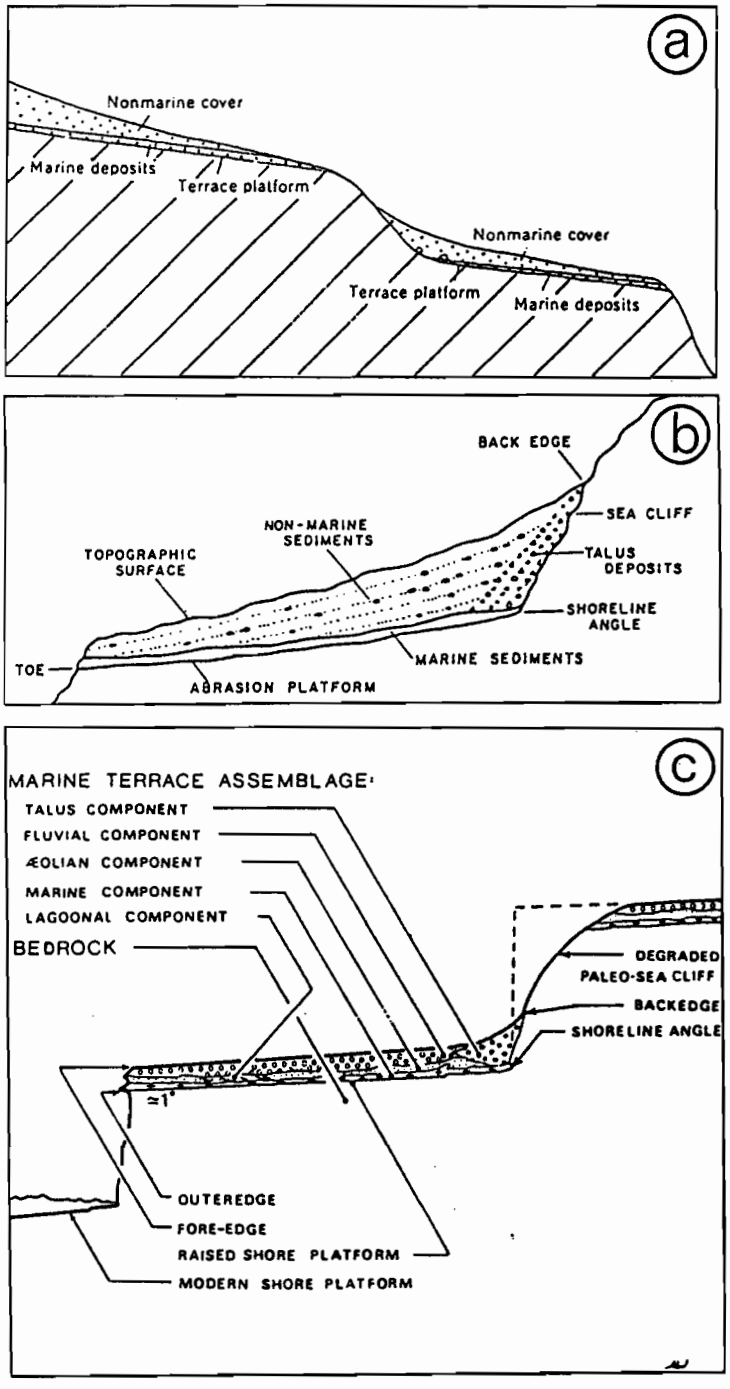


Fig. 1.8.- Descriptions de terrasses marines pléistocènes typiques de Californie méridionale et de Basse Californie Nord proposées par divers auteurs, et terminologie (en anglais) utilisée par ceux-ci.

a: région de Palos Verdes (Woodring et al., 1946)
b: région de San Diego (Kern, 1977) ;
c: région de El Tomatal, Basse Californie (Woods, 1980)

rasses marines émergées. Dans les études consacrées aux déformations des traces de hauts niveaux marins, la caractéristique principale des terrasses est la position altimétrique de leur bord interne, généralement constitué par un ancien pied de falaise ("shoreline angle" de Davis, 1932, 1933 ; "back edge" de Rode, 1930, et de Alexander, 1953).

Le problème de la signification précise des surfaces d'abrasion littorale et des encoches littorales, vis-à-vis de l'ancien niveau moyen de la mer a été traité par de nombreux auteurs (D.W. Johnson, 1919, Bartrum, 1926, 1935 ; Edwards 1941, 1951 ; Dietz & Menard 1951 ; Dietz, 1952 ; Zeuner, 1952 ; Bradley, 1958 ; Cotton, 1963 ; King, 1963 ; Zenkovich, 1967 ; Gill, 1972 ; Guilcher, 1974 ; 1980 ; Pirazzoli, 1983b ; etc.).

A partir d'exemples tirés de rivages actuels de l'Île de Man, où le marnage varie de 5 à 6,5 m, Phillips (1970) a montré que les traces d'érosion littorale, et notamment les encoches, se forment à différents niveaux en chaque point de la côte, selon des facteurs tels que : les conditions d'exposition du trait de côte, le relief "offshore", la lithologie, les variations locales de marnage, etc. Cet auteur insiste également sur la fréquence des héritages de formes littorales (anciens niveaux marins à des cotes semblables), et sur la difficulté d'identifier précisément la trace d'anciens niveaux moyens de mer, en particulier dans des zones à marnage important.

Dans les régions à marnage moyen (2 m maximum), et dans des conditions d'énergie littorale moyennes, les plateformes d'abrasion s'observent entre le niveau moyen de la mer et le niveau des basses eaux, alors que les encoches littorales marquent le niveau des hautes eaux moyennes (fig. 1.9).

Les dimensions de la plateforme littorale et les vitesses de recul de la falaise côtière sont très variables, en fonction de la nature et de la structure du substratum, des paramètres océanographiques locaux et régionaux, des conditions climatiques et hydrogéologiques, etc. (Wentworth, 1938, 1939 ; Bradley, 1958 ; Moore & Curray, 1964a ; Flemming, 1965 ; Zenkovich, 1967 ; Sorensen, 1969 ; Russel, 1971 ; Brooks, 1972 ; Verma, 1973 ; Gill, 1973 ; Bradley & Griggs, 1976 ; Emery & Kuhn, 1982 ; etc).

Dans les zones où la sédimentation littorale a été particulièrement abondante, on observe un autre type de terrasse marine, appelé "terrasse de dépôt" ou "terrasse construite" ("wave-built terrace", de Gilbert, 1890).

Bien que certains auteurs aient contesté l'existence de terrasses construites émergées (Shepard, 1948 ; Dietz, 1961, 1963, 1964), ce concept sera utilisé ici pour désigner des accumulations de sédiments littoraux dont la surface est sub-horizontale et dont la forme n'est pas déterminée par une surface d'abrasion littorale sous-jacente.

Ces dépôts de terrasses construites diffèrent des minces dépôts sableux et conglomératiques recouvrant les terrasses d'abrasion marine par plusieurs caractères :

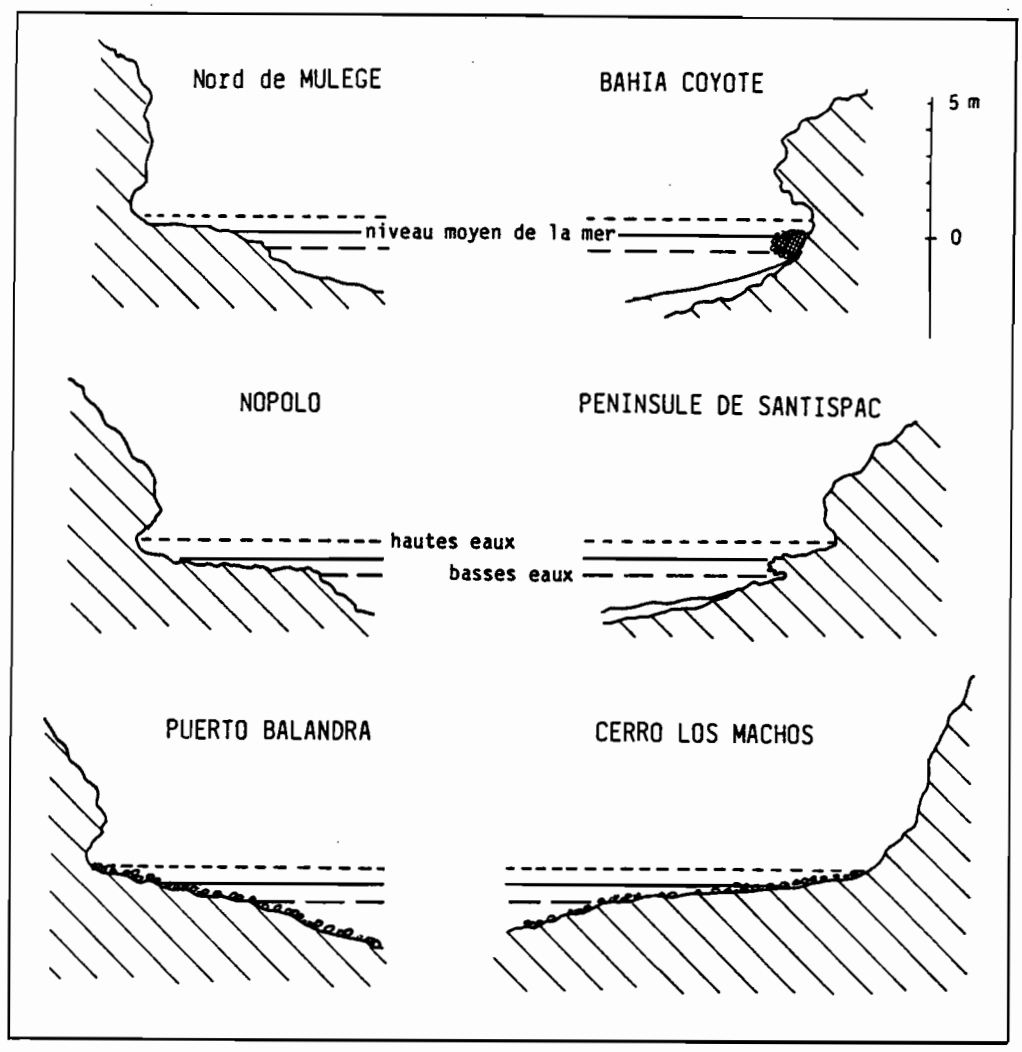


Fig. 1.9.- Formes d'érosion littorale et plateformes d'abrasion actuelles : exemples pris sur la côte est-centrale de la péninsule de Basse Californie, dans la région de Bahia Concepcion-Loreto-Île Carmen.

l'épaisseur supérieure des sédiments, le caractère séquentiel des dépôts, le type de faune fossile, et l'abondance des fossiles en position de vie. Dans des cas extrêmes, comme autour des lagunes Ojo de Liebre et San Ignacio, en Basse Californie centrale, de telles terrasses construites peuvent mesurer plusieurs km^2, voire plusieurs dizaines de km^2, et quelques mètres de haut ; dans l'ensemble, cependant, leurs dimensions horizontales sont du même ordre que celles des terrasses d'abrasion.

1.1.3.2. Les terrasses marines, indicateurs d'anciens hauts niveaux marins

Les terrasses marines sont la marque de phases de stationnement du niveau de la mer. De telles périodes d'immobilité relative du niveau marin se produisent généralement lors de maxima glaciaires et interglaciaires, ou éventuellement à l'occasion d'inversions de mouvements de montée et de descente du niveau.

La plupart des terrasses sous-marines profondes (observées actuellement entre -50 et -200 m) ont été formées lors de phases de bas niveaux marins glaciaires, tandis que les terrasses émergées sont généralement la trace de hauts niveaux marins. Néanmoins, en fonction des mouvements verticaux affectant les régions côtières, il arrive que les terrasses contemporaines de hauts niveaux marins se trouvent, actuellement, sous le niveau de la mer, et inversement, que des traces de bas niveaux marins soient observées au dessus du zéro actuel (Fairbridge, 1971). Les phénomènes d'érosion (essentiellement sub-aérienne) et d'accumulation sédimentaire, marine ou continentale, rendent pourtant peu fréquente la préservation de traces de bas niveaux marins en zone actuellement émergée.

Les terrasses marines sont d'autant mieux marquées morphologiquement que la durée de stationnement du niveau de la mer a été longue. Les caractères morphologiques des terrasses littorales actuelles, qui ont commencé à être formées il y a environ 5 000 ans (parfois moins), telles que la largeur de la plateforme d'abrasion, la hauteur des falaises côtière, etc., fournissent une indication sur la durée nécessaire à la genèse de ces formes d'érosion.

Les cas les plus favorables d'étude de terrasses marines émergées sont ceux où une série de plateformes littorales sont emboîtées en marches d'escalier. En effet, on peut alors supposer que les conditions de dynamique littorale ont été voisines, d'une phase de haut niveau marin à l'autre, et l'on peut tenir compte de l'homogénéité (ou non) de la lithologie du substratum. Ces conditions permettent de tirer parti des différences et des ressemblances morphologiques entre chacune des terrasses, notamment en terme de durée de stationnement du niveau marin. Par ailleurs, ces séries de terrasses offrent plus de probabilité d'enregistrer des mouvements verticaux significatifs, que ne peut le faire un large secteur côtier.

1.1.3.3. Méthode d'étude des traces de haut niveau marin

1.1.3.3.1. L'identification des témoins de lignes de rivage pléistocènes

Sur le terrain, la recherche de traces de stationnement de niveaux marins anciens se heurte à diverses difficultés.

L'une des entraves les plus communes est liée aux recouvrements de terrasses marines par des dépôts continentaux (sables dunaires, alluvions, dépôts de pente, etc.). Dans les régions où les conditions climatiques et géologiques ont favorisé ces accumulations de sédiments continentaux, il arrive que les traces de certaines transgressions marines passent ainsi totalement inaperçues.

L'identification de terrasses marines en tant que telles ne pose, en général, pas de problèmes, bien que la morphologie de certains replats topographiques puisse avoir une origine structurale (bancs durs subhorizontaux, par exemple) ou être liée à divers phénomènes d'érosion ou de sédimentation (terrasses fluviatiles, restes de glacis, etc.), et que des accumulations de sables et galets puissent se produire dans d'autres environnements que d'anciennes zones littorales. Dans le cas de terrasses marines anciennes (datant de plusieurs centaines de milliers d'années), la présence d'éléments littoraux caractéristiques (galets marins, fossiles) est parfois nécessaire pour permettre l'identification de traces de lignes de rivage.

Quel que soit l'état de préservation de la terrasse marine, le problème qui se pose systématiquement est de déterminer la position du haut niveau marin lors de la formation de la terrasse. Alors que l'altitude de la surface d'abrasion dépend de divers paramètres (énergie littorale, dureté du substratum, etc.), seule la reconstitution de la position du niveau marin maximum rend possible les corrélations latérales et la mesure des déformations verticales.

Dans la mesure du possible, les traces de rivage marquant de courtes phases de stationnement du niveau marin, lors de mouvements de montée ou de descente, doivent être distinguées des témoins de maxima interglaciaires. Certains dépôts marins et cordons littoraux anciens, éventuellement associés à une surface d'abrasion, correspondent à des phases d'arrêt dans des processus de régression ; il serait donc erroné de les assimiler à des restes de maximum de transgressions interglaciaires. A ce titre, l'identification des bords internes de terrasses, matérialisés par d'anciens pieds de falaise littorale, est d'une grande importance.

La détermination de la position du niveau marin maximum contemporain de la formation des terrasses de dépôt est souvent moins précise que dans le cas des terrasses d'abrasion. L'érosion peut faire disparaître une partie des dépôts littoraux, ce qui entraîne une sous-estimation de l'altitude du niveau marin. Dans les cas favorables, une analyse sédimentologique, stratigraphique ou paléontologique permet de reconstituer la position du niveau marin au-dessus des dépôts de type infra-littoral.

1.1.3.3.2. Les_mesures_altimétriques

Lorsque la morphologie de l'ancien trait de côte est bien préservée, et que la position atteinte par la mer lors du maximum de la transgression est établie précisément sur le terrain, la mesure de la cote altimétrique ne pose pas de problèmes particuliers et se fait par la méthode appropriée : altimètre, visée directe, usage de cartes topographiques au 1/50 000.

Lorsque l'ancien pied de falaise n'est pas observé, la position du maximum marin doit être évaluée à partir d'arguments morphologiques (position de restes de la surface d'abrasion littorale, rupture de pente à concavité tournée vers le haut, etc.), sédimentologiques (dépôts littoraux et supra-littoraux, dunes de régression, etc.) ou paléontologiques (faune intertidale typique, fossiles de milieu infra-littoral in situ, etc.) (Palmer, 1967 ; Gill, 1967 ; Clifton, 1980 ; Pinot, 1980 ; Laborel, 1980a, 1980b ; Montaggioni, 1980 ; Dupré, 1982).

Dans le cas de recouvrements importants par des dépôts continentaux postérieurs, l'épaisseur de ces derniers doit être évaluée à partir de coupes naturelles, notamment dans les entailles fluviatiles récentes.

Dans cette étude, les mesures altimétriques sont toutes rapportées au niveau moyen de la mer actuelle. Il est utile de noter que dans la plupart des travaux antérieurs, effectués par des chercheurs nord-américains, le niveau de référence utilisé est le niveau des hautes eaux (même si certains auteurs ont oublié de le spécifier).

Le niveau moyen de la mer (qui est également celui des cartes topographiques mexicaines), est déterminé, sur le terrain, à l'aide des tables de prévision des marées éditées par la Secretaria de Marina et le CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada) d'une part, et par l'Instituto de Geofísica UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México) d'autre part.

D'une façon concrète, lors de chaque séance de mesure, l'altimètre est étalonné, aussi souvent que possible, au niveau des laisses de plage des hautes eaux précédant la mesure, et l'ensemble des mesures est ensuite converti en altitudes par rapport au niveau moyen de la mer (NMM).

L'altimètre utilisé est un Micro Surveyor (American Paulin System), gradué de mètre en mètre. La mesure des dérives barométriques, en fonction du temps, et les corrections des variations de températures ont été systématiquement effectuées.

La précision des mesures altimétriques est affectée par plusieurs paramètres, notamment la précision de la lecture (0,5 m), l'amplitude et la vitesse des variations de pression atmosphérique, et la précision de l'identification du niveau de référence actuel (variation du marnage, distance de la station marégraphique la plus proche, validité des tables de prévision de marées). A ces sources d'erreurs, il faut ajouter l'imprécision qui marque le positionnement de la trace de l'ancien niveau marin. Dans de nombreux cas, pour des lignes de rivage ne dépassant pas quelques dizaines de mètres d'altitude, les cotes mesurées

peuvent comporter une imprécision de ±2 à ±5 m.

Dans l'ensemble de la région, la faiblesse du marnage (paragr. A2.2.4), inférieur à la précision de la mesure altimétrique elle même, ne justifie pas de chercher à déterminer la position de l'ancien niveau moyen de la mer (Zeuner, 1967). Une telle démarche s'avère cependant nécessaire dans l'extrême nord du Golfe de Californie, où le marnage dépasse couramment 4 m, et peut atteindre 12 m (paragr. A2.2.4). Dans ce dernier cas, l'utilisation de critères stratigraphiques et sédimentologiques rend possible la localisation dans l'espace du paléo-NMM (Jardine, 1975, 1980).

Plusieurs coupes relevées dans des dépôts littoraux pléistocènes, et associées à des formes d'abrasion littorales caractéristiques, tendent à montrer que les paléo-marnages ne diffèrent pas des marnages actuels. On suppose donc que, en général, les paléo-marnages ont été du même ordre de grandeur que les marnages observés de nos jours, dans chaque zone considérée.

1.1.3.3.3. Les faunes de mollusques des dépôts littoraux pléistocènes

Les assemblages de faunes fossiles associés aux dépôts de terrasses marines sont un élément primordial dans l'étude des variations du niveau marin au Quaternaire. Outre leur rôle dans l'identification des restes de dépôts littoraux anciens, et dans la reconstitution de la position de paléo-niveaux marins, les faunes fossiles constituent des indicateurs paléo-climatiques et paléo-écologiques (fig. 1.10), et fournissent l'essentiel du matériel pour les datations.

Parmi les organismes fossiles des dépôts littoraux pléistocènes, les mieux préservés et le plus couramment observés sont les organismes testacés, et en particulier les mollusques (gastéropodes et lamellibranches), les échinodermes, les cirripèdes et, dans certains cas les coraux. Les gastéropodes et les lamellibranches sont, de loin, les plus variés et les plus communs.

A la différence de travaux portant spécifiquement sur la reconstitution d'environnements côtiers et sur l'évolution paléoclimatique de la bordure pacifique de l'Amérique du Nord, on n'analysera pas, ici, de façon détaillée, la composition des assemblages de faunes fossiles. Néanmoins il a semblé utile de réunir (en annexe A6) les listes de faunes récoltées dans le cadre de l'étude, ainsi que les listes les plus représentatives publiées par d'autres auteurs, dans cette même région.

Dans certaines localités, j'ai également mentionné, pour comparaison, la composition des faunes actuelles, telles que d'autres auteurs, ou moi-même, l'avons déterminée. A ce propos, on signalera que la faune actuelle du Golfe de Californie et, dans une moindre mesure, celle de la côte occidentale de Basse Californie, ont fait l'objet d'études relativement nombreuses depuis le début du siècle (Oldroyd, 1918 ; Lowe, 1934, 1935 ; Keep, 1935 ; Rogers, 1936 ; Keen, 1947, 1964, 1971 ; Berry, 1956 ; Emerson & Puffer, 1957 ; Mc Lean, 1961, 1978 ; Dushane, 1962 ; Parker, 1964a, Morris, 1966 ; Farmer, 1968 ; Skoglund, 1970 ;

Pickens, 1970 ; Brusca, 1973, etc.).

La préparation des listes de faunes de l'annexe A6 a nécessité une homogénéisation de la taxonomie, que j'ai fondée sur l'ouvrage de référence de Keen (1971). L'ensemble de cette information pourrait fournir la base d'une recherche paléontologique et paléo-écologique concernant le Quaternaire marin de la région du Golfe de Californie et de la façade pacifique de Basse Californie.

L'évolution des faunes quaternaires dans la région considérée n'est pas marquée par l'apparition ou la disparition d'espèces particulières, telles que Strombus bubonius dans le domaine méditerranéen, au Pléistocène supérieur. Malgré cette absence de fossiles diagnostiques d'une période donnée, l'analyse de certaines associations faunistiques, dans des localités privilégiées, permet de mettre en évidence des hydroclimats plus chauds que ceux observés actuellement, à la même latitude et dans des environnements comparables. Cette différence de températures est, comme on le verra ultérieurement (chap. 8), confirmée par des analyses isotopiques de l'oxygène de tests fossiles et actuels du Golfe de Californie et du sud-ouest de Basse Californie. Le caractère "chaud" (thermophile) de certaines associations de faunes fossiles a souvent été utilisé dans une optique chronologique, pour désigner les dépôts de maxima interglaciaires, et en particulier du S.I.5e.

Dans de nombreuses localités de Californie méridionale et du nord-ouest de Basse Californie, les faunes de dépôts littoraux pléistocènes (et en particulier du Pléistocène supérieur) sont caractérisées par une association, dans des proportions variables, de formes thermophiles et "froides". La cohabitation d'espèces dont les répartitions géographiques actuelles ne se recoupent pas a suscité un long débat, non achevé, entre paléontologues (Carpenter, 1866 ; J.P. Smith, 1919 ; Crickmay, 1929 ; Woodring, 1935, 1957, Woodring et al., 1946 ; Durham, 1950 ; Valentine 1954, 1955, 1958, 1961 ; Emerson, 1956a, 1956b, 1980 ; Valentine & Meade, 1960, 1961 ; Allison, 1965 ; Addicott, 1966 ; Kern, 1971, 1973 ; Zinsmeister, 1974 ; Killingley & Berger, 1979 ; etc.).

Les facteurs susceptibles d'expliquer ce phénomène, les plus fréquemment avancés, sont:

- des effets de balancement des isothermes le long des côtes occidentales d'Amérique du Nord, en fonction des oscillations climatiques ;
- des modifications de l'amplitude des écarts saisonniers de température ;
- des variations d'intensité des phénomènes de remontées d'eaux froides (upwelling) ;
- des évolutions biologiques, du type adaptations physiologiques à des changements de températures ;
- des introductions de larves de mollusques, à la faveur de modifications momentanées et exceptionnelles des courants marins, dans des zones où les espèces en question ne se développent pas naturellement ;
- des modifications de conditions océanographiques et en particulier du mouvement des courants froids ou encore des phénomènes du type

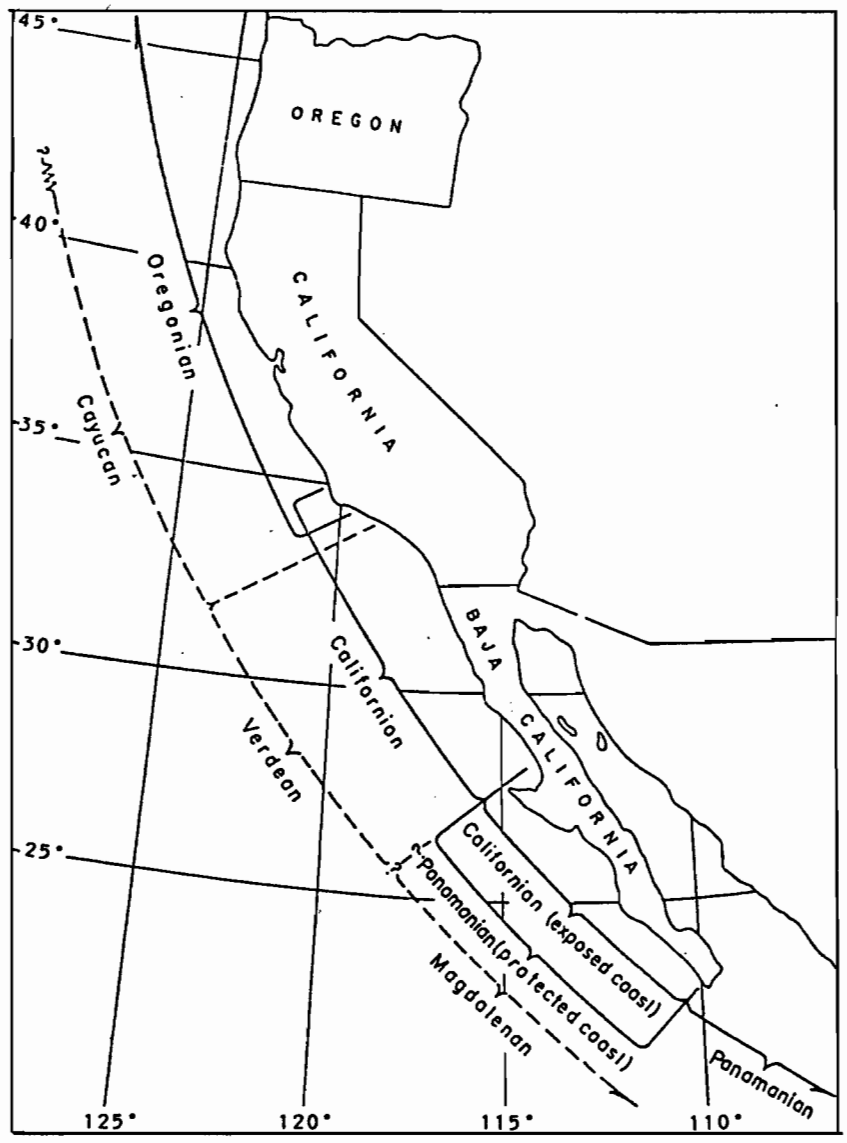


Fig. 1.10. - Provinces faunistiques déterminées par les mollusques de la côte ouest des Etats-Unis et du nord-ouest mexicain, selon Valentine (1961). Les accolades en trait plein correspondent aux faunes holocènes, et celles en trait pointillé aux faunes du Pléistocène supérieur.

"El Niño" (changements climatiques brusques et cycliques).

Dans certains cas, les études de la composition des faunes littorales fossiles permettent de distinguer des phases interstadiaires (relativement moins "chaudes") de phases interglaciaires. Cette approche commence à être utilisée, en Californie, pour différencier les terrasses formées lors des stades isotopiques (S.I.) 5a/5c et 5e (Kennedy, 1982 ; Muhs & Kyser, 1986).

1.1.3.3.4. Interprétations chronostratigraphiques des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes

Dans l'interprétation chronologique des terrasses marines quaternaires, la démarche généralement suivie est la suivante. J'ai d'abord tenté de reconnaître la terrasse contemporaine du maximum marin du dernier interglaciaire (stade isotopique 5e). Dans l'immense majorité des cas, cette terrasse est celle qui est la mieux formée, la mieux préservée et la plus basse. La composition isotopique de l'oxygène des tests de lamellibranches permet parfois de distinguer les fossiles du maximum du dernier interglaciaire de ceux des autres phases de haut niveau marin (antérieures ou postérieures au S.I. 5e). Compte tenu des limites des méthodes géochronologiques utilisées, seule la tranche d'âge correspondant au Pléistocène supérieur est couverte avec une précision acceptable. Dans de très rares cas, des données chronométriques permettent de corréler des terrasses ou des dépôts littoraux avec l'une des deux ou trois dernières phases de haut niveau marin du Pléistocène moyen (S.I. 7 et S.I. 9).

En fonction de l'altitude de la ligne de rivage associée au S.I. 5e et de celle des lignes de rivage antérieures, j'ai élaboré des interprétations chronostratigraphiques, basées essentiellement sur le modèle d'évolution paléoclimatique tiré des sondages océaniques (Shackleton & Opdyke, 1973 ; paragr. A1.1). Les altitudes relatives des terrasses fournissent des indications sur les vitesses de surrection des régions côtières, et sont prises en compte pour "tester" les interprétations chronologiques.

L'attribution de différentes terrasses à des phases successives de haut niveau marin du Pléistocène moyen et supérieur se fait généralement sur la base d'une reconnaissance régionale, de manière à éviter d'"omettre" une terrasse, et à asseoir ces corrélations sur le plus grand nombre possible d'observations.

La connaissance très imparfaite que l'on a de la position "eustatique" du niveau marin (ainsi que la possibilité de déformations du géoïde) lors de chaque phase interglaciaire (ou interstadiaire) du Pléistocène moyen et inférieur détermine le caractère approximatif de cette approche.

L'étude de l'histoire des fluctuations du niveau marin dans cette partie du monde, comme ailleurs, ne peut être dissociée d'hypothèses relatives aux vitesses de soulèvement et à l'histoire récente des mouvements verticaux.

1.1.4. Les hauts niveaux marins quaternaires dans les régions voisines du Golfe de Californie

La côte pacifique des Etats-Unis est, avec la région méditerranéenne et le Japon, l'une des parties du globe où les terrasses marines quaternaires ont été largement étudiées, depuis la fin du siècle dernier. Cette particularité s'explique par le contexte tectonique et les conditions de préservation favorables des traces de hauts niveaux marins pléistocènes.

Le bref rappel que l'on fera sur la position altitudinale et la chronostratigraphie des terrasses marines du sud de la Californie a pour but de présenter le cadre chronologique et tectonique dans lequel s'inscrit cette étude des lignes de rivage pléistocènes du nord-ouest mexicain.

1.1.4.1. Chronostratigraphie du Quaternaire marin en Californie méridionale

La région de San Pedro et Palos Verdes, située au sud de Los Angeles (fig. 1.11) a servi de référence pour la définition des principales divisions du Quaternaire marin de Californie (Weaver et al., 1944). Bien que la chronostratigraphie régionale classique commence à être rejetée par les auteurs modernes, il est utile d'en rappeler les bases puisque, jusqu'à une date récente, tous les travaux concernant le Quaternaire marin de la côte ouest des Etats-Unis et du nord-ouest mexicain s'y sont référés.

Une autre source de complications dans l'établissement d'une chronostratigraphie du Quaternaire de cette région qui permette des corrélations avec le reste du monde, tient à l'habitude des biostratigraphes et micropaléontologues de diviser le Pléistocène en deux périodes : 1,7 (ou 1,8) M.a. - 0,458 M.a. (Pléistocène "inférieur") et 0,458 - 0,010 M.a. (Pléistocène "supérieur").

Ces limites biostratigraphiques, définies par l'extinction des espèces de nanoplancton Discoaster brouweri (limite Pliocène-Pléistocène) et Pseudoemiliana lacunosa (458 ka) (tabl. A1.2), sont utilisées dans la plupart des études de forages océaniques au large de la Californie, et de la Basse Californie (Aubry et al., 1982).

1.1.4.1.1. La région de Palos Verdes et la chronostratigraphie classique du Quaternaire marin

Classiquement, les dépôts marins pléistocènes de la région de Palos Verdes (San Pedro), ont été divisés en Pléistocène "inférieur" et "supérieur". Les premiers comportaient trois unités stratigraphiques : San Pedro sand, Lomita marl et Timms Point silt (Woodring et al., 1946) ; (originellement, Arnold (1903) avait attribué les dépôts de Timms Point au Pliocène, et sa "Lower San Pedros Series" au Pléistocène inférieur). Les dépôts attribués au Pléistocène "supérieur" incluaient l'ensemble des sédiments recouvrant les 13 terrasses marines étagées de la région de Palos Verdes (fig. 1.12) ; les dépôts de la plus basse des 13 terrasses ont été nommés successivement : "Upper San Pedro Series" (Arnold, 1903), "Palos Verdes formation" (Tieje,

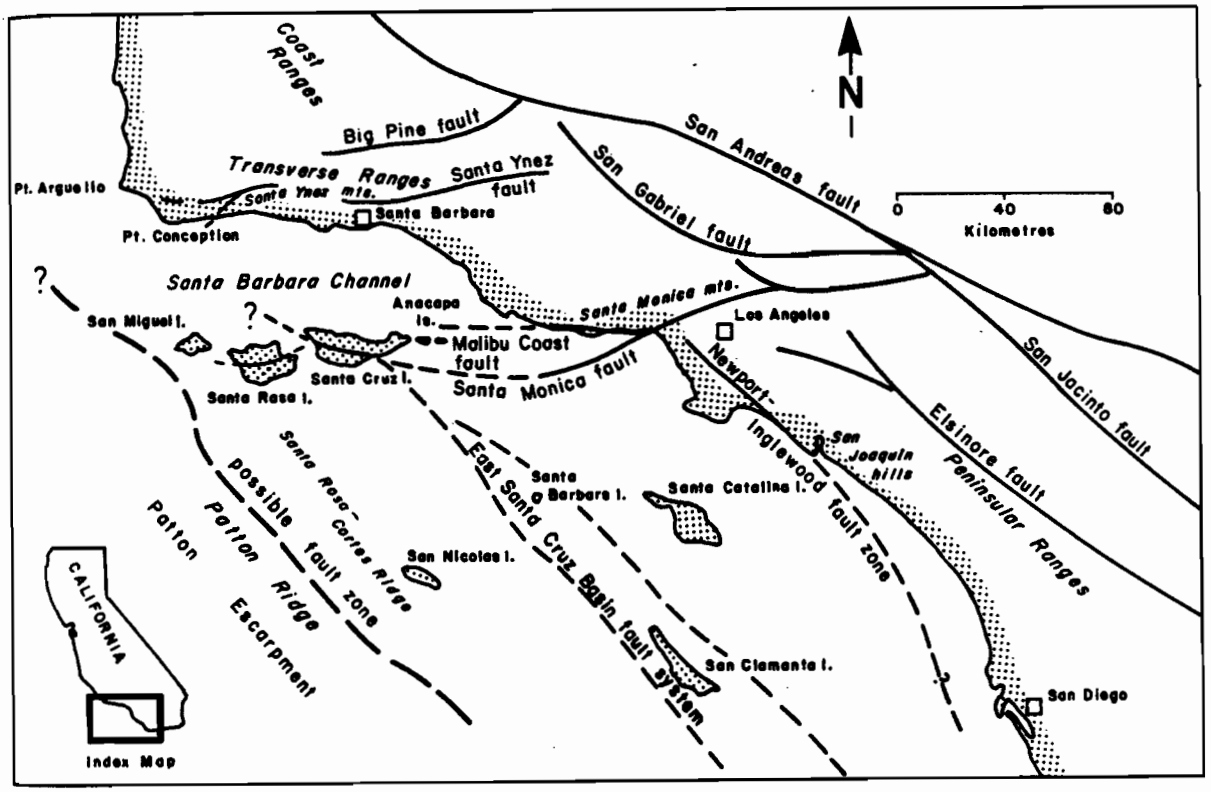


Fig. 1.11.- Schéma tectonique de Californie méridionale et des îles du Channel, montrant les principales failles affectant ces régions côtières et le Continental Borderland (Howell et al., 1976). Voir localisation des séquences de terrasses marines pléistocènes de cette région, fig. 1.14.

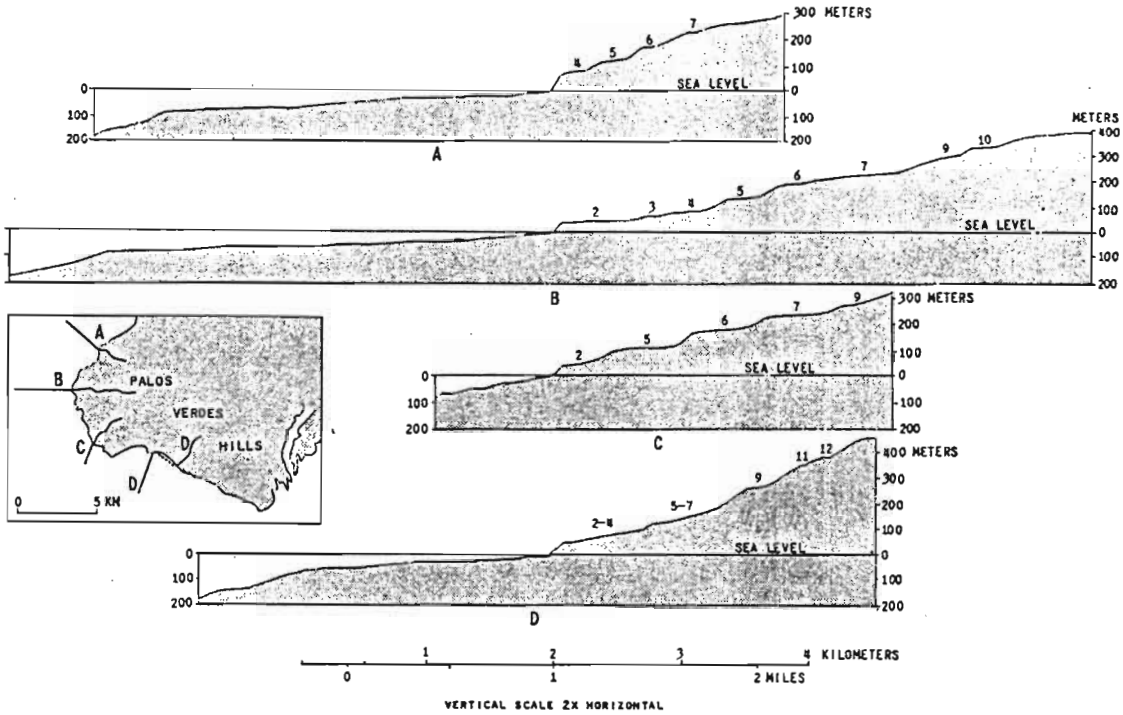


Fig. 1.12. - Séquences de terrasses marines de Palos Verdes Hills (Californie), selon des données de Woodring et collaborateurs (1946) et de Emery (1958) (terrasses sous-marines) (in : King, 1965).

1926) et, enfin, "Palos Verdes sand" (Woodring et al., 1946).

Pour Woodring et collaborateurs (1946), ainsi que pour les autres auteurs travaillant en Californie, la limite entre Pléistocène "inférieur" et "supérieur" correspondrait à un changement de régime tectonique : l'étagement des terrasses marines aurait été consécutif à un soulèvement qui aurait débuté au milieu du Pléistocène, et contrasterait avec une sédimentation de bassin (subsidence) qui caractériserait le Pléistocène "inférieur" (Reed & Hollister, 1936 ; Taliaferro, 1943 ; Bailey, 1943 ; Hoots et al., 1954 ; Barbat, 1958 ; King, 1965 ; etc.).

1.1.4.1.1.1. Le Pléistocène "inférieur"

Les dépôts attribués au Pléistocène "inférieur", qui reposent en discordance sur des sédiments miocènes (Monterey shale) et pliocènes (Repetto siltstone), ont une puissance totale de l'ordre de 200 mètres. Les trois unités ("formations") stratigraphiques, Timms Point silt, Lomita marl et San Pedro sand, sont partiellement contemporaines mais se présentent souvent en superposition (Reed, 1933 ; Woodring et al., 1946 ; Woodford et al., 1954 ; Woodring, 1957 ; Valentine, 1958). La formation Lomita marl ne s'observe qu'à la base des séries pléistocènes ; la formation San Pedro, qui est la plus puissante, est celle dont le dépôt s'est prolongé le plus tard.

Un âge hypothétique de 3 M.a. a été proposé pour la formation Lomita Marl (Obradovich, 1965, 1968), mais la présence de Globorotalia pachyderma à enroulement sénestre (forme d'eaux froides) à conduit Bandy (1969, 1972 ; Bandy & Wilcoxon, 1970) à corréler cette formation avec le début du "Pléistocène glaciaire", c'est-à-dire environ 1 M.a..

1.1.4.1.1.2. Le Pléistocène "supérieur" : les terrasses marines de Palos Verdes

Les terrasses marines de Palos Verdes (San Pedro) ont été décrites par Lawson (1893), Woodring (1935) et Woodring et collaborateurs (1946). Les 13 terrasses principales s'étagent entre +30 et +390 m, avec des écarts d'altitude (entre une terrasse et la suivante) variant de 20 à 60 m (fig. 1.12 ; tabl. 1.7). L'épaisseur des sédiments continentaux (atteignant plusieurs dizaines de mètres) accumulés sur les plateformes d'abrasion marine rend difficile l'observation des bords internes -ou même externes- de la plupart des terrasses. Ainsi l'identification des anciennes lignes de rivage et la corrélation, d'une localité à l'autre, de chacune des 13 principales terrasses ont été malaisées et ont prêté à discussion (tabl. 1.7).

La faune de la formation Palos Verdes a été décrite par Arnold (1903), Oldroyd (1924), et Crickmay (1929). Pour la composition des faunes de la deuxième terrasse et des terrasses les plus élevées de Palos Verdes, on consultera les travaux de Chace & Chace (1919), et de Marincovich (1976).

N° des terrasses	Altitude des lignes de rivage (m)	Datations U/Th et He/U (ka)	Aminostra-tigraphie (ka)	Datations "U-trend" (ka)	Chronologie isotopique (S.I.)
1	+15				
2	+30/(+60)	70-130	~120 (1,2)	140±40	5e
3	+48/(+66)				
4	+60/+85/(+110)		(120?) (1) 195±35 (2)	240±60	7
5	+110		250±40 (2)		7
6	+165				
7			515±85 (2)		
8	+230				
9	+280				
10					
11					
12	+365		450±100? (1) 570±100 (2)	800±200	15 ou 17
13	+411				

Tabl. 1.7 - La série de terrasses marines de Palos Verdes: altitudes des lignes de rivage (selon Woodring et al., 1946), données radiométriques (U/Th: Szabo & Rosholt, 1969 et He/U: Fanale & Shaeffer, 1965), aminostratigraphiques (1: Wehmiller et al., 1977; 2: Muhs & Rosholt, 1984) et selon la méthode "U-trend" (Muhs & Rosholt, 1984); et interprétation chronologique par Muhs & Rosholt (1984).

Localité	Terrasse datée (altitude ligne de rivage)	Localité paléont.	Matériel daté (*)	Datations radiométriques U/Th/Pa âges extrêmes mesurés	âges moyens proposés	Références
San Pedro	"1ère" terrasse		3M	115±10/160±15	—	Thurber, 1965
"	" (+21m)	—	6M	95±15/130±20	—	Fanale & Schaeffer, 1965
"	" (+30m)	USGS M2017	7M	70±15/110±15	86±9	Szabo & Rosholt, 1969
Santa Monica	Terrasse Dume (+33m)	USGS M1710	6M+1B	95±25/112±15	104±5	Szabo & Rosholt, 1969
"	Terrasse Corral (+52m)	—	3M	115±15/154±30	131±15	Szabo & Rosholt, 1969
Cayucos	Basse terrasse (+10/+20)	UCLA 3447	1C	124 ± 27	—	Veeh & Valentine, 1967
"	" "	"	1M	97 ± 24	—	(âges recalculées par Ku & Kern, 1974
Ile San Nicolas	2ème terrasse (+30m)	—	1C	90/>120	120±20	Valentine & Veeh, 1969
"			1C	87±12/120±20		" "
Ile Santa Cruz	1ère terrasse (+30m)	—	4M	68±10/100±7	82 ?	Braldey & Addicott, 1968
Point Loma	Terrasse Nestor (+23m)	SDSU 2577	3C	109±6/131±8	120±10	Ku & Kern, 1974
"	"	SDSU 2577,1854	2M	84±6/93±3		"
I. San Clemente	2ème terrasse (+32m) (Eel Point)	—	1C	127 ± 7	—	Muhs & Szabo, 1982

(*) Nombre de tests individuels ou d'échantillons ; M : mollusques, C : coraux, B : cirripèdes (balanes)

Tabl. 1.8.- Récapitulation des résultats radiométriques U/Th et U/Pa obtenus sur des dépôts littoraux du Pléistocène supérieur, en Californie méridionale, selon divers auteurs.

1.1.4.1.2. Données géochronologiques récentes en Californie méridionale

1.1.4.1.2.1. La région de Palos Verdes

Dans la seconde moitié des années soixante, plusieurs dépôts de terrasses marines de Californie méridionale ont été datés par des méthodes radiométriques (U/TH, U/He, U/Pa) (tabl. 1.8). La "première" terrasse (= la deuxième dans la numérotation de Woodring et al., 1946) de Palos Verdes a fourni des âges radiométriques variant de 70 à 160 ka (Thurber, 1965 ; Fanale & Schaeffer, 1965 ; Szabo & Rosholt, 1969). Selon les données radiométriques obtenues à Palos Verdes, et dans le reste de la Californie méridionale, le Pléistocène supérieur (acception moderne) serait marqué par deux basses terrasses, correspondant à deux (ou trois ?) phases de haut niveau marin vers 120 (ou 140 ?) ka et 80 (?) ka (tabl. 1.8).

Une première série d'analyses aminostratigraphiques réalisées sur une série de coquilles fossiles du sud du bassin de Los Angeles et de la zone de Palos Verdes ont contribué à remettre en question la chronostratigraphie classique (Wehmiller et al., 1977a).

> Selon ces résultats, la formation Timms Point Silt daterait de la fin du Pléistocène inférieur ou du début du Pléistocène moyen (1,5 à 0,5 M.a.) et la formation San Pedro Sand, qui daterait de 400 ±50 ka, pourrait être contemporaine de la 12e terrasse (+380 m) de Palos Verdes.
>
> Par ailleurs, cette même série de résultats aminostratigraphiques semble indiquer que, non pas les deux, mais les quatre terrasses les plus basses pourraient dater du Pléistocène supérieur (S.I.5).

De ces interprétations chronologiques qui reposent sur des modèles encore hypothétiques d'évolution des taux de racémisation des acides aminés, on retiendra surtout qu'il pourrait y avoir eu contemporanéité des sédiments de remplissage de bassin (antérieurement attribués au Pléistocène "inférieur"), et des dépôts de terrasses soulevées (qui définissaient le Pléistocène "supérieur").

Une autre série d'analyses aminostratigraphiques concernant la région de Palos Verdes suggèrent que la 2e terrasse correspond bien au S.I. 5e, que les 4e et 5e terrasses sont attribuables au S.I. 7, et que la 7e et la 12e pourraient dater respectivement, de 515 ±85 et de 570 ±100 ka (Muhs & Rosholt, 1984). Des datations relevant de la méthode "Uranium-trend" (Rosholt, 1980) effectuées sur du matériel provenant des 2e, 4e et 12e terrasses ont fourni des résultats compatibles avec cette interprétation (tabl. 1.7) (Muhs & Rosholt, 1984).

Une troisième étude aminostratigraphique portant sur des dépôts et des sondages dans les villes de Torance, San Pedro et Long Beach, a mis en évidence une émersion de la bordure sud-occidentale du bassin de Los Angeles vers 300 ka, suivie de deux courtes submersions, vers 220 ka (S.I.7) et 120 ka (S.I.5e) (Ponti et al., 1986).

L'ensemble de ces nouvelles données géochronologiques indiquent donc que la série de terrasses marines de Palos

Verdes a été formée durant le Pléistocène moyen (700-150 ka) et le Pléistocène supérieur (150-10 ka), et contredit l'hypothèse que les dépôts de bassin soient antérieurs à ceux des terrasses marines les plus élevées.

1.1.4.1.2.2. La_région_de_San_Onofre

Au sud-est de Palos Verdes, dans la région de San Onofre, une série d'une dizaine de terrasses marines étagées s'élevant jusqu'à +390 m donne lieu à des interprétations controversées. Selon Ehlig (1979, 1980) les terrasses de plus de +175/+200 m dateraient du Pliocène moyen et supérieur, tandis que Shlemon (1984) considère que chacune des terrasses correspond à un haut niveau marin interglaciaire du Pléistocène, la terrasse la plus élevée pouvant dater de 900 ka environ.

1.1.4.1.2.3. Séries_de_terrasses_marines_des_îles_du_Continental_Borderland

Les îles du sud de la Californie (33°-34° N) sont les parties émergées du Continental Borderland (paragr. A10.1).

On distingue les îles du Northern Channel (Anacapa, Santa Cruz, Santa Rosa, et San Miguel) et celles du southern Channel (Santa Catalina, San Clemente, Santa Barbara et San Nicolas) (fig. 1.11). Les îles du Northern Channel forment un chapelet orienté E-W qui prolonge la ride de Santa Monica Mountains et qui ferme, vers le sud, le bassin de Santa Barbara. Les îles du Southern Channel ont une orientation générale NW-SE, héritée des directions structurales de style Basin and Range (comme la région de Palos Verdes qui, lors des interglaciaires du Pléistocène moyen, constituait aussi une île).

L'absence (ou la rareté) de dépôts marins pliocènes sur les îles du Continental Borderland (Corey, 1954) indique qu'elles étaient déjà émergées avant le début du Pléistocène. Mais l'une des particularités de ces îles est le grand nombre de terrasses marines pléistocènes qui y ont été préservées. Des terrasses d'abrasion littorale y sont couramment observées jusqu'à des altitudes de +300 m (voire +600 m). Toutes les îles, sauf peut-être Santa Catalina (Emery, 1960), montrent des dépôts marins pléistocènes fossilifères associés aux terrasses (Valentine & Lipps, 1967).

Ne s'interessant ici qu'aux séries de terrasses marines les mieux étudiées des îles du Southern Channel, on se contentera de citer parmi les travaux concernant les terrasses marines des îles du Northern Channel, ceux de Bremner (1932), Cockerell (1938), Orr (1956, 1960), Broecker & Kulp (1957), Scholl (1960), Valentine & Lipps (1963, 1966), Lipps (1964), Lipps et collaborateurs (1968), D.L. Johnson (1972, 1978), Norris & Webb (1976).

L'île San Clemente a enregistré une série d'une dizaine de terrasses marines, bien marquées, surtout sur la

côte nord-occidentale. Les terrasses de moins de +300 m d'altitude ont fait l'objet d'études détaillées, notamment sur le plan géochronologique (Muhs, 1979, 1983 ; Muhs & Szabo, 1982). Des terrasses très mal préservées, atteignant +400 et +460 m, ont également été signalées (W.S.T. Smith, 1898 ; Lawson, 1893 ; Muhs, 1983).

Le tabl. 1.9 et la fig. 1.13 résument les données radiométriques et aminostratigraphiques actuellement disponibles, ainsi que la corrélation proposée par Muhs (1980, 1983) et Muhs et Szabo (1982), entre la série de terrasses et la courbe paléoclimatique V28-238 (Shackleton & Opdyke, 1973). Selon les auteurs précités, la vitesse de surrection de l'île est évaluée à 200 mm/10^3 ans.

Les côtes septentrionale et orientale de l'île San Nicolas montrent une séquence de 14 terrasses marines (Upson, 1951 ; Vedder & Norris, 1963). Des mollusques fossiles de certaines des terrasses ont fourni des datations radiométriques (Valentine & Veeh, 1969) et des données aminostratigraphiques (Wehmiller et al., 1977a ; Wehmiller & Belknap, 1978 ; Muhs, 1985). Ces résultats sont résumés dans le tabl. 1.10.

En l'état actuel des connaissances, l'âge des terrasses des îles du Continental Borderland reste donc hypothétique. Seule la deuxième terrasse des îles San Clemente et San Nicolas semble pouvoir être corrélée avec le maximum marin du dernier interglaciaire. La dizaine de terrasses plus élevées correspond à des phases de haut niveau marin du Pléistocène moyen (et de la fin du Pléistocène inférieur ?) sans que l'on puisse encore identifier chacune d'entre elles, par rapport à la chronologie paléoclimatique de la carotte V28-238.

1.1.4.1.3. Conclusion

En Californie méridionale, immédiatement au nord de la région étudiée ici, des séries de terrasses marines ont été communément préservées. Les terrasses les plus élevées atteignent des altitudes de +200 à +400 m (fig. 1.14).

Des datations radiométriques permettent d'attribuer, dans de nombreuses localités, la seconde terrasse au S.I.5e. Cette terrasse bien marquée se trouve souvent à une altitude voisine de +30 m.

Si l'on considère que lors du S.I.5e, le niveau marin se trouvait à environ +6 m par rapport au NMM actuel, on en déduit que l'ensemble de la région située au nord-ouest de la frontière mexicaine a été soulevée de plus de 20 m lors des derniers 120 000 ans (200 mm/10^3 ans). Une extrapolation de ce taux de soulèvement tend à indiquer que les plus hautes terrasses culminant à +200 m datent d'environ 1 M.a., ce qui serait conforme avec le modèle climato-chronostratigraphique général adopté ici.

Les séries de terrasses s'élevant à des altitudes supérieures à +200 m témoignent, probablement, de mouvements de surrection de vitesse supérieure à 200 mm/10^3 ans (à moins qu'elles incluent des traces de hauts niveaux marins antérieurs à 1 M.a.).

N° des terrasses	Altitude des lignes de rivage (m)	Datations U/Th (ka)	Aminostrati-graphie (ka)	Chronologie isotopique (S.I.)
1	+5		80-105	5c
2	+32	127 ± 7	(127)	5e
3	+40/+53			7
4	+55/+68			9
5	+75/+92		415-575	11?13?
6	+101/+123			15
7	+140/+160			19?21?
8	+170/+190			(900±50ka)?
8a	+190/+210			(1000±50ka)?
9	+220/+240			(1050±50ka)?
10	+250/+300			(1375±125ka)?

Tabl. 1.9 - La série de terrasses marines de l'île San Clemente (côte septen--trionale): altitudes des lignes de rivage pléistocènes (selon Muhs,1980,1983), données radiométriques (selon Muhs & Szabo, 1982) et aminostratigraphiques (selon Muhs, 1983), et interprétation chronologique proposée par Muhs et Szabo (1982) et Muhs (1983).

N° des terrasses	Altitude des lignes de rivage (m)	Datations U/Th (ka)	Aminostrati-graphie (ka)	Chronologie isotopique (S.I.)
1	+7,5/+9	120-128	100-115 (2)	5c
2*	+30		(120) (1) (2)	5e
3	+68/+70			7? 9?
4	+94/97		≥400 (2)	≥11
5	+117		320±50 (1)	
6	+137			
7*	+152			
8*	+182			
9*	+213	(>200)	≥600 (2)	15? 17?
10	+236		450±100 (1)	
11	+249			
12	+263			
13	+271/+274			
14	+275			

* terrasses morphologiquement définies

Tabl. 1.10 - La série de terrasses marines de l'île San Nicolas: altitudes des lignes de rivage pléistocènes (selon Vedder & Norris, 1963), données radiométriques (selon Valentine & Veeh, 1969) et aminostratigraphiques, selon (1): Wehmiller et al, 1977 , Wehmiller & Belknap, 1978; (2): Muhs, 1985 , et interprétation chronologique proposée par Muhs (1985).

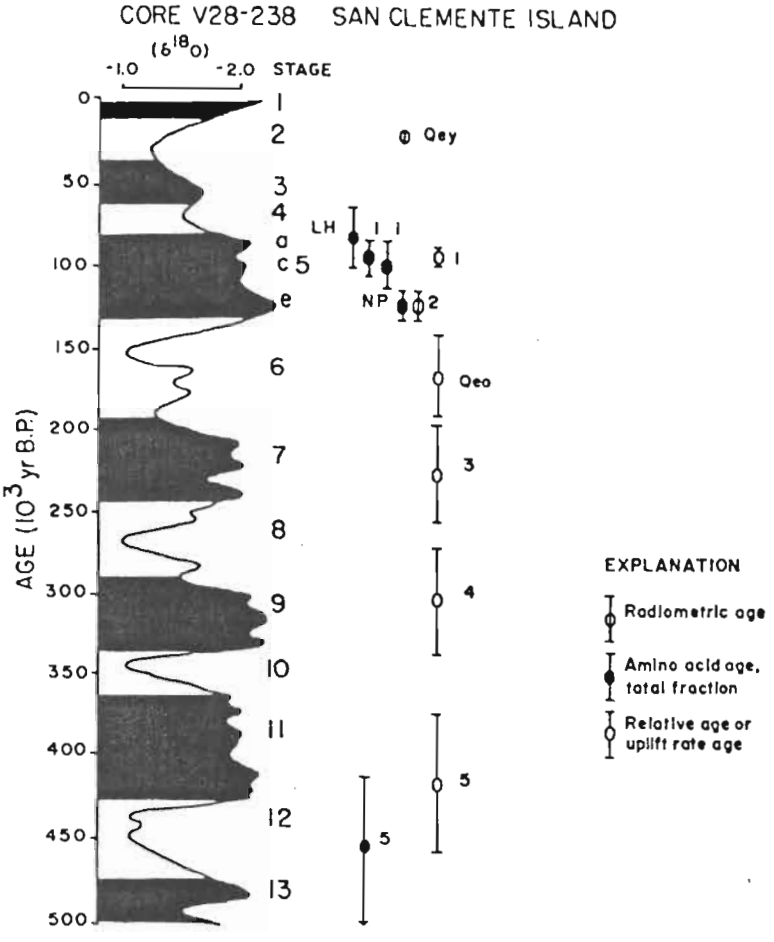
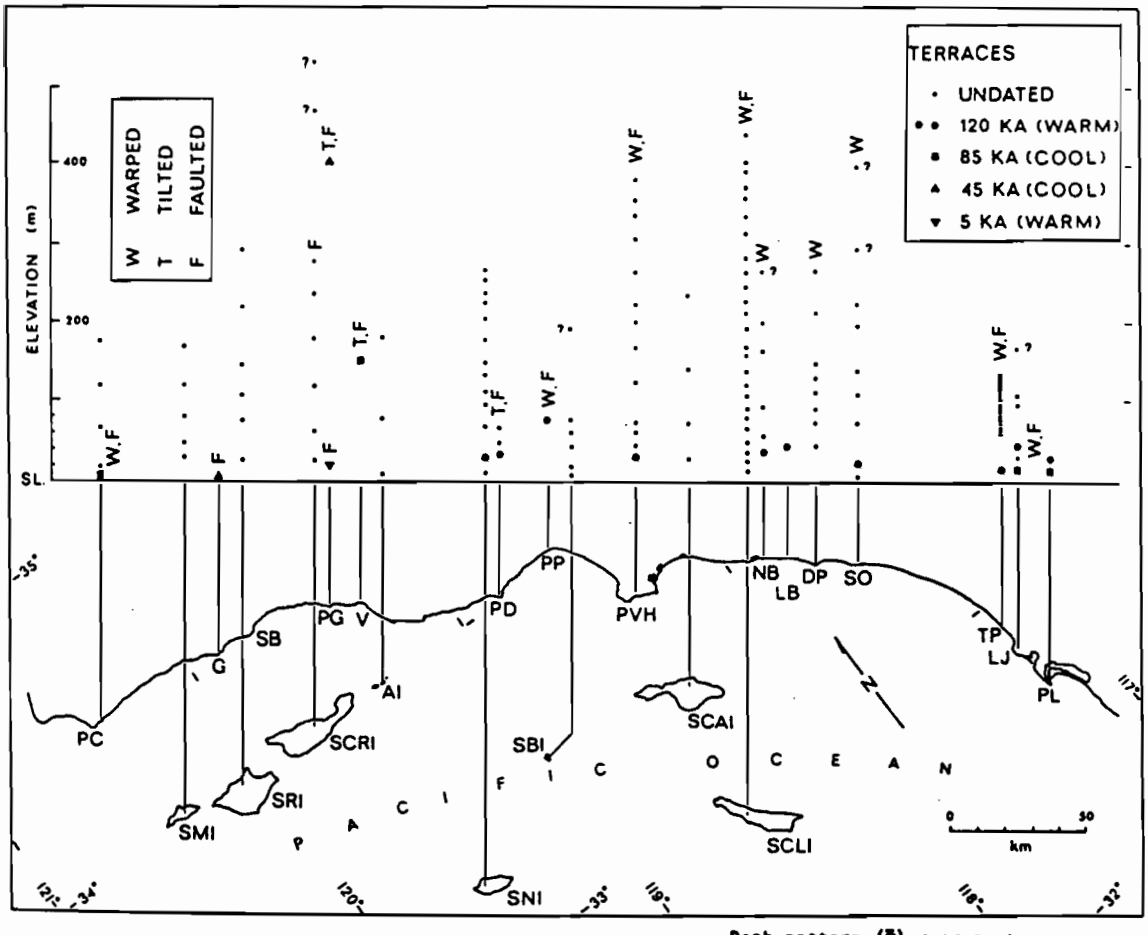


Fig. 1.13. - Corrélation chronologique, proposée par Muhs (1983), entre la courbe isotopique de la carotte V28-238 (Shackleton & Opdyke, 1973) et certaines terrasses marines de l'île San Clemente (Californie méridionale), sur la base de datations radiométriques et aminostratigraphiques (tabl. 1.9).



Dash pattern (▒) represents a sequence of 28 beach ridges along coastal San Diego County. Geographic locations: PC = Point Conception; G = Goleta; SB = Santa Barbara; PG = Punta Gorda; V = Ventura; PD = Point Dume; PP = Pacific Palisades; PVH = Palos Verdes Hills; NB = Newport Beach; LB = Laguna Beach; DP = Dana Point; SO = San Onofre; TP = Torrey Pines; LJ = La Jolla; PL = Point Loma. Islands: SMI = San Miguel Island; SRI = Santa Rosa Island; SCRI = Santa Cruz Island; AI = Anacapa Island, SNI = San Nicholas Island, SBI = Santa Barbara Island; SCAI = Santa Catalina Island; SCLI = San Clemente Island.

Fig. 1.14.- Principales séries de terrasses marines de Californie méridionale, avec leurs altitudes respectives, le type de déformation tectonique les affectant, ainsi que, pour les terrasses du Pléistocène supérieur, les âges radiométriques disponibles et le type de faune de leurs dépôts associés (thermophile ou "froide"), selon Vedder & Howell (1979) et Lajoie et al. (1979).

1.1.4.2. Terrasses marines quaternaires et mouvements verticaux sur la côte ouest des Etats-Unis

La côte pacifique des Etats-Unis, riche en terrasses marines quaternaires, est connue depuis longtemps pour ses taux de surrection élevés (Lawson, 1893). On ne rentrera pas, ici, dans le détail des travaux qui concernent les terrasses marines de Californie, Oregon et Washington (voir notamment les bibliographies et revues synthétiques de Sharp, 1954b ; Emery, 1960 ; Wahrhaftig & Birman, 1965 ; King, 1965 ; Palmer, 1967). Néanmoins, on rappellera brièvement les ordres de grandeur des vitesses de soulèvement déterminées récemment, à la suite d'études chronostratigraphiques (méthodes radiométriques et par taux de racémisation des acides aminés) des terrasses marines (fig. 1.15).

En Californie méridionale (entre San Diego et Los Angeles), ainsi qu'au nord des Transverse Ranges (entre Point Conception et Cape Mendocino), les taux de soulèvements récents, estimés à partir de la position de terrasses marines pléistocènes, sont de l'ordre de 300 ±100 mm/10^3 ans (Bradley & Griggs, 1976 ; Weber et al., 1977 Wehmiller et al., 1977a, 1978a ; Lajoie et al., 1979, 1982, 1983a ; Lajoie & Sarna Wojcicki, 1982 ; Maloney & Hoffman, 1982 ; Patterson, 1982 ; Bull, 1986).

Dans la région des Transverse Ranges, un régime compressif N-S à NNE-SSW a induit, au Quaternaire, des plissements et des soulèvements importants. Certaines estimations des mouvements verticaux enregistrés dans la partie axiale de l'anticlinal de Ventura, s'élèvent à 6 200, 6 700, ou 10 000, voire 13 000 mm/10^3 ans (Yeats, 1977 ; Wehmiller et al., 1978a ; Lajoie et al., 1982, 1983a ; Lajoie & Sarna Wojcicki, 1982). Sur le flanc méridional de l'anticlinal de Ventura, des lignes de rivage holocènes (1 800-8 200 ans B.P.), soulevées à des altitudes de +30 à +40 m maximum, suggèrent des vitesses de mouvements verticaux de 5 000 à 8 000 mm/10^3 ans (Lajoie & Sarna Wojcicki, 1982 ; Lajoie et al., 1983b). Dans la région de Goleta, à l'ouest des Transverse Ranges, les vitesses de soulèvement signalées varient de 400 à 4 100 mm/10^3 ans (Lajoie & Sarna Wojcicki, 1982). Une partie de ces soulèvements est probablement de nature coséismique, et liée au jeu récent du système de failles de Santa Inez.

A proximité de Cape Mendocino, les mouvements verticaux déduits de la position de terrasses marines holocènes (altitudes maximales +17/+20 m), se sont produits à des vitesses maximales de 3 000 à 4 600 mm/10^3 ans (Lajoie et al., 1979, 1982, 1983b ; Lajoie & Sarna Wojcicki, 1982). A quelques dizaines de kilomètres au sud de Cape Mendocino, des interprétations chronostratigraphiques fondées sur des datations au radiocarbone, ont amené certains auteurs à proposer des vitesses de mouvements verticaux, pour la fin du Quaternaire, de 1 000 à 2 000 mm/10^3 ans.

A Point Delgada, une datation d'échantillon de bois (44 800 ±1 300 ans B.P.) a conduit Mc Laughlin et collaborateurs (1983) à corréler une ligne de rivage de +44 m avec un haut niveau marin interstadiaire, et à en déduire un taux de

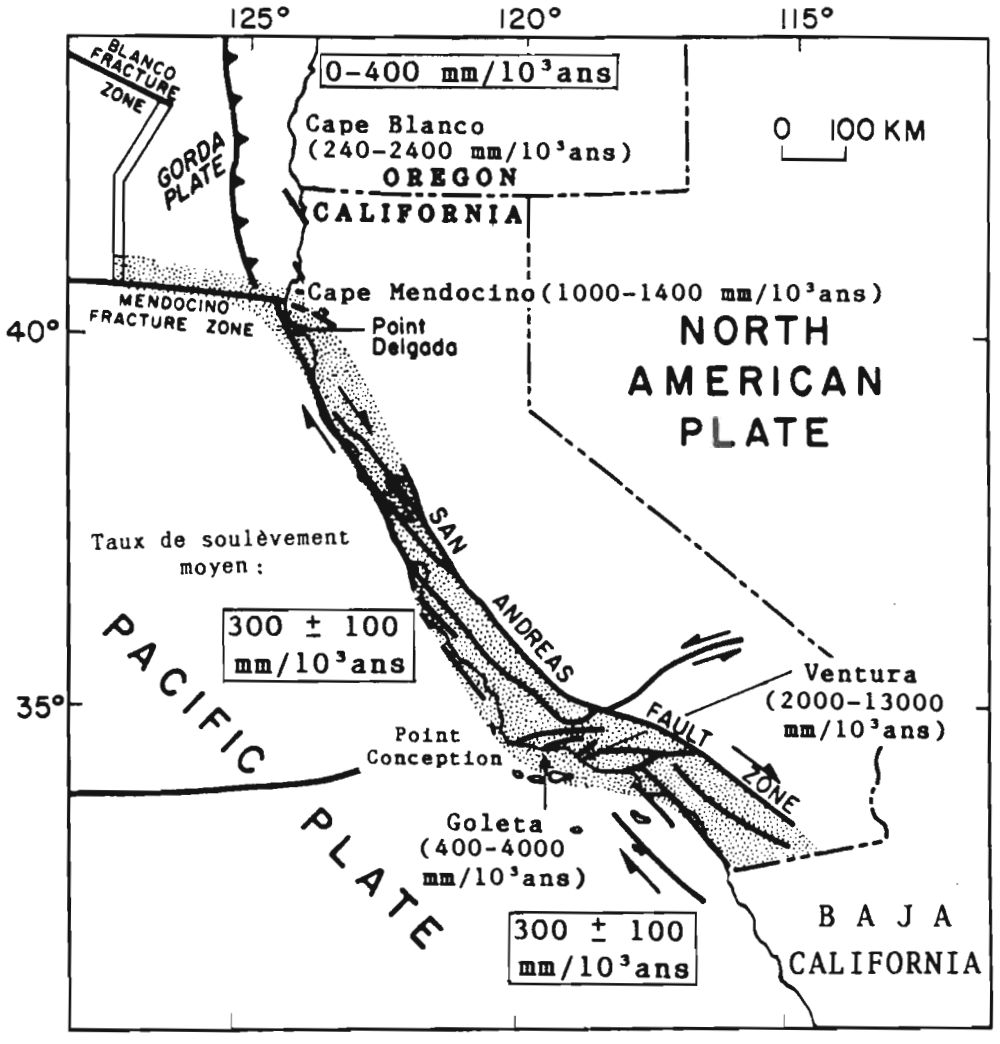


Fig. 1.15.- Taux de surrection quaternaires mesurés le long de la côte californienne d'après la position des terrasses marines pléistocènes et holocènes, selon divers auteurs (voir texte) (modifié, d'après Mc Laughlin et al., 1983).

soulèvement de 1 000 mm/10^3 ans. Une datation antérieure (34 400 ans B.P.), dans la même localité, avait amené Sorg et collaborateurs (1979) à envisager un taux de 2 000 mm/10^3 ans.

A Needle Rock (65 km au sud-est de Cape Mendocino), quatre datations ^{14}C d'échantillons de bois ont fourni à Hagemann (1985, 1986) des arguments pour corréler des lignes de rivage de +15 et 50 m avec des hauts niveaux marins interstadiaires de 45 et 62 ka ; la vitesse de soulèvement maximale, fondée sur cette interprétation chronostratigraphique et le modèle d'évolution du niveau marin de Bloom et collaborateurs (1974), est de 1 200 mm/10^3.

Le long des côtes des états d'Oregon et de Washington (entre Cape Blanco et La Push) les taux de soulèvement estimés sont de l'ordre de 400 mm/10^3 ans, mais des valeurs plus élevées ont été déterminées à Cape Elizabeth (800 mm/10^3 ans) et à Cape Blanco (2 400 mm/10^3 ans) (Lajoie et al., 1983a ; West & Crumb, 1986). L'absence générale de terrasses marines holocènes émergées, en Oregon et Washington, caractérise la zone de subduction aséïsmique de Cascadia (Lajoie et al., 1982 ; West & Crumb, 1986).

On retiendra que, même si certains taux de surrection ont été estimés à partir de données chronologiques hypothétiques, la plus grande partie de la côte occidentale des Etats-Unis a été soulevée à une vitesse d'environ 300 mm/10^3 ans, supérieure à celle de la région de San Diego. Des mouvements verticaux, d'un ordre de grandeur supérieur au soulèvement régional, sont signalés soit à proximité du point triple de Mendocino, soit à la latitude du "big bend" de la faille de San Andreas.

1.1.4.3. Les dépôts littoraux pléistocènes de la côte pacifique du Mexique au sud-est du Golfe de Californie

Au sud du 20e parallèle, la côte pacifique mexicaine a été beaucoup moins étudiée que ne l'ont été la région du Golfe de Californie et la côte ouest des Etats-Unis. D'une façon générale, les sédiments marins d'âge cénozoïque sont rares et mal connus entre les îles Tres Marias (au sud du Golfe de Californie) et le Nicaragua. Rappelons que cette côte est caractérisée par la subduction de la plaque Cocos et qu'elle est bordée par la fosse d'Amérique centrale.

Les quelques travaux mentionnant l'existence de dépôts marins pléistocènes dans cette région, et en particulier entre Puerto Escondido et Salina Cruz (fig. 1.16) sont ceux de Waitz (1913), Palmer (1926, 1928a, 1928b, 1967), Palmer & Hertlein (1936), Brand (1958), Fisher (1961) et Durham et al. (1981a, 1981b).

Sur la côte de Oaxaca, entre Puerto Escondido et Puerto Angel, le nom de formation Colotepec (Palmer & Hertlein, 1936) a été attribué à des grès et conglomérats, très fossilifères, plus ou moins bien cimentés, atteignant une quinzaine de mètres de puissance. Cette formation dont la localité type est située à 16 km à l'ouest de l'embouchure du rio Colotepec (fig. 1.16) af-

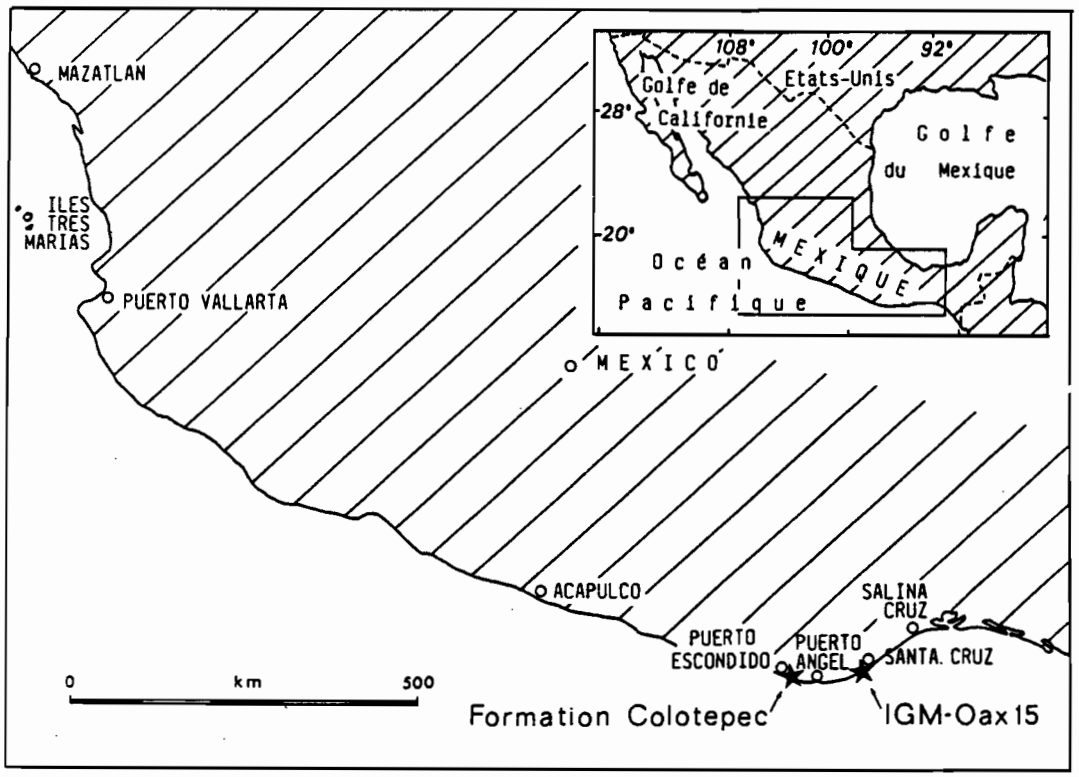


Fig. 1.16. - Localisation des rares dépôts littoraux pléistocènes étudiés sur la côte méridionale du Mexique, par Palmer et Hertlein (1936) et Durham et collaborateurs (1981a).

fleure jusqu'à une altitude de +22 m. La faune de ces dépôts, décrite par Palmer et Hertlein (1936) a été attribuée au Pléistocène "supérieur" (= Pléistocène moyen ou supérieur).

Un autre affleurement, d'âge douteux (Pliocène ou Pléistocène), a été mentionné par Durham et collaborateurs (1981a). Il s'agit d'une série gréseuse, reposant sur un conglomérat de base, de 50 mètres de puissance (altitude maximale : +60 m) et située à 3 km au sud-ouest de Santa Cruz (fig. 1.16, localité IGM Oax-15). Les seuls fossiles trouvés sont des fragments indéterminables de mollusques et de cirripèdes, une espèce d'Encope sp., une dent de phoque et une autre de requin (Galeocerdo sp.). Le mauvais état de préservation de cette faune, ainsi que le pendage d'environ 7° vers la mer (à la différence de la formation Colotepec qui est sub-horizontale), suggèrent que ces dépôts sont largement antérieurs à ceux de la formation Colotepec (Durham et al., 1981a).

Selon Durham et collaborateurs (1981a), des surfaces planes qui pourraient correspondre à des terrasses marines pléistocènes, ont été observées le long de la côte entre le Golfe de Californie et Oaxaca, ces auteurs ne mentionnent cependant aucune localité précise.

Dans l'état actuel des connaissances, on peut donc considérer que la côte occidentale du Mexique, au sud du Golfe de Californie, n'a pas subi d'exhaussement régional important au Quaternaire. Le fait qu'aucun auteur ne mentionne l'existence d'une basse terrasse, peu érodée, dans l'ensemble de la région, pourrait indiquer que la trace de la ligne de rivage du dernier interglaciaire se trouve actuellement au niveau de la mer (holocène), voire en dessous.

1.2. CADRE GEODYNAMIQUE DE LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

1.2.1. Cadre géographique

1.2.1.1. Le Golfe de Californie

Le Golfe de Californie, ou Mer de Cortez, était initialement nommé Mar Bermejo (Mer Vermeille). Cette dernière dénomination, comme celle de Mer Rouge attribuée à un autre golfe fermé situé à une latitude semblable, font allusion à l'existence de fortes concentrations de plancton qui colorent l'eau en rouge. Cette particularité résulte des phénomènes de résurgence (upwelling) d'eaux froides et profondes, fréquents aussi bien dans le golfe que sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie.

Le Golfe de Californie est un bassin allongé grossièrement rectangulaire de 1 200 km de long et de 150 km de large en moyenne. Sa profondeur est faible dans le nord (moins de 200 m au nord des îles Tiburon et Angel de la Guarda) et augmente vers le sud ; le centre du golfe est occupé par plusieurs bassins profonds dont les profondeurs

varient de 550 m à près de 4 000 m, du nord au sud (fig. 1.17) (Van Andel & Shor, 1964 ; Rusnak et al., 1964 ; Van Andel, 1966).

L'environnement hydrologique de la côte pacifique de Basse Californie est dominé par les effets du Courant de Californie (fig. A2.6).

> Ce courant qui se forme au large de l'Oregon, suit la côte du continent nord-américain jusqu'au sud de Basse Californie, puis se trouve relayé par le courant nord-équatorial. Le courant de Californie, froid et lent (0,5 noeud), affecte une bande océanique côtière de plus de 600 km de large. Il est sous l'influence directe des alizés ; les variations saisonnières qu'il présente reflètent les variations des caractères des vents dominants du nord et du nord-ouest dans le Pacifique nord-oriental (Lynn & Simpson, 1985).

1.2.1.2. La péninsule de Basse Californie et la côte orientale du golfe

La péninsule de Basse Californie mesure 1700 km de long et de 50 à 100 km de large. Sa côte orientale, de forme moins irrégulière que la façade pacifique, est généralement orientée NW-SE. Deux baies relativement protégées s'observent dans la partie sud-orientale de la péninsule : les baies de Concepcion et de la Paz.
Alors que dans les deux tiers septentrionaux de la péninsule, qui correspondent à l'Etat de Basse Californie Nord (BCN), les traits de côte orientaux et occidentaux sont grossièrement parallèles, le rivage occidental de Basse Californie Sud (BCS) présente deux renflements correspondant à la péninsule de Vizcaino et à la région de Bahia Magdalena. Plusieurs grandes lagunes bordées de larges plaines côtières caractérisent les régions littorales du sud-ouest de Basse Californie.

D'un point de vue orographique, on distingue quatre massifs principaux, d'importance inégale. Le premier, qui occupe la majeure partie de BCN, est formé par un batholite granitique d'âge crétacé et un ensemble de terrains volcaniques, métamorphiques et sédimentaires. Ce massif qui culmine à +3090 m au Picacho del Diablo, comporte la partie la plus élevée de la péninsule. Vers le sud, la charpente de Basse Californie est formée par une chaine volcanique d'âge tertiaire (Sierra La Giganta). Les deux autres massifs notables, sont situés, l'un à la pointe méridionale de BCS, et l'autre à l'ouest de la péninsule de Vizcaino ; le premier est un môle ancien, de nature granitique et métamorphique (Sierra La Laguna, ou La Victoria), tandis que le second est constitué de roches sédimentaires et volcaniques essentiellement mésozoïques (Sierra San Andres).

Une coupe schématique E-W ou NE-SW de la péninsule de Basse Californie montre que la côte orientale est abrupte, que les reliefs diminuent d'altitude vers l'ouest, et que le littoral pacifique est souvent bordé par des plaines côtières (fig. 1.18).

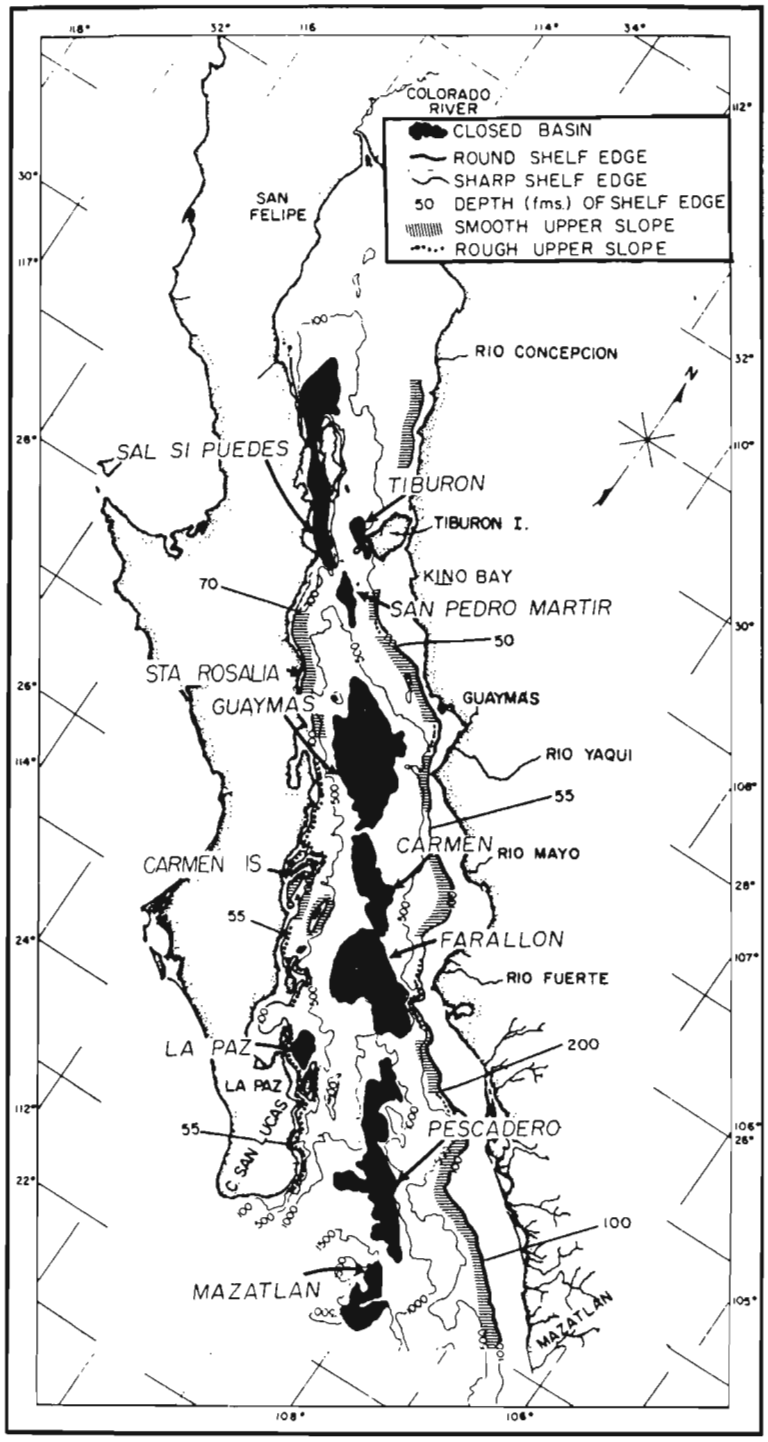


Fig. 1.17.- Les bassins profonds et les marges du Golfe de Californie, selon Van Andel (1964). Pour le rebord des marges continentales sont indiqués : la profondeur (en brasses = 1.8 m), le type morphologique du rebord du plateau continental (arrondi ou abrupt) et de la partie supérieure de la pente continentale (de type érosionnel ou d'accumulation).

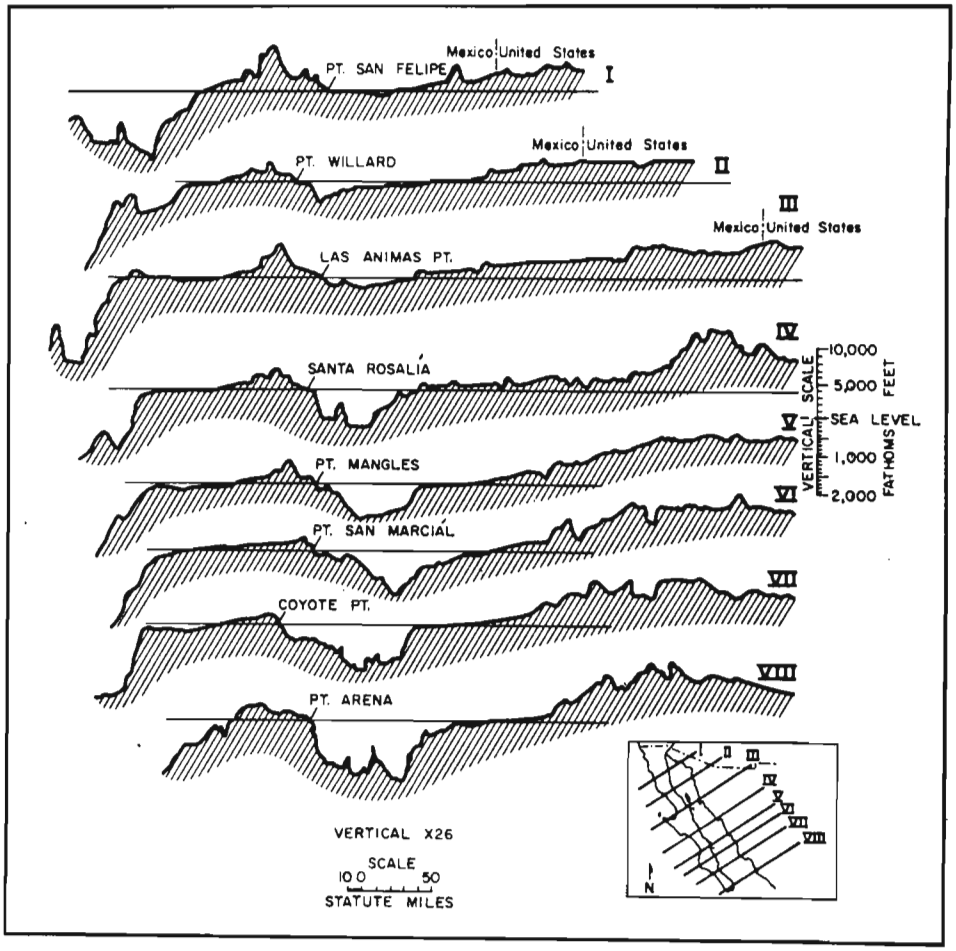


Fig. 1.18. - Coupes topographiques sériées de la région du Golfe de Californie, modifié d'après Byrne (1957) (in : Rusnak & Fisher, 1964).

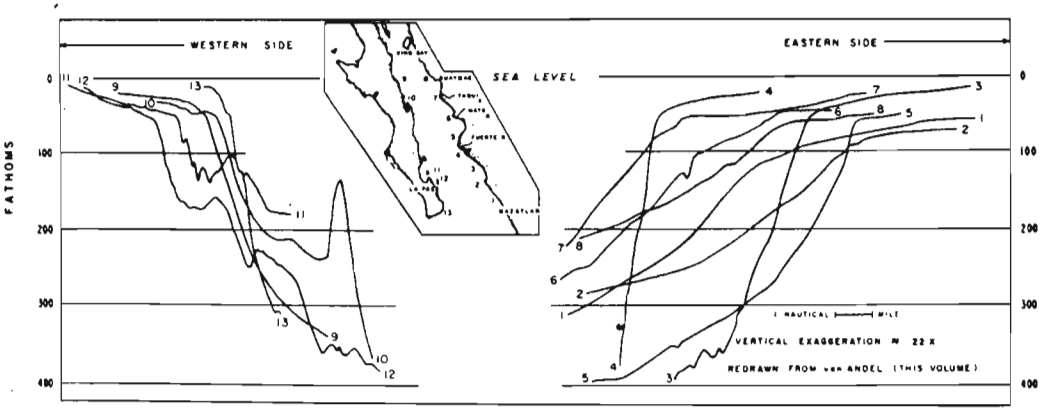


Fig. 1.19. - Profils topographiques des bords externes de marges continentales dans la moitié méridionale du Golfe de Californie, modifié d'après Van Andel (1964) (in : Rusnak et al., 1964).

Dans la plupart des profils, la rupture de pente est située à environ 55 brasses (environ - 100 m), ce qui tend à indiquer que, à la fin du Quaternaire, les mouvements relatifs verticaux, entre les deux rives du Golfe, ont été minimes.

La région située à l'est du Golfe de Californie comprend une vaste plaine côtière, d'où émergent des massifs allongés, orientés NW-SE, une zone de piémonts et de collines, puis à l'est, la Sierra Madre Occidental, essentiellement formée de roches volcaniques d'âge tertiaire. Les reliefs découpés de la Sierra Madre Occidental, dont l'altitude moyenne avoisine 2 000 m, constituent une barrière naturelle puissante entre la région du Golfe de Californie et les hautes terres du Mexique Central.

Les abords nord-orientaux du Golfe de Californie, caractérisés par une alternance de petits massifs faillés et de vallées allongées se rattachent à la province structurale "Basin and Range" du sud-ouest des Etats-Unis. Du nord au sud, la distance séparant la Sierra Madre Occidental du Golfe de Californie diminue progressivement ; au sud-est de Mazatlan, en Sinaloa et Nayarit, la région côtière devient étroite et présente une morphologie et des paysages fort différents de ceux qui caractérisent la plus grande partie du Golfe de Californie. La bordure sud-orientale du golfe appartient au monde tropical, largement arrosé et à la végétation abondante, alors que l'ensemble de la région étudiée est aride ou semi-aride. La côte du sud-est du Golfe de Californie est marquée par une série de deltas importants, et de systèmes d'îles-barrières, qui témoignent de l'importance des apports fluviatiles originaires de la Sierra Madre Occidental.

A l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie se trouve le delta du rio Colorado, dont les apports ont eu une influence majeure sur la sédimentation et la morphologie de la région. La côte septentrionale du golfe est particulièrement aride et abrite le plus grand champ de dunes et d'ergs du continent nord-amériain (Gran Desierto).

On terminera cette brève description géographique en rappelant que durant le 17e et le 18e siècle, la grande majorité des cartes représentaient la Basse Californie comme une île (Tooley, 1964). Cette erreur persistante était probablement liée au caractère mythique qui s'attachait à cette région ; c'était la célèbre Ile des Amazones, dirigées par la reine Calafia, qui avait été décrite par Garci-Ordonez de Montalvo, "Las sergas de Esplandián".

Les premiers explorateurs européens entrèrent dans le Golfe de Californie en 1532, soit 15 ans après la conquête de Tenochtitlán (Mexico). Cette première expédition, dirigée par Diego Hurtado de Mendoza, était partie d'Acapulco et atteignit la région de La Paz ("Tierra de Santa Cruz") ; la plupart de ses membres périrent lors d'une attaque des indiens Pericú. Trois ans plus tard, Cortez lui-même, attiré par les perles rapportées par les survivants de la première expédition, fit un court séjour en Basse Californie. Les deux premières reconnaissances générales de l'ensemble du golfe furent dirigées par Francisco de Ulloa, en 1539, et par Hernando de Alarcón, en 1540. Bien que ces explorateurs aient observé, en longeant les côtes, qu'il s'agissait d'un golfe fermé (dénommé "Ancón de San Andrés" et "Mar Bermejo", par de Ulloa),

s'installa bientôt la croyance que la Basse Californie était une île. Il fallut attendre la première moitié du 18e siècle, avec les voyages des pères jésuites Eusebio Kino (en 1701-1702), Juan de Ugarte (en 1721), Fernando Consag (en 1746 et 1751-1753) et de Jacobo Sedelmayer (1747) pour rétablir la vérité maltraitée durant plus de deux siècles (Leon-Portilla, 1973).

1.2.1.3. Les marges continentales

Les marges continentales bordant la péninsule de Basse Californie et le Golfe de Californie appartiennent à plusieurs types. Sur la côte orientale de Basse Californie, le plateau continental est pratiquement inexistant, ou très étroit, et la pente continentale souvent abrupte (fig. 1.17). Des plateaux continentaux très larges (plus de 100 km) s'observent au large du delta du rio Colorado, ainsi que, localement à l'ouest de la péninsule (paragr. A10.2 et A10.3) (Bahia Sebastian Vizcaino et à proximité de Bahia Magdalena). Au nord-ouest de Basse Californie, le plateau continental proprement dit, relativement étroit, se prolonge par un type de marge particulier, le Continental Borderland (Shepard & Emery, 1941) (paragr. A10.1). La côte orientale du Golfe de Californie, elle, est bordée par un plateau continental régulier (fig. 1.17).

La rupture de pente qui limite, vers l'extérieur, le plateau continental, est située entre 100 et 160 m de profondeur, dans l'ensemble de la région (Curray, 1970). Dans le Golfe de Californie, cette rupture de pente se trouve généralement à 100 m de profondeur (fig. 1.19) (Rusnak et al., 1964 ; Van Andel, 1964). Sur la marge orientale de la péninsule, elle n'est parfois matérialisée que par le bord externe d'une terrasse sous-marine. Au sud-est du golfe, où débouchent plusieurs fleuves pérennes à constructions deltaïques complexes, la limite entre la pente et le plateau continentaux n'est pas toujours bien marquée, mais est souvent située entre 100 et 120 m de profondeur (Rusnak et al., 1964 ; Curray & Moore, 1964a).

La relative homogénéité de la profondeur de la rupture de pente (fig. 1.17 et 1.19) tend à indiquer une absence de mouvements verticaux relatifs, au Quaternaire supérieur, entre les deux rives du Golfe de Californie. Une légère subsidence de la rive sud-orientale du golfe est cependant mise en évidence par ces données.

1.2.1.4. Morphologie des régions côtières

Les rives du Golfe de Californie et la bordure occidentale de la péninsule de Basse Californie sont classées parmi les régions désertiques du globe (Mc Gill, 1958 ; Putnam et al., 1960 ; Meigs, 1966, 1973 ; Schreiber, 1968, 1969 ; Mc Ginnies et al., 1968 ; UNESCO, 1979).

Parmi les articles et ouvrages fournissant des descriptions géographiques détaillées de la côte du Golfe de Californie et de la façade pacifique de la péninsule de Basse Californie, on citera ceux de : Anonyme (1913), Munoz Lumbier (1919), Tamayo (1940, 1962), Toscano (1943), Osorio Tafall (1946, 1948), Dios Bojorquez (1946).

Plusieurs études géomorphologiques des littoraux de la péninsule de Basse Californie ont été effectuées, au début des années 1970, à partir de documents photographiques aériens (Bale & Minch, 1971 ; Bowden, 1971a, 1971b, 1973 ; Bale, 1972 ; Wright et al., 1973). Ces travaux ont conduit à l'élaboration de cartes et de typologies des littoraux, en fonction de divers critères, mais reposent souvent sur de trop peu nombreuses données de terrain.

La carte présentée fig. 1.20, est schématique et à grande échelle, mais prétend décrire avec plus de précision les principaux types de côtes observés dans la région.

A propos de cartes, il est à signaler que cette région ne dispose pas encore de couverture topographique complète au 1/50 000. En 1975, lorsqu'a débuté la présente étude, l'ensemble du territoire de Basse Californie Sud, n'était couverte par aucune carte topographique à une échelle moindre que le 1/500 000 (Secretaría de Defensa). Dix ans plus tard la presque totalité des régions côtières de Basse Californie et de Sonora est couverte par des cartes au 1/50 000e (parfois sous forme provisoire) ; les îles de la région, en revanche, ne sont pas rattachées à la cartographie du pays, et ne sont toujours pas représentées au 1/50 000e.

Les cartes topographiques mexicaines sont préparées et éditées par l'organisme successivement dénommé CETENAL, DETENAL, DGGTNAL, INEGI (en 1985-86).

En plus des cartes topographiques existantes au 1/50 000e, 1/250 000e, et 1/1 000 000e, on a utilisé des cartes aéronautiques (U.S. Air Force (1965) et océanographiques (U.S. Navy Hydrogr. Off., 1958a, 1958b, 1963, 1964, 1965).

Les principaux caractères mophologiques de la côte Pacifique de Basse Californie sont liés à la forte houle de l'Océan, à la prédominance des courants littoraux (et des vents) dirigés vers le sud-est, et au marnage faible. La nature lithologique et le relief de l'arrière-pays déterminent cependant une grande variabilité des paysages littoraux du nord au sud de la façade pacifique de la péninsule (falaises escarpées, lagunes littorales entourées de champs de barkhanes, systèmes d'îles-barrières, etc.).

Sur la côte orientale de Basse Californie, la morphologie côtière est, globalement, plus uniforme. La large prédominance des talus littoraux rocheux et de plages étroites s'explique à la fois par une certaine homogénéité lithologique de l'arrière-pays (roches volcaniques cénozoïques), par des conditions océanographiques distinctes (houle faible, courants littoraux de faible intensité et de directions variables) et par un contexte structural particulier (étroitesse de la marge, orientation générale du trait de côte uniforme, fracturations récentes).

La côte orientale du Golfe de Californie, contraste nettement avec celle de Basse Californie. Elle est caractérisée par un arrière-pays à faible relief, et par d'importantes constructions littorales récentes (deltas, larges plages sableuses, cordons dunaires continus, etc.). Seule

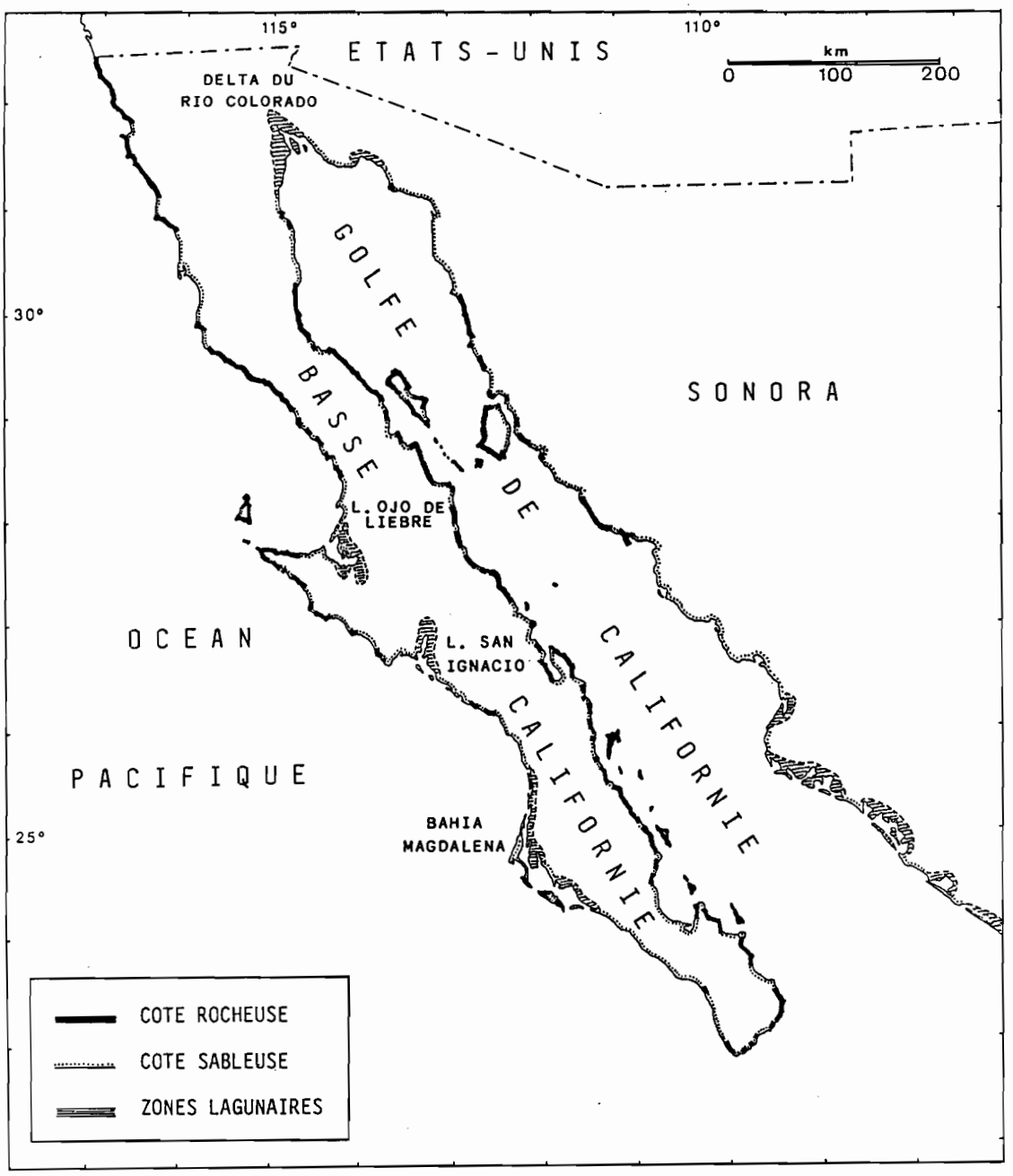


Fig. 1.20.- Types de côte bordant le Golfe de Californie et la péninsule de Basse Californie.

la région de Sonora central, entre Puerto Lobos et Guaymas, présente des reliefs côtiers rocheux qui sont bordés de talus littoraux de faible altitude. La marge orientale du golfe est beaucoup plus large (plusieurs dizaines de km) que la marge occidentale. Par certains points (largeurs des plaines côtières, orientation générale, conditions océanographiques), la côte sud-orientale du golfe (Sinaloa) ressemble à celle du sud-ouest de la péninsule de Basse Californie (Bahia Magdalena) (Glaeser, 1978).

Dans la classification des types de côtes en fonction du contexte tectonique, proposée par Inman et Nordstrom (1971), les régions du Golfe de Californie constituent, avec celles de la Mer Rouge, les exemples types de la catégorie "neo-trailing-edge coasts" (côtes passives récemment formées). En principe, ce type de côte, qui borde des zones d'ouverture océanique d'âge cénozoïque, est caractérisé par l'absence de plateau continental, une certaine sismicité, des manifestations volcaniques, et la prédominance de falaises littorales.

En fait, les différences de morphologie des littoraux, et de structure des marges continentales, des deux rives du Golfe de Californie sont telles que l'on peut remettre en question l'utilité pratique d'une classification morphotectonique qui regroupe, dans une même classe, les deux marges du golfe. Les caractères typiques des côtes de "neo-trailing-edge" ne sont pleinement illustrés que sur la rive occidentale du Golfe de Californie ; le rivage oriental du golfe présente de nombreux traits censés caractériser le type "afro-trailing-edge".

Dans cette classification, la place de la côte pacifique de Basse Californie n'est pas bien définie. Plusieurs critères (marge, ancienne fosse sous-marine, reliefs côtiers, terrasses marines soulevées) permettent de la rattacher aux côtes de type "collision", mais la partie sud-occidentale de Basse Californie présente également des caractères typiques du type "amero-trailing edge" (îles-barrières, arrière-pays plat, etc.).

Dans les chapitres qui suivent (chap. 2, 3, 4, et 5), on reviendra sur les principaux traits géomorphologiques de chacune des régions étudiées.

1.2.2. Evolution géodynamique plio-quaternaire de la région

1.2.2.1. Les premiers travaux sur la géologie et le milieu naturel de Basse Californie

Un des premiers ouvrages publiés concernant le milieu naturel et la "géologie" de la péninsule de Basse Californie, celui de Baegert (1771), établissait des comparaisons entre le Golfe de Californie et la Mer Rouge.

On citera parmi les principaux ouvrages anciens consacrés à la découverte du milieu naturel de cette région, ceux de :

- Miguel de Venegas, "Noticia de la Califor-

nia y de su conquista temporal y espiritual hasta el tiempo presente" (paru en 1757, réédité en 1943),

- Miguel del Barco, "Historia natural y crónica de la antigua California" (écrit dans les années 1770, et publié en 1973),
- Juan Jacobo Baegert, "Noticias de la península americana de California" (paru à Mannheim en 1771, et réédité en espagnol en 1942),
- W. Linck : "Wenceslau's Linck's Report and letters, 1762-1778" (Burrus, 1966),
- Francisco Javier Clavijero, "Historia de la antigua ó Baja California", (édité en 1789 et réédité en 1970),
- Francisco Javier Alegre, "Historia de la provincia de la Compañia de Jesús de Nueva España" (publié en 1956-1960 seulement).

Jusqu'au 18e siècle, les observations proprement géologiques ont été d'autant plus rares que cette contrée est restée très déserte et inexploitée.

A partir de la seconde moitié du 19e siècle commencèrent de véritables études de reconnaissance régionales (Grewinck, 1848 ; Browne, 1868, 1869 ; Gabb, 1868, 1882 ; Lindgren, 1888, 1889, 1890 ; Emmons & Merrill, 1894 ; Merril, 1897 ; Bonillas & Urbina, 1913 ; Engerrand & Paredes, 1913 ; Bose & Wittich, 1913 ; Darton, 1921 ; Heim, 1922 ; Marland Oil Co., 1924 ; Hanna & Hertlein, 1927 ; Santillan & Barrera, 1930 ; Flores, 1931).

Le premier ouvrage synthétique sur la géologie de l'ensemble de la péninsule ne fut publié par Beal qu'en 1948, bien que ses travaux de terrain aient été effectués dans les années 1920 (Marland Oil Co., 1924). Parmi les grandes synthèses régionales modernes, on citera les travaux de Mina (1956, 1957), sur la moitié méridionale de la péninsule, et l'ouvrage de Gastil et collaborateurs (1975) sur la moitié septentrionale de Basse Californie.

Plusieurs bibliographies consacrées à la région de la péninsule et au Golfe de Californie, regroupent quelques centaines de références de travaux publiés sur la géologie, la géophysique, la géomorphologie et le milieu naturel de cette région. . On citera notamment celles de Nelson (1922) (références couvrant la période 1683-1919) ; Barrett (1957, 1967) ; Univ. South. Calif., (1958) ; Trujillo Garcia (1967) ; Ambriano (1972) ; Siemers & Wadell (1974) ; Schwartzlose et Hendrickson (1983).

1.2.2.2. Les travaux antérieurs sur les terrasses marines quaternaires et les mouvements verticaux

L'existence de lignes de rivage anciennes, postérieures au Pliocène, a été signalée dès la fin du siècle dernier, par plusieurs auteurs, en Basse Californie (Gabb, 1869a, 1869b ; Lindgren, 1888 ; Emmons & Merrill, 1894) et en Sonora (Mc Gee & Johnson, 1896). Les vestiges littoraux décrits par ces auteurs correspondent effectivement à des

traces de hauts niveaux marins pléistocènes. Il n'en a pas été de même pour une partie des observations faites par d'autres auteurs au début du siècle.

1.2.2.2.1. Les travaux de Wittich

Au cours de plusieurs voyages d'exploration en Basse Californie, Wittich a accumulé des observations de vestiges littoraux quaternaires, ou plus exactement de ce qu'il interprétait comme des traces d'une émersion récente ("post-diluvienne") de la péninsule.

Dans une première série d'études, Wittich (1909, 1910, 1911, 1912a) signalait l'existence de dépôts littoraux "récents", à diverses altitudes, dans la région de San José del Cabo-Cabo San Lucas ; le plus élevé de ces vestiges se situerait à +600 m d'altitude, mais cette observation n'a pas été confirmée ultérieurement (et en particulier, par Hammond, 1954).

Une deuxième étude consacrée à la partie nord-occidentale de la péninsule amena Böse et Wittich (1913) et Wittich (1912b, 1915) à mentionner un grand nombre de terrasses marines sur la côte pacifique, au sud de Tijuana. Dans ces travaux, les auteurs décrivent également des localités dont ils pensent qu'elles ont été submergées par la mer récemment, et qui sont situées à des altitudes de plusieurs centaines de mètres. Le plus élevé de ces "restes littoraux" se trouverait à +1 052 m, sur la ligne de partage des eaux de la péninsule à la latitude de l'ancienne Mission de San Borja.

Par la suite, Wittich (1920) synthétisa l'ensemble de ses interprétations dans un article qui a beaucoup été cité dans la littérature portant sur la Basse Californie. Selon cet auteur, une émersion de plus de 1 000 m, de l'ensemble de la péninsule, aurait eu lieu à une époque "très récente". Ces mouvements verticaux se poursuivraient à l'heure actuelle ; ils ne seraient pas limités à la Basse Californie mais pourraient concerner toute la côte pacifique du continent américain.

Les indices de retrait récent de la mer, utilisés par Wittich, incluent :

- la présence de coquilles de mollusques peu altérés, "subfossiles", présentant parfois leur coloration originelle ;
- l'existence de terrasses marines étagées ;
- la présence de dunes à l'intérieur des terres ;
- des signes d'érosion "littorale" parmi lesquels Wittich inclut aussi bien les taffoni que l'érosion en boule des granites ;
- des vallées fluvio-marines (rias) perchées, qui ne seraient pas en équilibre par rapport au niveau de base.

Le principal critère ayant conduit Wittich à identifier d'anciennes lignes de rivage à des altitudes de plusieurs centaines de mètres semble être l'accumulation de coquilles récentes (dont il donne généralement les noms d'espèces).

Dans la plupart des cas, ces tas de coquilles sont probablement d'origine anthropique ; parfois, il pourrait

s'agir de dépôts littoraux, mais d'âge pliocène.

Il est remarquable que Wittich distingue ces dépôts de coquilles, des dépôts de terrasses marines proprement dites. Par ailleurs cet auteur mentionne à plusieurs reprises que les tests "subfossiles" sont associés à des restes d'industries lithiques.

Aucune des descriptions qu'il fournit (photographies à l'appui), pour les formes d'érosion "littorale", ne peut être considérée comme convaincante.

1.2.2.2.2. Les travaux de Beal

Dans l'ouvrage de Beal (1948) sur la géologie de l'ensemble de la péninsule, de nombreuses pages sont consacrées à l'évolution géodynamique récente, et en particulier aux mouvements verticaux quaternaires.

Rappelons que, bien que l'ouvrage ait été écrit dans les années 1940, les observations de terrain de Beal ont été faites au début des années 1920, dans le cadre d'une prospection destinée à une compagnie pétrolière (Marland Oil Co., 1924).

Beal a largement partagé les interprétations de Wittich et de Böse relatives à une émersion récente, de grande amplitude, de la péninsule. Bien que faisant preuve d'esprit critique, il ait notamment envisagé que certains amas de coquilles soient d'origine anthropique, il écrit (op. cit., p. 32-33) :

"The evidence of terraces is so abundant that a Pleistocene submergence of the peninsula to about 1 000 feet can hardly be questioned. As the sea shells observed during the present study are widespread and often far from fresh water, the natural camping places of the Indians, the writer favors the view that the peninsula may have been depressed as much as 1 600 to 1 800 feet below sea level".

Cet auteur a ainsi été amené à concevoir un double cycle d'émersion/submersion au Plio-Quaternaire. Après le retrait des mers pliocènes, la péninsule (ainsi que la côte orientale du golfe) se serait fortement soulevée. L'un des plus "solides" arguments pour cette émersion, avancé par Beal, est l'existence de canyons sous-marins à la pointe de la péninsule. Ensuite, la péninsule aurait été submergée jusqu'à une cote (actuelle) d'environ +500 m (voire +900 m) ; cette "grande submersion" aurait réduit de deux tiers la surface de l'actuelle Basse Californie. Le dernier stade correspondrait à une émersion liée aux mouvements verticaux décrits antérieurement en Californie (paragr. 1.1.4.1.1). Beal s'appuie sur des informations locales (faisant état de retraits historiques de la ligne de rivage) pour supposer que cette émersion est récente et se poursuit actuellement à une vitesse particulièrement élevée.

1.2.2.2.3. Les études de terrasses marines quaternaires

On distinguera trois types d'études antérieures sur les terrasses marines quaternaires : celles qui portent plus spécifiquement sur les faunes marines associées aux

dépôts de terrasses, menées par des paléontologues ; celles qui sont faites à l'occasion d'une cartographie régionale (thèses de "Master of Science", travaux des étudiants "undergraduate" du Department of Geology du San Diego State College, etc.) ; et enfin quelques études, d'extension régionale plus ou moins vaste, mais consacrées à la corrélation dans le temps et dans l'espace de lignes de rivage pléistocènes, et visant à déterminer les caractères des mouvements verticaux récents.

Les travaux de type "paléontologique" sont les plus anciens et, de loin, les plus nombreux. Les données paléoécologiques, paléoclimatiques, et faunistiques dégagées des associations de fossiles sont primordiales pour la reconstitution des environnements littoraux, et souvent utiles dans les corrélations latérales de dépôts de terrasses. Bien entendu, les localités étudiées sont parmi les plus fossilifères ; le plus souvent, elles correspondent à la plus basse terrasse émergée (Pléistocène supérieur). Les auteurs de ce type d'étude sont trop nombreux pour être cités ici ; indiquons seulement les noms de Addicott, Durham, Emerson, Hanna, Hertlein, Valentine (voir références précises dans la bibliographie générale).

Les études géologiques locales, le plus souvent réalisées par des étudiants, n'ont été nombreuses qu'en Basse Californie Nord, dans le cadre de la cartographie de reconnaissance (1/125 000) de l'état (Gastil et al., 1975). Ce genre de travaux, où l'identification des formes et dépôts quaternaires ne constitue pas un aspect essentiel, fournit néanmoins des informations utiles pour des reconnaissances ultérieures. Dans la grande majorité des cas, les mentions de terrasses marines pléistocènes ne sont pas accompagnées de données chronostratigraphiques, ou sont assorties d'hypothèses chronologiques et tectoniques mal étayées. Sur le plan géomorphologique, les terrasses sont souvent identifiées par la cote des replats les plus visibles, et non par celle des lignes de rivage (ancien pied de falaise).

Les études portant plus spécifiquement sur les terrasses marines et déformations quaternaires sont en nombre très restreint. Sur la côte occidentale de Basse Californie, ce sont les travaux de Orme (1972, 1974) et de Wood (1978, 1980). A la pointe méridionale de la péninsule, Hammond (1953) s'intéressa suffisamment aux lignes de rivage quaternaires, dans le cadre d'une étude régionale géomorphologique, pour être mentionné ici. Enfin, dans le nord du Golfe de Californie, on citera les travaux de Ives (1951, 1959, 1964).

1.2.2.3. Stratigraphie et évolution climatique plio-quaternaire

1.2.2.3.1. Les principales formations de Pliocène marin

En Californie méridionale, les dépôts marins pliocènes sont essentiellement localisés dans des bassins côtiers tels que ceux de Ventura, Los Angeles, Santa Maria, etc. (Woodford et al., 1954 ; Bailey & Jahns, 1954 ; Kern, 1973c). Ces séquences peuvent atteindre 4 500 m de puissance totale (formation Pico) ; elles passent généralement, en

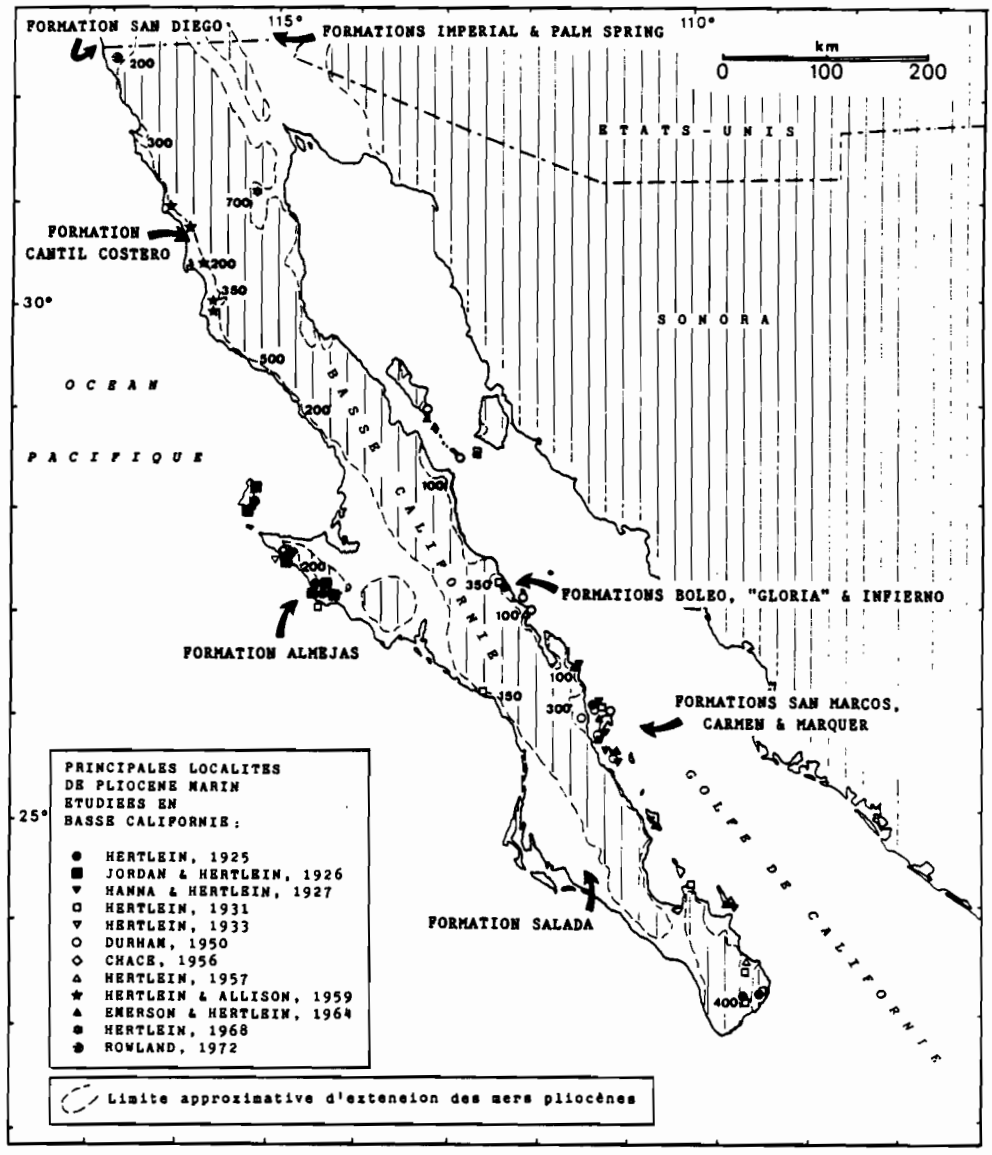


Fig. 1.21.- Distribution des principales formations marines pliocènes reconnues en Basse Californie, et indication de leur altitude maximale, en mètres (d'après diverses sources, et notamment : Beal, 1948 ; Mina, 1957 ; Gastil et al., 1975).

Dans certaines localités, l'âge pliocène des dépôts n'est que supposé.

continuité de sédimentation, à des séquences du Pléistocène inférieur.

Dans le Continental Borderland, au large de la Californie méridionale et du nord-ouest de la Basse Californie, les unités pliocènes se présentent sous la forme d'épaisses séquences de turbidites (plus de 1 500 m dans les bassins de Santa Monica et San Pedro, par exemple ; Junger & Wagner, 1977), ou de boues pélagiques (sur les pentes des bassins), ou encore de dépôts glauconitiques, peu épais (au sommet des rides et hauts-fonds sous-marins) (Vedder et al., 1981).

Dans les îles du Channel (Californie méridionale) et sur la côte occidentale de Basse Californie, les dépôts pliocènes sont rares, et consistent généralement en des séquences de calcaires littoraux de quelques dizaines de mètres de puissance (Weaver & Meyer, 1969 ; Vedder & Moore, 1976 ; Suzuki & Stadum, 1978 ; Vedder & Howell, 1976, 1980).

En Basse Californie, le Pliocène marin, a reçu diverses dénominations ; du nord au sud de la façade pacifique de la péninsule on parle des formations : San Diego (Hertlein & Grant, 1944), Cantil Costero (Santillan & Barrera, 1930), Almejas (Mina, 1956, 1957), et Salada (Heim, 1922 ; Mina, 1957) (fig. 1.21). Dans les études régionales qui suivent, on reviendra en détail sur les caractères lithologiques et les interprétations chronostratigraphiques de ces dépôts. Signalons pourtant, dès maintenant, que l'âge précis de ces unités pliocènes reste à établir. D'une façon générale, les études micropaléontologiques ont tendance à fournir des âges plus récents (au sein du Pliocène) que les interprétations fondées sur la macrofaune (et sur les mollusques, notamment) (Durham & Allison, 1960 ; Armentrout et al., 1979).

Sur la côte occidentale de Basse Californie, les dépôts marins pliocènes ne forment généralement qu'une séquence continue, sans interruptions de la sédimentation ou évidences de régression régionale. Néanmoins, on ne peut exclure que certaines surfaces d'abrasion littorale, anciennes, souvent perchées à des altitudes dépassant la centaine de mètres, soient attribuables à de courtes phases (interglaciaires ?) de haut niveau marin du Pliocène (Hertlein & Allison, 1959 ; Gastil et al., 1975).

Dans la région du Golfe de Californie, les unités marines attribuées au Pliocène affleurent dans une série de bassins marginaux de la côte orientale de la péninsule, dans les îles du golfe et dans les environs du delta du Colorado. Dans la moitié méridionale du Golfe de Californie et de la péninsule, les sédiments marins pliocènes émergés ont été subdivisés en trois formations. Dans les environs de Santa Rosalia, ces formations ont été nommées Boléo, Gloria et Infierno (Wilson, 1948a, 1948b ; Wilson & Rocha Moreno, 1955) ; plus au sud, sur la côte de Basse Californie Sud et dans les îles proches, ces formations ont reçu les noms de San Marcos, Carmen et Marquer (Durham, 1950 ; Anderson, 1950).

Une telle trilogie a vraisemblablement une cause tectonique régionale ; l'alternance de transgressions et de régressions serait due à des mouvements verticaux de la

marge sud-occidentale du golfe, et non à des variations du niveau marin pliocène.

Les extrémités sud-occidentale et nord-occidentale du Golfe de Californie présentent des unités marines pliocènes qui semblent se rattacher à deux séquences, l'une qui débuta au Miocène : formations Trinidad (McCloy, 1984a, 1984b), Llano el Moreno (Boehm, 1982, 1984), et Imperial (Hanna, 1926a ; Woodring, 1931), et l'autre qui marque une large régression et qui s'est peut être achevée au Pléistocène inférieur : formations "Salada" (?) et Palm Spring (Woodring, 1931).

Aucun affleurement de Pliocène marin n'est connu sur la côte orientale du Golfe de Californie.

Les séries marines pliocènes affleurant sur les bordures et dans les îles du Golfe de Californie sont souvent de faciès plus profonds que leurs équivalents latéraux de la côte Pacifique de Basse Californie. Une brève description de ces séquences est fournie dans l'étude régionale qui suit (chap. 4 et 5), ainsi que dans l'Annexe A3.

1.2.2.3.2. Evolution_climatique_pliocène

Les études micropaléontologiques de carottes prélevées au large de la Californie et de la Basse Californie indiquent que le Pliocène débuta par une phase froide, et que le reste du Pliocène fut relativement chaud et marqué par plusieurs fluctuations climatiques (Ingle, 1973a ; Keller, 1978a, 1978b). Deux phases plus particulièrement chaudes, caractérisées par des migrations, vers le nord, de formes tropicales, ont été datées de 4 et 2,8 M.a. approximativement (Poore, 1981).

Dans le Golfe de Californie, les informations sur les paléoclimats pliocènes sont encore rares. Les macrofaunes récoltées dans les sédiments marins émergés présentent généralement un caractère tropical prononcé. Les microfaunes étudiées dans des unités sédimentaires à présent émergées, ou dans les carottes du leg 64 D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project), ont surtout fourni des informations d'ordre paléo-bathymétrique et ne permettent pas encore de dégager clairement une évolution des "hydroclimats" pliocènes.

1.2.2.3.3. La_limite_Pliocène/Pléistocène

En Californie, comme en d'autres régions du monde, la détermination de la position d'une limite stratigraphique entre le Pliocène et le Pléistocène a été longue et difficile.

> Les datations radiométriques de certains horizons-clefs, comme le "Bailey Ash bed", ont fourni des résultats variant de 1 M.a. à près de 9 M.a. (Yeats, 1965 ; Yeats et al., 1967 ; Bandy, 1967a ; Ingle, 1967 ; Bandy & Casey, 1969; Izett et al., 1974) ; de même l'âge de 3 M.a. attribué à la formation Lomita Marl (Obradovich, 1965, 1968) a conduit de nombreux auteurs à placer à cet âge la limite inférieure du Pléistocène en Californie (Funnel, 1964 ; Bandy, 1968 ; Bandy & Ingle, 1970 ; etc.).

Une autre source de problèmes tient à la conception, largement partagée par les auteurs jusqu'à la fin des années 1960, que le Pléistocène débutait par un refroidissement important. Les indicateurs paléoclimatiques, notamment les microfaunes, qui marquaient l'apparition des conditions glaciaires (de la fin du Pléistocène inférieur) ont ainsi servi, à tort, à définir la base du Pléistocène (Bandy, 1959, 1960, 1964, 1967a, 1967b ; Bandy & Ingle, 1970).

Depuis que l'on a fixé l'âge de la limite Pliocène/Pléistocène à 1,8 M.a. (paragr. 1.1.2.1.) et que l'on a admis que la base du Pléistocène n'était pas de type glaciaire, les déterminations stratigraphiques ont été simplifiées et reposent sur des échelles biostratigraphiques plus solides (tabl. A1.2)

Dans plusieurs séquences stratigraphiques étudiées en Californie méridionale, la limite Pliocène/Pléistocène a été identifiée par la disparition du nanofossile Discoaster brouweri (Bandy & Wilcoxon, 1970), ou celle des radiolaires Lamprocyrtis (= Lamprocyclas) heteroporos et Eucyrtidium calvertense (Casey, 1972), ou encore par l'apparition du foraminifère Globorotalia truncatulinoides (Bandy & Casey, 1970).

Dans le site DSDP 173 situé au large de la Californie septentrionale et qui a été considéré comme la séquence néogène de référence du Pacifique nord-oriental, la limite Pliocène/Pléistocène est définie par l'apparition du radiolaire Eucyrtidium matuyamai (Hays, 1970), elle-même corrélée avec la base de l'événement Olduvai (1,85 M.a., Opdyke, 1972).

Sur le continent, en Arizona, l'événement Olduvai a été identifié dans une séquence de sédiments riches en restes de vertébrés terrestres (N. Johnson et al., 1975) ; la limite Pliocène/Pléistocène, correspondant à la base de l'étage Irvingtonian des paléontologues américains, est caractérisée par l'apparition de Lepus sp..

Dans le Golfe de Californie, la limite Pliocène/Pléistocène n'a longtemps été déterminée que par des arguments paléontologiques (tabl. 1.11 ; Durham, 1950). Cependant, les corrélations biostratigraphiques ont été compliquées par le fait que les faunes pliocènes et quaternaires du Golfe de Californie diffèrent sensiblement de celles de la côte pacifique de Californie et de Basse Californie, en particulier par leur caractère tropical prononcé (Allison, 1964).

La multiplication des données radiométriques K/Ar sur les séries volcaniques cénozoïques de Basse Californie, permet d'espérer l'établissement d'une chronologie plus précise des formations marines pliocènes qui y sont interstratifiées (Gastil et al., 1979 ; J.T. Smith 1984, 1986 ; J.T. Smith et al., 1985).

D'un point de vue micropaléontologique, la limite Pliocène/Pléistocène adoptée par les auteurs modernes dans le Golfe de Californie est, comme dans le reste du Pacifique nord-oriental, la disparition de Discoaster brouweri

Faunes du Pliocène supérieur non observées au Pléistocène	Faunes typiquement pléistocènes
Echinodermes : Encope shepherdi, Durham Encope carmensis, Durham Encope angelensis, Durham Clypeaster marquerensis, Durham Lamellibranches : Aequipecten abietis (Jordan & Hertlein) Patinopecten marquerensis, Durham Basterotia hertleini, Durham Protothaca coronadosensis, Durham Ostrea vespertina, Conrad Gastropodes : Astrea (Pomaulax) subundosa, Durham Strombus subgracilior, Durham	Echinodermes : Encope grandis inezana, Durham Encope californica, Verrill Encope micropora, Agassiz Encope n.sp.B, Durham Lamellibranches : Basterotia californica, Durham Basterotia peninsulare, Jordan Pinna corteziana, Durham Pinna rugosa, Sowerby Plicatula inezana, Durham Gastropodes : Cancellaria coronadosensis, Durham Alabina strongi, Durham Astrea shepherdi, Durham Heliacus lowei, Durham Oliva davisae, Durham Strombus gracilior, Sowerby Gyrineum strongi, Jordan

Tabl.I.11.- Principales extinctions et apparitions d'espèces de macrofaune à la limite Pliocène-Pleistocène, dans le Golfe de Californie, selon Durham (1950).

(tabl. A1.2) (Aubry et al., 1982 ; Aubry, 1982).

1.2.2.3.4. Le_Quaternaire

1.2.2.3.4.1. Les_formations_du_Pléistocène_marin

Les séquences émergées de sédiments marins pléistocènes ne se trouvent que dans des régions ayant subi d'intenses mouvements verticaux à une époque récente. Si l'on écarte les dépôts littoraux recouvrant les terrasses marines de Basse Californie, qui ne constituent jamais d'épaisses séquences, les deux régions principales où affleurent des formations pléistocènes puissantes sont les bassins côtiers de Californie méridionale et la bordure de la dépression de Salton (delta du Colorado ; cf Annexe A3). Dans des contextes tectoniques différents, ces deux régions ont subi successivement une forte subsidence puis un soulèvement très rapide.

Le bassin de Ventura contient l'une des plus longues séquences connues de sédiments marins pléistocènes (5 000 m) (formations Fernando et Saugus). Des vitesses de subsidence atteignant 2 000 à 4 500 mm/10^3 ans, entre 1 M.a. et 0,3 M.a., et des vitesses de soulèvement du même ordre de grandeur (atteignant 10 000 $\pm$2 000 mm/10^3 ans) ont été évaluées par Yeats (1977), à partir de données tephrachronologiques (Izett et al., 1974), magnétostratigraphiques (Blackie & Yeats, 1976), aminostratigraphiques et radiométriques (Szabo & Rosholt, 1969 ; Valentine & Veeh, 1969 ; Wehmiller et al., 1974, 1977b, 1978a ; Lajoie et al., 1975b ; Lajoie & Sarna-Wojcicki, 1982).

Dans la dépression de Salton, la principale formation pléistocène (Palm Spring) a un caractère essentiellement lacustre, avec quelques passées laguno-marines (paragr. A3.2.3).

Aucune évidence de variations du niveau marin, d'origine glacio-eustatique, n'est signalée dans ces épaisses unités sédimentaires du Pléistocène inférieur et moyen (?). De toute manière, les contextes tectoniques des deux bassins mentionnés sont tels qu'il parait difficile d'utiliser ces séquences dans une optique climato-stratigraphique.

1.2.2.3.4.2. Données_paléoclimatiques_de_carottes_océaniques

1.2.2.3.4.2.1. Généralités

A cause des mauvaises conditions de préservation des microfaunes (dissolutions, effets diagénétiques, remaniements, etc., Yeats & Haq, 1981), on ne dispose pas de séquence marine complète du Pléistocène qui permette de retracer précisément l'évolution paléoclimatique quaternaire de la marge occidentale de Basse Californie. Les diverses études micropaléontologiques des carottes D.S.D.P. 173, 296 et 310 montrent qu'après la longue phase relativement chaude du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur, deux épisodes glaciaires, seulement, ont été identifiés (Keller, 1978a, 1978b, 1979a, 1979b).

Dans le centre du Golfe de Californie, trois épisodes glaciaires ont été reconnus (Matoba & Oda, 1982) ; bien que

la présence des formes froides de foraminifères planctoniques (Neogloboquadrina pachyderma) témoigne de remontées temporaires du courant de Californie à l'intérieur du golfe (Ingle, 1973a, 1977a, 1977b, 1977c ; Bukry, 1981), il n'a pas encore été possible d'établir de corrélation entre les phases froides du bassin de Guaymas et celles qui ont été décelées dans d'autres carottes du Pacifique.

1.2.2.3.4.2.2. La carotte du site DSDP 480

Pour la période couvrant la fin du Pléistocène moyen et le Quaternaire supérieur, on dispose dans le centre du Golfe de Californie d'une carotte océanique de 152 m de long, qui présente un enregistrement exceptionnel de boues diatomitiques "varvées". La carotte du site 480 du DSDP a été récoltée à l'aide d'un carottier expérimental à piston hydraulique (HPC), à une profondeur de 655 m, sur le plateau continental au nord-ouest de Guaymas (fig. 1.23). La préservation de la structure varvée d'une grande partie de la carotte tient à sa position dans la zone anoxique, où l'effet des bioturbations est considérablement réduit (Aguayo & DSDP group Leg 64, 1981).

Les boues diatomitiques qui constituent la quasi-totalité de la carotte appartiennent à deux types de sédiments : des rythmites formées de couplets de lamines vert pâle/brun-vert, et des séquences homogènes brun-vert. Dans les rythmites, les lamines sombres sont constituées à 50 % d'argiles et entre 15 et 45 % de frustules de diatomées, tandis que les lamines claires contiennent de 70 à 80 % de diatomées ; l'épaisseur des lamines, de l'ordre de 1 mm, est variable aussi bien au sein des couplets, que d'un couplet à l'autre.

La signification paléo-océanographique et l'interprétation des conditions de formation de ces "varves" dans la zone anoxique du centre du Golfe de Californie font intervenir des phénomènes climatiques saisonniers (Calvert, 1964a, 1964b ; 1966 ; Schrader et al., 1980a, 1980b ; Donegan & Schrader, 1980 ; Schrader, 1982 ; Baumgartner et al., 1985). Actuellement, les lamines claires se déposent lorsque se produisent des phénomènes d'upwelling côtiers (durant la période sèche, de janvier à mai), et les lamines sombres sont consécutives à des apports fluviatiles dans le golfe (saison humide) ; la tendance est donc d'attribuer chaque couplet de lamines à une période annuelle. Cette interprétation ne semble cependant pas devoir être généralisée dans l'ensemble de la carotte puisque dans certains secteurs, il apparaît que les lamines claires contiennent des espèces de diatomées typiquement océaniques et qu'au contraire les lamines sombres renferment des formes typiques des conditions d'upwelling (Schrader et al., 1980a ; Schrader, 1982).

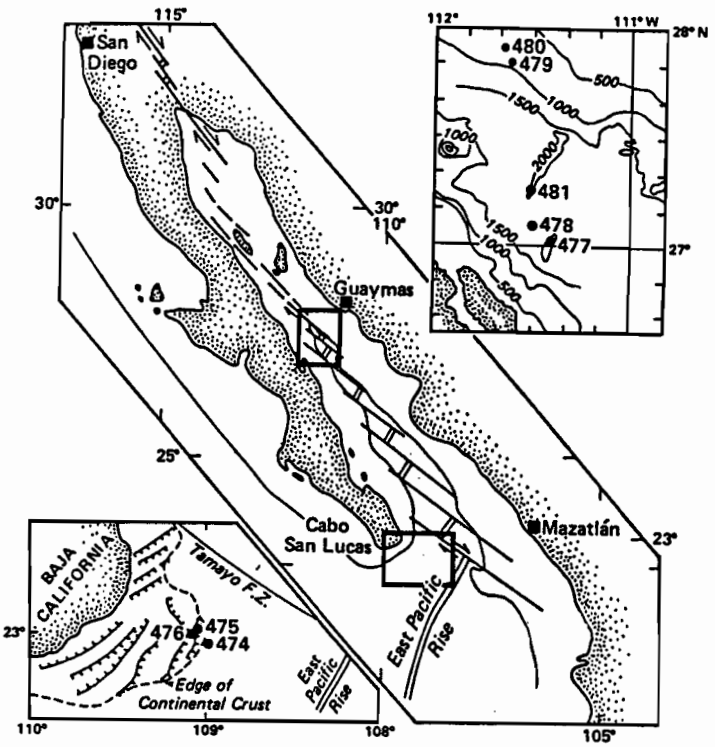


Fig. 1.22.- Localisation des forages profonds (sites 474 à 481) du leg DSDP 64 dans le Golfe de Californie (d'ap. Curray et al., 1979).

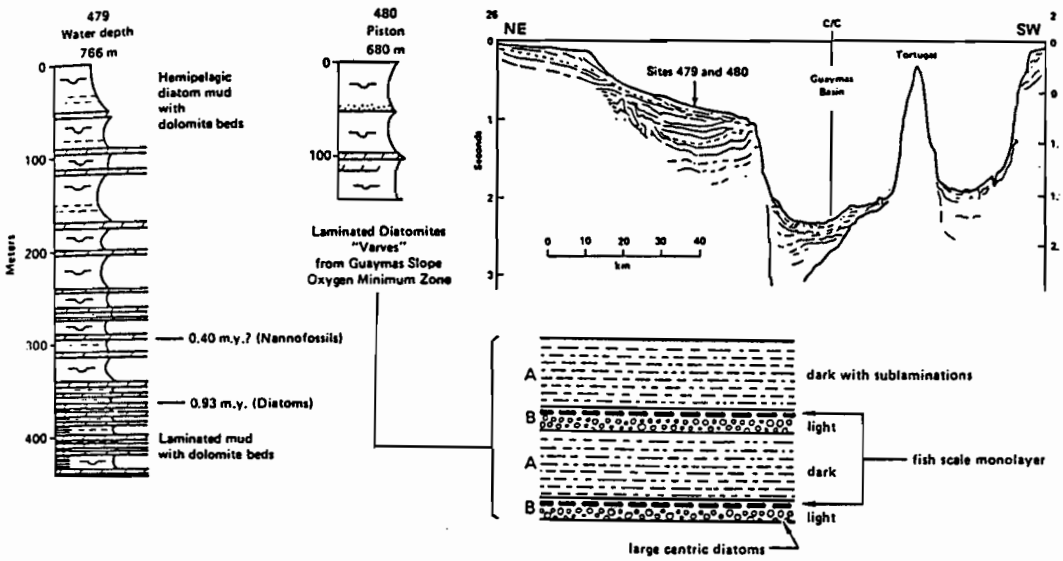


Fig. 1.23.- Situation et représentation schématique des forages 479 et 480 du Leg DSDP 64, sur la marge orientale du centre du Golfe de Californie (Curray & Moore, 1982).

En bas à droite, deux doublets de lamines diatomitiques du site 480 (DSDP 64) : alternance de lamines claires, minces et couvertes par une couche d'écailles de poissons, et de lamines sombres, plus épaisses et plus détritiques (Schrader, 1982).

Les séquences de sédiments à structure homogène sont comparables, par leur composition et leur couleur, aux lamines sombres des rythmites, et contiennent, en outre, 10 à 40 % de tests de foraminifères et de nanoplankton, ainsi qu'une faible proportion de pyrite (Kelts & Niemitz, 1982). D'une façon générale, ces lits renferment des diatomées d'eaux froides (Schrader, 1982) et des pollens (tels Pinus) (Heusser, 1982 ; Byrne, 1982) qui suggèrent une corrélation avec des périodes relativement moins chaudes, durant lesquelles les phases d'upwelling auraient été très réduites, ou absentes.

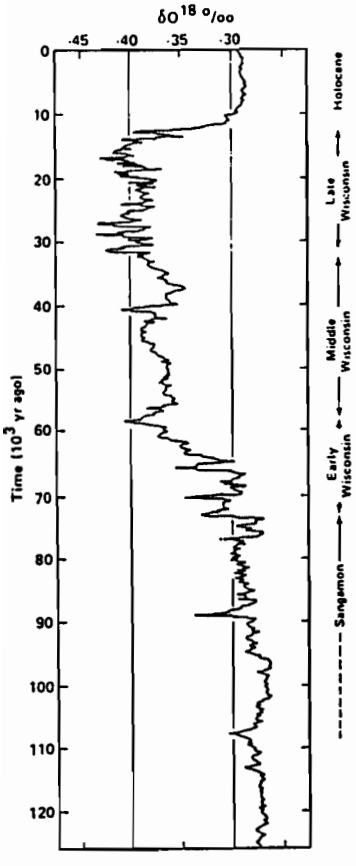
Malheureusement, le contrôle chronologique de cette carotte n'a pas encore pu être établi de manière précise et définitive. Les valeurs de taux de sédimentation, et l'âge de la base de la carotte, ou de certains horizons particuliers, ont fait l'objet de plusieurs études qui aboutissent à des résultats divergents.

Dans le compte-rendu préliminaire de la campagne de forage (Curray & Moore et al., 1979 ; Moore & Curray et al., 1979), les participants avaient estimé entre 300 et 400 ka l'âge de la base de la carotte du site 480. La texture des sédiments des 100 derniers mètres de la carotte suggère cependant une corrélation entre les niveaux à lamines et des phases climatiques chaudes, interglaciaires ou interstadiaires (fig. 1.24, Soutar et al., 1982 ; Schrader 1982) ; selon un comptage des "varves" et une extrapolation du taux de sédimentation évalué pour les 100 derniers mètres (0,93 cm/10^3 ans ; fig. 1.25), la base de la carotte daterait de 165 à 210 ka (Soutar et al., 1982 ; Leclaire & Kelts, 1982).

Sur le plan sédimentologique, la présence d'un niveau sableux à -95 m de profondeur, surmontant, à -102 m, un lit dolomitique (d'origine diagénétique ; Kelts & McKenzie, 1982b ; Kelts & Niemitz, 1982) peut être interprétée comme un indice du maximum climatique du dernier interglaciaire (S.I. 5e) ; cette corrélation suggère un taux de sédimentation inférieur à 90 cm/10^3ans (fig. 1.25) (Leclaire & Kelts, 1982). D'un autre point de vue, des corrélations latérales avec la carotte du site 479, ainsi que les occurrences à certains niveaux des diatomées Coscinodiscus marginatus et Nitzschia fossilis, l'étude des silicoflagellés, et l'analyse de plusieurs séquences de "varves" conduisent à attribuer à la base de la carotte un âge de 250 ka environ (Matherne et al., 1980 ; Schrader et al., 1980a; Schrader, 1982).

A la suite de phénomènes de dissolution et de remaniements de microfaune, l'analyse isotopique de l'oxygène du carbonate de foraminifères benthiques (Uvigerina et Bolivina) n'a pu permettre de fournir un cadre climatostratigraphique (Shackleton & Hall, 1982). Pour les mêmes raisons de dissolution des tests carbonatés, la composition de la faune de foraminifères planctoniques et benthiques ne fournit que de maigres indications paléo-océanographiques ; tout au plus distingue-t-on une concentration plus forte de foraminifères planctoniques d'eaux plus chaudes entre -70 et -100 m (fig. 1.26) qui pourrait correspondre à une

Greenland Ice Core δO^{18} Chronology (after Dansgaard et al., 1971)



Core	Base of Core (est.)	Prelim. Age Estimate (yr)	Sediment Structure Type
1	4.75 m	3800	Laminated
2	9.25 m	7900	Laminated
3	14.25 m	12,200	Laminated
4	19 m	16,700	Homogeneous
5	23.75 m	21,500	Homogeneous
6	28.5 m	26,300	Homogeneous/Laminated
7	33.25 m	31,100	Homogeneous/Laminated
8	38 m	35,800	Homogeneous
9	42.75 m	40,600	Homogeneous
10	47.5 m	45,400	Laminated/Homogeneous
11	52.25 m	50,200	Laminated/Homogeneous
12	57 m	55,000	Laminated/Homogeneous?
13	61.75 m	65,200	Homogeneous/Laminated
14	66.5 m	70,700	Homogeneous/Laminated
15	71.25 m	76,500	Homogeneous
16	76 m	82,200	Laminated
17	80.75 m	87,900	Laminated
18	85.5 m	93,700	Laminated
19	90.25 m	99,400	Laminated/Homogeneous
20	95 m	105,100	Laminated
21	99.75 m	110,900	Laminated/Homogeneous
22	104.5 m		Laminated/Homogeneous

Fig. 1.24.- Corrélation proposée par Soutar et collaborateurs (1982) entre la carotte du site 480 du leg DSDP 64 et la courbe isotopique de la carotte du Grœnland (Dansgaard et al., 1971), suggérant que les périodes interglaciaires (120-75 ka et 10-0 ka) sont caractérisées par la prédominance de diatomites "varvées", et les périodes glaciaires par la prédominance de sédiments à texture homogène. Cette corrélation hypothétique fournit l'une des chronologies disponibles pour la carotte 480 (voir fig. 1.25).

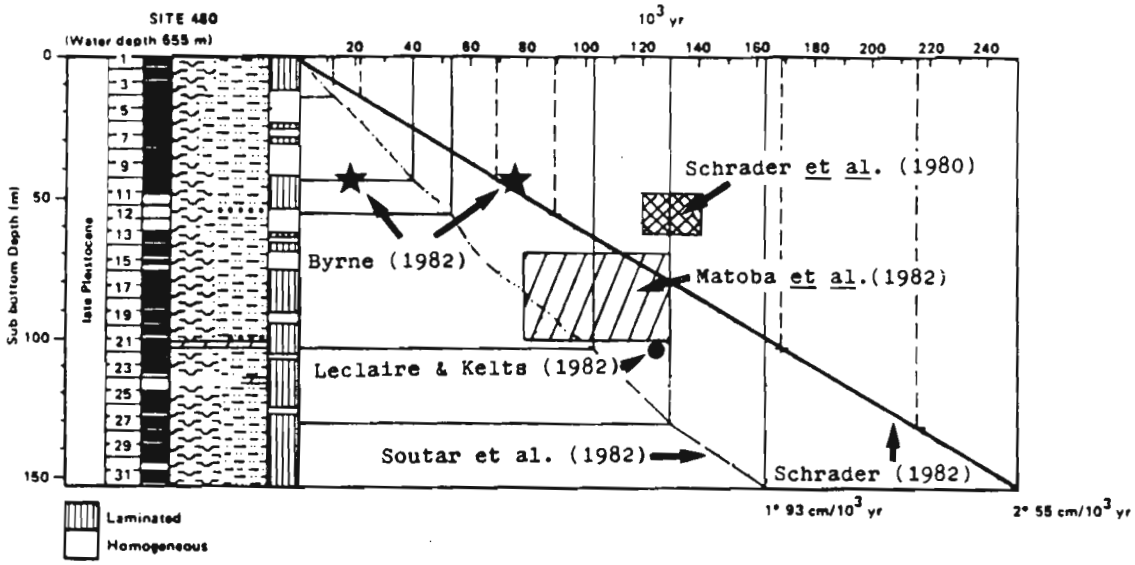


Fig. 1.25. - Récapitulation des principales interprétations concernant la chronologie de la carotte du site DSDP 480, et fondées sur des données sédimentologiques ou biostratigraphiques (modifié d'après Leclaire & Kelts, 1982). Voir explication dans le texte.

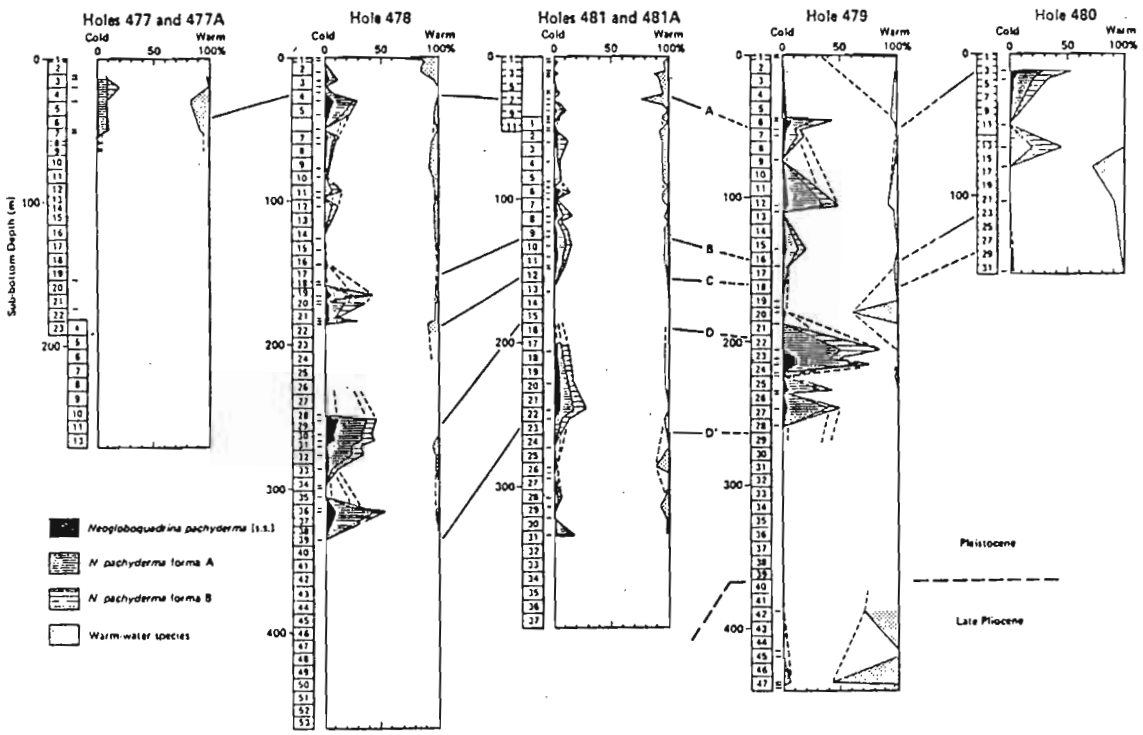


Fig. 1.26. - Diagrammes de fréquence des foraminifères planctoniques (espèces d'eaux chaudes, et d'eaux froides comme Neogloboquadrina sp.) dans les carottes DSDP du centre du Golfe de Californie (Matoda & Oda, 1982).

Ces diagrammes, qui ne permettent pas d'établir une chronologie paléoclimatique locale, montrent l'importance des phénomènes de dissolution dans les sédiments profonds du bassin de Guaymas.

période interglaciaire (Matoba & Oda, 1982 ; Matoba & Yamaguchi, 1982).

Une analyse palynologique des 49 derniers mètres de la carotte permet d'envisager deux chronologies (Heusser & Burckle, 1981 ; Byrne, 1982).

> Selon la première interprétation, la fraction de la carotte comprise entre -13 et -43 m est corrélée avec le S.I. 2, ce qui impliquerait que le taux de sédimentation soit double de celui que l'on observe pour l'Holocène (250 cm/10^3 ans, Baumgartner et al., 1978) ; selon la seconde interprétation, qui a la faveur de Byrne, cette même fraction de la carotte correspondrait aux S.I. 2, 3 et 4 (le taux de sédimentation aurait alors été deux fois moindre que celui de l'Holocène).

Les diverses interprétations chronologiques proposées sont résumées dans la fig. 1.25. Malgré la qualité de la récupération de la carotte, et en dépit de la préservation exceptionnelle d'une séquence sédimentaire enregistrant des signaux saisonniers ou annuels, il n'est donc pas encore possible d'utiliser cette carotte du site 480 comme référence chronostratigraphique (Niemitz et al., 1985).

1.2.2.3.4.3. Données_paléoclimatiques_sur_le_continent

1.2.2.3.4.3.1. Généralités

L'histoire climatique quaternaire du sud-ouest des Etats-Unis reste mal comprise, en dépit du nombre impressionnant d'études qui y ont été consacrées.

Certaines études de carottes lacustres, notamment celle forée (KM3) dans le lac Searles (au sud-est de la Sierra Nevada, Californie) tendent à indiquer qu'il n'existe pas de corrélation climatique entre les domaines continentaux et océaniques, du point de vue des alternances de périodes glaciaires et interglaciaires au Pléistocène moyen.

> Sur les 624 m de carottes couvrant la période 3,2 M.a. - 0,30 M.a, ont été distinguées sept phases de sédimentation marquant divers régimes hydrologiques qui ne semblent pas correspondre à des alternances interglaciaire/glaciaire (Smith, 1982). Selon des travaux récents, fondés sur cette carotte, les trois uniques périodes qui auraient été nettement plus humides qu'actuellement, dateraient de 3-2,5 M.a., 2,0-0,6 M.a., et 0,3-0,01 M.a. (G.I. Smith, 1986).

Selon d'autres études, au contraire, huit ou neuf unités alluviales, d'âge postérieur à 0,6 M.a. pourraient être distinguées dans diverses parties de l'état de Californie (Ponti et al., 1980) ; selon ces derniers travaux, une corrélation avec la chronologie climatique océanique serait envisageable.

En Arizona, et en particulier dans la partie arizonienne du désert de Sonora, l'accumulation d'unités alluviales dans les bassins est le trait dominant de l'histoire quaternaire. Selon certains auteurs, cette sédimentation reflète une cyclicité, d'origine climatique, de plusieurs

centaines de milliers d'années (Morrison & Menges, 1982).

A la frontière entre la Californie et le Nevada (Bassin Amargosa), une autre étude suggère qu'il y aurait eu diminution de la pluviométrie et augmentation des températures lors des derniers 3 M.a. (Hoover et al., 1982) ; au Pléistocène inférieur et moyen, la pluviométrie aurait varié entre 200 et 500 mm, et la température moyenne aurait oscillé entre 10 et 18°C, tandis qu'au Quaternaire supérieur, la pluviométrie aurait été réduite à 50-200 mm.

1.2.2.3.4.3.2. Evolution climatique à la fin du Quaternaire

Après les premiers travaux sur les paléoclimats pléistocènes du Mexique, qui mettaient l'accent sur le caractère humide de ces derniers (Bryan, 1948 ; Arrellano, 1953), il a été admis que, dans la plus grande partie du pays, le climat de la fin du Pléistocène a été froid et sec (Bradbury, 1971 ; Heine, 1973, 1978 ; Vita Finzi, 1977 ; Mirambel, 1978). Au nord du Mexique, cependant, de part et d'autre de la Sierra Madre Occidental, le climat de la fin du Pléistocène supérieur semble avoir été relativement humide, et comparable à celui du sud-ouest des Etats-Unis (Wells, 1966 ; Meyer, 1973 ; Van Devender 1977, 1978 ; Bradbury, 1983).

> En fait, dans le sud-ouest des Etats-Unis, et le nord du désert de Sonora en particulier, les conditions climatiques du dernier maximum glaciaire n'ont pas encore été clairement déterminées ; deux conceptions, généralement fondées sur des études palynologiques et des accumulations de déchets de Neotoma ("packrat middens"), s'opposent. Quelques chercheurs pensent que le dernier glaciaire a été sec et froid (Galloway, 1970, 1983 ; Brakenridge, 1978), tandis que d'autres auteurs le conçoivent humide et relativement doux (Martin, 1963b, Wells, 1969, 1976, 1979 ; Wright, 1971 ; D.L. Johnson, 1977 ; Van Devender, 1977 ; Van Devender & Spaulding, 1979 Mifflin & Wheat, 1979, etc.).

On rappellera à ce propos qu'en Californie, après le maximum glaciaire, les grands lacs Bonneville, Searles, Lahontan, etc., étaient à leur plus haut niveau (Blackwelder, 1954a ; Blanc & Cleveland, 1961 ; Morrison, 1964, 1965 ; Smith, 1968, 1977 ; Street & Grove, 1979 ; Smith & Street Perrott, 1983 ; etc.).

Dans les régions côtières de Californie méridionale (et probablement du nord-ouest de Basse Californie), un ensemble de données palynologiques, océanographiques et géologiques, indiquent que les conditions climatiques ont peu varié depuis le début du Pliocène, et notamment que les étés chauds et secs sont restés prédominants (Martin & Gray, 1962 ; Munz, 1974 ; Raven & Axelrod, 1977 ; Johnson, 1977 ; Heusser, 1981 ; Heusser & Burckle, 1981). Cette permanence du caractère méditerranéen du climat semble être vérifiée également pour la période s'étendant du dernier interglaciaire jusqu'à l'actuel, même si les périodes glaciaires ont été un peu plus humides et un peu plus froides qu'actuellement (Adam, 1967, 1973 ; Moore, 1973 ; Johnson, 1977).

Des carottes marines prélevées au nord-ouest de Basse Californie montrent que, lors du maximum glaciaire de 18 000 ans B.P., les taux de sédimentation furent particulièrement élevés (Gorsline et al., 1975) ; cette augmentation des décharges fluviatiles révèle un accroissement des précipitations (Gorsline, 1978), mais est surtout liée à la position basse du niveau marin et à la disponibilité de grandes quantités de sédiments meubles généralement immergés.

Après le dernier maximum glaciaire (se terminant vers 13 000 ans B.P. ?), et jusque vers 8 000 ans B.P., le climat du sud-ouest des Etats-Unis a été caractérisé par une aridification progressive, se manifestant notamment par l'assèchement des lacs de playas et une transformation de la végétation (Martin, 1963a ; Malde, 1964 ; Martin & Mehringer, 1965 ; Van Devender, 1977 ; King & Van Devender, 1977). L'existence d'une période "altithermale", plus chaude et plus sèche, entre 7 000 et 4 500 ans B.P. a fait l'objet de longues discussions ; ce concept de phase "altithermale", proposé par Antevs (1948, 1955), repose sur des arguments géologiques et géomorphologiques (creusement de vallées, disparition des glaciers d'altitude, évaporation des playas) (Antevs, 1962 ; Sigalove et al., 1962 ; Haynes, 1968 ; Lamarche, 1973), mais a été contredit par certains arguments palynologiques, notamment dans les régions proches de la frontière mexicaine (Aschmann, 1958 ; Sears, 1961 ; Martin, 1963a, 1963b ; Martin & Mehringer, 1965).

Au large de la Californie, un "optimum climatique" a été enregistré dans un grand nombre de carottes forées dans le Continental Borderland (et se marque surtout par des variations de teneurs en carbonates et par certaines données micropaléontologiques) (Gorsline et al., 1968 ; Kheradpir, 1970 ; Morin, 1971 ; Gorsline & Barnes, 1972 ; Gorsline & Prensky, 1975).

1.2.2.3.5. Conclusions

Le désert de Sonora qui entoure les trois quarts des côte du Golfe de Californie, ainsi que les autres régions semi-arides de Basse Californie (fig. A2.1), ont probablement connu des conditions climatiques proches de l'Actuel, durant la majeure partie du Quaternaire. La composition et la répartition de la faune et de la flore actuelles (et notamment les 110 espèces de cactées, dont 80 endémiques, de Basse Californie), suggèrent que ces régions n'ont pas été beaucoup plus froides, ou plus humides, qu'actuellement, lors des dernières centaines de milliers d'années. Dans les accumulations de sédiments continentaux quaternaires, au demeurant assez rares, ne sont enregistrées que des variations climatiques relativement faibles.

Dans le Golfe de Californie, les faunes plio-quaternaires des dépôts marins emergés ont un cachet tropical souvent bien marqué ; cela indique que, depuis plusieurs millions d'années, et tout au moins durant les phases de haut niveau marin, la température des eaux littorales est restée relativement élevée, et plus uniforme que sur la côte pacifique de Basse Californie et de Californie.

1.2.2.4. L'évolution tectonique du Golfe de Californie

La péninsule de Basse Californie est structuralement rattachée à la partie côtière de Californie située à l'ouest de la faille de San Andres (San Andreas). Il y a continuité entre les batholites mesozoïques (ainsi qu'entre leurs couvertures Crétacé à Pliocène) de part et d'autre de la frontière mexicano-americaine.

La bordure nord-orientale du Golfe de Californie (état de Sonora) fait partie de la province méridionale de Basin and Range. On sait que la province de Basin and Range, largement developpée dans le sud-ouest des Etats-Unis, entre le plateau du Colorado et la Sierra Nevada, est caractérisée par un régime d'extension ayant perduré pendant la presque totalité du Cénozoïque.

Le Golfe de Californie, dont l'histoire marine remonte au Miocène, est censé correspondre à la limite des plaques Amerique du Nord et Pacifique, entre la ride du Pacifique oriental et le système de San Andreas (fig. 1.27).

1.2.2.4.1. Le modèle d'évolution tectonique régional

Depuis les travaux précurseurs de Wegener (1924), qui envisageaient que le Golfe de Californie résultait de la séparation du continent nord-américain de la péninsule de Basse Californie, nombreuses ont été les études géologiques, géophysiques et océanographiques consacrées aux modalités de l'ouverture du golfe.

Une première série d'études, fondées essentiellement sur des levers bathymétriques (Shepard, 1950 ; Menard, 1960; Hamilton, 1961 ; Kovach et al., 1962 ; Rusnak et al., 1964 ; Biehler et al., 1964 ; Phillips, 1964a ; Rusnak & Fisher, 1964 ; Rusnak et al., 1964) permit surtout de préciser la structure générale du golfe. Depuis le milieu des années 1960, lorsque la tectonique des plaques prit son essor, les travaux relatifs au Golfe de Californie se sont succédés rapidement (parmi les principaux, citons ceux de Wilson, 1965 ; Vine,1966 ; McKenzie & Parker, 1967; Morgan, 1968 ; Normark & Curray, 1968a; Moore & Buffington, 1968 ; Larson et al., 1968 ; Sykes, 1968 ; Gastil et al., 1968, 1969c ; Atwater, 1970 ; Chase et al., 1970 ; Bischoff & Henyey, 1971 ; Larson, 1972 ; Karig & Jensky, 1972 ; Garfunkel, 1973 ; Moore, 1973 ; Jensky, 1975 ; Sharman,1976 ; Lawver & Williams, 1979 ; Lonsdale & Lawver, 1980 ; Mammerickx, 1980a ; Ness et al., 1981 ; Yeats, Haq et al., 1981; Moore & Curray, 1982a, 1982b ; Curray et al., 1982 ; Mammerick & Klitgord, 1982).

La plupart des auteurs actuels s'accordent sur le schéma d'évolution tectonique suivant (fig. 1.28).

Avant 29 M.a., la marge de la Californie et du nord-ouest mexicain était de type collision ; il y avait subduction de la plaque Farallon sous la bordure occidentale de la plaque nord-américaine. Lorsque, en se déplaçant vers l'est, la plaque Pacifique atteignit la côte occidentale d'Amérique du Nord, deux points triples se formèrent ; le premier migra vers le nord jusqu'au Cap Mendocino, tandis que le second migra vers le sud jusqu'à l'entrée du futur

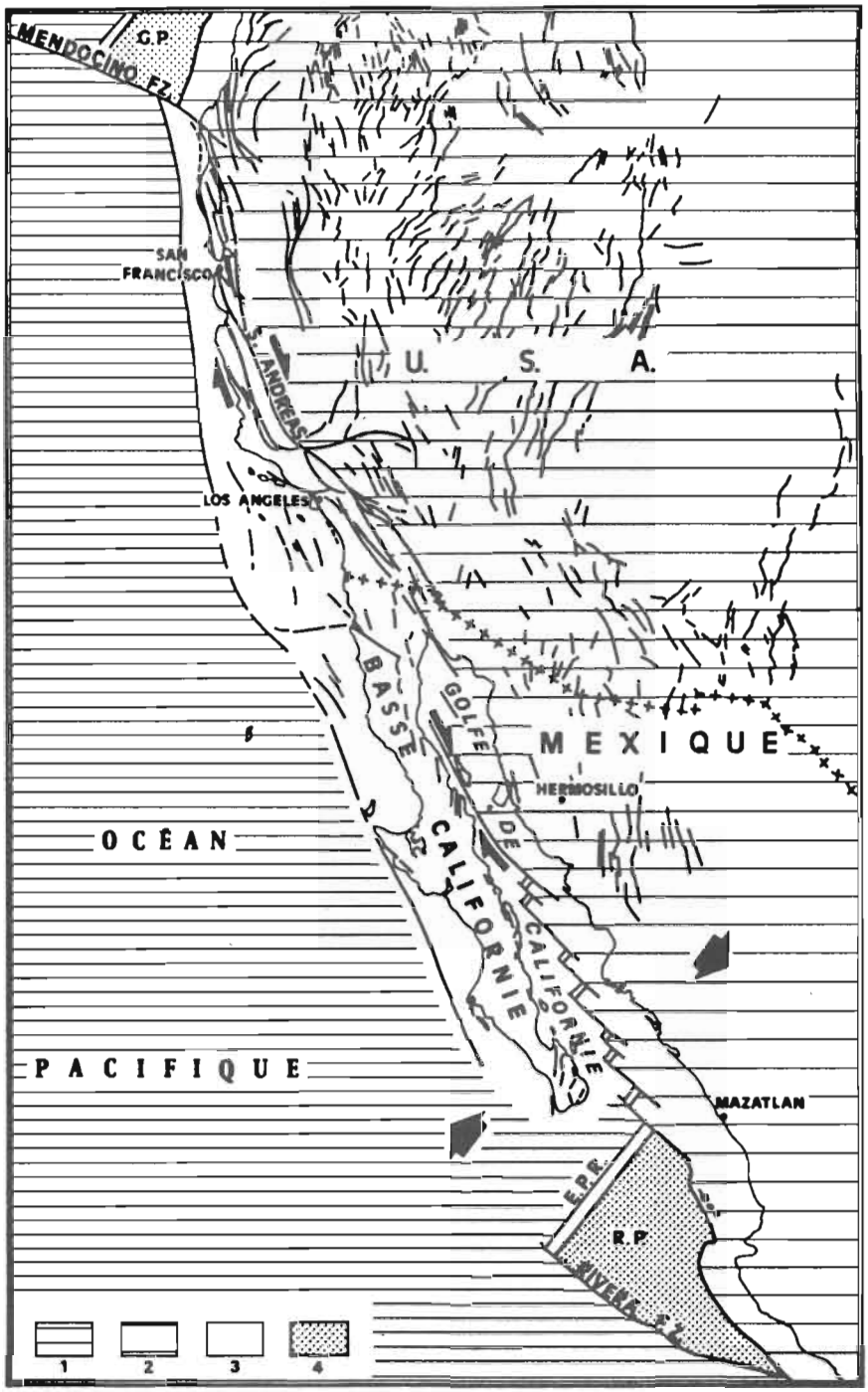


Fig. 1.27.- La limite des plaques Amerique du Nord et Pacifique dans le sud-ouest des Etats-Unis et dans le nord-ouest du Mexique (modifié d'après Kasser et al., 1984). Sont également indiquées les principales failles actives au Cenozoïque supérieur.

1- Plaque Pacifique. 2- Plaque Amérique du Nord. 3- Frontière de plaques, plus liée à la plaque Pacifique qu'à la plaque Amerique du Nord, mais présentant une certaine indépendance. 4- Plaques Gorda (au nord, G.P.) et Rivera (au sud, R.P.).

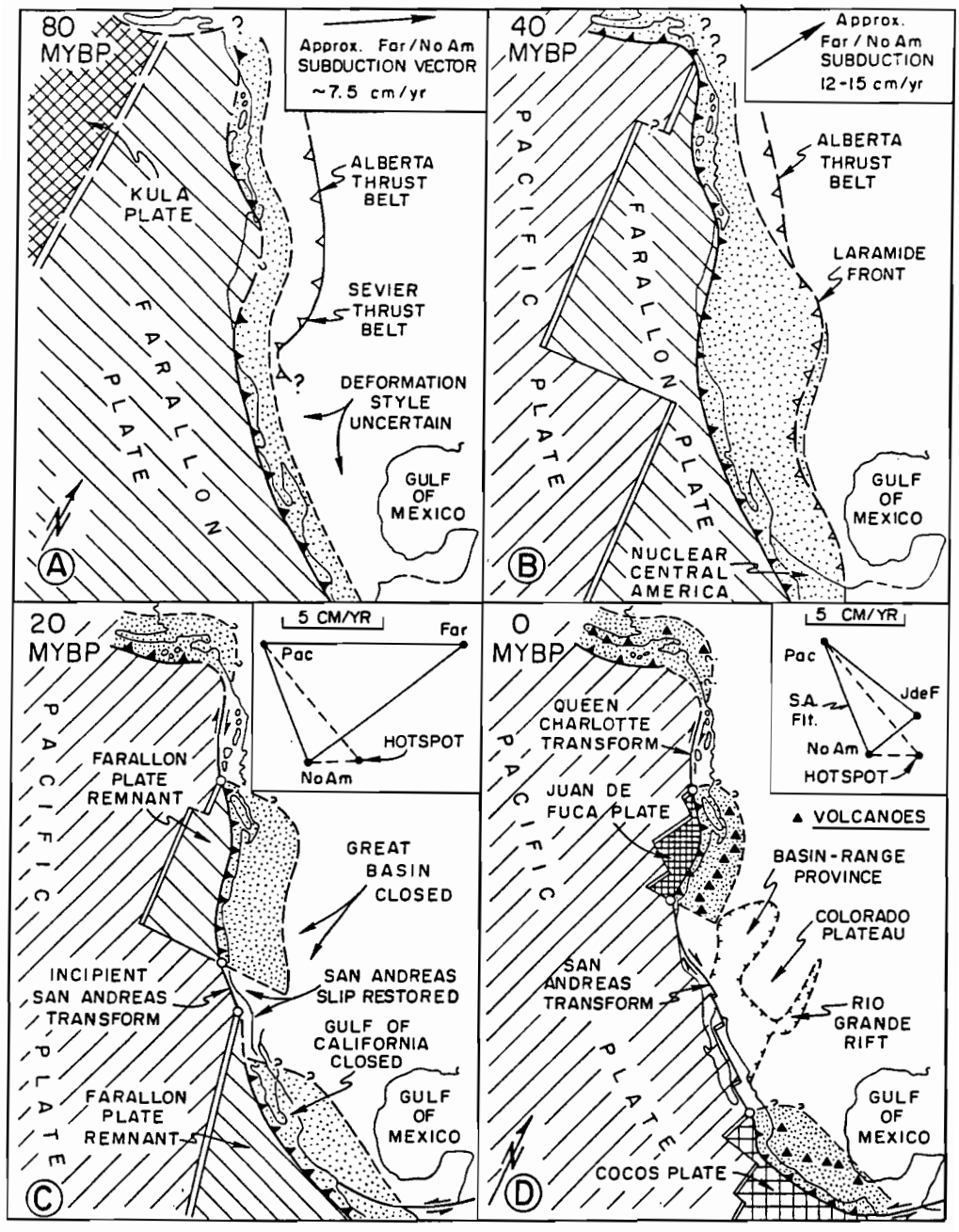


Fig. 1.28.- Mouvements des plaques sur la marge occidentale du continent nord-américain depuis le Crétacé (Dickinson, 1979).

Les zones en pointillés représentant les régions sous lesquelles s'enfonce une plaque subductée (profondeur inférieure à 400 km) ; les triangles noirs figurent les arcs magmatiques liés à la subduction récente.

Dans les cartouches sont représentés en traits pleins, les vecteurs et les jeux relatifs des différentes plaques (voir échelle), tandis que les traits en tiretés figurent les mouvements des plaques par rapport au cadre de référence d'un "hot spot".

Golfe de Californie, au nord de l'archipel des Tres Marias. Entre les deux points triples, la subduction cessa et la limite entre les plaques Amérique du Nord et Pacifique se convertit en une zone de failles transformantes dextres (failles de San Benito et Tosco-Abreojos). Ce système de failles transformantes migra vers l'est et imprima sa structure au Continental Borderland, puis le point triple méridional devint instable et la fracture ancestrale de San Andreas fut réactivée.

Vers 4 M.a. (ou 3,5 M.a.), la limite entre les plaques nord-américaine et pacifique "sauta" de la marge occidentale de Basse Californie à l'emplacement de l'axe actuel du Golfe, où s'était formé, depuis le Miocène supérieur, un long bras de mer ("protogolfe" de certains auteurs).

A partir du moment où la péninsule de Basse Californie s'est trouvée soudée à la plaque Pacifique, elle s'est déplacée avec cette dernière vers le nord-ouest ; dans le Golfe s'est installé un système de failles transformantes, disposées en échelons, et reliant une série de centres d'expansion océanique. Ce système se prolonge, au nord du Golfe, par le bassin d'effondrement de Salton, et par le système de la faille de San Andreas (transformante dextre). D'après la disposition des anomalies magnétiques situées entre la pointe de la péninsule de Basse Californie et les îles Tres Marias et selon certaines reconstitutions cinématiques, l'ouverture océanique (et par conséquent la translation vers le nord-ouest de la péninsule) ont conservé une vitesse constante, de l'ordre de 6 cm/an, jusqu'à l'heure actuelle.

Le Golfe de Californie se comporte donc, depuis un peu plus de 3 M.a., comme une zone transformante extensive. Son ouverture, qui se fait d'une manière continue, se traduit plus par un allongement du bassin que par un écartement des rives parallèles (Kasser et al., 1984, en prép.) (paragr. 1.2.2.4.3.2).

1.2.2.4.2. Les incertitudes du modèle général

Parmi les quelques points qui font encore l'objet de controverses on mentionnera certaines questions relatives au concept de "protogolfe de Californie", aux modalités du passage d'une limite de plaque transformante de l'ouest de la Basse Californie à sa position actuelle, et aux vitesses de déplacement latéral des deux rives du golfe.

1.2.2.4.2.1. Le "Protogolfe de Californie"

Le concept d'un "protogolfe de Californie" désignant la formation d'un bassin d'effondrement, dans l'axe du golfe, antérieurement à 4 ±1 M.a. (c'est à dire avant l'installation du régime décrochant dextre actuel), a été accepté par la plupart des auteurs (Moore & Buffington, 1968 ; Karig & Jensky, 1972 ; Moore, 1973 ; etc.).

Les conditions de formation de ce protogolfe ont fait l'objet de plusieurs interprétations. Certains ont parlé d'extension de type arrière-arc (Karig & Jensky, 1972 ; Normark & Spencer, 1980), d'autres de rift migrant du sud au nord (Normark & Curray, 1968) ou du nord vers le sud (Hey in Curray et al., 1982) ; mais l'interprétation la

plus communément acceptée, à présent, fait du protogolfe un bassin d'effondrement résultant essentiellement de phénomènes d'extension de type "Basin and Range" (Moore & Curray, 1982a, 1982b ; Hausback, 1984 ; Sawlan & Smith, 1984a, 1984b ; Colletta et al., 1984 ; etc.).

Des études microtectoniques sur les déformations subies par la marge orientale de la péninsule ont confirmé qu'à la fin du Miocène, la structure du bassin était étroitement liée au régime d'extension E-W à NW-SE de type "Basin and Range" (Dokka & Merriam, 1979, 1980 ; Angelier et al., 1981 ; Colletta & Angelier, 1983 ; Colletta et al., 1984). Par ailleurs, l'existence de sédiments marins profonds (plus de 1000 m), d'âge au moins égal au Miocène supérieur, observés autour de la moitié septentrionale du golfe, indique que le protogolfe avait subi une forte subsidence dès cette époque (Gomez, 1971 ; Ingle, 1973a, 1973b, 1974 ; Blair, 1978 ; Eberly & Stanley, 1978 ; Colletta & Angelier, 1983 ; G.I. Smith et al., 1986).

Récemment, Moore et Curray (1982a, 1982b) et Curray et collaborateurs (1982) sont revenus sur le concept du protogolfe, en suggérant que les dépôts marins d'âge compris entre 8 et 5 M.a. ne correspondaient qu'à un bassin de nature épicontinentale, peut-être connecté avec le Pacifique par la Californie méridionale. Cette hypothèse est contredite par les travaux de microtectonique et par de nouveaux résultats d'études micropaléontologiques dans le sud du golfe (McCloy & Ingle, 1982 ; McCloy, 1984b).

1.2.2.4.2.2. Le transfert de la limite de plaques

L'installation de la limite de plaques dans le Golfe de Californie date selon les auteurs de 4,5 à 3,5 M.a. Les modalités du transfert de cette limite de plaques n'ont pas encore été fermement établies.

Différentes interprétations des anomalies magnétiques situées au sud-ouest de la zone de fracture Tamayo (Larson, 1970, 1972 ; Chase et al., 1970 ; Yeats, Haq et al., 1981 ; Klitgord & Mammerick, 1982) ont conduit à divers modèles d'évolution tectonique de cette région entre 15 et 3 M.a. Certains auteurs ont envisagé que la formation de croûte océanique à l'entrée du golfe datait de 9 M.a. et que durant 5 M.a., il y a eu subduction sous la pointe de la péninsule (Ness et al., 1981 ; Ness & Lyle, 1983). D'autres auteurs considèrent qu'entre 12,5 et 5,5 M.a., un mouvement transformant dextre (3,7 cm/an) se produisait le long de la faille Tosco-Abreojos (Spencer & Normark, 1979a) et qu'à la suite d'un changement de direction des plaques nord-américaine et pacifique (Blake et al., 1978 ; Pollitz, 1985), ce décrochement s'installa plus à l'est et provoqua vers 5,5 M.a., le début de l'ouverture du golfe (Moore & Curray, 1982a, 1982b ; Curray et al., 1982) ; selon ce dernier modèle, la séparation de la péninsule de Basse Californie de la plaque Amérique du Nord s'est faite, localement par "extension diffuse" (Cochran, 1981a, 1981b) avec amincissement crustal et fracturation par failles normales et listriques, et localement par expansion océanique (dans les bassins profonds du sud du golfe, à partir de 3,5 M.a.).

D'autres auteurs proposent que le passage de la limite de plaques se soit produit par propagation d'un rift

océanique vers le nord-est dans la croûte continentale amincie (Vink, 1982), entre 7,5 et 3,5 M.a. (fig. 1.29) (Sawlan & Smith, 1984a).

1.2.2.4.2.3. L'amplitude et la vitesse des déplacements latéraux

La reconstitution, dans le temps et dans l'espace, des rejets horizontaux du système de failles de San Andreas, depuis le Crétacé, n'a pas encore pu être fermement établie, en dépit du nombre de travaux consacrés à ce problème (voir bibliographie dans Crowell, 1962 et Huffman, 1972). Pour l'amplitude de ces mouvements horizontaux dans le système San Andreas-Golfe de Californie, on a parlé de 450, 300, 240 et 120 km.

Certaines observations récentes le long de la faille San Andreas, en Californie méridionale (Crowell, 1962, 1981a ; Meade, 1971 ; Matthews, 1976 ; Ehlig, 1981), et de part et d'autre de la moitié septentrionale du Golfe de Californie (Gastil & Krummenacher, 1977 ; Gastil et al., 1981) indiquent que l'amplitude totale des rejeux horizontaux du système décrochant San-Andreas/Golfe de Californie s'élève probablement à 300 km ; l'âge du début des mouvements varierait selon les auteurs, de 5,5 M.a. (Moore & Curray, 1982) à 8-10 M.a. (Crowell, 1981a, 1981b ; Ehlig, 1981).

L'une des plus récentes reconstructions palinspastiques du nord-ouest mexicain (fig. 1.30) a ainsi été obtenue en transférant le bloc péninsulaire de 300 km et en tenant compte du rejeu horizontal de chacune des zones de fractures (Moore & Curray, 1982) ; une coïncidence presque parfaite est observée entre les marges du golfe à l'isobathe 1000 m, dans la moitié méridionale de la région.

Selon le modèle d'évolution proposé par Moore et Curray (1982), plus de 112 km de déplacement de ce qui allait devenir la Basse Californie, par rapport au continent, se produisit entre 5,5 et 3,5 M.a. (fig. 1.30). Les 200 km supplémentaires de déplacement auraient été effectués à la vitesse constante de 5,6 cm/an (Minster & Jordan, 1978) lors des derniers 3,5 M.a.

Selon d'autres modèles, les déplacements horizontaux, le long du système de San Andreas, n'auraient été que de 120 à 200 km, lors des derniers 4 ou 5 M.a. (Weldon & Meisling, 1986), ou de 240 km, lors des derniers 6 M.a. (Hornafius, 1986).

Dans le Golfe de Californie, on ne dispose que de très peu d'éléments pour déterminer l'amplitude de rejets latéraux. Des mesures paléomagnétiques portant sur des séries crétacées de la côte occidentale de Basse Californie indiquent des valeurs, controversées, de translation latitudinale de la péninsule de 10 à 17° (Gastil & Miller, 1986 ; Hagstrum et al., 1986) ; durant le Néogène la translation de la péninsule pourrait n'avoir été, cependant, que de 2° de latitude (Hagstrum et al., 1986).

On reviendra plus loin sur les estimations de vitesses de déplacements, notamment actuels, obtenues le long du système San Andreas/Golfe de Californie.

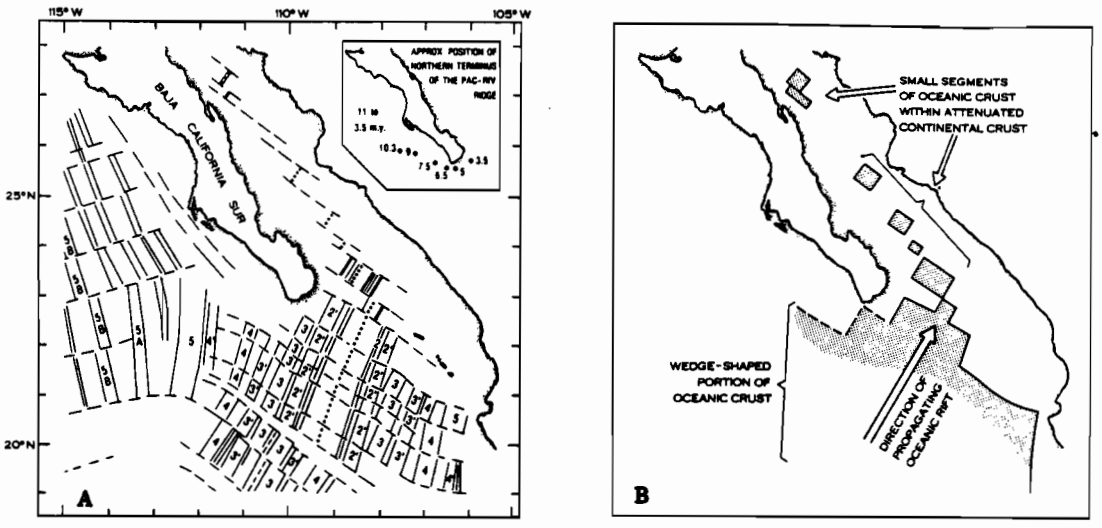


Fig. 1.29.- Distribution des anomalies magnétiques (5 à 2) au sud de la péninsule de Basse Californie (modifié d'après Klitgord & Mammericx, 1982) (A), et hypothèse d'une propagation vers le nord-est du rift océanique (B), selon Sawlan et Smith (1984a).

Dans l'encart de la figure A, sont indiquées les positions successives de l'extrémité de la ride Pacifique-Rivera, entre les phases des anomalies 5 et 2.

Dans la figure B, la croûte océanique de l'entrée du Golfe se serait formée durant la propagation de rift, au Pliocène, tandis que les fragments de croûte observés dans les bassins profonds du golfe lui-même ne seraient liés qu'au décrochement dextre qui caractérise l'histoire récente (2-0 M.a) du Golfe de Californie.

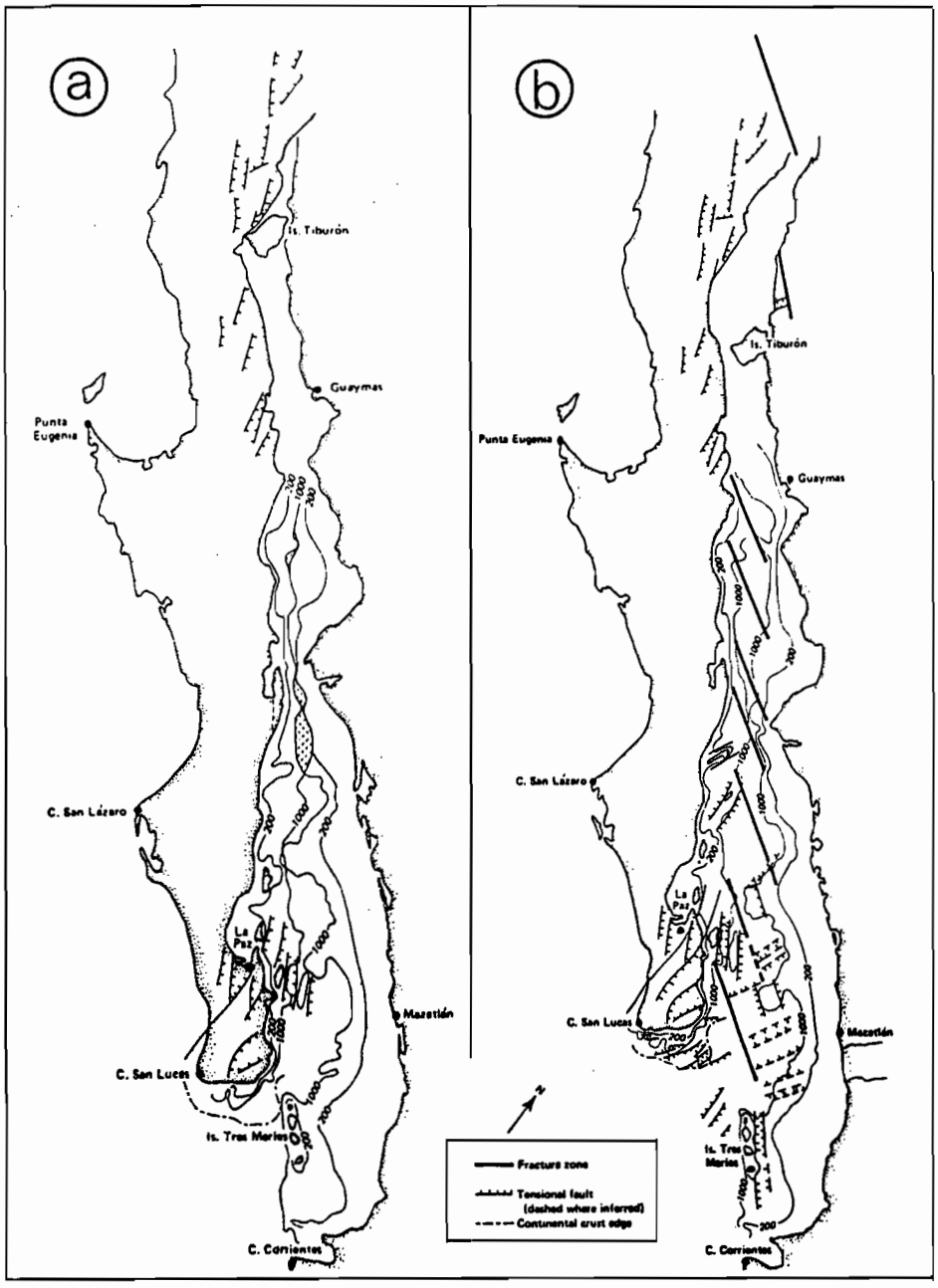


Fig. 1.30.- Reconstructions palinspastiques du Golfe de Californie, selon Moore et Curray (1982b): a, avant toute translation de la péninsule de Basse Californie, vers 5,5 M.a ; b, vers 3,5 M.a., avant l'apparition des anomalies magnétiques entre les zones de fracture Rivera et Tamayo (au sud-ouest du golfe).

La reconstruction (a) a été obtenue par translation de 300 km de la péninsule, depuis sa position actuelle, en suivant la direction des principales zones de fractures (N124°). On observe que l'isobathe 1 000 m (actuel) correspond à la ligne de jointure dans la partie méridionale du golfe.

Entre les stades (a) et (b), la péninsule de Basse Californie s'est déplacée de 112 km. Les principales zones de fracture observées par sismique-réflexion (Moore 1973) et par bathymétrie, ont été formées avant 3,5 M.a.

1.2.2.4.2.4. Volcanisme et évolution tectonique

Le volcanisme est un des éléments qui permet de mieux suivre les changements géodynamiques intervenus dans la région du Golfe de Californie. Les études pétrographiques et géochronologiques effectuées au cours des dix dernières années (voir bibliographie de Demant, Gastil, et Sawlan) plus particulièrement sur les séquences volcaniques du sud de la péninsule de Basse Californie soulignent bien l'évolution progressive du contexte géodynamique.

Ainsi, les épaisses séries volcaniques et volcanodétritiques qui bordent la partie sudorientale de la péninsule (Sierra la Giganta) sont de nature calco-alcaline (andésites) et ont été datées de 24 à 12 M.a. (Demant & Robin, 1975a, 1975b ; Demant, 1975 ; Gastil et al., 1979 ; Hausback, 1982 ; Sawlan & Smith, 1984a). Ces laves dont les centres d'émission sont souvent localisés à l'emplacement du Golfe de Californie actuel (Gabb, 1868 ; Beal 1948 ; Anderson, 1950) peuvent être reliées à la subduction qui affectait la bordure du continent nord-américain au début du Cénozoïque.

Un volcanisme essentiellement basaltique, de nature tholéiitique et alcaline, surmonte la série calcoalcaline. Cette activité magmatique qui débute autour de 10 M.a. (Sawlan & Smith, 1984a), signe ainsi la phase d'extension majeure ayant abouti à l'ouverture du "protogolfe de Californie".

Le volcanisme de type tholéiitique disparait, dans la péninsule de Basse Californie, vers 5 M.a., tandis que le volcanisme alcalin, lui, se poursuit jusqu'à l'Holocène. Ce nouveau changement est attribué au passage du régime d'extension (Basin and Range) au régime, en grande partie décrochant, correspondant à l'installation de la limite de plaques dans le golfe (Sawlan & Smith, 1984a, 1984b).

1.2.2.4.3. Les mouvements horizontaux actuels des plaques

1.2.2.4.3.1. La limite de plaques en Californie

Le tabl. 1.12 donne un aperçu, incomplet, des estimations de vitesses de déplacements latéraux relatifs observés le long du système de faille de San Andreas et de la limite de plaques à l'ouest du continent nord-américain. Dans ce tableau sont regroupés à la fois des mesures de type géodésique (triangulation, trilatération, géodimétrie, alignements, "Satellite Laser Ranging", "Very Long Baseline Interferometry", modèle REDEAM = "Regional Deformation of the Earth Model") ou relevant de méthodes voisines (extensomètres et "creepmeters") portant sur des périodes de quelques mois/années/décennies, ainsi que des évaluations d'ordre géologique et géophysique, couvrant des périodes de 10^2 à 10^5 années, ou encore des résultats de modélisation cinématique globale.

Sans entrer dans le détail de ces données, on précisera deux points particuliers, importants pour la compréhension du tableau.

Dans les régions où le système de San Andreas comprend deux, ou plusieurs, failles parallèles, l'évaluation de la vitesse de déplacement global

Tabl. 1.12. - Mesures de déplacement relatif des plaques Amerique du Nord et Pacifique et des mouvements horizontaux constatés le long des principales failles du système de San Andreas du Golfe de Californie et de la marge californienne, selon diverses méthodes géologiques, géodésiques et géophysiques (voir texte).

	Région	Déplacement relatif mm/an (-senestre)	Période considérée	Méthode employée	Référence
SYSTEME SAN ANDREAS NORD	Estimations d'ensemble du Système de San Andreas Nord	45		Géodésie	Whitten, 1969
		13	25 M.a.	Géologie	Jahns, 1969
		38 ±7	1959-1970	Géodésie	Savage et al., 1973
		45		Géodésie	Thatcher 1979a
		35 ±5	2000 B.P.	Géologie	Sieh, 1980
		30	1978-1985	Géodésie	Prescott et al., 1985a
		34	6 M.a.	Géologie	Hornafius, 1986
	Faille Hayward	4,5 ±1,5		Géodésie	Whitten, 1969
		7,7 ±2,2	1930-1967	Géophys. (extens.)	Tocher, 1969
		5,5 ±0,5	1965-1969	Géodésie	Meade, 1971
	Failles Calaveras et Paicines	8	1936-1968	Géodésie	Grantz & Dickinson, 1968
		18	1961-1967	Géodésie	" "
		10	1965-1968	Géodésie	Whitten, 1969
		12,5 ±1,5	1957-1969	Géodésie	Meade, 1971
		15	1959-1963	Géodésie	Norris & Webb, 1976
		17	1963-1966	Géodésie	" "
		6	1973-1976	Géodésie	Pavoni, 1977
		6	1973-1977	Géodésie	Harsh & Pavoni, 1978
		16 ±4	1944-1963	Géod. (trilat.)	Thatcher, 1979a
		13 ±1	1969-1973	Géod. (trilat.)	" "
		22 ±10	1887-1976	Géodésie	" "
		4 ±1	1962-1984	Géod. (trilat.)	Sauber et al., 1985
	Faille Rinconada	16	1930-1951	Géodésie	Norris & Webb , 1976
		16	1951-1962	Géodésie	" "
		30	1944-1963	Géodésie	" "
		25	1932-1951	Géodésie	" "
	Faille San Andreas au N du Big Bend	6		Géodésie	Grantz & Dickinson, 1968
		5	1966-1968	Géodésie	Whitten, 1969
		5 ±1	1940-1967	Géophys. (extens.)	Tocher, 1969
		17,5 ±7,5	1964-1967	Géophys. (extens.)	" "
		8,5 ±3,5	1940-1969	Géophysique	Rogers & Nason, 1971
		11 ±6	1969-1973	Géophys. (extens.)	Nason, 1973
		15,5 ±9,5	1969-1972	Géophys. (extens.)	Burford et al., 1973
		20	1930-1938	Géodésie	Norris & Webb , 1976
		10	1938-1960	Géodésie	" "
		27,5 ±12,5	1944-1963	Géod. (trilat.)	Thatcher, 1979a
		25 ±13	—	Géod. (trilat.)	" "
		18 ±10	1908-1978	Géod. (align.)	Burford & Harsh, 1980
		17 ±16,2	1967-1979	Géod. (align.)	" "
		35 ±1	Holocène	Géologie	Sieh & Jahns, 1984
		25 ±6		Géodésie	Prescott et al., 1985b
		32 ±7		Géodésie	" "
MARGE CALIFORNIENNE	Estimations d'ensemble du système côtier à l'W du Syst. S.A.	1,5 ±0,5	120 ka	Géologie	Kennedy et al., 1975b
		18 ±5		Modèle géophys.	Mineter & Jordan, 1985
		20		Modèle géophys.	Weldon & Humpheys 1986
		0,34 ±0,18	1932-1982	Géol./géophys.	Simila, 1986
	Faille San Gregorio	9,6 ±3,3	200 ka	Géologie	Weber & Lajoie, 1977
		8		Géodésie	Prescott et al., 1985a
SYSTEME SAN ANDREAS CENTRAL	Estimations d'ensemble pour la partie centrale du système de San Andreas	24	10 M.a.	Géologie	Huffman, 1972
		30		Géodésie	Savage & Burford, 1973
		37 ±3	3000 B.P.	Géologie	Hall & Sieh, 1977
		29 ±1	1885-1973	Géodésie	Thatcher, 1977
		46 ±1	fin Holoc.	Géologie	Rust, 1982
		9	260-1984	Géologie	Sieh, 1984
		32 ±2		Géodésie	Prescott et al. 1985b
		29 ±7	1980-1984	Géod. (VLBI)	Colombek & Lyzenga, 1985
		24,5 ±3,5	14000 B.P.	Géologie	Weldon & Sieh, 1985
		37,5 ±2		Géologie	Weldon, 1985
		35 ±5	1,8 M.a.	Géologie	Weldon & Meisling, 1986
		50 ±10	fin Holoc.	Géologie	Rust, 1986
		25	1 M.a.	Géologie	Barrows et al., 1986
		34	1885-1985	Géologie	Hay & Hall, 1986
	Faille Garlock	-6		Géodésie	Whitten, 1969
		-7	Holocène	Géodésie	Clark & Lajoie, 1974
		-5 ±2	1971-1977	Géodésie	Keller et al., 1978
		-11		Géologie	Carter, 1982

(suite du tableau 1.12)

SYSTEME SAN ANDREAS SUD	Estimations d'ensemble du système San Andreas Sud	50 50 ±33 43 ±31 40	1973-1977 — 6 M.a.	Géod. (trilat.) Géod. (satell.) Géod. (REDEAM) Géologie	Savage et al., 1979 Snay, 1982 (in Flinn, 1982) Snay et al., 1983 Hornafius, 1986
	Faille San Jacinto	2,5 15 2,5 ±0,5 3 5 50 8 39 7 ±3 17 ±9 10 ±2 5 ±5 4 ±2 9,5 ±3,5 10 9 ±1 17	2 M.a. 1912-1967 2000 B.P. 1971-1977 1970-1977 1970-1973 1972-1977 1972-1977 0,7 M.a. 1934-1967 120 ka 700 ka 9500 B.P. 700 ka	Géologie Géol./geophys. Géodésie Géologie Géophys. (creep.) Géodésie Géodésie Géodésie Géod. (trilat.) Géod. (trilat.) Géologie Géod. (triangul.) Géod. (REDEAM) Géologie Géologie Géologie Géologie	Sharp, 1967 Brune, 1968 Whitten, 1969 Clark et al., 1972 Harsh, 1977 " " Keller et al., 1978 " " Savage et al., 1979 (0-10 km) " " (10-10^3 km) Sharp, 1981 Snay et al., 1982 Snay et al., 1983 Prentice et al., 1986 Rockwell et al., 1986 " " Morton et al., 1986
	Faille Banning-Mission Creek	3 ±1,5 -2 ±2 25 ±8 5 ±2 3 ±2	1967-1977 1972-1977 1972-1977 1934-1967	Géod. (align.) Géod. (trilat.) Géod. (trilat.) Géod. (triangul.) Géod. (REDEAM)	Keller et al., 1978 Savage et al., 1979 (0-10 km) " " (10-10^3 km) Snay at al., 1982 Snay et al., 1983
	Faille Imperial	80 20 8 8 46 ±21 13 ±20 13 ±2 42 ±6 13 ±2	1941-1945 1903-1973 1976-1977 1971-1975 1973-1977 1941-1979 1941-1979	Géod. (triangul.) Géophysique Géod. (align., creep.) Géod. (trilat.) Géod. (trilat.) Géod. (satell.) Géod. (triangul.) Géod. (triangul.) Géod. (REDEAM)	Whitten, 1956 Hanks et al., 1975 Goulty et al., 1978 Mason et al., 1979 Savage et al., 1979 Snay, 1982 Snay et al., 1982 (0-10 km) " " (10-10^3 km) Snay et al., 1983
	Faille Brawley	5 17 ±16 4 ±2 6 ±1	1941-1967 1972-1977 1941-1979	Géod. (triangul.) Géod. (trilat.) Géod. (triangul.) Géod. (REDEAM)	Savage et al., 1974 Savage et al. 1979 Snay et al., 1982 Snay et al., 1983
	Faille Elsinore	7 6 ±4 7 ±9 22,5 ±2,5 10 ±10 -2 ±2 1 4 ±1	 1972-1977 1972-1977 9400 B.P. Holocène	 Géod. (trilat.) Géod. (trilat.) Géologie Géod. (satell.) Géod. (REDEAM) Géologie/géophys. Géologie	Kennedy, 1977 Savage et al., 1979 (0-10 km) " " (10-10^3 km) Weldon & Sieh, 1980 Snay, 1982 (in Flinn, 1982) Snay et al., 1983 Ziony & Yerkes, 1984 Pinault & Rockwell, 1984
	Depression de Salton-Imperial Valley	32 80 30 110 16 23 ±15 29 ±6 3,5 ±2,5 37,5 ±2,5 12 5,5 50 ±15	1941-1954 1941-1954 1941-1954 120 ka 1973-1981 1948-1984 	Géophysique Géodésie Géodésie Géod. (triangul.) Géod. (triangul.) Géodésie Géologie Géodésie Géodésie Géophysique Géodésie	Brune, 1968 Scholz & Fitch, 1969 Norris & Webb, 1976 Gergen, 1978 Snay & Gergen, 1979 Thatcher, 1979b Keller et al., 1982 Louie et al. 1983 Savage, 1983 Williams & Bilham, 1984 " " Prescott et al., 1985b
PLAQUES AMERIQUE DU NORD/PACIFIQUE	Ensemble du système San Andreas (Californie)	50 80 ±12 55 56 ±3 90 ±30 90 70 ±30 60 45 ±15 61 ±25 50 ±20	 5 M.a. 3 M.a. 1974-1978 1972-1979 1982-1983 1984-1985 1972-1984	Modèle géophys. Modèle géophys. Modèle géophys. Modèle géophys. Géod. (SLR) Géod. (SLR) Géod. (SLR) Géod. (VLBI) Géod. (SLR) Géod. (SLR) Géod. (VLBI)	Le Pichon, 1968 Morgan, 1968 Atwater & Molnar, 1973 Minster & Jordan, 1978 Smith et al., 1979 Fischetti, 1981 Christodoulidis et al., 1983 Clark et al., 1985 Smith et al., 1985 Christodoulidis et al., 1985 Clark et al., 1986
	Golfe de Californie	60 48 81 61 64 65 ±1,5 80 ±30	4 M.a. 1919-1975 1941-1975 1919-1975 1982-1986	Anom. magnétiques Géophysique Géophysique Géophysique Géod. (SLR) Anom. magnétiques Géod. (trilat.)	Larson et al., 1968 Reichle, 1975 " " Reichle et al., 1976 Tapley et al. in Ness et al., 1985 Ness et al., 1985 Kasser et al., sous-presse

doit intégrer l'ensemble des données mesurées sur chacune des failles.

D'autre part, ce tableau regroupe des données qui ne sont pas toutes comparables entre elles. Ainsi certaines vitesses de coulissage concernent des évaluations de déplacements relatifs profonds (entre 10 et 1 000 km sous la surface); or, les vitesses de déformations profondes sont souvent supérieures d'un facteur 3, ou plus, à celles des déformations superficielles (Savage et al., 1979 ; Snay et al., 1982, 1983), à la suite d'un découplage ("décollement") au sein de la lithosphère (Hamilton, 1986 ; Humphreys, 1986; Rundle, 1986 ; etc.).

Il ressort de l'ensemble de ces données que la vitesse de déplacement relatif entre les plaques Amérique du Nord et Pacifique est comprise entre 50 et 90 mm/an, la valeur d' environ 56 mm/an, proposée par Atwater et Molnar (1973), et par Minster et Jordan (1978), étant la plus communément acceptée. Les estimations globales, faites le long du système de San Andreas, sont presque toujours inférieures à cette valeur de 56 mm/an : environ 35 mm/an dans les parties septentrionale et centrale du système, et entre 40 et 50 mm/an en Californie méridionale. Il est donc probable qu'une partie du mouvement relatif entre les plaques s'effectue à l'ouest du système de San Andreas, le long des côtes de Californie (failles San Gregorio-Hosgri, Newport-Inglewood) et dans le Continental Borderland (Minster & Jordan, 1984, 1985 ; Weldon & Humphrey, 1986).

Cette interprétation remet en question le rôle de limite de plaques attribué à la faille de San Andreas et la conception selon laquelle la Californie sud-occidentale fait partie intégrante de la plaque Pacifique, opinions largement partagées jusqu'en 1985 (Atwater, 1970 ; Anderson, 1971 ; Hill, 1982 ; Bird & Rosenstock, 1984 ; etc.). Selon la nouvelle interprétation, la bande côtière de Californie située à l'ouest de la faille de San Andreas constituerait une "microplaque" séparée, par deux systèmes de failles décrochantes, des plaques Pacifique, au sud-ouest, et Amérique du Nord, au nord-est (fig. 1.27, 1.31).

1.2.2.4.3.2. La_limite_de_plaques_dans_le_nord-ouest_mexicain

Selon le modèle tectonique développé par Atwater (1970) et de nombreux auteurs par la suite, la limite des plaques Pacifique et Amérique du Nord est matérialisée, au Mexique, par une série de failles décrochantes en échelons qui, le long du Golfe de Californie, relient le système transformant de San Andreas et la ride du Pacifique oriental. La péninsule de Basse Californie se serait ainsi soudée à la plaque Pacifique vers 3,5 à 4 M.a. Dès 1968, Larson et collaborateurs, et Moore et Buffington, avaient mis en évidence, par une analyse des anomalies magnétiques de la croûte océanique formée depuis 4 M.a. immédiatement au sud de la péninsule, que la Basse Californie s'était déplacée, vers le nord-ouest, à une vitesse moyenne supposée constante de 60 mm/an. Par la suite, Larson (1972) et Moore (1973) précisèrent ce modèle ; Moore (1973) détermi-

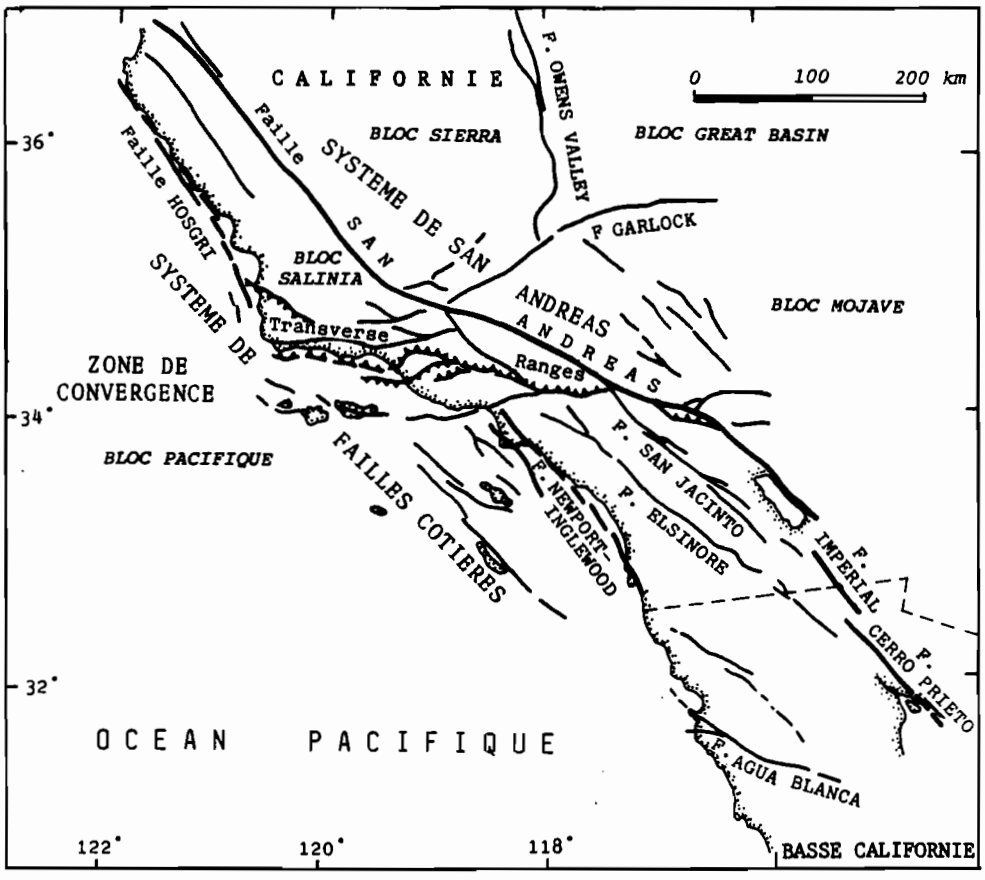


Fig. 1.31. - Schéma tectonique de Californie méridionale montrant les principales failles associées au système de San Andreas (y compris la famille de failles côtières) qui constituent la frontière de plaques Amerique du Nord-Pacifique, et la zone de convergence des Transverse Ranges (modifié selon Weldon & Humphreys, 1986).

na, par sismique réflexion, la position et la géométrie de sept zones de fractures, de nature transformante (fig. 1.32).

Les estimations de vitesses de déplacement relatif des deux rives du Golfe de Californie sont encore assez peu nombreuses mais semblables entre elles. A partir des moments séismiques (1918-1974), Reichle (1975) calcula des taux de 48 à 81 mm/an, et Reichle et collaborateurs (1976) obtinrent une estimation moyenne de 61 mm/an.

Des résultats préliminaires de géodésie par satellite (Tapley et al., in Ness et al., 1985) fournissent une valeur de 64 mm/an. Des analyses d'anomalies magnétiques au large de la côte pacifique du Mexique central ont conduit Ness et collaborateurs (1985) à proposer une vitesse de déplacement des plaques, à l'entrée du Golfe de Californie, de 65 ±1,5 mm/an. Un réseau géodésique installé dans la partie centrale du golfe, en 1982 (Kasser et al., 1984), devrait fournir, après réitération récente (avril 1986), une première évaluation de l'amplitude des mouvements actuels (apparemment aséismiques) entre la côte orientale de Basse Californie et les principales îles du centre du golfe (Kasser et al., en prep.).

En 1970-72, Vacquier et Whiteman (1973) avaient tenté, en vain, de mesurer la vitesse de déplacement de l'île Angel de la Guarda par rapport à une station située sur la côte orientale de Basse Californie Nord (Bahia de Los Angeles); leur campagne de mesure fut trop courte et ne leur permit pas d'évaluer les effets d'un séisme, localisé au nord du détroit de Ballenas (Munguia et al., 1977) qui se produisit quelque temps après le retrait de leur équipement.

Par ailleurs, signalons qu'un décrochement apparent d'une trentaine de km et d'âge post-Miocène a été mentionné par Phillips (1966), entre les deux rives du détroit de Ballenas.

Plusieurs auteurs ont émis des hypothèses selon lesquelles le système de failles décrochantes du golfe ne constituerait pas, à lui seul, la limite des plaques Amérique du Nord/Pacifique. Normark (1971, 1977), Blake et collaborateurs (1978), Spencer et Normark (1979a) insistèrent sur l'activité décrochante dextre récente de certaines fractures de la marge occidentale de Basse Californie Sud ; ces auteurs envisageaient qu'une partie des mouvements entre les plaques se produise donc à l'ouest de la péninsule. Cette hypothèse a été reprise par Colletta (1981), et Colletta et collaborateurs (1981a, 1981b). Par ailleurs, certains auteurs se sont appuyés sur des études sismologiques et néotectoniques de l'extrémité septentrionale de la péninsule pour préconiser l'existence d'un système de failles actives, complexe, reliant le Golfe de Californie (vers Bahia San Luis Gonzaga) et la côte pacifique (failles Agua Blanca et San Miguel) (Armiego & Suarez, 1981 ; Armijo, comm. pers.). Selon ces deux modèles, une partie des mouvements décrochants de la côte et de la marge sud-californiennes (systèmes Newport-Inglewood-Rose Canyon, San Clemente, San Miguel-Vallecitos, etc., fig. 1.31) traverserait le nord de la péninsule pour rejoindre le système de fracture du golfe, tandis qu'une autre partie des mouvements

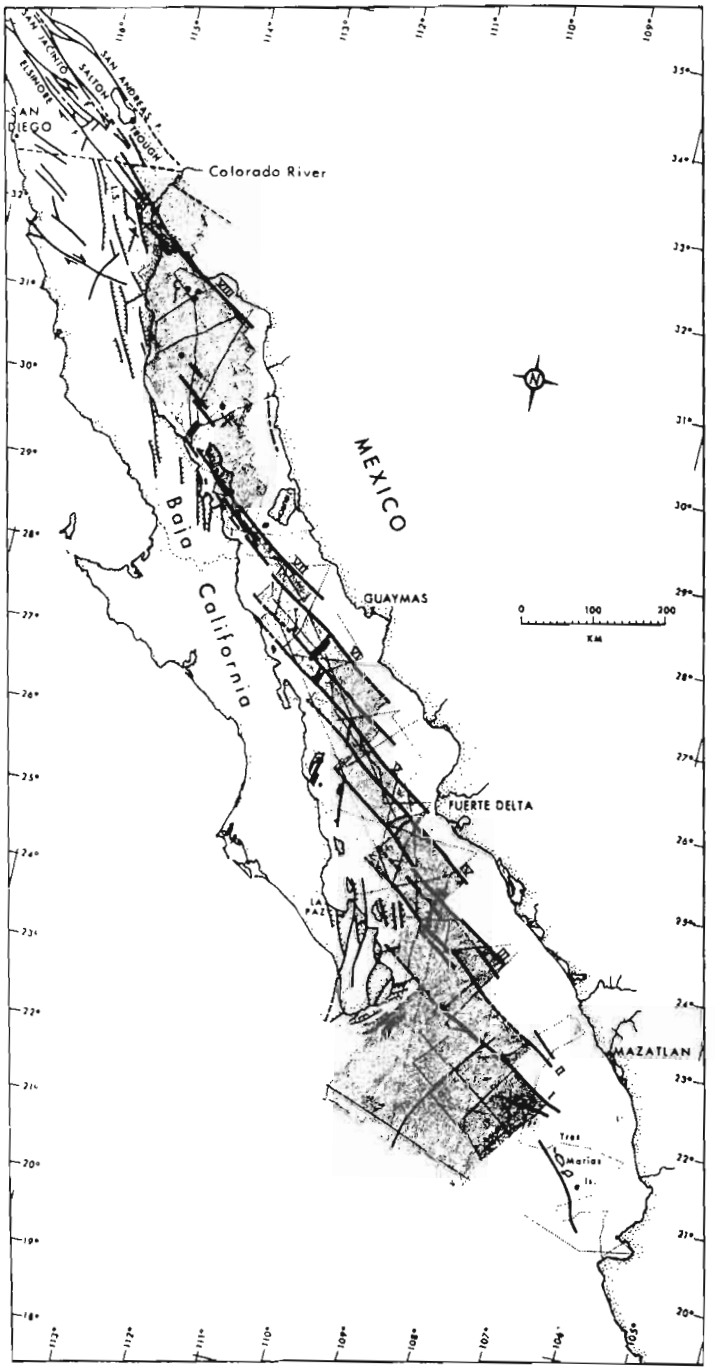


Fig. 1.32.- Principales zones de fracture (I à VIII) définies dans le Golfe de Californie, selon Moore (1973). Les parties grisées sont censées représenter les aires de création de croûte océanique (voir fig. 1.30).

Les lettres L.S., C. et T. correspondent à : Laguna Salada, Roca Consag et île Tortuga.

s'effectuerait à l'ouest de la marge continentale selon une direction parallèle à celle du golfe (système San Benito-Tosco-Abreojos fig. 1.27). Comme la Californie côtière, la péninsule serait une microplaque se déplaçant à faible vitesse par rapport à la plaque Pacifique. La microplaque de Basse Californie pourrait présenter une certaine indépendance vis-à-vis de la microplaque "côte californienne", mais cette hypothèse reste à vérifier.

1.2.3. Conclusions : Les principaux problèmes posés

1.2.3.1. Le concept d'un soulèvement important de la Basse Californie

Après une première phase de travaux de reconnaissance de lignes de rivage soulevées, dans l'ensemble de la région (Gabb, 1868 ; Lindgren, 1888 ; Emmons & Merril, 1894, etc.), quelques auteurs ont défendu la thèse selon laquelle la péninsule de Basse Californie, ainsi que la côte septentrionale du Golfe de Californie, auraient été substantiellement soulevées au Quaternaire, et notamment au "Quaternaire supérieur" (Böse & Wittich, 1913 ; Wittich, 1920 ; Beal, 1948 ; Ives, 1964 ; etc.). L'un des principaux arguments avancés par ces auteurs était la présence d'accumulations de coquilles marines ("sub-fossiles") en un certain nombre de points hauts, souvent proches de la ligne de partage des eaux de la péninsule, à des altitudes variables et atteignant localement plus d'un millier de mètres (Wittich, 1920) (paragr. 1.2.2.2.1.). Ces localités ne constituent pas des restes de hauts niveaux marins pléistocènes, mais sont des reliefs de repas sur des sites d'occupation humaine (Hertlein & Emerson, 1956 ; Durham & Allison, 1960 ; Gastil et al., 1975).

Les interprétations de Wittich, et surtout de Beal (op. cit.) (paragr. 1.2.2.2.2.), ont eu un impact important dans la littérature consacrée à l'évolution géodynamique de la région. La plupart des travaux publiés au cours des années 1950/60 sur la tectonique récente de Basse Californie mentionnent ainsi l'existence d'un soulèvement de plusieurs centaines de mètres faisant suite à une large submersion, au Quaternaire, de la péninsule (Eardley, 1951; Rusnak & Fisher, 1964 ; Mc Fall, 1968 ; etc.). Cette notion de submersion et d'émersion de grande amplitude de la Basse Californie a encore été reprise récemment (Lopez Ramos, 1980).

Un autre facteur expliquant la prééminence du concept de mouvements verticaux importants au Quaternaire, est lié au fait que la quasi-totalité des auteurs ayant travaillé dans le nord-ouest mexicain sont originaires des Etats-Unis et ont naturellement été influençés par les conditions néotectoniques particulières de la côte californienne. On a vu (paragr. 1.1.4.2.) que les vitesses de soulèvement enregistrées par certaines parties de la côte californienne dépassaient le millimètre par an (fig. 1.15). Des auteurs tels que Orme (1972, 1974), Gastil et collaborateurs (1975) ou Sirkin et collaborateurs (1984a, 1984b), ont, semble-t-il, extrapolé vers le sud les taux de soulèvement connus au nord de la frontière, et ont implicitement favorisé l'hypothèse selon laquelle, parce qu'elle est

située à proximité immédiate de la limite de plaques, la péninsule était le siège de mouvements verticaux récents de grande amplitude. Certains auteurs ont même étendu cette interprétation à la rive orientale du Golfe de Californie (Richards, 1973 ; Connally & Sullivan, 1984 ; Connally, 1984).

On ajoutera enfin que, tant en Californie qu'en Basse Californie, les vitesses de soulèvement déduites de l'existence, en certains points, de hautes terrasses marines pléistocènes ont parfois donné lieu à des extrapolations régionales probablement abusives. La présence de lignes de rivages quaternaires à des altitudes de l'ordre de +350 m, aussi bien dans la région de Punta Banda, sur la côte nord-occidentale (Allen et al., 1960), qu'à proximité de Santa Rosalia, sur la côte du Golfe de Californie (Wilson, 1948 ; Wilson & Rocha Moreno, 1955) a pu conduire à envisager un mouvement vertical, de près de 350 m d'amplitude, de l'ensemble de la péninsule. Seules une reconnaissance détaillée des terrasses marines de l'ensemble de la région et des corrélations les mieux étayées possibles devraient permettre de déterminer si les soulèvements sont locaux, ou s'ils sont d'amplitude régionale.

1.2.3.2. La_péninsule_de_Basse_Californie_:_bloc_crustal unique_ou_segmenté ?

En l'absence d'études spécifiques antérieures, les modalités du soulèvement présumé de la péninsule, à la fin du Cénozoïque, sont restées imprécises. Certains auteurs ont défendu l'hypothèse que la Basse Californie était divisée en plusieurs blocs crustaux limités par de grandes failles transpéninsulaires présentant une certaine activité au Quaternaire (Normark & Curray, 1968 ; Moore & Buffington, 1968 ; Fife, 1968a, 1968b, 1974 ; Orme, 1972 ; Minch & James, 1974 ; Minch, 1975 ; etc.).

Plusieurs auteurs ont ainsi considéré qu'une large zone de fracture traversait la partie centrale de Basse Californie, entre Santa Rosalillita (à l'ouest de Bahia Sebastian Vizcaino) et la région de Santa Rosalia-Mulegé (sur la côte du Golfe de Californie). Rusnak et collaborateurs (1964) appelèrent cette structure hypothétique "faille Santa Rosalia" ; Fife (1974) la nomma"faille Rosarito" ; Minch (1975), qui reliait cette structure à un autre accident longeant la côte orientale de la péninsule (Mc Fall, 1968 ; Minch & James, 1974), la dénomma "Guerrero Negro fault zone" (plus exactement "Guerro Negro", par suite d'une erreur typographique). Selon ces travaux, cette zone de fracture décrochante, aurait surtout été active au Crétacé, mais aurait également rejoué au Quaternaire.

Par ailleurs, certains auteurs ont envisagé qu'une faille transpéninsulaire soit située au centre de l'état de Basse Californie Sud, entre La Purisima (côte pacifique) et le nord de la baie de La Paz (côte du Golfe) (Normark & Curray, 1968a ; Orme, 1972 ; Kastens et al., 1979).

Une telle structure n'a été suggérée que pour satisfaire des modèles géophysiques théoriques et n'est pas déduite d'études géologiques à terre.

Pour ce qui concerne le prolongement de la faille Agua Blanca vers le Golfe de Californie, figuré par certains auteurs (Moore & Buffington, 1968 ; Orme, 1972), il a été démontré que cette faille ne traverse pas le bassin de San Felipe et n'est donc pas directement relié aux structures de l'extrême nord du Golfe de Californie (Henyey & Bischoff, 1973 ; Gastil et al., 1975).

Selon ces conceptions, les blocs délimités par ces failles hypothétiquement actives, sont susceptibles de subir des mouvements verticaux distincts. On se propose d'examiner dans quelle mesure cette hypothèse de mouvements différentiels de blocs se vérifie.

Il y a peu de doute par exemple que le bloc de La Paz, formant l'extrémité méridionale de la péninsule ait enregistré, au Cénozoïque, des déformations verticales d'amplitude kilométrique (fig. 1.33) (Curray et al., 1982). Ces mouvements verticaux ont été directement induits par le "rifting" régional qui précéda l'installation de la limite de plaques dans le Golfe de Californie. On relève cependant que, selon le schéma de la fig. 1.33, les taux de soulèvement du bloc de La Paz (partie emergée) ont été importants au Miocène, et sont devenus minimes lors des derniers deux ou trois millions d'années.

1.2.3.3. Le basculement (?) vers le sud-ouest du bloc péninsulaire.

Parmi les idées dominantes sur la tectonique régionale, il faut encore mentionner le concept d'un basculement de la péninsule de Basse Californie vers le Pacifique, qui perdurerait jusqu'à la période actuelle. Cette idée, déjà ancienne (Lindgren, 1888), s'appuie sur la morphologie générale de la péninsule, et sur la constation que les reliefs de la côte orientale sont beaucoup plus abrupts et plus élevés que les régions côtières occidentales de Basse Californie (fig. 1.18). Par ailleurs, l'ensemble des écoulements de laves d'âges miocène et pliocène, observables notamment dans les parties centrale et méridionale de Basse Californie sont dirigés vers l'ouest et le sud-ouest.

Ainsi, pour de nombreux auteurs, le bloc péninsulaire aurait été, et serait encore, plus fortement soulevé sur sa marge orientale que le long de la façade pacifique (Beal, 1948 ; Eardley, 1951 ; Rusnak & Fisher, 1964 ; etc.). Un basculement certain, vers l'ouest, s'est produit au Miocène, lors de la phase dite du protogolfe de Californie. Ce mouvement vertical différentiel pourrait cependant s'être amorti dès le Pliocène. On note par exemple que les affleurements de sédiments marins pliocènes ne sont pas systématiquement plus élevés sur la côte du golfe que sur la côte pacifique (fig. 1.21).

La persistance, ou non, d'un tel mouvement de bascule vers l'ouest, au Quaternaire, devrait être assez aisément décelé par la comparaison des positions des terrasses marines pléistocènes de part et d'autre de la péninsule.

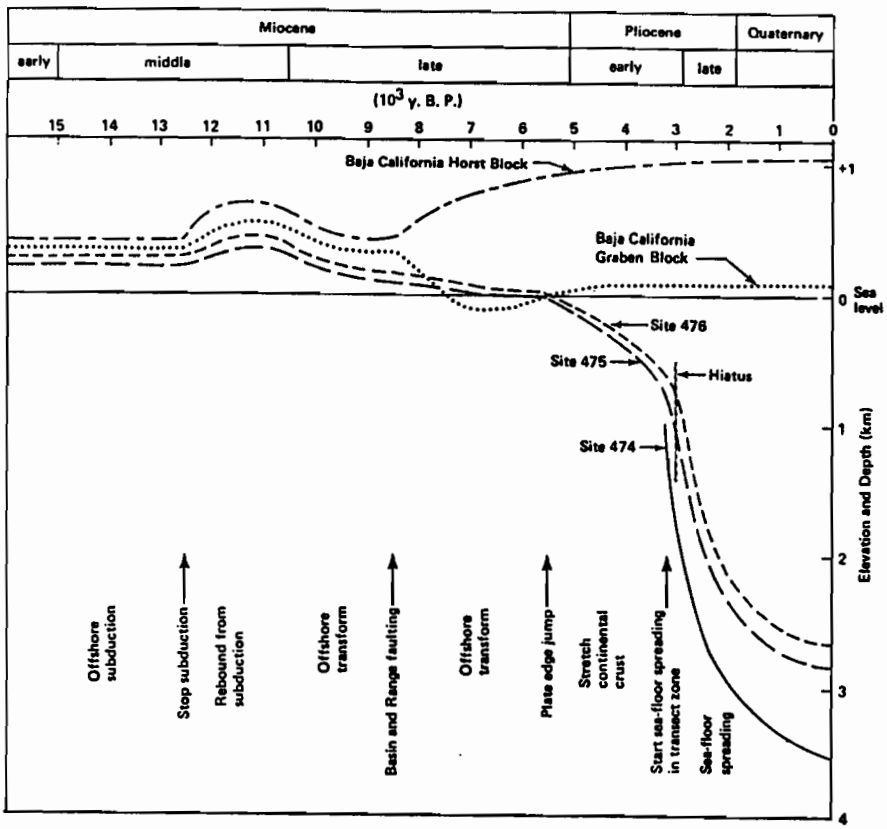


Fig. 1.33.- Diagramme de l'évolution des mouvements verticaux relatifs affectant l'extrémité méridionale de la péninsule de Basse Californie et sa marge continentale (sites DSDP 474, 475 et 476), et interprétation géodynamique, proposées par Curray et al., (1982).

1.3. PRESENTATION DE L'ETUDE

L'étude entreprise a pour objet de déterminer les déformations verticales enregistrées par les lignes de rivages quaternaires le long des côtes de Basse Californie et du Golfe de Californie. D'une manière pratique, il s'est agi d'identifier et de corréler les traces de ces anciennes lignes de rivage. Dans la double perspective des corrélations latérales de terrasses marines et de l'évaluation des vitesses de surrection, la question de la détermination de l'âge des restes littoraux pléistocènes occupe une place prépondérante.

Sur le terrain, le travail a consisté à reconnaître, et à distinguer les uns des autres, les restes de hauts niveaux marins pléistocènes. Cette identification des lignes de rivage repose d'une part sur des observations de terrain, et d'autre part sur des corrélations locales ou régionales. Dans chaque localité, les formes d'érosion et/ou les restes de dépôts marins ont conduit à des reconstitutions de la position du niveau marin contemporain des transgressions marines (paragr. 1.1.3.3). Les résultats de cette reconnaissance sont présentés dans la deuxième partie de l'ouvrage, région par région : le delta du rio Colorado (chap. 2), les côtes septentrionale et orientale du Golfe de Californie (chap. 3), la côte occidentale du Golfe de Californie (chap. 4), et enfin, la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie (chap. 5).

Dans la plupart des cas, l'étude de terrain permet d'établir une chronologie relative des phases de haut niveau marin, grâce à la superposition stratigraphique des dépôts, au degré d'altération (croissant avec l'âge) des sédiments et des fossiles, aux emboîtements de terrasses d'abrasion littorale, etc. Pour les dépôts littoraux fossilifères les plus récents (Pléistocène supérieur et fin du Pléistocène moyen), les méthodes géochronologiques ont été largement exploitées, et ont souvent permis d'identifier les restes de haut niveau marin des stades isotopiques (S.I.) 5a/c, 5e, 7, et parfois 9. Néanmoins, les méthodes géochronologiques classiques (^{14}C, U/Th) ou en passe de le devenir (aminostratigraphie) sont loin d'avoir toujours fourni des résultats directement utilisables ; elles ont donné lieu à des discussions critiques et à des remises en cause méthodologiques. Dans un certain nombre de cas, les observations stratigraphiques et géomorphologiques (ici regroupées sous le terme de "morphostratigraphiques") contredisent les résultats radiométriques (âges apparents) et aminostratigraphiques. Ces disparités (qui justifient parfois la longueur de certaines descriptions de dépôts littoraux) sont à l'origine de recherches méthodologiques incluant des analyses géochronologiques répétées (avec la même méthode, ou par des méthodes distinctes), et diverses analyses géochimiques et minéralogiques visant notamment à déceler des altérations diagénétiques des carbonates biogéniques étudiés.

Dans la troisième partie de l'ouvrage, consacrée à ces analyses géochronologiques et géochimiques, on s'intéressera ainsi successivement aux datations radiométriques U/Th (chap. 6), aux analyses de racémisation des acides

aminés (chap. 7), aux teneurs en magnésium et en strontium (chap. 8) et à la composition en ^{18}O et en ^{13}C (chap. 9) des carbonates de coquilles fossiles.

La quatrième partie de l'ouvrage récapitule les corrélations latérales et verticales des restes littoraux pléistocènes de l'ensemble de la région, et présente une synthèse des déformations verticales quaternaires enregistrées par ces régions côtières. A cette occasion, seront ré-examinées les interprétations néotectoniques proposées par les auteurs antérieurs. En conclusion, j'exposerai un modèle de déformations verticales montrant qu'une région subissant des déplacements horizontaux importants, à la frontière de deux plaques, n'est pas nécessairement soumise à des soulèvements importants, sauf le long de zones de fractures majeures.

DEUXIEME PARTIE

ETUDES REGIONALES

2. LE DELTA DU COLORADO ET L'EXTREMITE NORD-OCCIDENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

2.1. Introduction

2.2. Le delta Holocène et la remontée du niveau marin post-glaciaire

2.3. Les dépôts littoraux et deltaïques pléistocènes

DEUXIEME PARTIE : ETUDES REGIONALES

LE DELTA DU COLORADO ET L'EXTREMITE NORD-OCCIDENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

2.1. INTRODUCTION

Le rio Colorado, si célèbre pour les gorges qu'il a creusées dans la partie moyenne de son cours, à la suite du soulèvement du Plateau du Colorado, se déverse dans le nord du Golfe de Californie. Le delta qu'il forme à son embouchure est pourtant assez mal connu, et n'a pas fait l'objet de synthèses géologiques ou sédimentologiques, comme ceux du Mississipi ou d'autres grands fleuves. Compte tenu de l'importance primordiale des apports fluviatiles dans le golfe et de la situation même du delta dans le contexte structural de la marge pacifique du continent nord-américain, on résumera l'essentiel des informations disponibles sur l'histoire structurale et sédimentaire de la région deltaïque .

Après un rappel du cadre géodynamique de la région comprenant la dépression de Salton, on s'interessera à la transgression holocène, et aux dépôts littoraux pléistocènes. Dans l'extrémité nord-occidentale du Golfe de Californie, où presque tous les restes de transgression pléistocènes sont attribuables au dernier interglaciaire, l'accent est mis sur la distribution des dépôts paléo-deltaïques, et sur les déformations subies par certaines unités.

Quelques données sédimentologiques concernant les apports fluviatiles, les environnements deltaïques caractéristiques actuels et les dépôts paléo-deltaïques pléistocènes sont fournies en annexe (Annexe A4).

2.1.1. Les particularités du delta du Colorado

Le delta du Colorado est situé dans un cadre tectonique particulier puisqu'il se trouve à la jonction des systèmes de failles de San Andreas et du Golfe de Californie. Cette situation a eu des conséquences décisives sur la sédimentation et la structure du delta.

Parmi les effets principaux de l'activité tectonique cénozoïque de la région, on peut mentionner l'étroitesse générale et la configuration en T du delta, l'accumulation de 6 000 m de dépôts fluvio-marins plio-pléistocènes sous le delta actuel, et l'existence de la dépression de Salton.

Deux autres caractéristiques physiographiques importantes de la région deltaïque, qui permettent d'expliquer de nombreux phénomènes et structures sédimentaires, sont, d'une part l'importance du marnage dans le nord du golfe (environ 8 m durant les marées de vives eaux, cf. paragr. A2.2.4), et d'autre part l'aridité extrême de cette zone,

au sein même du désert de Sonora. Ces facteurs océanographiques et climatiques conjugués sont responsables de la prédominance de vastes platiers littoraux, dépourvus de toute végétation, dans la zone inférieure de la plaine deltaïque, et de l'existence de bassins évaporitiques qui présentent certaines analogies morphologiques avec les sebkhas littorales du Golfe Persique (paragr. A4.2.2).

> Du point de vue de la classification des deltas, celui du Colorado fait partie du groupe des deltas à marnage important, dans lesquels l'influence des vagues, des courants littoraux et de la dynamique fluviale sont secondaires (Coleman & Wright, 1975) ; ce type de delta a été très peu étudié par les sédimentologues, de sorte que les séquences sédimentaires qui les caractérisent restent encore mal connues (Coleman & Wright, 1975 ; Wright, 1978 ; Collinson et al., 1978 ; cf. paragr. A4.1.2).

Malgré une superficie assez réduite du delta subaérien, la masse de sédiments charriés dans le golfe par le fleuve a été considérable au cours du Plio-pléistocène. La sédimentation marine de la moitié septentrionale du Golfe de Californie a été entièrement dominée par les apports du Colorado, mais même les bassins profonds du sud du golfe témoignent de l'influence de cette source de matériels détritiques (Byrne, 1957 ; Byrne & Emery, 1960 ; Van Andel, 1964 ; Aguayo, 1982, 1984).

Il faut inclure enfin, parmi les particularités du delta, l'histoire récente de ses écoulements à la suite des aménagements effectués sur le cours inférieur du fleuve. Pendant la première moitié du XXème siècle, les modifications apportées par l'homme et, dans une moindre mesure, certains phénomènes naturels, ont profondément bouleversé le régime du delta du Colorado, au point qu'il est devenu impossible, à présent, d'étudier en "temps réel" les conditions de formation des structures et des dépôts datant d'avant le début du siècle.

Jusqu'à la fin du XIXème siècle, le Colorado se déversait dans le nord du golfe par le même estuaire qu'actuellement ; entre Yuma et le golfe, le chenal principal du fleuve longeait la falaise de la Mesa de Sonora, à la limite orientale du cône et de la plaine deltaïque. En 1905, à la suite d'une crue hivernale exceptionnelle, le fleuve déborda de son lit et se déversa vers le nord dans la dépression de Salton. Pendant deux ans les eaux du Colorado s'accumulèrent dans ce bassin et formèrent la mer de Salton. Grâce à des travaux de terrassement menés par la Southern Pacific C°., le fleuve a pu être ramené dans son lit antérieur et dirigé à nouveau vers le golfe. En 1909, le fleuve changea à nouveau de cours, spontanément, et une partie de ses eaux s'écoula vers la dépression de Salton.

Par la suite, dans les années vingt et trente, le cours inférieur du Colorado a été contrôlé par plusieurs barrages ; le plus important, le Hoover Dam, a été achevé en 1935. Une partie des eaux et l'essentiel de la charge solide du fleuve se sont alors accumulés dans diverses retenues artificielles, dont la plus grande, en amont du Hoover Dam, est le lac Mead (Gould, 1960 ; paragr. A4.1.1).

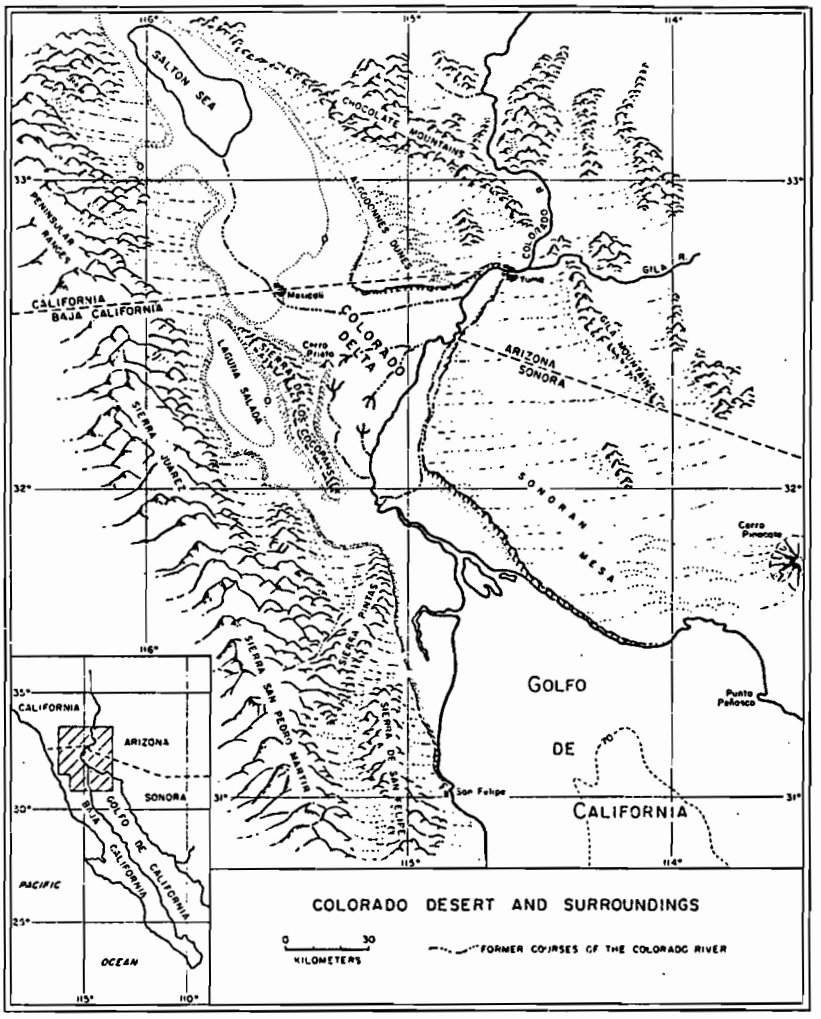


Fig. 2.1.- Le delta du Colorado : cadre géographique et géomorphologique (Thompson 1968). Noter l'existence des dépressions (sous le niveau de la mer) de Salton et de Laguna Salada. Les différents cours suivis par le fleuve, depuis le début du siècle, sont indiqués en tiretés et en pointillés.

Dans le même temps, en aval de Yuma, de gigantesques travaux d'aménagement agricoles étaient réalisés dans l'Imperial Valley, au nord, et dans la plaine deltaïque, au sud de la frontière. Ces ouvrages d'irrigation, qui ont abouti à la mise en exploitation de dizaines de milliers d'hectares de terrains limoneux fertiles et très ensoleillés, avaient pour but d'utiliser au maximum le reste des ressources hydrauliques encore disponibles en aval de Yuma. Ainsi les apports du Colorado dans le golfe se sont-ils considérablement amenuisés au cours des dernières décennies.

De nos jours l'arrivée de quantités d'eau importantes dans la partie basse du delta devient exceptionnelle. Pendant l'hiver 1979/80, c'est à la suite de précipitations anormalement abondantes et prolongées que les retenues artificielles en amont de Yuma se sont remplies les unes après les autres, et que le fleuve s'est remis à couler vers l'estuaire ; le comblement partiel des chenaux, lié à la faiblesse des débits récents et certains aménagements effectués dans les exploitations agricoles, ont alors provoqué une inondation catastrophique de la zone inférieure de la plaine deltaïque et un remplissage de Laguna Salada (qui est restée en eau, jusqu'en 1986).

2.1.2. Description régionale

Le delta actuel du Colorado a une forme originale : le cône deltaïque n'est pas dans le prolongement de la zone estuarienne, et forme même un angle droit par rapport à la direction d'écoulement vers le Golfe de Californie (fig. 2.1). L'apex du cône deltaïque se trouve à +45 m d'altitude à Yuma (Arizona), et son axe de symétrie orienté NE-SW, joint Yuma à Cerro Prieto (+12 m). Face à l'axe de ce cône, c'est à dire à l'ouest-sud-ouest, se dresse la barrière rocheuse de la Sierra Cucapas.

Au cours de son histoire géologique, le Colorado a eu deux exutoires : l'un, épisodique, au nord-ouest, dans la dépression de Salton, et l'autre au sud-est, vers le Golfe de Californie. Un exutoire supplémentaire est constitué par la Laguna Salada, à l'ouest de la Sierra Cucapas ; cette dépression, dont la moitié de la surface est située à une altitude légèrement inférieure au niveau de la mer, a surtout reçu des eaux de crue exceptionnelles, soit par le nord (région de Mexicali), soit par le sud (seuil entre la Sierra del Mayor et la Sierra Pintas).

La dépression de Salton est un véritable bassin effondré dont le point le plus bas est à -85 m sous le niveau de la mer. Ce bassin atteint 50 km de large et dépasse 150 km dans sa plus grande longueur. La partie la plus profonde, au nord de l'Imperial Valley, contient la mer de Salton, formée durant le déversement accidentel du Colorado, pendant les années 1905-1906, et dont la surface se trouve actuellement à -70 m.

Le seuil topographique qui sépare la dépression de Salton du golfe, culmine, à proximité de Cerro Prieto, à +12 m. Ce seuil, formé par la base du cône deltaïque, est dissymétrique : vers le nord, la pente topographique est plus forte que celle de la plaine deltaïque et estuarienne, vers le sud. Entre le cône deltaïque et le golfe, on dis-

tingue trois zones morphologiques correspondant à des environnements sédimentaires différents et ayant des pentes topographiques de plus en plus faibles : la plaine fluvio-deltaïque, la zone estuarienne, et les platiers littoraux (paragr. A4.2).

La plaine deltaïque, qui n'appartient qu'au domaine fluvial, est limitée à l'est et à l'ouest par les talus d'érosion d'anciennes terrasses alluviales du Colorado.

L'estuaire du Rio Colorado ne comporte qu'un bras, qui est divisé à son embouchure par deux îles très plates, les îles Montague et Pelicano (ou Gore). Cet estuaire étroit, qui esquisse quelques méandres, a une quarantaine de kilomètres de long et une profondeur maximale de 10 m. Il est connu depuis longtemps pour son mascaret, dont la vitesse atteignait 4 m/s lors des marées d'équinoxe (Gordon, 1924 ; Sykes, 1937c). Au nord-est et au sud-ouest, l'estuaire est bordé par de très vastes platiers boueux, pratiquement horizontaux (slikke), qui ne sont que rarement couverts par les eaux, marines ou fluviatiles (fig. A4.1). La partie supérieure de ces platiers abrite quelques bassins évaporitiques d'importance inégale et dont le seul qui soit exploité est situé au nord de San Felipe, sur la marge sud-occidentale du delta (saline Ometepec, fig. 2.8).

La limite sud-occidentale du delta est formée par les massifs de la Sierra Pintas et par les piémonts (bajadas) de cette chaîne et de la Sierra San Felipe. A l'est, le delta est limité par une falaise pratiquement continue depuis Yuma jusqu'à Bahia Adair, qui constitue la bordure des mesas de Yuma et de Sonora. Ce vaste plateau (Mesa de Sonora), formé d'anciens dépôts deltaïques, est recouvert par les dunes du Gran Desierto (Desierto de Altar).

La partie sous-marine du delta est caractérisée par une pente douce et presque régulière, à peine incisée par deux ou trois vallées sous-marines peu profondes (fig. A4.3). Si l'on excepte le Bassin Wagner, à une centaine de kilomètres au sud-est de l'estuaire (fig. A4.3), la partie septentrionale du golfe, (au nord des îles Angel de la Guarda et Tiburon) est remarquablement peu profonde (profondeur presque toujours inférieure à 200 m ; fig. 2.7).

2.1.3. Cadre structural et tectonique

La région du delta Colorado, dans laquelle on inclut le bassin de Salton, est une zone tectonique particulièrement active, où s'observent à la fois des phénomènes géothermiques, des volcans récents, des déformations importantes et une forte séismicité. La fréquence élevée des séismes, ainsi que les intérêts économiques liés à la géothermie, ont justifié des études nombreuses de la structure de cette zone charnière située à la limite de deux plaques.

2.1.3.1. Les champs géothermiques

L'activité géothermique est concentrée dans deux champs actuellement en exploitation : Cerro Prieto, au Mexique, et Salton, en Californie (fig. 2.2). Dans ces champs géothermiques, des saumures hydrothermales atteignent des températures de 360° C, entre 1 500 et 2 500 m de profondeur (Helgeson, 1968). Le flux de chaleur régional

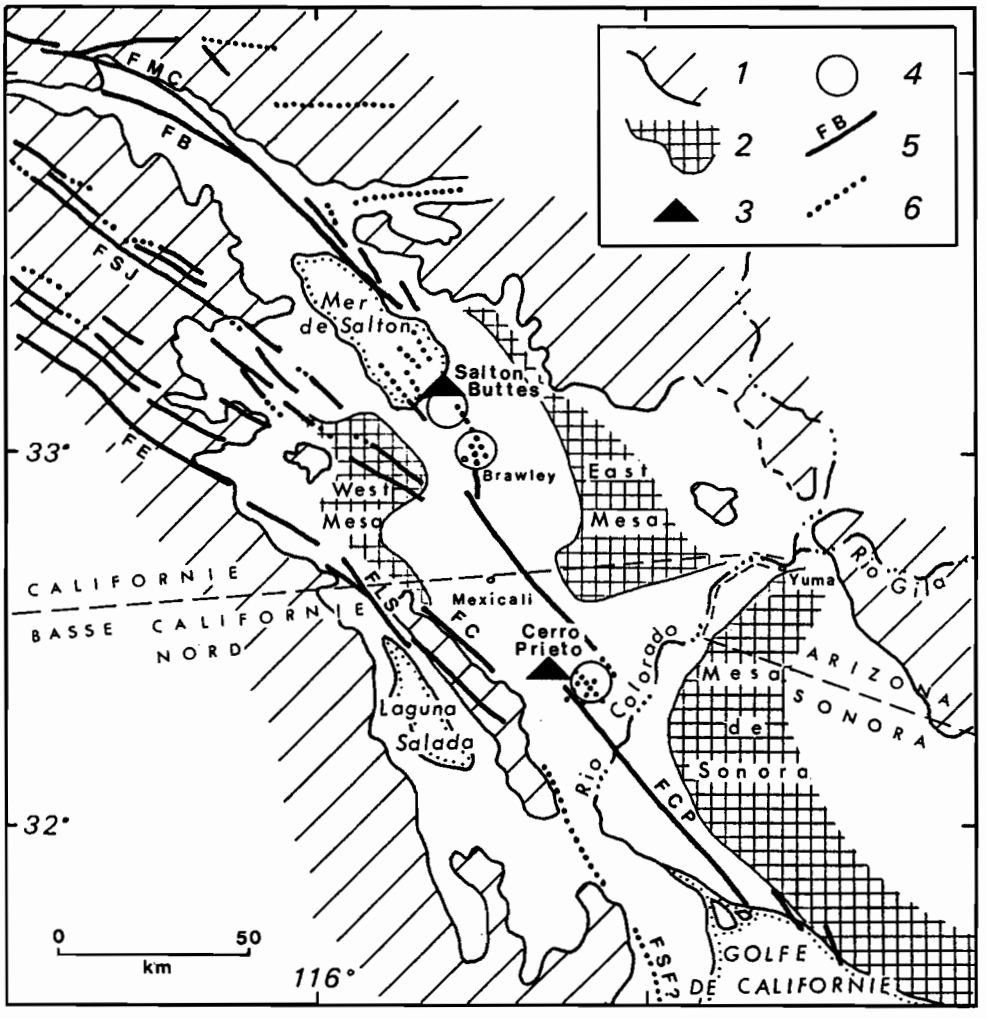


Fig. 2.2. - Cadre structural de la région du delta du Colorado et du bassin de Salton, modifié d'après Biehler (1964).

1 : limite du bassin constituant l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie ; 2 : limite des "mesas" pléistocènes (terrasses alluviales) ; 3 : volcans quaternaires ; 4 : champs géothermiques ; 5 : principales failles actives au Quaternaire, MC : Mission Creek, B : Banning, SJ : San Jacinto, I : Imperial, E : Elsinore, LS : Laguna Salada, C : Cucapas, SF : San Felipe.

est de l'ordre de 2,5 hfu (1 heat flow unit = 10^{-6} cal/cm^2/s) (Combs, 1971 ; Henyey & Sclater, 1971), donc supérieur à la moyenne mondiale de 1,5 hfu (Lee & Uyeda, 1965). Selon certaines données hydrothermales, le système géothermique de Salton ne se serait mis en place qu'à l'Holocène (Kasameyer et al., 1980 ; Newmark et al., 1986).

Le champ géothermique de Cerro Prieto qui a fait l'objet d'études géophysiques nombreuses (voir notamment Koenig, 1967 ; Mercado, 1969 ; Albores et al., 1977, 1980 ; Vonder Haar & Howard, 1978, 1981 ; Puente Cruz & de la Pena, 1979a, 1979b ; Vonder Haar & Puente Cruz, 1979 ; Majer et al., 1980 ; Barbier, 1981) se trouve au centre d'un réseau de failles orientées NW-SE (système de la faille Cerro Prieto) et NE-SW (faille Patzcuaro, "système secondaire du Volcan", Puente Cruz & de la Peña, 1979a, 1979b ; Vonder Haar & Puente Cruz, 1979) déterminant un système complexe de horsts et de grabens (fig. 2.3 et 2.4).

2.1.3.2. Le volcanisme

Le volcanisme récent est directement lié à l'activité géothermique : le cône de Cerro Prieto et les Salton Buttes (Obsidian Buttes) se trouvent en bordure de chacun des deux champs géothermiques mentionnés (fig. 2.2).

Cerro Prieto est un cône de composition essentiellement dacitique et rhyolitique, édifié en cinq phases successives, entre 110 000 et 10 000 ans B.P. (Barnard, 1968a, 1968b ; Robinson & Elders, 1971 ; De Boer, 1979, 1980). Les Salton Buttes sont plusieurs dômes rhyolitiques, à ponces et obsidienne, datés de 16 000 ans B.P. (Kelley & Soske, 1936 ; Muffler & White, 1969 ; Robinson et al., 1976).

2.1.3.3. Les principales failles

Dans l'ensemble de la région, toutes les failles majeures sont décrochantes dextres, certaines présentant, en outre, des rejets verticaux importants. La faille la plus importante, qui constitue en réalité un système de fractures large d'une dizaine de kilomètres, est celle de San Jacinto (fig. 2.2). C'est le long de cette faille que se sont alignés les séismes les plus nombreux enregistrés dans le sud-est californien depuis près d'un siècle (Allen et al., 1965 ; Sharp, 1967, 1972, 1982 ; Thatcher et al., 1975 ; Savage et al., 1979) (fig. 2.5).

Deux autres failles parallèles à celles de San Jacinto sont structuralement importantes bien qu'elles aient présenté une séismicité moindre à l'époque historique ; ce sont d'une part la faille Elsinore (Lowman, 1977 ; Todd & Hoggatt, 1979 ; Pinault & Rockwell, 1984 ; Millman & Rockwell, 1985) et d'autre part la faille Banning-Mission Creek (cette dernière constituant, pour certains, la branche méridionale de la faille San Andréas (Hileman et al., 1971). Une quatrième faille, orientée NNW-SSE est la faille Imperial qui a été le siège, récemment, de séismes importants : le premier en 1940 (magnitude 7,1 ; déplacement horizontal observé atteignant 6,3 m) (Buwalda et Richter, 1941 ; Ulrich, 1941 ; Richter, 1958 ; Reilinger, 1984) et le second en 1979 (magnitude 6,6 ; déplacement horizontal observé inférieur à 0,80 m) (Chavez et al., 1982 ; Sharp et

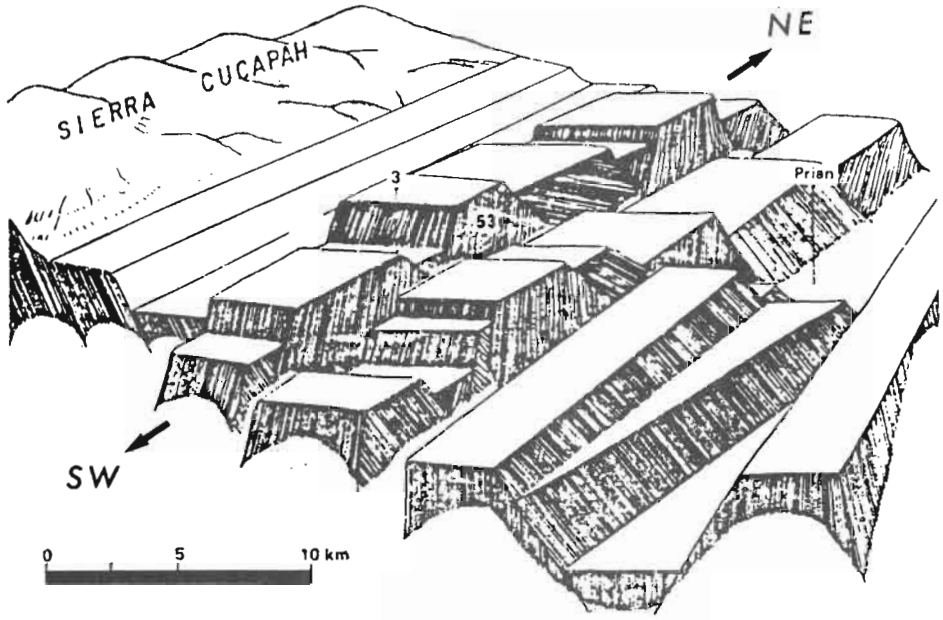


Fig. 2.3.- Représentation schématique de la configuration du socle dans la zone géothermique de Cerro Prieto (Puente Cruz & De la Peña, 1979a).

Les grandes failles parallèles à la Sierra Cucapas appartiennent au système Cerro Prieto-Imperial. Les indications 3, 53 et Prian figurent la localisation de forages d'exploration également mentionnés fig. 2.4.

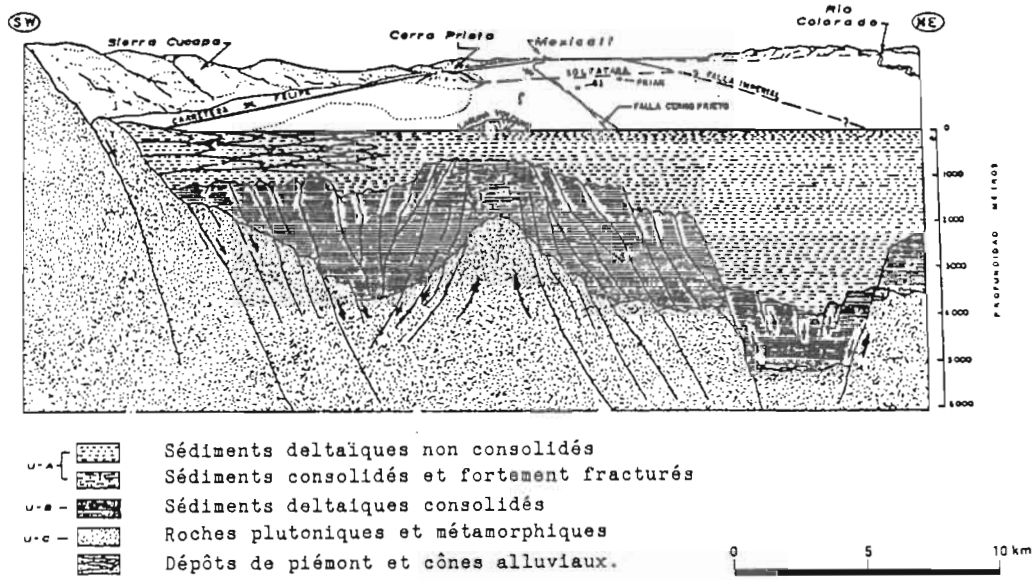


Fig. 2.4.- Coupe schématique SW-NE de la partie supérieure de la lithosphère, dans la région de Cerro Prieto, plaine deltaïque du Colorado (Puente Cruz & De la Peña, 1979a).

Les indications 3, 53 et Prian figurent la localisation de forages d'exploration également mentionnés fig. 2.3.

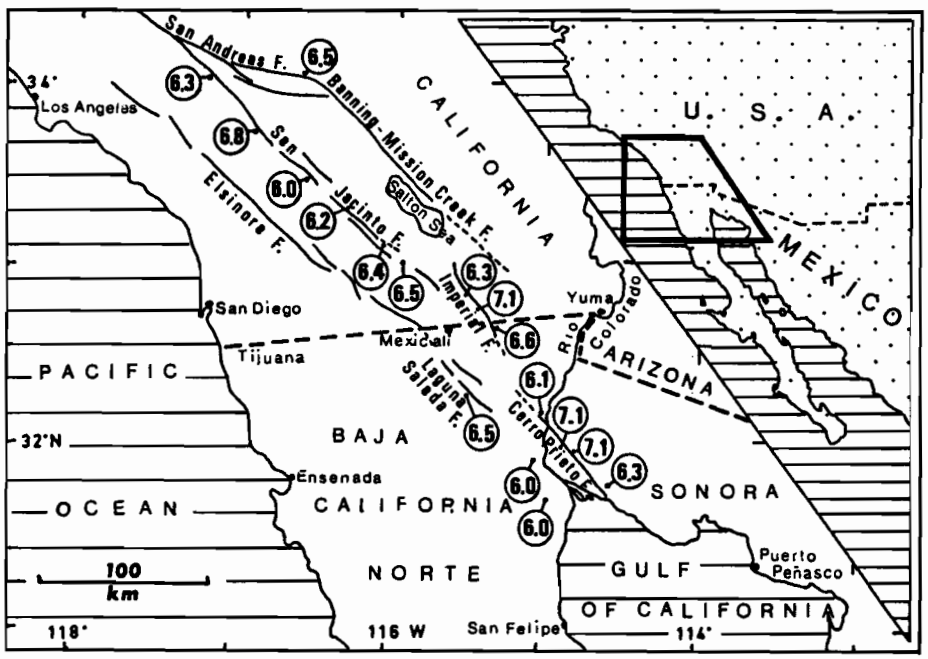


Fig. 2.5.- Principaux séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 (entre 1912 et 1980), liés au système de failles de San Andreas, dans le sud-est de la Californie (modifié d'après Allen, 1975).

al., 1982 ; C.E. Johnson & Hill, 1982 ; Archuleta, 1983 ; Doser & Kanamori, 1985).

Dans la zone méridionale du delta, la faille principale est celle de Cerro Prieto, qui a souvent été considérée, à tort, comme la prolongation de celle de San Jacinto (de Anda & Paredes 1964 ; Merriam, 1965 ; Lomnitz et al., 1970 ; de la Fuente & Sumner, 1974 ; Colletta & Ortlieb, 1979). Cette faille, qui joint le volcan de Cerro Prieto à la région de Golfo de Santa Clara (fig. 2.2, 2.5 et 2.6), est bien marquée dans la plaine deltaïque par des linéaments limitant des bassins évaporitiques, des alignements de "volcans de boue" (Veatch, 1858 ; Nelson 1922, pl. 21 ; Kniffen 1932 ; Gorsline, 1967a ; etc.), et par un exhaussement de la bordure de la Mesa de Sonora. Plusieurs séismes ont été associés à l'activité de cette faille au XXe siècle (Ulrich, 1941 ; Allen, 1975 ; Gonzalez et al., 1984) le dernier étant celui de Victoria, du 6 juin 1980 (Suarez et al., 1981) (fig. 2.5).

Les autres failles de la région méridionale du delta du Colorado sont celles de Cucapas et Laguna Salada (fig. 2.2) (Kovach et al., 1962 ; Slyker, 1969, 1970 ; Strand et al., 1981 ; Mueller & Rockwell, 1984a, 1984b ; Isaac et al., 1986), et celle, moins bien définie, de San Felipe qui limiterait les platiers littoraux de la marge sud-occidentale du delta et qui aurait joué un rôle dans l'isolement de la Laguna Salada (Kelm, 1971 ; Sumner, 1972 ; Gastil et al., 1975 ; Vonder Haar & Howard, 1981).

Dans l'ensemble de la région, les foyers des séismes sont irrégulièrement répartis dans l'épaisseur de la croûte continentale ; les hypocentres de la majorité des microséismes sont le plus souvent situés entre 4 et 6 km de profondeur (Vonder Haar & Howard, 1981). Les séismes plus importants ont des foyers plus profonds, atteignant 12 km (Doser & Kanamori, 1984).

2.1.3.4. Structure régionale et modèle géodynamique

La structure profonde de la région a été étudiée par sismique-réfraction, gravimétrie, et tomographie (Phillips, 1964 ; Biehler et al., 1964 ; Keller, 1979 ; Fuis et al., 1982 ; 1986 ; Hearn & Clayton, 1986). Dans la moitié septentrionale du Golfe de Californie, l'épaisseur de la lithosphère (vitesse de propagation inférieure à 8 m/s) croît d'environ 8 km (au centre du golfe) à une vingtaine de km à la latitude du delta (Phillips, 1964a, 1964b). Le remplissage sédimentaire, non métamorphisé, du bassin deltaïque entre la mer de Salton et l'embouchure du Colorado, présente une épaisseur de l'ordre de 4 000 m (fig. 2.4) pouvant atteindre 6 000 m au centre du bassin, immédiatement au sud de la frontière (Biehler et al., 1964).

Selon les études géophysiques récentes, le substratum des dépôts deltaïques plio-pléistocènes non métamorphisés est composé d'une part de roches éruptives (éventuellement métamorphisées), abondantes sur les bords du bassin, et d'autre part d'une épaisse couche de matériel sédimentaire métamorphisé (faciès schistes verts) (Fuis et al., 1982, 1983). Selon ce dernier modèle, la transition entre les sédiments et le "socle" serait progressive, et l'épaisseur totale de la colonne sédimentaire (y compris la partie

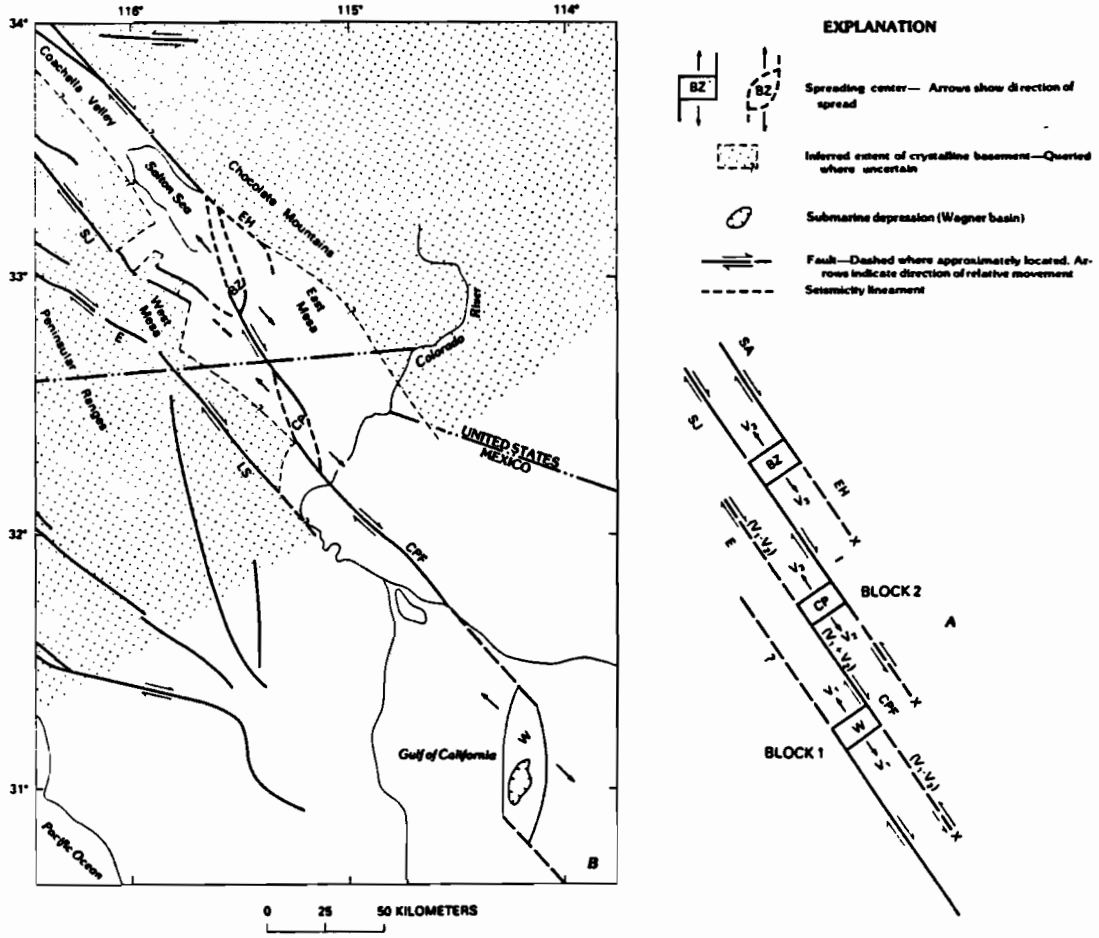


Fig. 2.6. - Modèle tectonique de l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie et de la dépression de Salton, modifié d'après Lomnitz et collaborateurs (1970) et Elders et collaborateurs (1972) (in : Fuis et al., 1982).

A droite, modèle théorique de la limite de plaques matérialisée par une série de failles transformantes : SA (San Andreas), EH (linéament sismique du Canal East Highline), SJ (San Jacinto), E (Elsinore), CPF (Cerro Prieto), et par trois centres d'expansion : BZ (zone sismique de Brawley), CP (champ géothermique de Cerro Prieto) et W (Bassin Wagner).

A gauche, interprétation du modèle théorique ; la faille Laguna Salada (LS) semble ne pas être transformante.

métamorphisée) varierait de 16 km (sous la Mer de Salton) à environ 10 km (à la latitude de la frontière) (Fuis et al., 1980, 1982, 1983). Dans ce cas il est probable, comme le suggère la gravimétrie, que des couches intrusives basaltiques (diabase au sommet et gabbros en profondeur) forment le substratum des épaisses séries deltaïques (Fuis et al., 1982 ; Lachenbruch, 1985).

Le modèle géodynamique de la région communément accepté a été proposé par Lomnitz et collaborateurs (1970), et Elders et collaborateurs (1972) (fig. 2.6). Trois centres d'expansion seraient localisés, du sud au nord, dans le Bassin Wagner (Thatcher, 1970 ; Thatcher & Brune, 1971 ; Lomnitz et al., 1971), dans la zone géothermique de Cerro Prieto (Silver & Valette-Silver, 1984), et dans la zone sismique de Brawley (Hill et al., 1975 ; Johnson & Hadley, 1976 ; Hill, 1977 ; Nicholson et al., 1985). Ces centres d'expansion seraient reliés entre eux par les failles transformantes Imperial et Cerro Prieto.

Le fait que toutes les failles observées dans l'ensemble de la région soient décrochantes dextres impliquerait une migration des centres d'expansion à une vitesse égale à la moitié de leur vitesse d'expansion totale (fig. 2.6). Dans le détail, ce modèle ne parvient pas à rendre compte de l'ensemble des structures observées ; entre autres problèmes d'interprétation, on soulignera qu'il reste à établir la continuité des failles Cerro Prieto-Elsinore et Imperial-San Jacinto, et à déterminer le rôle de la faille Laguna Salada qui, selon le modèle, se prolongerait par la faille Elsinore (Fuis et al., 1980, 1982).

A la suite des effets combinés de la surcharge des apports du Colorado et des effondrements tectoniques, l'accumulation maximale de sédiments fluvio-deltaïques dans le bassin s'est produite légèrement au sud de la frontière, entre Cerro Prieto et Mexicali (Biehler et al., 1964 ; Fuis et al., 1982). Rappelons que les failles limitant la dépression de Salton ont des rejets verticaux qui peuvent atteindre au total un à trois km (Kovach et al., 1962 ; Biehler, 1964 ; Sumner, 1972). Selon certaines extrapolations de mouvements verticaux actuels associés à des failles actives (failles Imperial et Brawley), des bassins d'effondrement locaux (bassin Mesquite), de 500 m de profondeur par exemple, pourraient se former en moins de 300 000 ans (Reilinger & Larsen, 1985).

Lachenbruch et collaborateurs (1985) proposent un modèle, fondé sur des données de flux thermique, selon lequel la sédimentation a compensé la subsidence, et où, simultanément, l'extension régionale s'est accompagnée d'addition de magmas gabbroïques dans la partie inférieure de la croûte.

2.1.3.5. Mouvements verticaux quaternaires

L'existence d'une séquence de plus de 4 000 m de dépôts mio-plio-quaternaires émergés, sur la marge occidentale de la dépression de Salton, indique, qu'il y a eu à la

fois subsidence compensée par la sédimentation, puis déplacement vers l'est de l'axe du bassin, et soulèvement général de la région de Vallecito-Fish Creek (Merriam & Bandy, 1965 ; Muffler & Doe, 1968 ; Sharp, 1972, 1982). Des données magnétostratigraphiques montrent que la subsidence, commencée au début du Pliocène (4,3 M.a.) (avec une vitesse de 5,5 cm/an), a décru progressivement jusqu'à la fin du Pléistocène inférieur (0,9 M.a.) et que le soulèvement qui lui a fait suite (vitesse moyenne de 5,9 cm/an) a débuté juste avant le Pléistocène moyen (Opdyke et al., 1977 ; Johnson et al., 1983 ; Bogen & Seeber, 1986). Ce soulèvement, qui a été accompagné par une rotation de 30°, dans le sens des aiguilles d'une montre, d'un large bloc crustal, est directement lié aux mouvements récents des failles San Jacinto et Elsinore (Gibson, 1983 ; Johnson et al., 1983 ; Seeber & Bogen, 1985 ; Bogen & Seeber, 1986 ; Craig et al., 1986 ; Luyendyk, 1986 ; Nicholson et al., 1986).

Actuellement, au XXe siècle, la zone située à l'aplomb du centre du bassin est affectée par des mouvements verticaux irréguliers dans le temps mais dont la résultante se traduit par un soulèvement du seuil topographique séparant la dépression de la plaine alluviale et estuarienne. Des mesures géodésiques dans la partie méridionale de l'Imperial Valley font état d'un soulèvement de 0,40 m entre 1927 et 1973 (Gilmore & Castle, 1983) ; d'autres mesures dans la vallée de Mexicali indiquent un soulèvement local de 0,10 m en 1980-1981 (Grannel et al., 1983). Diverses études indiquent, en outre, que le centre de la dépression de Salton est en cours d'enfoncement (fig. 2.11) ; ces études reposent sur des évidences géodésiques (Castle et al., 1976 ; Lofgren, 1979 ; Gilmore, 1985 ; Strange, 1986) et sur des mesures de variations du plan d'eau de la mer de Salton (Wilson & Wood, 1980 ; Hudnut et al., 1985a, 1985b).

2.2. LE DELTA HOLOCENE ET LA REMONTEE DU NIVEAU MARIN POST-GLACIAIRE

Le delta du rio Colorado (dont les principaux environnements sédimentaires sont décrits en annexe A4) a été formé à l'Holocène, dans des conditions qui étaient différentes de celles d'aujourd'hui, puisque le débit du fleuve s'est considérablement réduit à une époque historiquement récente. Les rares études consacrées à la stratigraphie et la sédimentologie de certaines parties de ce delta ont naturellement fourni des indications sur l'évolution du niveau marin à l'Holocène (Thompson, 1968 ; Meckel, 1975). En fait, pour l'ensemble du Golfe de Californie, ces travaux sont les seuls, avec ceux de Curray et Moore sur la côte de Nayarit (Curray & Moore, 1963, 1964a, 1964b ; Moore & Curray, 1964b ; paragr. 3.3.2.1.), qui permettent d'approcher, avec quelque précision, le problème des variations du niveau marin lors des derniers milliers d'années. Les informations dont on dispose sur la formation du delta du Colorado et sur la remontée du niveau marin post-glaciaire concernent quatre zones géographiques et morphologiques : la zone infralittorale au large du delta, les platiers littoraux de la marge sud-occidentale, la région de la plaine deltaïque, et enfin la dépression de Salton.

2.2.1. La zone infralittorale dans le nord du golfe

Durant les périodes de bas niveaux marins glaciaires, la quasi-totalité de la superficie du Golfe de Californie, au nord du parallèle 30°30' N était probablement émergée. Le bassin Wagner qui marquait alors l'extrémité septentrionale du golfe, recevait directement les sédiments fluviatiles du Colorado (fig. A4.3 et2.7). Une couche apparemment homogène de sables "transgressifs", de grain fin à moyen, préservée dans une grande partie du nord du golfe (Van Andel, 1964), s'est déposée au fur et à mesure de la remontée du niveau marin post-glaciaire. Des sables marins littoraux, à foraminifères, ostracodes et fragments de mollusques, appartenant vraisemblablement à la même unité, ont été retrouvés entre -10 et au moins -25 m dans un sondage localisé à la tête de l'estuaire actuel du Colorado (Thompson, 1968 ; Meckel, 1975).

Au large de San Felipe, plusieurs indices relevés par Thompson (1968) suggèrent, selon cet auteur, un arrêt de la remontée du niveau de la mer vers -15 m :

- des lambeaux d'une terrasse morphologique, couverte de sédiments relativement grossiers, et surmontée de structures assimilables à des cordons littoraux à débris coquilliers, vers -12 m (fig. A4.1) ;
- des encoches probablement littorales décelées par écho-sondages vers -12 à -14 m, sur le substratum rocheux de Punta Machorro au nord de San Felipe ;
- des ruptures de pente topographique, accompagnées de variations de la granulométrie des sédiments, vers -15 m dans la partie occidentale du delta sous-marin ;
- enfin des structures allongées, de forme comparable à celle des rides de courants de marée actuels (paragr. A4.2), à une profondeur d'environ -15 m, et situées à une quarantaine de km au sud de l'estuaire actuel.

Se référant à l'une des premières courbes de remontée du niveau de la mer (Curray, 1960), Thompson (1968) attribue ces indices à un stationnement du niveau marin vers 8.000 ans B.P. mais aucune datation radiométrique, dans le nord du Golfe, n'étaye cette affirmation.

Une telle interruption dans la remontée du niveau marin vers 8.000 ans B.P. a été signalée dans diverses régions du monde (voir notamment Fairbridge, 1961 ; Nelson & Bray 1970 ; Ters 1973, Gaunt & Tooley, 1974 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; etc.). Cependant, même si dans certaines courbes de variations du niveau de la mer, on remarque un infléchissement à partir de 8.000 ans B.P. (Emery et al., 1957 ; Emery & Garrison, 1967 ; Curray et al., 1969 ; Bartlett & Barghourn, 1973 ; Atwater et al.,1977, etc.), dans la grande majorité des cas (voir le catalogue des courbes établi par Bloom, 1977), la période de 8.000 ans B.P. correspond plutôt à une remontée rapide de la mer, et l'infléchissement des courbes vers le zéro actuel se place le

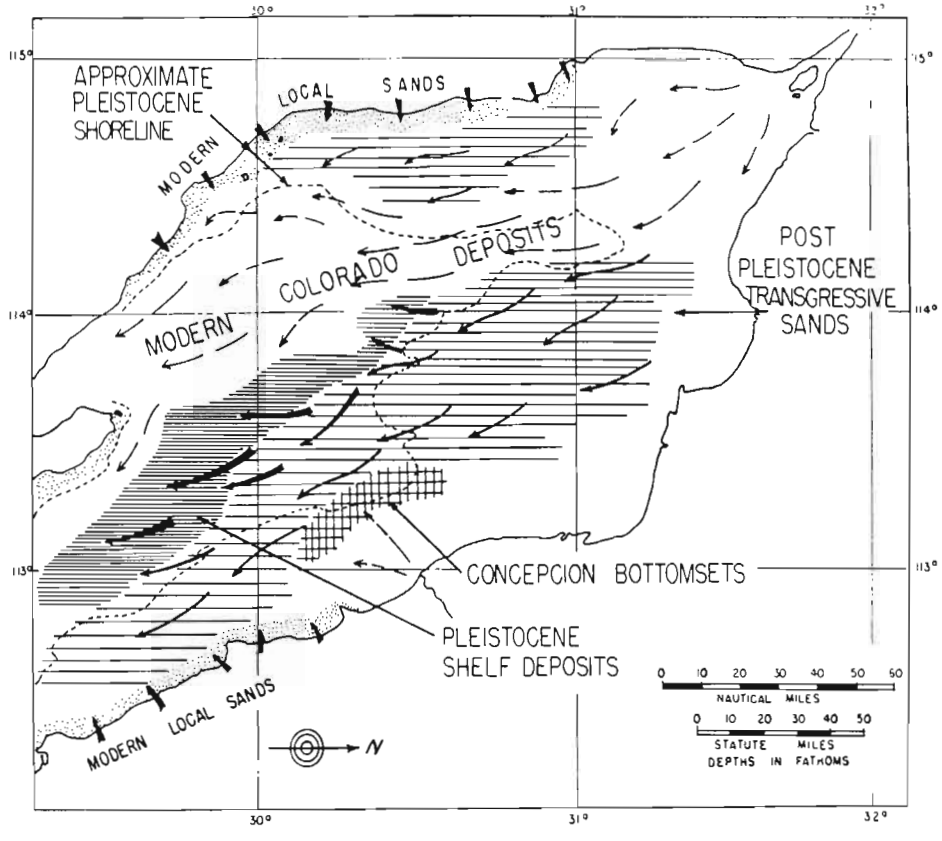


Fig. 2.7.- Principaux ensembles sédimentaires récents du nord du Golfe de Californie et tracé d'une ligne de rivage hypothétique de bas niveau marin glaciaire (-150 m) (Van Andel, 1964).

plus souvent vers 6.000 ou 5.000 ans B.P..

Un stationnement du niveau marin au début de l'Holocène, vers -15 m, restant hypothétique, j'envisage que les témoins de cette ligne de rivage puissent être d'âge pléistocène supérieur. Comme un âge trop ancien paraît difficilement compatible avec le fait que certaines structures sujettes à l'érosion rapide ou à l'enfouissement (cordons littoraux ou rides de courants de marée observés à -15 m) ont été préservées, j'émets l'hypothèse que cette ligne de rivage pourrait correspondre à un haut niveau marin interstadiaire durant la dernière glaciation (30 ou 60 ka ?).

2.2.2. La formation des platiers littoraux sud-occidentaux

L'étude sédimentologique et stratigraphique réalisée par Thompson (1968) sur la bordure sud-occidentale du delta (paragr. A4.2) a montré qu'il y a eu accrétion verticale des platiers jusqu'à ce que le niveau de la mer atteigne son altitude actuelle, puis progradation littorale (accrétion horizontale), dans les zones proches de l'estuaire où les platiers sont les plus développés (fig. 2.8 et 2.9).

> Le régime des apports du Colorado a joué un grand rôle dans l'édification des platiers : lorsque les apports de sédiments en suspension ont été abondants, les conditions hydro-dynamiques du nord du golfe ont favorisé l'accumulation des boues dans la zone intertidale (et, au moment des vives eaux, dans la zone des hauts platiers) ; en revanche, lorsque l'alimentation en sédiments fins du fleuve a été réduite, le rôle des vagues et de la dérive littorale dirigée du sud vers le nord devenait prédominant, des cordons littoraux ont été édifiés, et le rivage s'est stabilisé.

L'existence de trois cordons littoraux holocènes successifs (fig. A4.2) indique, d'une part que la formation des platiers littoraux s'est effectuée en plusieurs phases, et d'autre part que les apports par le fleuve de sédiments en suspension ont considérablement varié au cours de l'Holocène. Bien que l'interprétation des datations ^{14}C des coquilles des différentes lignes de rivage soit rendue délicate par les remaniements de fossiles, il semble que le cordon littoral le plus ancien date d'environ 3.000 à 2.200 ans B.P., le second de 1.500 à 1.000 ans B.P., et que le troisième soit postérieur à 1000 ans B.P. (fig. 2.8). Les réductions importantes des apports du Colorado dans le nord du golfe ne sont pas liées à des conditions climatiques particulières, et sont plus probablement dues à des diversions du fleuve dans la dépression de Salton (voir plus loin).

Dans la partie sud-occidentale du delta, les relations géométriques des différentes unités stratigraphiques holocènes, telles qu'elles sont révélées par plusieurs dizaines de sondages (Thompson, 1968), laissent peu de doutes quant à l'interprétation d'une remontée progressive, sans variations majeures, du niveau marin jusqu'au zéro actuel (fig. 2.9). A l'ouest et au sud-ouest de l'estuaire, à l'endroit où les platiers littoraux ont commencé à se développer, il semble que la régression par progradation

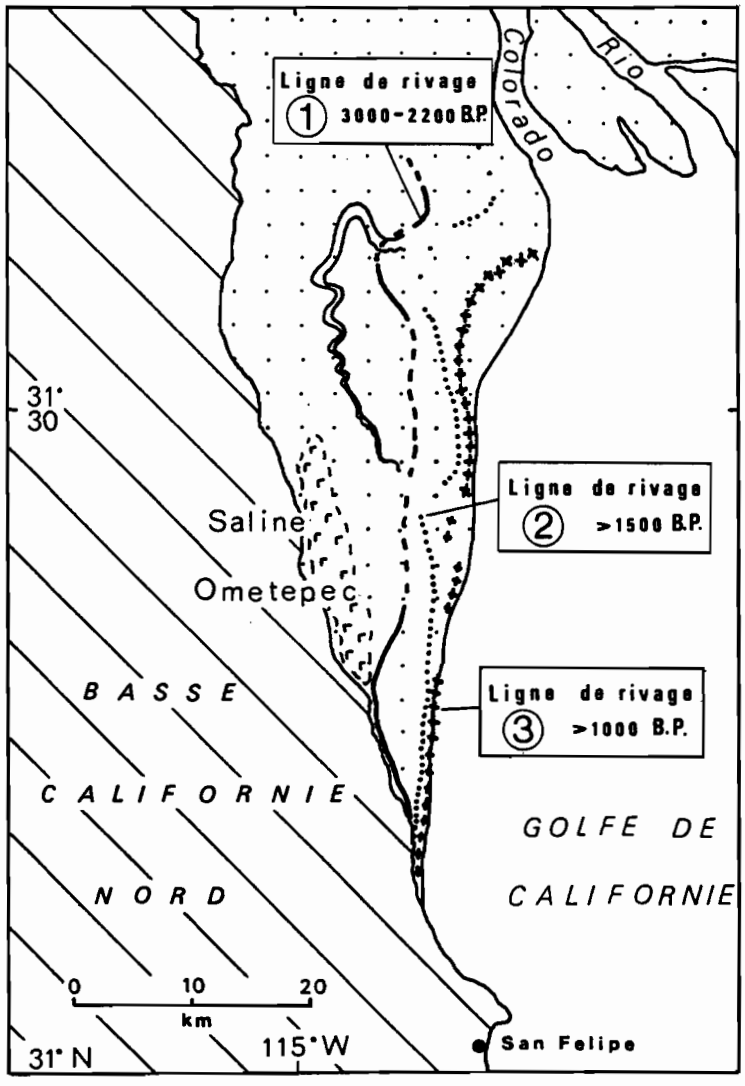


Fig. 2.8. - Lignes de rivage holocènes matérialisées par des cordons littoraux, sur les platiers sud-occidentaux du delta du Colorado (modifié d'après Thompson, 1968).

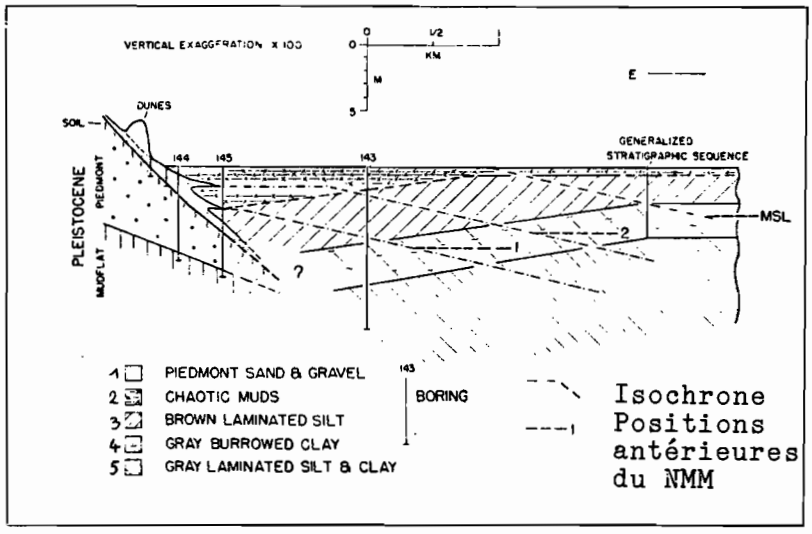


Fig. 2.9.- Coupe stratigraphique synthétique des hauts platiers littoraux de la bordure sud-occidentale du delta du Colorado, suggérant une remontée progressive et régulière du niveau marin lors des derniers milliers d'années (Thompson, 1968). Entre les stades de niveau marin 1 et 2, il y a eu essentiellement accrétion verticale, puis domination de la progradation horizontale après que le stade 2 a été dépassé.

Sédiments holocènes : 1- Sables et graviers de piémont ; 2- Boues à texture "chaotique" ; 3- Limons laminés bruns ; 4- Argiles "bioturbées" grises ; 5- Limons et argiles laminés gris.
Comparer avec la répartition actuelle des sédiments superficiels, fig. A4.2.

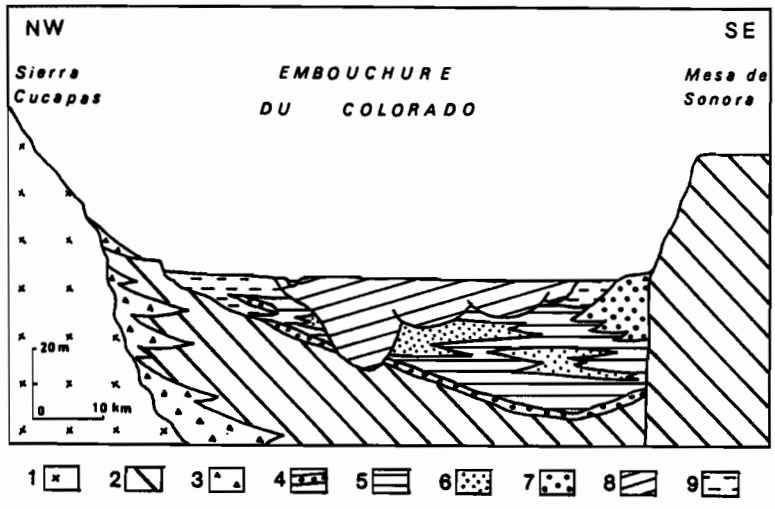


Fig. 2.10.- Coupe schématique des dépôts holocènes dans la plaine deltaïque du Colorado (modifié d'après Meckel, 1975).

1- Subtratum cristallin ; 2- Dépôts deltaïques pléistocènes ; 3- Cônes de déjection alluviaux ; 4- Sables transgressifs holocènes ; 5- Argiles infralittorales ; 6- Sables marins (cordons prélittoraux et rides de courants de marée) ; 7- Sables littoraux ; 8- Limons et argiles des platiers littoraux ; 9- Remplissage de chenaux (fluvio-deltaïques, estuariens et de marée).

littorale ait débuté lorsque le niveau moyen de la mer a atteint une cote de -5 m par rapport au niveau actuel. Dans cette zone, les boues à texture "chaotique" des hauts platiers présentant une puissance maximale de 5 mètres, correspondent apparemment à une accrétion verticale, progressive, lors de la fin de la remontée du niveau marin.

La période à laquelle le niveau marin a atteint le zéro actuel n'a pas été déterminée. D'après les relations géométriques existant entre les trois principaux cordons littoraux holocènes, il est concevable que le niveau marin soit à la même cote depuis environ 3.000 ans B.P.. Il convient de remarquer l'absence générale de matériel carbonaté, susceptible d'être daté par radiocarbone, dans les sédiments fins des platiers littoraux, et qui permettrait d'établir une chronologie plus précise de la remontée du niveau marin à l'Holocène.

2.2.3. La formation de la plaine et du cône deltaïques

Au cours des périodes glaciaires, du fait de l'abaissement du niveau de base, le rio Colorado a largement recoupé ses alluvions ; la région du delta actuel a donc fait l'objet d'érosions importantes. Lors du dernier maximum glaciaire, il semble que le fleuve débouchait presque directement dans le bassin Wagner (fig. A4.3 et 2.7).

Des sondages dans la région de Yuma (fig. 2.1), à l'apex du cône deltaïque (à +43 m d'altitude), révèlent la présence, sous les alluvions les plus récentes du fleuve, d'un niveau particulier de graviers et de sables, à 45 m de profondeur (Franck & Olmsted, 1963). Ces graviers sont censés marquer la dernière phase d'érosion de la haute vallée, lors du maximum glaciaire de 18.000 ans B.P.. Dans les environs de Yuma, le lit du fleuve était donc probablement situé, lors du maximum glaciaire, à une côte altimétrique voisine du zéro actuel.

En amont de Yuma, dans la zone de Parker-Cibola, le début de la dernière phase d'alluvionnement du Colorado apparaît antérieur à 8 610 ±300 ans B.P. (datation de fragments de charbon prélevés à 35 m de profondeur sous la plaine actuelle ; Metzger et al., 1973).

Sous la plaine deltaïque actuelle, les dépôts holocènes ont une puissance totale de 10 à 40 m, qui est maximale dans l'axe d'écoulement du Colorado à l'époque du dernier maximum glaciaire (Meckel, 1975). La séquence générale de ces sédiments holocènes, en discordance érosionnelle sur des unités pléistocènes, comporte à la base une mince couche de sables conglomératiques ("transgressifs"), à débris coquilliers et galets de boue, puis une épaisse série régressive ; cette dernière comprend de bas en haut des sables et argiles marins, des dépôts de chenaux (de divers types) et des limons et argiles caractéristiques des platiers littoraux (fig. 2.10). Une ou deux courtes phases transgressives semblent avoir interrompu la séquence régressive holocène ; ces transgressions, d'importance limitée, dont on peut supposer qu'elles sont contemporaines de l'édification des cordons littoraux au sud-ouest du delta, correspondent probablement à des périodes de déversement du Colorado dans la dépression de Salton, et à un arrêt corrélatif des apports en eau et en sédiments fins du fleuve.

2.2.4. Les diversions du Colorado dans la dépression de Salton à l'Holocène

La dépression de Salton, dont le fond, rappelons-le, est situé à -85 m sous le NMM, a joué un rôle important dans l'édification du cône deltaïque et du delta dans son ensemble (fig. 2.11). On a vu ci-dessus que le déversement du Colorado dans cette dépression, à certaines périodes de l'Holocène, a indirectement provoqué la formation de cordons littoraux et l'arrêt de la progradation littorale sur la marge sud-occidentale du delta, ainsi que des pulsations transgressives dans la zone de l'estuaire.

L'existence de lignes de rivage et de dépôts lacustres localisés à diverses altitudes dans la dépression de Salton a été remarquée depuis plus d'un siècle (Blake, 1854; Orcutt, 1889). L'une de ces lignes de rivage, particulièrement nette et bien préservée, se trouve à +12 m au-dessus du NMM ; elle est associée à un lac de dimensions très supérieures (180 km du nord au sud, 15 à 80 km d'est en ouest, et 90 m de profondeur) à celles de la Mer de Salton actuelle (fig. 2.11). Ce lac a reçu diverses dénominations : Lac Cahuilla, ou Coahuila, ou Leconte, ou encore Mer de Blake. Dans un premier temps, certains auteurs avaient envisagé l'hypothèse d'une inondation de la dépression de Salton par des eaux marines, mais le caractère lacustre des dépôts et une alimentation par le Colorado furent ultérieurement bien établis (Mac Dougal et al., 1914; Brown, 1923 ; Hubbs & Miller, 1948 ; Arnal, 1961).

L'altitude remarquable de +12 m de la ligne de rivage, équivalente à celle du seuil topographique actuel entre la dépression et le golfe de Californie, correspond au niveau le plus élevé possible d'un plan d'eau libre dans le bassin (tout apport supplémentaire se déverserait vers le sud). D'après des datations ^{14}C de coquilles, de plantes et de charbons, ce lac se serait formé vers 1.600 ans B.P., et se serait maintenu, malgré quelques variations de niveau, jusque vers 300 ans B.P. (Hubbs et al., 1960, 1963 ; Stanley, 1962 ; Forbes, 1965 ; Hubbs & Bien, 1967 ; Wilke, 1978 ; Waters, 1983).

D'autres lignes de rivage que celles associées au lac Cahuilla (+12 m) témoignent de diversions antérieures du Colorado dans ce bassin fermé (Thomas, 1963 ; Stanley, 1966 ; Robinson, 1966 ; Waters, 1980) ; parmi les plus récentes, d'âge fini-pléistocène ou holocène, on signalera en particulier les terrasses d'abrasion littorale (Robinson et al., 1976) formées sur les flancs des Buttes Salton, dômes rhyolitiques datés de 16.000 ans B.P. (Muffler & White, 1969). Par ailleurs, des débris végétaux et des charbons, prélevés dans des chenaux fossiles de l'Imperial Valley, indiquent que le fleuve se déversait vers le nord, notamment vers 3.240 ±160 ans B.P., vers 7.280 ±220 ans B.P. (Van de Kamp, 1973), et à certains moments entre 6.820 et 5.060 ans B.P. (Sharp, 1980). Une autre indication de l'importance des apports du Colorado, à l'Holocène, dans la dépression de Salton, est fournie par l'épaisseur -environ une centaine de mètres- des dépôts lacustres sédimentés dans le fond de la cuvette (Van de Kamp, 1973 ; Sharp, 1986).

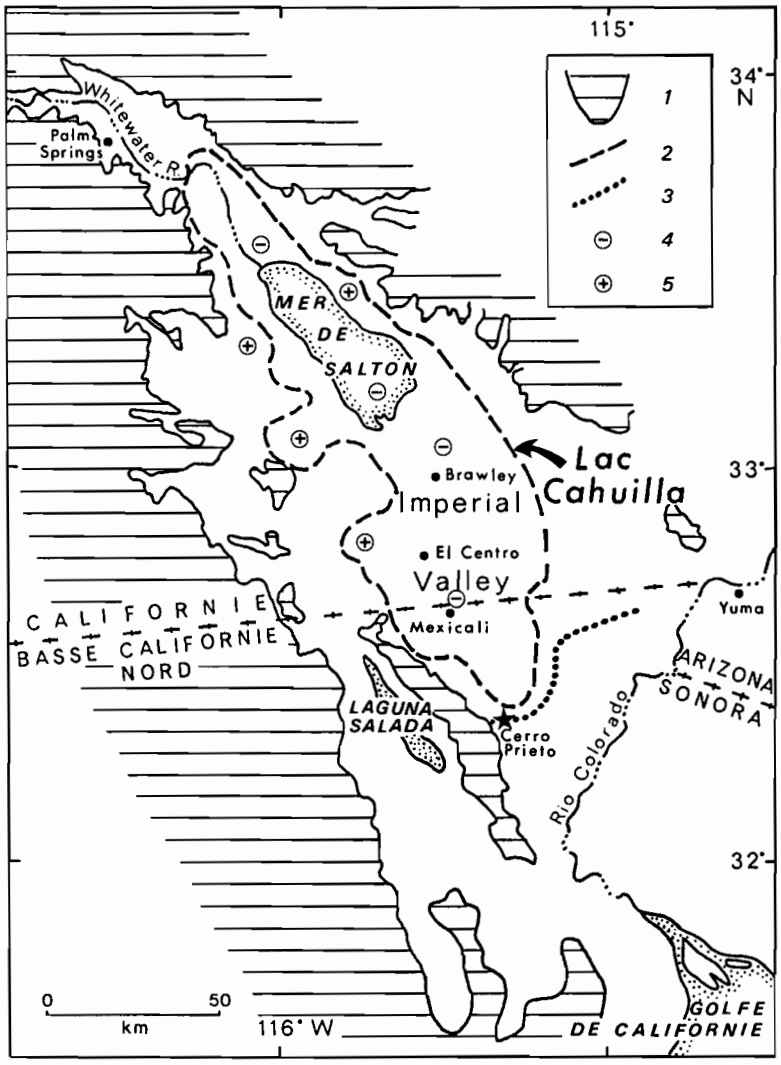


Fig. 2.11.- Le lac Cahuilla dans la dépression de Salton (modifié d'après Van de Kamp, 1973).

1- Socle pré-Miocène. 2- Ligne de rivage de +12 m marquant l'extension maximale du lac Cahuilla (1600-300 ans B.P.). 3- Crête du cône deltaïque holocène du rio Colorado. 4- Zone actuellement subsidente (selon Sharp, 1982). 5- Zone actuellement en surrection (selon Sharp, 1982).

La multiplicité des déversements du Colorado au cours des derniers millénaires indique que, depuis assez longtemps, le cône deltaïque a une position et une forme telles qu'à la suite d'une simple crue (comme celle de 1905), le fleuve puisse déborder et se trouver totalement dévié vers le nord. Les erements du fleuve dans le cône deltaïque sont probablement influencés par l'instabilité tectonique de la région ; celle-ci est mise en évidence, à l'époque actuelle, par les mouvements associés aux séismes (Fuis et al., 1982 ; Reilinger et al., 1983 ; Reilinger, 1984) et par les déformations verticales asismiques atteignant plusieurs décimètres en quelques années (Lofgren, 1979 ; Wilson & Wood, 1980 ; Sharp, 1982 ; Gilmore & Castle, 1983a, 1983b ; Grannel et al., 1983 ; Gilmore, 1985 ; Hudnut et al., 1985a).

2.2.5. Conclusion : La remontée du niveau de la mer à l'Holocène dans le nord-ouest du golfe

L'ensemble des indications relatives à l'évolution du niveau de la mer holocène, dans la région du delta du Colorado, tend à prouver que la remontée post-glaciaire fut progressive et continue, et que le niveau actuel fut probablement atteint vers 3.000 ans B.P..

Les cordons littoraux des platiers sud-occidentaux et les avancées transgressives décelées dans les séquences sédimentaires de la zone de l'embouchure, qui pourraient être attribués à des variations de la vitesse de remontée de la mer, semblent être liés plutôt aux modifications de la dynamique littorale provoquées par les diversions du fleuve dans le bassin de Salton. Une phase de stationnement du niveau marin a été mise en évidence à une profondeur de -15 m environ. Selon Thompson (1968) il pourrait s'agir d'une phase d'arrêt de la remontée marine post-glaciaire vers 8.000 ans B.P., mais, en l'absence de données radiochronologiques, on suppose que cette trace de haut niveau marin pourrait correspondre à un interstade de la période glaciaire (30 ou 60 ka ?).

2.3. LES DEPOTS LITTORAUX ET DELTAIQUES PLEISTOCENES

Les sédiments deltaïques et littoraux, d'âge antéholocène, affleurent peu sous la couverture de dépôts récents ; sur les bordures du delta actuel, les dépôts fluviatiles et littoraux pléistocènes ont souvent été masqués par des sables éoliens désertiques, ou, au pied des reliefs, par des dépôts de pente et des alluvions finipléistocènes et holocènes.

Les traces de lignes de rivage pléistocènes, se présentent sous diverses formes. Au sud-ouest du delta, à San Felipe, d'anciens dépôts littoraux sont préservés dans des talus côtiers érodés par la mer holocène. Dans la plaine deltaïque actuelle, les témoins indirects de hauts niveaux marins pléistocènes sont constitués par des sédiments fluvio-deltaïques que l'érosion ultérieure fait apparaître en terrasses. Sur la marge orientale du delta actuel, les terrasses fluvio-deltaïques forment de vastes "mesas" plus anciennes et plus délicates à interpréter en termes de chronologie.

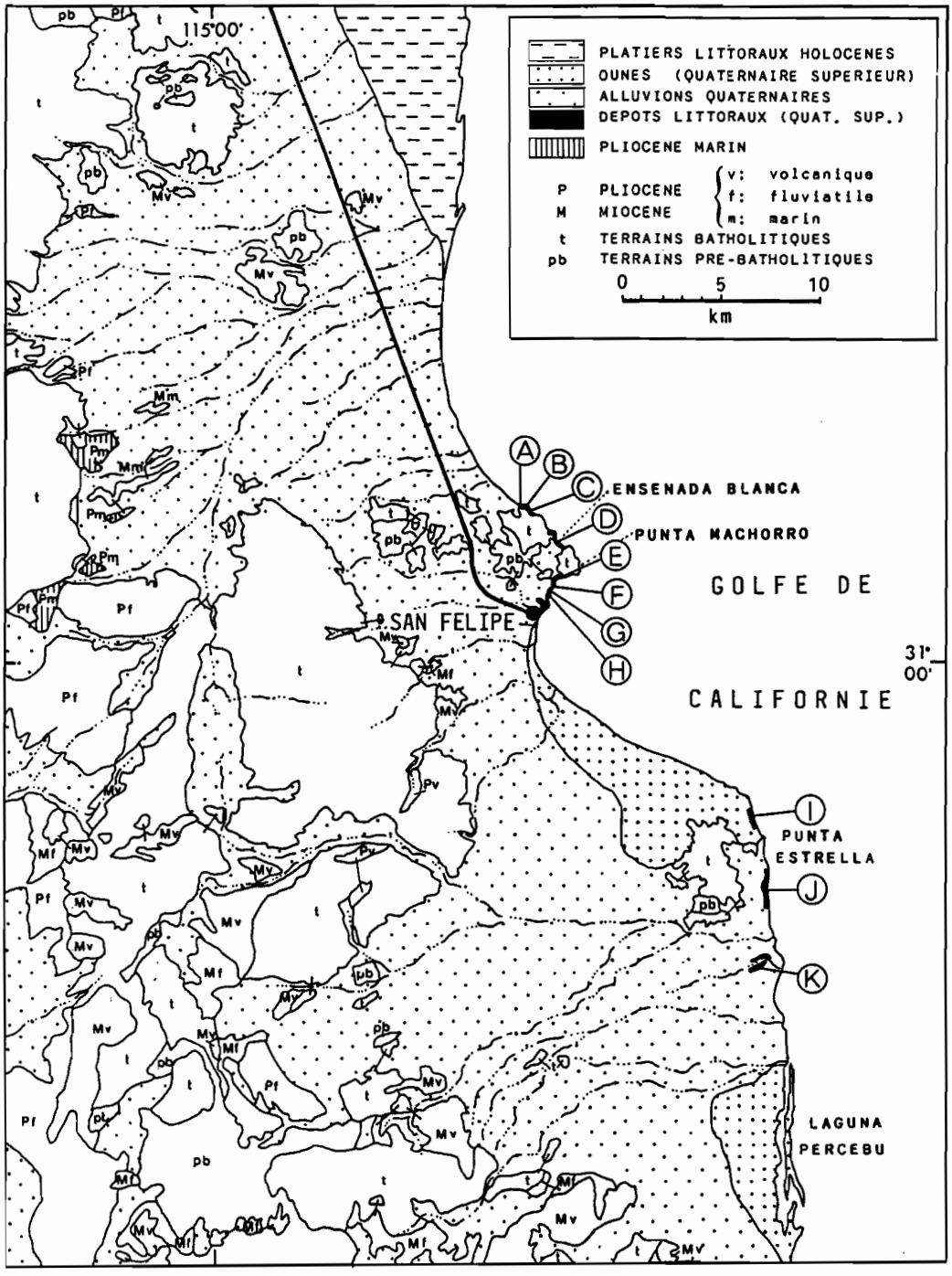


Fig. 2.12.- Carte géologique simplifiée de la région de San Felipe (modifée d'après Gastil et al., 1975) et localisation des coupes de dépôts littoraux quaternaires étudiées (fig. 2.13).

Une importante séquence de dépôts littoraux affleure dans les falaises littorales de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora, à proximité de Bahia Adair. Une étude préliminaire de ces derniers sédiments a été réalisée dans le but de distinguer les différentes unités marines observées, de reconstituer les grands traits de l'évolution paléogéographique et de mesurer l'amplitude des déformations récentes.

2.3.1. Les dépôts littoraux pléistocènes de la région de San Felipe

Des dépôts marins anté-holocènes, des alluvions et des grès dunaires affleurent en coupe dans les falaises littorales des environs de San Felipe, et notamment autour des caps de Punta Machorro et Punta Estrella (fig. 2.12). L'étude de cette séquence du Quaternaire supérieur avait été entreprise par Walker et Thompson (1968) et par Thompson (1968). L'ensemble des coupes relevées par ces auteurs et par moi-même, dans le cadre de cette étude (fig. 2.13), permet de reconstituer l'évolution des conditions de sédimentation lors d'une transgression marine qui est très probablement celle du début du dernier interglaciaire.

2.3.1.1. La succession des dépôts littoraux pléistocènes

2.3.1.1.1. La phase transgressive

Sur les promontoires rocheux de la région de San Felipe, les plus anciennes manifestations de la transgression marine considérée, consistent en une terrasse d'abrasion littorale, sur laquelle reposent un conglomérat de base et des sables de plage à faune marine réduite. Dans les baies, entre les caps rocheux, les dépôts de la base de la séquence marine surmontent des sédiments de piémont (dépôts de bajada) partiellement érodés. La surface d'abrasion littorale, dont la cote altimétrique la plus élevée, au pied des paléofalaises littorales, est de +7,5 m ±1 m, recoupe de façon uniforme le substratum rocheux et les sédiments meubles antérieurs. Cette surface est inclinée de quelques degrés vers le golfe.

Il est remarquable que le matériel lithique des sédiments littoraux marins soit exclusivement d'origine locale, non seulement pour ce qui concerne les graviers, galets et blocs, mais également pour la fraction sableuse qui ne contient pas d'éléments en provenance du Rio Colorado.

La faune, composée de Ostrea angelica, Chione cortezi, C. fluctifraga, Polinices sp. et de balanes, est typiquement littorale. La microfaune de ces sédiments, comportant Ammonia tepida, Elphidium excavatum, E. gunteri, E. cf articulatum et E. tumidum (Celis, 1979) est caractéristique d'un milieu littoral recevant des apports d'eaux continentales.

2.3.1.1.2. La_période_de_haut_niveau_marin

Au maximum de la transgression, une phase de stationnement du niveau marin a été marquée par une séquence de limons et d'argiles de type intertidal. Ces sédiments présentent des caractères sédimentologiques semblables à ceux des boues deltaïques qui, provenant du rio Colorado, se sont accumulées au cours de la seconde moitié de l'Holocène sur les platiers littoraux situés un peu plus au nord (Thompson, 1968 ; paragr. A4.2.5).

La séquence-type de ces anciens platiers littoraux, observée au nord de Punta Machorro, se termine par des encroûtements ressemblant à d'anciens tapis algaires et par des niveaux gypseux. Ces "tapis algaires" (coupe C, fig. 2.13) se sont développés dans la partie supérieure de la zone intertidale, qui n'était qu'épisodiquement inondée par les eaux des plus fortes marées. La présence de gypse, en niveaux plus ou moins continus et sous la forme de cristaux lenticulaires isolés, confirme l'interprétation paléogéographique de cette séquence.

Il convient de noter que, au nord de Punta Machorro, le toit de cette séquence de dépôts deltaïques et évaporitiques, vers +11 m, ne représente pas la trace de l'ancien niveau marin moyen, mais celui des plus hautes eaux de l'époque. La différence d'altitude entre la plateforme d'abrasion et celle du toit des sédiments de platiers littoraux fournit une estimation minimale du paléomarnage (6 m environ).

Sur les platiers littoraux débouchaient des arroyos, puisque l'on retrouve des sédiments fluviatiles grossiers interstratifiés dans les limons et argiles d'origine deltaïque (coupe E, fig. 2.13).

Au sud de San Felipe, la sédimentation de dépôts deltaïques fins a été moindre qu'au nord de Punta Machorro et ne s'est pas toujours produite à la fin de la période de haut niveau marin (coupes H, I et J, fig. 2.13).

> Walker et Thompson (1968) avaient noté, entre le village de San Felipe et Punta Machorro, l'existence de deux "beachrocks" séparés par d'anciennes boues intertidales. Ces observations peuvent donner lieu à deux interprétations : soit le niveau marin a subi deux -ou plusieurs- fluctuations lors de cette transgression, soit les conditions de sédimentation ont varié (modification de circulation des courants littoraux, variations des apports du Colorado, etc.). Dans l'hypothèse d'une double pulsation positive du niveau marin, la seconde n'aurait été que d'amplitude réduite, puisqu'elle n'a pas été enregistrée dans toutes les localités de la région de San Felipe.

Au cours de cette phase de haut niveau marin la configuration du littoral était très voisine de celle observée de nos jours. Au nord de Punta Machorro se développaient surtout des platiers littoraux, tandis qu'une sédimentation sableuse prédominait dans la baie de San Felipe. Au sud de Punta Machorro, il existait une lagune littorale (coupe K, fig. 2.13) dont l'équivalent actuel est fourni par la Laguna Percebu (Rottweiler, 1966 ; Harris, 1979).

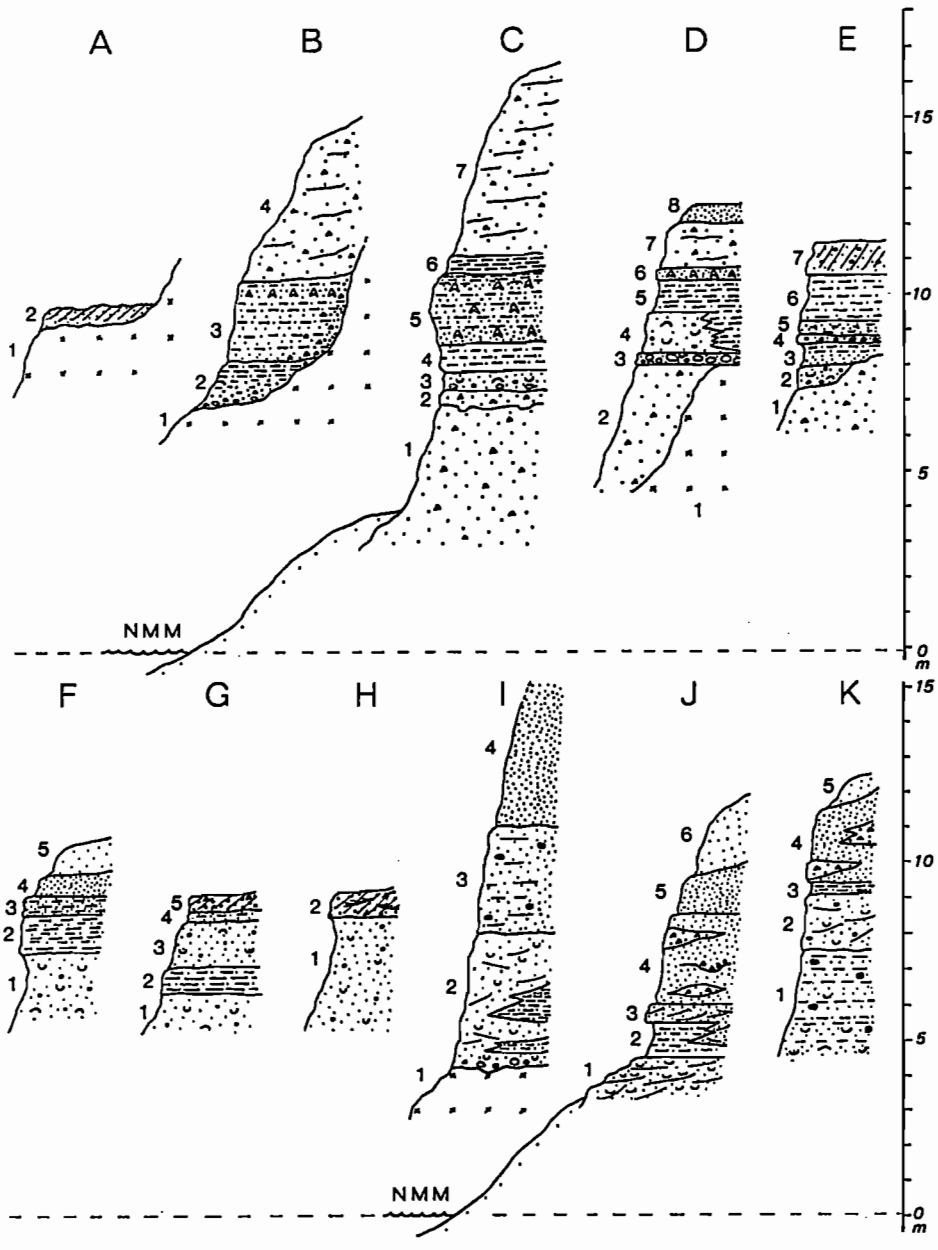


Fig. 2.13.- Coupes sériées de dépôts littoraux pléistocènes dans la région de San Felipe (voir localisation des coupes fig. 2.12).

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 2.13.

Coupe A:
1- Substratum granodioritique. 2- Grès à ciment calcaire gris formant encroûtement (LV 1189).

Coupe B:
1- Subtratum granodioritique. 2- Limon argileux, brun, lité, reposant localement sur des sables et cailloutis continentaux. 3- Sables fins et limons, beiges à gris-vert, en lamines ondulées ; au sommet, niveau d'oxydation orangé et gypse lenticulaire altéré ; quelques cailloutis continentaux interstratifiés. 4- Dépôts de pente légèrement cimentés.

Coupe C:
1- Alluvions et dépôts de pente beige orangé. 2- Sables et graviers vert-pâle (continentaux ?), séparés de (1) par une discordance. 3- Sables vert-pâle, mal classés, à petites huîtres roulées, et à graviers et galets de granite (LV 1191). 4- Limons gris-vert lités ; à la base, limons plus sableux avec interstratification de lits (1 à 2 cm) d'argile rosée ; au sommet, horizons riches en galets de boue, et limon argileux avec empreintes de feuilles. 5- Séquence de platiers évaporitiques à tapis algaires, débutant par des limons et sables gris-vert à gypse, à stratification oblique, avec passées de sables riches en mica détritique et lentilles de graviers anguleux ; au dessus : alternance de tapis algaires fossiles et de lamines détritiques ; au sommet : tapis algaire épais, jaune rouille à noir (Mn) et croûte gypseuse riche en oxydes de fer (LV 1190). 6- Limon argileux brun rouge, lité. 7- Dépôts de pente stratifiés.

Coupe D:
1- Substratum granodioritique. 2- Alluvions. 3- Conglomérat littoral à blocs et galets arrondis, avec Ostrea angelica et balanes in situ. 4- Grès de plage légèrement bioclastique, à petites huîtres (LP 95). 5- Limons argileux roses stratifiés horizontalement (LP 96). 6- Sable gris-vert à jaune pâle, à gypse, passant latéralement à des limons finement stratifiés (LP 97). 7- Alluvions. 8- Grès dunaires.

Coupe E:
1- Sables limoneux verts, à cailloutis anguleux noirs (LP 99). 2- Sables et graviers hétérométriques, gris à beiges, à rares débris coquilliers ; figures de remplissage de petits chenaux et présence de matière organique (dépôt fluvio-marin) (LP 100). 3- Sables et graviers gris-vert (LP 101) passant progressivement à une alternance de lamines sableuses et argileuses ; effets de "bioturbation" et lamination "contournée". 4- Graviers et sables fluvio-marins. 5- Sables fins, gris à gris-vert, en lits (1 à 3 cm) séparés par des horizons de limons argileux verts. 6- Limons et argiles beige-rosé à mauves (LP 102). 7- Grès conglomératique (continental ?) ferruginisé et cimenté (LP 103).

Coupe F:
1- Sables et graviers, à débris coquilliers. 2- Limons beige-rosé finement stratifiés. 3- Alternance de sables fins et de limons argileux verdâtres. 4- Grès dunaires beige orangé. 5- Sable éolien non cimenté, récent.

Coupe G:
1- Sable jaune à débris coquilliers. 2- Limons rosés finement stratifiés. 3- Sables et graviers, bioclastiques, à coquilles entières généralement dissoutes (LP 98) ; cimentation partielle en plages disjointes. 4- Sables et limons ferrugineux, de couleur ocre. 5- Grès grossier riche en limonite et en oxydes de fer.

Coupe H:
1- Grès à débris coquilliers, beige, en bancs massifs. 2- Sable fluviatile, à stratification oblique, riche en limonite.

Coupe I:
1- Substratum granitique. 2- Grès littoraux à faune largement dissoute, en lits centimétriques à stratification oblique. Localement, interstratification de limons argileux gris vert à huîtres. 3- Sable limoneux brun clair à orangé, légèrement bioclastique, à petites concrétions gréseuses et moules externes de racines (LQ 235), de type lagune temporaire. 4- Grès dunaire brun rouge (LQ 234).

Coupe J:
1- Calcaire et calcarénite beiges, à bioclastes dissous ou recristallisés, à Chione cortezi et Polinices sp. dominants (LQ 229b, 230). 2- Limons argileux bruns (LQ 231). 3- Calcirudite à bioclastes dissous, à stratification oblique (LQ 232). 4- Alternance de sables dunaires brun-rouge (LQ 233), d'alluvions, et de dépôts de pente. 5- Grès dunaire rosé. 6- Sable éolien récent.

Coupe K:
1- Sables fins et limons beiges, à stratification horizontale ; coquilles entières (souvent dissoutes), concrétions gréseuses, terriers de crabes (dépôts laguno-marins). 2- Grès littoraux à stratification oblique, partiellement encroûtés. 3- Limons stratifiés horizontalement, gris-vert. 4- Alternance de grès dunaires et d'alluvions, de couleur orangée. 5- Sables dunaires non consolidés, récents.

2.3.1.1.3. La_phase_régressive

Les dépôts marins pléistocènes de cette région sont couverts par des sédiments alluviaux et des sables dunaires consolidés. Dans l'ensemble de la région, et en particulier au sud de la baie de San Felipe où l'on observe plusieurs mètres d'éolianites, une importante sédimentation éolienne a eu lieu à la suite de la période de haut niveau marin. Dans plusieurs localités (coupes D, F et I, fig. 2.13) une couche de matériel alluvial a précédé le dépôt de sables éoliens ; dans d'autres cas (coupes J et K, fig. 2.13), alluvions et éolianites sont interstratifiées.

Ces relations stratigraphiques suggèrent que le ruissellement était suffisamment important au cours de la régression marine pour que la presque totalité des dépôts littoraux marins soient recouverts d'alluvions. Des conditions climatiques moins arides que celles que l'on connaît actuellement ont donc probablement marqué cette période de régression. La phase de sédimentation éolienne se serait développée ultérieurement, bien que, dans la zone la plus favorable, au sud de la baie de San Felipe, elle ait commencé dès le début du retrait de la mer.

Dans les environs de Punta Machorro et de San Felipe, la base des alluvions, immédiatement au-dessus de la séquence marine, a subi une cimentation carbonatée et, surtout, une forte imprégnation de limonites et d'oxydes de fer. On ignore les conditions précises de cette ferruginisation. Il est probable que les limons argileux sous-jacents ont joué un rôle de barrière imperméable vis-à-vis d'eaux subsuperficielles concentrées en fer (Walker & Thompson, 1968). Par ailleurs, l'abondance particulière d'oxydes de fer et de manganèse dans les "tapis algaires" (coupe C, fig. 2.13) indique que la matière organique de ces niveaux pourrait être au moins en partie responsable de phénomènes de concentration de ces éléments dans la partie sommitale de la séquence marine. Enfin, en ce qui concerne l'origine du fer et du manganèse, signalons la présence, à San Felipe, de sources thermales actuellement situées à la base de la zone intertidale (Gastil et al., 1975 ; Landry, 1976) et qui pourraient avoir été particulièrement actives à la fin de la transgression pléistocène. A plusieurs kilomètres au nord de Punta Machorro, des encroûtements de grès calcaires gris sombre (coupe A, fig. 2.13) matérialisent l'ancienne ligne de rivage et constituent les seuls dépôts reposant sur la plate-forme d'abrasion littorale taillée dans la granodiorite. Ces encroûtements d'un type particulier se sont probablement formés en même temps que l'induration et la ferruginisation de la base des dépôts alluviaux de San Felipe.

2.3.1.2. Interprétation_chronostratigraphique

2.3.1.2.1. Ages_radiométriques_^{14}C

Plusieurs datations ont été effectuées sur des tests d'invertébrés des niveaux de grès littoraux de la région de San Felipe (Thompson, 1968 ; Walker & Thompson, 1968). Dans la localité d'Ensenada Blanca (coupe C, fig. 2.13), quatre résultats de datations, sur six, concernant le conglomérat

basal de la transgression, sont supérieurs à 33.500 ans B.P. (tabl. 2.1). Au nord de Ensenada Blanca, et à Punta Estrella, deux datations supplémentaires ont fourni des âges supérieurs à 33.700 ans B.P.. Au nord du village de San Felipe, deux autres datations ont été obtenues sur des tests de Chione fluctifraga des niveaux supérieurs de grès littoraux : l'une est supérieure à 33.500 ans B.P., et l'autre est de 31.675 ans B.P..

L'ensemble des résultats indique que les dépôts sont tous antérieurs à 33.500 ans B.P., et que les quelques dates plus récentes sont attribuables à des contaminations (Walker & Thompson, 1968).

2.3.1.2.2. Interprétations morphostratigraphiques

L'ensemble des dépôts littoraux de cette région, surmontés d'alluvions et de dunes consolidées de plusieurs mètres de puissance, peu anciennes, est attribuable à la phase de haut niveau marin du maximum du dernier interglaciaire.

Par comparaison avec la structure des platiers holocènes, la durée de la phase de sédimentation de cette séquence littorale est estimée à plusieurs milliers d'années.

2.3.2. Les terrasses alluviales du Colorado

En amont du cône deltaïque, le cours inférieur du Colorado présente des traces d'une succession de phases de comblement de vallée et de surcreusement des alluvions (Longwell, 1954 ; C. Johnson et al., 1979). L'histoire complexe des alluvionnements et des érosions du fleuve, étroitement liée aux mouvements verticaux régionaux, en particulier du Plateau du Colorado (Mc Kee & Mc Kee, 1972 ; Lucchitta, 1979), a débuté il y a au moins 3,3 M.a. (Lucchitta, 1972), voire 5,0 M.a. (Winker & Kidwell, 1985).

Le substratum de la plaine deltaïque actuelle est formé de plusieurs centaines de mètres (maximum 2 215 m dans le puits Prian, voir fig. 2.3 et 2.4) de sédiments alluviaux, faiblement consolidés, et d'environ 2 000 m de grauwackes, arkoses et lutites, en lentilles superposées, soumises à un léger métamorphisme (Puente Cruz & de la Peña, 1979a, 1979b). L'ensemble de ces sédiments fluviatiles et deltaïques, qui atteignent une épaisseur maximale de 3 500 m (puits Prian), repose sur un substratum granitique et métamorphique, d'âge Crétacé supérieur, appartenant aux mêmes unités que la Sierra Cucapas. L'épaisse séquence fluvio-deltaïque est d'âge plio-pléistocène. Ces dépôts et leurs équivalents latéraux sont plus aisés à étudier sur les marges de la dépression de Salton, où ils ont subi des soulèvements importants (N.M. Johnson et al., 1983 ; Winker & Kidwell, 1986a).

Sur les bordures de la plaine deltaïque actuelle, au sud de la frontière, plusieurs types de terrasses morphologiques sont observés ; certaines ont été formées par les dépôts fluvio-deltaïques du Colorado, d'autres sont liées à des arroyos et des torrents locaux. Les premières sont surtout développées sur la rive orientale du delta, et les secondes à l'ouest de la plaine deltaïque, au pied des

Localité	alt. éch. (m)	n° analyse (1)	Espèce échantillon	Age ^{14}C	Remarques
Estero Beach	+7,6	R-4075	Ostrea angelica	>33 700	
Ensenada Blanca	+7,6	O-1971	Ostrea angelica	30 625±2 200	Contamination ?
		LJ-526	Balanus sp.	7 840±250	Contamination ?
		R-4074-1	Balanus sp.	>33 500	
		R-4074-2	Ostrea angelica	>34 100	
		LJ-634	Balanus sp.	>42 000	
		R-4130	Ostrea angelica	>42 300	
San Felipe	+10,5	O-1972	Chione fluctifraga	31 675±2 500	Contamination ?
		R-4076	Chione fluctifraga	>33 500	
Punta Estrella	+4,5	LJ-636	Chione gnidia	>42 000	

(1) R : Shell Development Co. ; O : Geochemical Lab. , Humble Oil and Refining Co. ; LJ : Scripps Institution of Oceanography.

Tabl. 2.1.- Datations ^{14}C de mollusques et cirripèdes fossiles de la région de San Felipe, selon Thompson (1968).

sierras Cucapas et El Mayor, ainsi qu'au sud-est de la Laguna Salada.

2.3.2.1. Les_terrasses_de_la_Sierra_El_Mayor

Autour de l'extrémité méridionale de la Sierra El Mayor, quatre générations de terrasses au moins ont été dénombrées (travaux de Carter, comm. pers. de D. Gorsline, 1977). Ces terrasses emboîtées sont définies par des surfaces de glacis diversement inclinées en fonction de leur âge et des déformations tectoniques subies.

Lithologiquement, ces terrasses sont formées de conglomérats, graviers et sables, parfois limoneux et plus ou moins cimentés. Les dépôts fluviatiles les plus anciens, probablement d'âge pliocène, sont constitués de quartzites et de conglomérats très indurés, riches en hématite (Walker, 1964, 1967a, 1967b, 1976 ; Walker et al., 1967, 1978).

Les vastes terrasses bordant le pied du versant oriental de la Sierra El Mayor, bien visibles de la route Mexicali-San Felipe, ont une structure composite particulière. Les sédiments superficiels sont des graviers et sables originaires de la Sierra El Mayor, et le sommet des terrasses se raccorde aux cônes alluviaux et torrentiels bien développés au débouché des thalwegs. En coupe, cependant, on observe que la plus grande partie des dépôts constituant la terrasse qui domine la plaine deltaïque actuelle, sont des limons finement stratifiés, de couleur beige-orangé, et que le matériau grossier visible en surface, ne forme qu'une mince couverture superficielle. Les limons, sédimentés dans un milieu de faible énergie, sont des dépôts d'une ancienne plaine deltaïque, ou plus précisément des dépôts marginaux de platiers d'inondations deltaïques. L'altitude maximale (environ +10 m) à laquelle affleurent ces anciennes boue est probablement à peine supérieure au niveau des plus hautes eaux marines contemporaines du dépôt.

Des sédiments limoneux du même type affleurent sur la bordure sud-occidentale de la Sierra El Mayor, à l'entrée de la Laguna Salada. Ces boues consolidées sont interstratifiées dans des dépôts grossiers d'origine locale et d'âges variés. On dénombre ainsi plusieurs épisodes de sédimentation d'alluvions fines du Colorado, probablement contemporaines des hauts niveaux marins interglaciaires, séparés par des phases d'érosion et de sédimentation de dépôts de pentes et d'alluvions originaires du massif de El Major.

2.3.2.2. Les_mesas_de_la_bordure_orientale_du_delta

2.3.2.2.1. Les_mesas_de_Yuma_et_de_San_Luis

Sur la bordure orientale du cône deltaïque, les mesas de Yuma et de San Luis, au nord de la vaste Mesa de Sonora, représentent d'anciennes terrasses fluviatiles du Colorado. Ces terrasses, dont le rebord occidental domine de 20 à 30 m la plaine actuelle, sont formées de sables, de limons, et parfois de galets de boue, et ne contiennent que peu d'élé-

ments grossiers. D'âge apparemment récent, elles ont été formées lors de la dernière phase de niveau de base élevé, c'est-à-dire, très vraisemblablement, lors du dernier interglaciaire (Olmsted et al., 1973). Dans la région de San Luis Rio Colorado cependant, une surface d'érosion entaille la mesa, à 10/15 mètres environ au-dessus de la vallée actuelle du Colorado (Olmsted et al., 1973) ; on ignore si cette abrasion fluviatile doit être attribuée à une phase de relative stabilité du niveau marin à une altitude intermédiaire entre le NMM actuel et le maximum marin du dernier interglaciaire, ou à un changement local de niveau de base consécutif à des mouvements tectoniques.

2.3.2.2.2. La_Mesa_de_Sonora

Le vaste plateau connu sous le nom de Mesa de Sonora est limité à l'ouest par la plaine deltaïque actuelle du Rio Colorado, et au sud par le Golfe de Californie (fig. 2.1 et 2.2. Vers le nord, la Mesa de Sonora se prolonge par la Mesa de Yuma et se raccorde aux piémonts des pointements de socle proches de la frontière mexicano-nord américaine ; vers l'est, elle disparaît sous le champ de dunes vives le plus étendu du continent nord-américain, le Gran Desierto (Powell, 1964, 1966), ou désert d'Altar.

Dans sa partie occidentale, le champ de dunes recouvrant la Mesa de Sonora est constitué principalement de grandes rides parallèles ("seifs"), orientées NW-SE, d'une hauteur de 50 à 100 m, et séparées par des couloirs de déflation ; à l'est, jusqu'au massif du Pinacate, le Gran Desierto est formé de dunes transversales dont l'axe des crêtes est NE-SW. La structure générale de ces champs dunaires se prête particulièrement à des études par télédétection (Stone et al., 1973 ; Ford et al., 1980 ; Christensen et al., 1983).

Le Gran Desierto constitue la prolongation vers le sud-est des Dunes Algodones, situées au nord de la frontière (fig. 2.1).

Merriam et Bandy (1965) et Merriam (1969) démontrèrent, par des analyses sédimentologiques, que les sables éoliens de ces deux champs dunaires correspondaient à une même population dérivée des alluvions du Rio Colorado et ne proviendraient pas, comme on l'avait supposé antérieurement (Brown, 1923 ; Norris & Norris, 1961 ; Mc Coy et al., 1967), de la partie nord-occidentale de la dépression de Salton. Une part du matériel sableux des Dunes Algodones et du nord-ouest du Gran Desierto dérive apparemment de sédiments lacustres pléistocènes associés aux lignes de rivage de +30 à +50 m de la dépression de Salton (Brown, 1923 ; Arnal, 1961 ; Thomas, 1963 ; Stanley, 1966 ; Loeltz et al., 1975 ; Sharp, 1979).

Dans la partie méridionale du Gran Desierto, les sables éoliens proviennent du remaniement des sédiments superficiels de la Mesa de Sonora et de ceux du littoral du Golfe de Californie

(Bahia Adair). Des études en cours, reposant sur des datations radiométriques de laves du Pinacate et de carbonates pédogéniques, indiqueraient que les vitesses d'accumulation de matériel éolien ont été constantes au Quaternaire supérieur (Slate, 1986).

L'âge du début de la mise en place des édifices dunaires du Gran Desierto reste à déterminer.

L'altitude moyenne de la Mesa de Sonora est de l'ordre de la cinquantaine de mètres, mais, au sud-est de l'embouchure du Rio Colorado, un bombement tectonique en élève la surface à plus de +150 m (Colletta & Ortlieb, 1979, 1984a, 1984b ; fig. 2.14). Cette surrection d'âge relativement récent de la région de Golfo de Santa Clara, et l'érosion de type badlands qui lui a succédé, permettent d'observer en coupe la partie supérieure des sédiments qui forment la Mesa de Sonora. Ces dépôts ont été successivement attribués au Tertiaire marin (Kniffen, 1932), au Pliocène (Beal, 1948), et au Quaternaire (Merriam, 1965).

Au nord et à l'est de Golfo de Santa Clara, deux unités lithostratigraphiques ont pu être distinguées (Colletta & Ortlieb, 1979, 1984) : une séquence puissante ancienne et un remplissage de chenal fluviatile, postérieur à une phase de déformation de l'unité principale.

La "série inférieure" est constituée de sables et limons fluviatiles beiges à brun clair, partiellement consolidés et disposés en lits d'épaisseur métrique.

Des passées de galets de boue, assez fréquentes, des bancs gréseux à stratification oblique (rides de courant de longueur d'onde métrique et d'amplitude décimétrique), et quelques horizons conglomératiques, sont interstratifiés dans ces sédiments. Cette série contient des débris osseux de vertébrés terrestres quaternaires (Equus sp., Gomphoterium sp., Bison sp.) et des fragments de bois silicifiés (LU 956). Des restes de vertébrés récoltés par Merriam au nord-ouest de Golfo de Santa Clara, provenant de la même unité, ont également été attribués au Pléistocène par Downs (in Merriam, 1965). En ce qui concerne les bois silicifiés, il est probable que les fragments de bois ont été apportés par flottaison, puis sédimentés, et enfin silicifiés sur place.

La puissance totale de la "série inférieure" est au moins égale aux 200 m de dépôts observés en affleurement à l'est de Golfo de Santa Clara. Il est possible que cette unité lithostratigraphique regroupe plusieurs cycles d'alluvionnement du Colorado, et que, par conséquent, son âge s'étale sur plusieurs interglaciaires pléistocènes.

Cette série a subi une fracturation importante, ainsi qu'une flexuration, notamment au nord de Golfo de Santa Clara. La majorité des failles sont décrochantes dextres, et présentent un rejet vertical normal. Elles sont orientées N 120 à N 180 (Colletta & Ortlieb, 1979, 1984).

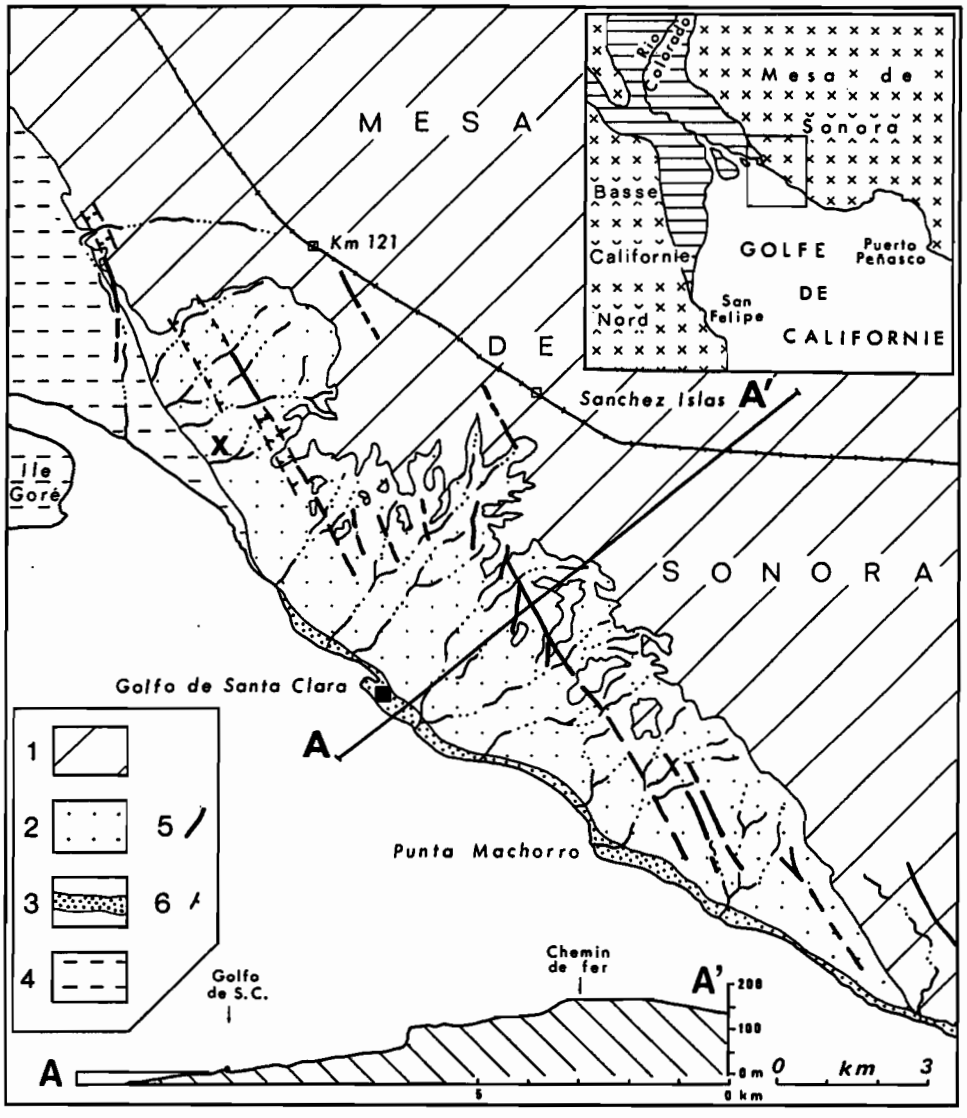


Fig. 2.14. - Déformations du rebord sud-occidental de la Mesa de Sonora et du bombement de Golfo de Santa Clara (modifié d'après Colletta & Ortlieb, 1979, 1984).

1- Surface de la Mesa de Sonora, couverte de sables éoliens.
2- Zone de "badlands" de Golfo de Santa Clara.
3- Plages sableuses actuelles.
4- Platiers littoraux du delta du Colorado
5- Faille observée (affectant la "série inférieure")
6- Flexure affectant la "série inférieure"
AA'- Profil topographique de la bordure de la Mesa de Sonora
X- Localisation de la série de rythmites tidales (fig. 2.16).

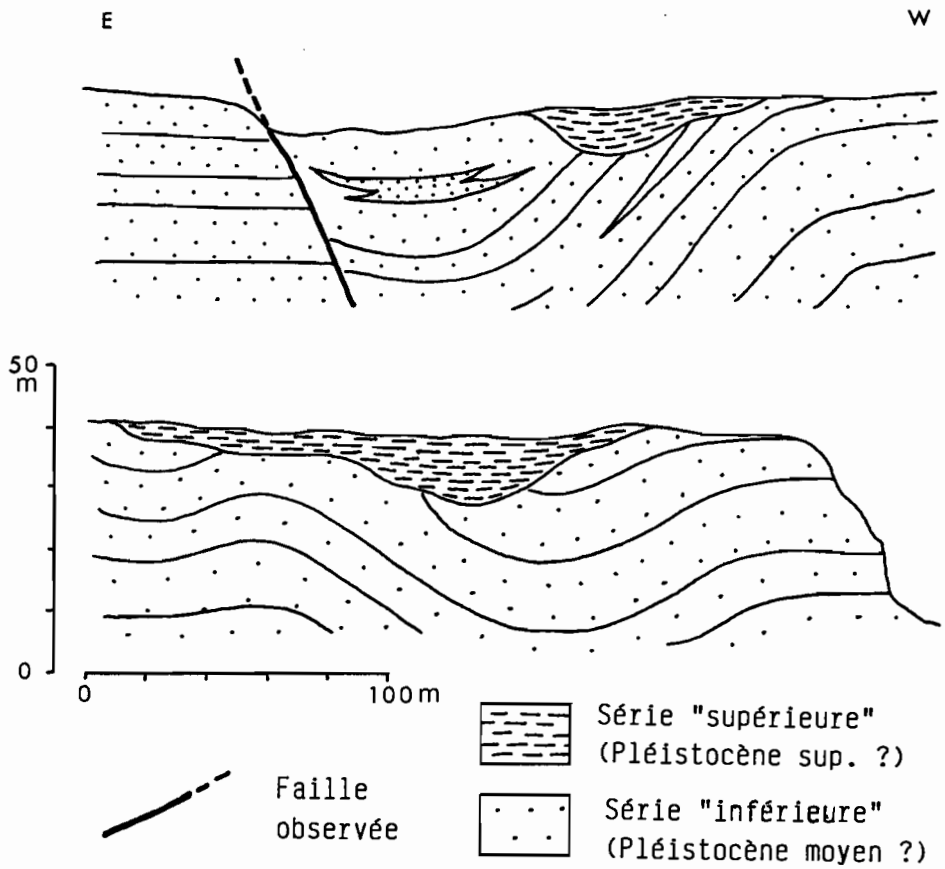


Fig. 2.15.- Relations stratigraphiques entre les deux séries de dépôts fluvio-deltaïques ("inférieure" et "supérieure") constituant le rebord de la Mesa de Sonora, dans la région de Golfo de Santa Clara.

La "série supérieure", également fluviatile, a une lithologie de même type que la série inférieure.

Ses sables et limons, de couleur beige-orangé, à stratification horizontale, contiennent fréquemment des lentilles de matériel grossier (graviers et galets). La géométrie du dépôt, ainsi que les structures sédimentaires à l'échelle de l'affleurement, indiquent que cette unité correspond à un remplissage de chenal fluviatile. Le tracé de ce chenal a été directement influencé par les flexures et les failles affectant la "série inférieure" (fig. 2.14 et 2.15).

Cette unité lithostratigraphique, qui repose donc en discordance érosionnelle sur la "série inférieure", n'a pas été affectée par la même phase de fracturation. Les rares failles observées dans les dépôts de la "série supérieure" sont de type normal, et de rejet limité (Colletta & Ortlieb, 1979, 1984).

Ce dépôt, qui affleure à une quarantaine de mètres d'altitude pourrait correspondre à la sédimentation d'un bras latéral du Rio Colorado lors du dernier interglaciaire. La cote altimétrique élevée de cette unité témoigne de l'activité récente de la faille de Cerro Prieto et fournit des indications sur l'exhaussement tectonique de la région de Golfo de Santa Clara.

Aucun indice de milieu littoral, ou marin, n'a été observé dans les badlands de la bordure de la Mesa de Sonora, près de Golfo de Santa Clara. Les deux unités lithostratigraphiques décrites sont entièrement de type fluviatile, même si la proximité de l'estuaire est suggérée par les caractères de la sédimentation et la nature des dépôts. Le seul affleurement de sédiments littoraux antéholocènes, dans cette région, a été observé à 6 km au nord de Golfo de Santa Clara (fig. 2.14 et 2.16).

Au km 105 de la route, au nord du village de Golfo de Santa Clara, affleurent une dizaine de mètres d'argiles et de limons devenant gypseux au sommet. Ce dépôt est emboîté dans les sables limoneux de la "série inférieure" de la Mesa de Sonora, et se situe à quelques centaines de mètres de la limite des platiers actuels de l'estuaire du Colorado (fig. 2.16).

La base de cette séquence est formée par une vingtaine de lits de limons et d'argiles limoneuses en alternance régulière. Chacun des lits de limons (5 à 10 cm d'épaisseur) se décompose en environ 14 lamines d'épaisseur millimétrique, tandis que les lits d'argile limoneuse (1 à 5 cm d'épaisseur) comportent entre 7 et 14 lamines distinctes. Les paires de lits d'argile limoneuse et de limons constituent des cycles composés de 28 lamines au maximum. Une telle rythmicité suggère que chaque lamine, limoneuse ou argilo-limoneuse, correspond à un dépôt journalier, et que chaque cycle correspond à un mois lunaire.

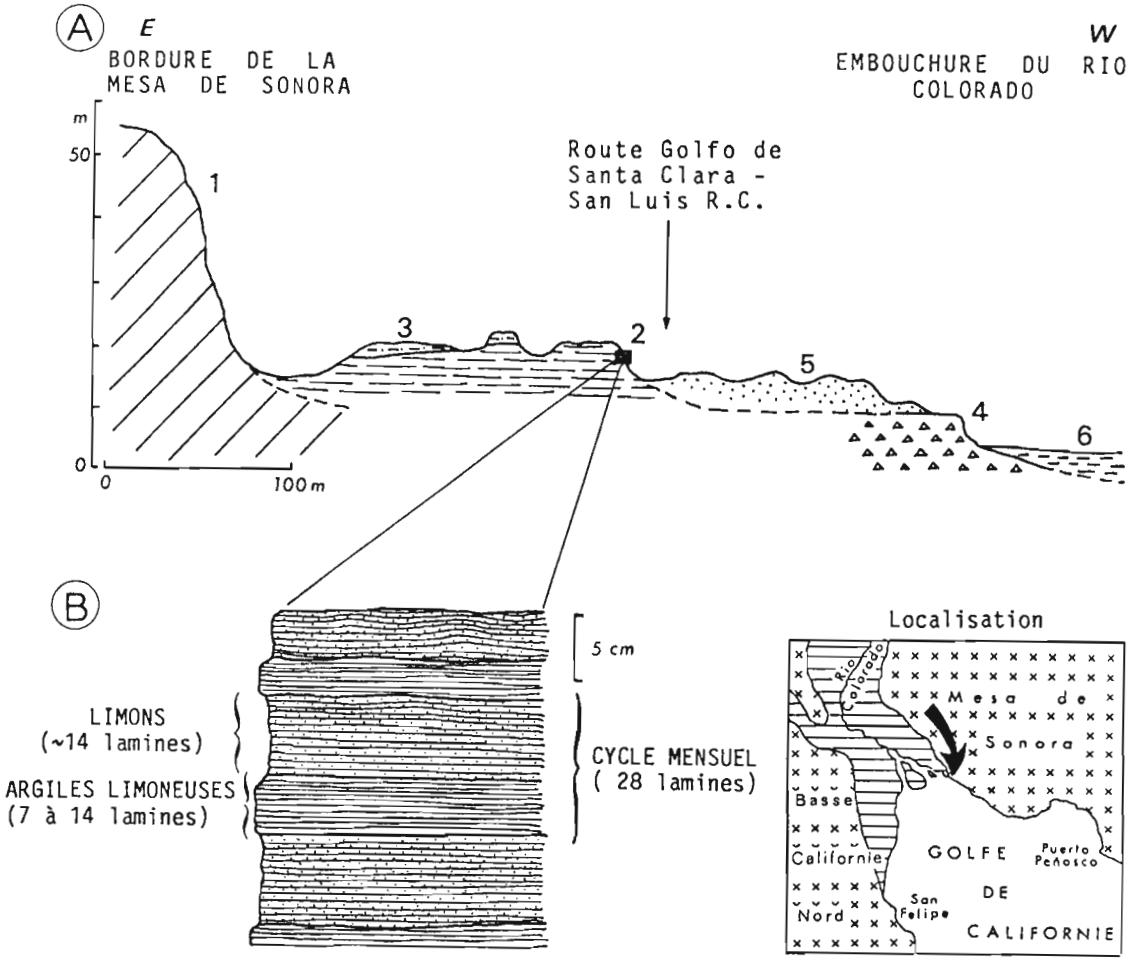


Fig. 2.16.- Rythmites tidales au km 105 de la route au nord de Golfo de Santa Clara.

A : 1- "Série inférieure" de la Mesa de Sonora. 2- Rythmites tidales, alternance régulière de limons (LU 953) et d'argiles limoneuses (LU 954), cf B ; 3- Argiles et limons à gypse (LU 952,955) ; 4- Alluvions ; 5- Dunes holocènes ; 6- Slikke de l'estuaire du Colorado.

B : Détail de la succession des lamines d'argiles limoneuses, plus fines et plus compactes, gris clair, et de limons plus épais, à rides de courant, beige-rosé. Chaque lamine est supposée correspondre à un dépôt journalier (voir texte, paragr. 2.3.2.2.2).

Classiquement, les rythmites tidales sont caractérisées par une alternance de lits minces de sables déposés par les courants de flot (ou de jusant), et des lits ou lamines d'argiles sédimentés pendant les étales de hautes ou de basses eaux (Reineck & Singh, 1975). Dans le cas présent, la disposition des lits est très différente puisque : 1) chaque lamine limoneuse n'est séparée de la suivante que par un très mince horizon oxydé de sables orangés (épaisseur infra-millimétrique) ; 2) de très fins horizons de limons séparent chaque lamine argilo-limoneuse ; 3) l'alternance sédiment fin/sédiment grossier ne se fait pas de lamine à lamine, mais de lit à lit, au sein d'un même cycle. Ce type original de séquence pourrait refléter un régime de marées semi-diurne mixte (comparable au régime actuel) et des apports deltaïques à la fois abondants et réguliers. Je suppose que ces dépôts se formaient dans la partie inférieure de la zone intertidale, puisque la sédimentation journalière était active tout au long du mois lunaire, et pas seulement lorsque les marées étaient les plus hautes. De plus la différence de granulométrie des sédiments (fig. A4.6, A4.7 etA4.8), déposés pendant l'une et l'autre moitié du cycle lunaire, suggère l'existence d'un "seuil" qui pourrait être morphologique (barrière quelconque) ou, plus probablement, hydrodynamique (variant selon la force des marées par exemple).

La vingtaine de cycles observés dans la séquence correspond à une durée de sédimentation d'un peu moins de deux ans et implique un taux de sédimentation de 1,5 m/an. S'agissant de dépôt littoral, une telle vitesse de sédimentation semble n'être compatible qu'avec une phase de montée relative du niveau de la mer.

Au toit de la série de rythmites se sont déposées des argiles gris-vert, compactes, riches en gypse (cristaux lenticulaires ou de forme radiaire atteignant un décimètre de diamètre). Certains lits de cette série argileuse présentent des signes d'émersions répétées, qui indiquent que le milieu, épisodiquement évaporitique, était de faible profondeur. Il doit être noté que ces argiles n'ont pas d'équivalents modernes dans la séquence des platiers littoraux du sud-ouest du delta, étudiée par Thompson (1968).

L'ensemble de cette séquence sédimentaire, débutant par les rythmites et se poursuivant par les argiles, affleure entre +12 et +23 m environ. La cote maximale atteinte par le niveau marin (moyen) dans cette localité semble donc être d'environ +20 (?) m.

Compte tenu de la position morphostratigraphique et de la préservation relativement bonne du dépôt, un âge Pléistocène supérieur (tout au plus de la fin du

Pléistocène moyen) est envisagé pour ce témoin isolé de haut niveau marin.

2.3.3. La bordure méridionale de la Mesa de Sonora

2.3.3.1. La Mesa de Sonora et la rive occidentale de Bahia Adair

Au sud-est de Golfo de Santa Clara, la Mesa de Sonora se termine en falaise vive d'une trentaine de mètres de haut en moyenne. L'altitude de cette falaise décroît progressivement vers l'est jusqu'à ne mesurer que quelques mètres dans les environs de Salina Grande (fig. 2.17).

Sur sa bordure méridionale et aux abords de Bahia Adair, la Mesa de Sonora est généralement couverte de sables vifs remaniés à l'Holocène qui, masquent la presque-totalité des dépôts constituant ce plateau.

La baie Adair est bordée, au nord et à l'ouest notamment, par des platiers supralittoraux et intertidaux de grande extension (fig. 2.17).

> A la différence des platiers littoraux argilo-limoneux du sud-ouest du delta du Colorado, ceux-là sont surtout constitués de sables fins et de limons (paragr. A4.3.1), ce qui s'explique aisément par le fait que, tout au moins à l'Holocène, cette région n'a pas reçu les apports fins typiques du Colorado. Sur les marges internes des platiers littoraux, des cristallisations de gypse lenticulaire témoignent de l'installation temporaire de conditions évaporitiques, en particulier dans deux dépressions contigües, Salina Grande et La Borrascosa (fig. 2.17). Ces bassins évaporitiques, séparés de la mer par des cordons littoraux, sont alimentés en eau marine lors des très fortes marées d'équinoxe ou de tempêtes ("bourrasques"), et par infiltration latérale (Vonder Haar & Gorsline, 1977). La cuvette de Salina Grande est censée être limitée par deux failles orientées WSW-ENE (Merriam, 1965 ; Sumner, 1971, 1972).

2.3.3.2. Les dépôts littoraux et deltaïques pléistocènes emergés

Des séquences de dépôts littoraux ont été découverts sur la bordure méridionale de la Mesa de Sonora, d'une part le long de la côte, entre Punta Gorda et Bahia Adair (fig. 2.17, 2.18 et A4.4), et d'autre part dans plusieurs localités isolées à l'intérieur des terres (fig. 2.17 et A4.5). Dans la falaise littorale, sur 15 km de longueur, 16 coupes sériées ont été relevées (fig. 2.18 et A4.4).

Schématiquement, d'ouest en est, trois zones peuvent être distinguées suivant les types de dépôts affleurant le long de la falaise littorale :

- à l'est et jusqu'aux salines La Borrascosa et Salina Grande, le talus littoral, peu élevé (environ 5 m), présente deux unités discordantes et d'âges probablement distincts ; l'unité supérieure est composée de boues et de sables de platiers intertidaux, et l'unité inférieure cor-

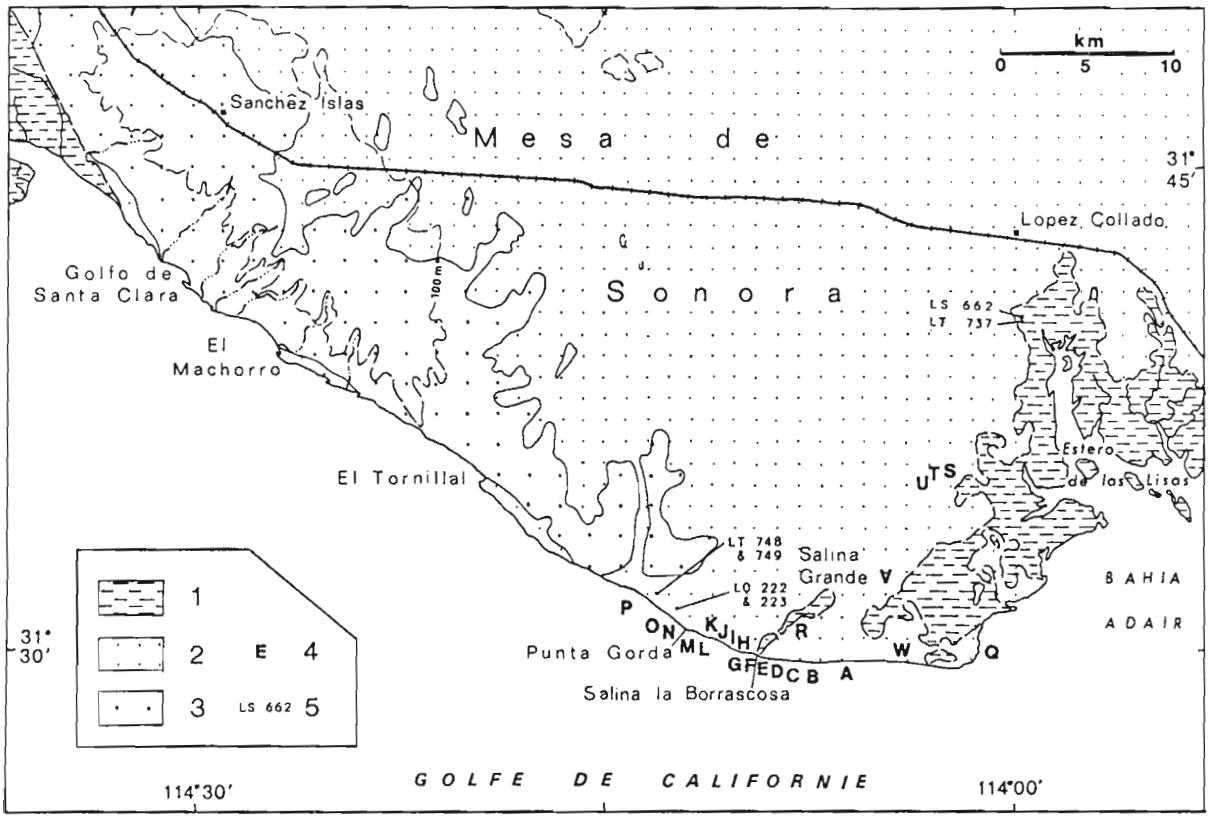


Fig. 2.17.- Bordure méridionale de la Mesa de Sonora : localisation des coupes étudiées et échantillons isolés récoltés.

1- Platiers littoraux et bassins évaporitiques (La Borrascosa et Salina Grande). 2- Couverture de sables éoliens recents. 3- Zone de "badlands" et affleurements des sédiments fluviatiles pléistocènes. 4- Coupes lithologiques étudiées, voir fig. 2.18 et A4.4 (A à P) et fig. A4.5 (Q à W). 5- Echantillons de sédiments ou de faune, prélevés (en dehors des coupes des fig. A4.4 et A4.5).

respond à des dépôts de milieu infralittoral ;

- entre Salina Grande et la zone de Punta Gorda, soit sur plus de 5 km, la falaise littorale s'élève progressivement vers l'ouest, jusqu'à +22 m, et montre une série d'unités lithostratigraphiques, aux facies variés, se recoupant localement, mais appartenant vraisemblablement au même cycle transgressif. Pour l'essentiel, ces dépôts sont des remplissages de chenaux, les uns fluvio-deltaïques et les autres estuariens ou infralittoraux.

- à partir de 1 km à l'ouest de Punta Gorda, et jusqu'à El Tornillal, la falaise reste relativement élevée (environ +15 m) et ne présente plus que des dépôts fluviatiles, lithologiquement monotones, avec un léger pendage vers l'est.

De cette répartition spatiale des grands ensembles sédimentaires, on déduit que l'axe de l'estuaire, ou de l'un des bras de l'estuaire, d'un paléo-delta du Colorado était situé entre Salina Grande et Punta Gorda. A l'ouest de cet ancien estuaire, aucun dépôt marin ou littoral pléistocène n'affleure dans les falaises littorales.

Plusieurs autres coupes de sédiments littoraux et deltaïques, levées à l'intérieur des terres (coupes Q à W, fig. A4.5) permettent de préciser l'extension de certains des faciès les plus caractéristiques. Certains niveaux, de faciès deltaïque ou littoral marin, présentent de nombreuses similitudes avec ceux que l'on observe plus au sud, dans les coupes de la falaise littorale (fig. 2.18 et A4.4).

2.3.3.2.1. Les principales unités lithostratigraphiques marines

2.3.3.2.1.1. La "lumachelle à Chione"

Le niveau lithostratigraphique dénommé ici, de façon informelle, "lumachelle à Chione", est, parmi ces dépôts littoraux, celui qui présente les caractères lithologiques les plus spécifiques. Les corrélations latérales entre les affleurements de cette unité reposent sur des critères stratigraphiques, lithologiques et paléontologiques.

D'un point de vue stratigraphique, cette unité se trouve au sommet de plusieurs des coupes étudiées, et n'est recouverte que par une mince couche de limons continentaux, à matériel remanié (notamment débris coquilliers de la lumachelle), ou par des sables éoliens du Pléistocène terminal ou de l'Holocène. Il s'agit donc du dépôt marin le plus récent de la séquence stratigraphique régionale.

Lithologiquement, cette "lumachelle à Chione" est composée de biocalcarénites, de biocalcirudites et de grès à ciment calcaire (paragr. A4.3.3). La base de l'unité est généralement moins riche que le sommet en gros fragments coquilliers ou en coquilles entières. Les sédiments sont de couleur beige clair, et peu cimentés. La partie supérieure de l'unité se présente en lits d'épaisseur centimétrique, séparés par des intercalations de grès et calcarénites plus fins et sans coquilles entières. Les lits supérieurs les plus grossiers de la "lumachelle à

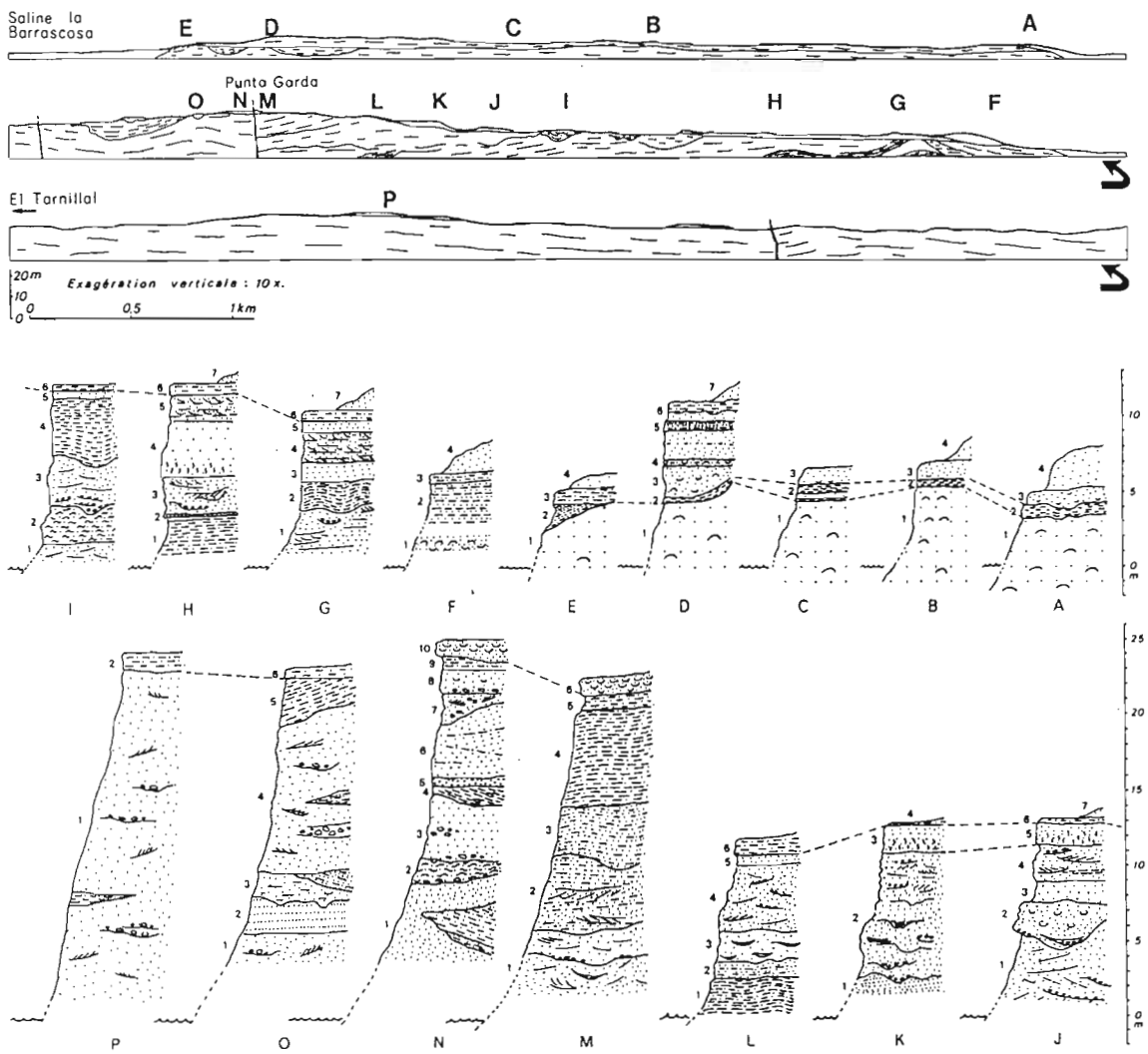


Fig. 2.18.- Falaises littorales de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora, entre EL Tornillal et Bahia Adair : (en haut) coupe longitudinale schématique et localisation des coupes relevées, (en bas) coupe A à P (voir descriptions détaillées fig. A4.4).

Chione" sont caractérisés par une stratification oblique pouvant atteindre une vingtaine de degrés. La puissance totale de cette unité lithostratigraphique est d'environ 1,5 mètre.

Sur le plan paléontologique, la "lumachelle à Chione" est constituée presque exclusivement de tests de Chione cortezi et, par places, de Chione gnidia. Les tests, qui sont de grande taille, sont roulés et ne se présentent qu'en valves isolées (la concavité des valves en général tournée vers le haut). Les autres espèces observées dans cette unité ne sont représentées que par un nombre très restreint d'individus, sauf dans la localité de la coupe W (fig. 2.17 et A4.5) ; parmi ces espèces, citons : Trachycardium panamense, Polinices recluzianus, Oliva sp. (tabl. A6.1 -M).

Les structures sédimentaires, comme les faunes, suggèrent donc que cette unité s'est déposée dans la partie inférieure de la zone intertidale. L'inclinaison des lits, et le fait que toutes les coquilles aient été transportées, permettent de préciser que les eaux étaient agitées par de forts courants.

Au sommet du talus littoral, au sud et au sud-ouest de Salina Grande (coupes D, H, J, K et L, fig. A4.4), la "lumachelle à Chione" est remplacée par une unité de grès fins, massifs, légèrement bioclastiques, également à Chione cortezi et C. gnidia, riches en concrétions à la base, et à "terriers" de Callianassa sp. au sommet ; cette unité constitue peut-être les restes d'un platier intertidal sableux séparant deux aires de dépôts de la "lumachelle à Chione".

2.3.3.2.1.2. Les unités sous-jacentes à la "lumachelle à Chione"

La "lumachelle à Chione" repose sur des niveaux lithologiques variés qui témoignent souvent de phénomènes répétitifs d'émersion.

Dans la coupe U (fig. A4.5), le faciès de la "lumachelle à Chione" s'installe progressivement, au-dessus d'une alternance de lits de calcarénite à Chione et de niveaux argileux et limoneux, riches en matière organique et en horizons oxydés. Dans la coupe Q (fig. A4.5), les lits de "lumachelle à Chione" ne sont séparés de l'alternance sous-jacente d'horizons gréseux verts et de lits calcarénitiques à Chione (environnement intertidal) que par un mince lit de sable peu cimenté et par un horizon argileux rougeâtre à traces d'oxydation. Dans la coupe R (fig. A4.5), la "lumachelle à Chione" fait suite à une séquence sablo-argileuse, riche en cristaux de gypse et en taches d'oxydation. Enfin, dans les coupes M et N (fig. A4.4), ce sont des lits d'argile limoneuse brun-rouge et de limons argileux marrons qui se sont déposés juste avant la "lumachelle à Chione" ; dans ce cas-là, la "lumachelle à Chione" marque un chan-

gement notable dans les conditions de sédimentation : à une phase de remplissage de chenal estuarien, succédèrent, d'abord un épisode à sédimentation très fine de particules en suspension dans un milieu calme, puis une phase transgressive qui a totalement modifié la géographie locale.

Ainsi, dans les localités les plus orientales, le dépôt de la "lumachelle à Chione" s'est effectué de manière progressive dans une zone de platiers littoraux alternativement inondés et découverts. Dans les environs de Salina Grande, la "lumachelle à Chione" s'est déposée sur des platiers supralittoraux évaporitiques (à gypse), relativement isolés de la mer ouverte (coupe R). Dans la région de Punta Gorda, la "lumachelle à Chione" coiffe une séquence complexe, composée de dépôts de chenaux de marées, de rides de courants (de marées, ainsi que de fond et de bordure d'estuaire), et de platiers intertidaux de différents types (coupes K, L, M et N). A l'ouest de Punta Gorda, ne subsistent à l'affleurement que des sédiments fluviatiles appartenant à un épisode d'alluvionnement antérieur au cycle de sédimentation deltaïque sus-mentionné.

2.3.3.2.1.3. Les "grès gris-vert à Encope" et les dépôts à Anomia

Au sud-est de Salina Grande, et à l'ouest de Bahia Adair, la base de la falaise littorale est formée par une unité de grès fins, gris-beige à verts, incluant des tests d'Encope sp. (échinodermes) et des moules en creux de coquilles de mollusques. Cette unité lithostratigraphique, visible dans les coupes A à E (fig. A4.4), ainsi que dans les coupes Q et W (fig. A4.5), est attribuée à une transgression marine antérieure à celle qui s'est achevée par le dépôt de la "lumachelle à Chione". Cette interprétation chronostratigraphique s'appuie sur des arguments pétrographiques (stades poussés de recristallisation du ciment et des bioclastes, cf. paragr. A4.3.3), et sur le fait que cette unité soit recoupée par une surface d'émersion majeure.

A l'ouest de Salina la Borrascosa, aucune unité n'a été formellement corrélée avec le "grès gris-vert à Encope". Cependant, un dépôt lenticulaire, affleurant entre +5 et +8 m dans la coupe J, qui tranche avec les autres dépôts meubles par sa cimentation et la présence de tests d'Anomia peruviana et de coquilles très altérées de lamellibranches, pourrait constituer un équivalent latéral du "grès gris-vert à Encope". Deux autres affleurements de calcarénites et grès littoraux à coquilles préservées d'Anomia peruviana, A. adamas, et Ostrea palmula et à moules internes de tests de Chione sp. et Trachycardium sp., sont observables à environ +20 m d'altitude au nord-ouest de Punta Gorda, le long de la faille du même nom (LQ 222-223, LT 748-749) ; ces dépôts littoraux affectés par la faille de Punta Gorda, qui semble avoir été inactive depuis le dépôt de la "lumachelle à Chione", sont probablement assez anciens (Pléistocène moyen).

2.3.3.2.2. Interprétations_chronostratigraphiques

2.3.3.2.2.1. Données_chronologiques

La "lumachelle à Chione" et son équivalent latéral de grès fins à concrétions et "terriers" de Callianassa sp. ont fait l'objet de quatre analyses aminostratigraphiques et d'une datation radiométrique. Trois des quatres mesures d'acides aminés (LS 647a, LS 649a et LS 660a) fournissent des résultats compatibles avec un âge Pléistocène supérieur (paragr. 7.1.2.3).

L'échantillon LU 981 provenant de la rive sud-occidentale de Bahia Adair (coupe Q, fig. A4.5) livre un âge radiométrique U/Th de 129 ±13 ka (paragr. 6.2.1.2) qui confirme la corrélation de la "lumachelle à Chione" avec le maximum marin du dernier interglaciaire.

2.3.3.2.2.2. Interprétations_morphostratigraphiques

En mentionnant l'existence de dépôts lumachelliques dans les falaises de la Mesa de Sonora, Merriam (1965) supposa que ces sédiments littoraux étaient très récents parce qu'il y avait observé un artefact paléo-indien recouvert d'une balane. La présence d'un tel objet sur un site d'occupation humaine (que je suppose être celui qui se trouve à Punta Gorda, sur le point le plus haut de la région côtière) n'a pas de réelle valeur chronologique pour dater le substratum. La position stratigraphique et l'extension régionale de l'unité dénommée ici "lumachelle à Chione" militent en faveur d'un âge pléistocène peu ancien, et permettent de considérer qu'il s'agit de la trace d'un niveau marin particulièrement élevé, jamais dépassé depuis (Ortlieb & Malpica, 1978 ; Ortlieb, 1980, 1982b).

Cette interprétation morphostratigraphique concorde avec les résultats géochronologiques obtenus. Le toit de la séquence de dépôts deltaïques du sud-est de la Mesa de Sonora est donc attribué au maximum marin du dernier interglaciaire (stade isotopique 5e).

Les incertitudes quant aux relations chronologiques entre la "lumachelle à Chione" et les "grès gris-vert à Encope" et dépôts à Anomia ont été évoquées plus haut. On retiendra l'hypothèse que les grès à Encope et à Anomia appartiennent à une transgression de la fin du Pléistocène moyen (S.I.7 ou S.I.9).

L'épaisse séquence de sédiments fluviatiles et d'alluvions, visible dans la falaise littorale entre Punta Gorda et Golfo de Santa Clara, est d'âge antérieur aux dépôts à Anomia ; elle est donc attribuée au Pléistocène moyen.

Enfin on mentionnera, pour mémoire, une datation ^{14}C de 21 000 ±1 600 ans B.P. (UPS 2435 obtenue sur un test de Chione californiensis (LS 662), récolté dans le substratum d'un platier supralittoral (altitude de +4 m environ), au nord-ouest de l'Estero Las Lisas (fig. 2.17). L'âge réel de cette unité stratigraphique LS 662, très fossilifère, reste à déterminer, puisqu'il est très improbable que ce dépôt littoral

soit contemporain d'une phase de bas niveau marin glaciaire (S.I.2).

2.3.3.3. Les_sédiments_deltaïques_pléistocènes_sous-marins

Deux forages d'exploration pétrolière localisés à quelques kilomètres au large de Salina Grande ont donné quelques indications sur les premiers 3300 m de sédiments accumulés dans l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie. Selon les seuls rapports préliminaires disponibles, deux cycles deltaïques (seulement) auraient été identifiés dans les puits Extemeno 1 et 301 (Trinidad Reyes & Rueda Gaxiola, 1982) ; les sables et limons-argileux forés correspondraient à des faciès de prodelta et de fronts deltaïques. Une étude palynologique ultérieure permit de distinguer une alternance de périodes froides (6) et chaudes (8) surimposée aux deux cycles sédimentaires principaux (Rueda-Gaxiola & Trinidad Reyes, 1984). La présence de Gephyrocapsa oceanica (nanoplancton calcaire) dans les 2700 m supérieurs, et de Pseudoemiliana lacunosa entre 2 700 et 3 000 m (Vinas Gomez, 1982, 1984), indique que la séquence forée est d'âge Pléistocène moyen (la base pouvant appartenir au Pléistocène inférieur).

La puissance de cette séquence deltaïque sous-marine confirme l'importance des apports du rio Colorado au Quaternaire. De plus, l'absence de niveaux d'émersion tend à indiquer que les mouvements de subsidence ont été plus rapides que les taux de sédimentation. Dans ce contexte, il apparaît que la tranche de sédiments émergés, essentiellement fluvio-deltaïques, qui constituent la Mesa de Sonora, ne peut être très ancienne, au sein du Pléistocène, même si l'on tient compte d'un soulèvement tectonique du compartiment nord-oriental de la faille Cerro Prieto (Colletta & Ortlieb, 1984a, 1984b).

2.3.4. Reconstitutions_paléogéographiques_du_delta

Au sud de la frontière des Etats-Unis, les dépôts, marins ou fluviatiles, liés à des paléo-deltas pléistocènes du rio Colorado sont rarement préservés en surface, soit parce qu'ils ont subi des mouvements de subsidence (Laguna Salada, plaine deltaïque actuelle, extrémité septentrionale du Golfe de Californie), soit parce qu'ils ont été érodés (bordures des sierras Cucapas, Pintas, San Felipe, etc.).

Les sédiments deltaïques d'âge Pléistocène moyen identifiés se limitent aux terrasses fluvio-deltaïques du sud-ouest de la Sierra El Mayor et aux dépôts fluviatiles de la Mesa de Sonora. Une séquence de dépôts littoraux, affleurant sous des unités deltaïques du Pléistocène supérieur, au sud-ouest de Bahia Adair ("grès gris-vert à Encope", paragr. 2.3.3.2.1.3) constitue probablement le seul témoin de transgression du Pléistocène moyen de la région.

Les dépôts deltaïques du Pléistocène supérieur sont plus fréquemment observés, non seulement parce qu'ils sont plus récents (et moins érodés), mais, surtout, parce que le niveau marin du dernier interglaciaire semble avoir atteint une cote supérieure de plusieurs mètres au-dessus du niveau marin actuel. Le maximum de la transgression du dernier

interglaciaire a en effet laissé des traces, à une dizaine de mètres d'altitude, dans la baie Adair, dans la plaine deltaïque, et dans les environs de San Felipe (fig. 2.19).

Les faciès des sédiments paléo-deltaïques attribués au maximum marin du début du Pléistocène supérieur sont généralement semblables à ceux des sédiments deltaïques actuels, qu'ils surmontent de 8 à 10 mètres (hauts platiers deltaïques au pied des sierras El Mayor, Pintas, San Felipe ; dépôts littoraux sableux et fossilifères au sud-ouest de Bahia Adair et à San Felipe). La morphologie générale du paléo-delta, lors du maximum marin du dernier interglaciaire, était donc voisine de la configuration du delta actuel.

La séquence sédimentaire, visible dans le talus côtier du sud de la Mesa de Sonora, permet cependant d'envisager un changement paléogéographique majeur. Grâce au soulèvement de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora, qui localement a porté à +25 m d'altitude (Punta Gorda) le niveau marquant le maximum marin de la transgression, il a été mis en évidence qu'au début de cette transgression, un bras estuarien du rio Colorado se trouvait dans les environs de Salina Grande-Punta Gorda. La disposition géométrique des unités fluviatiles, estuariennes et marines tend à impliquer que ce bras estuarien contournait le dôme topographique de Golfo de Santa Clara, et reliait la bordure occidentale de Bahia Adair et la région de San Luis Rio Colorado (fig. 2.19). Comme la surface de la Mesa de Sonora est actuellement couverte de sables éoliens, et que les sédiments fluviatiles constituant le plateau lui-même sont difficiles à dater, il semble que l'hypothèse proposée ne pourra être vérifiée que par des données de sondages.

En résumé, on retiendra que le paléo-delta du rio Colorado contemporain du maximum marin du dernier interglaciaire est le seul dont on puisse examiner quelques restes ; ces dépôts du début du Pléistocène supérieur indiquent que la morphologie du delta ne différait de l'actuelle configuration que par l'existence d'un bras estuarien débouchant à l'ouest de Bahia Adair.

2.3.5. Les déformations récentes dans le delta

Le delta du Colorado est une région privilégiée pour l'étude de mouvements verticaux à travers une limite de plaques. De part et d'autre de l'extrémité nord-occidentale du Golfe de Californie, à Bahia Adair et à San Felipe, les restes d'une même phase de haut niveau marin, du début du Pléistocène supérieur, se trouvent à des altitudes comparables, de l'ordre de +10 ($\pm$2) m. Comme cette cote est également celle de dépôts contemporains de ce haut niveau marin, en amont du paléo-estuaire, il semble bien établi que le jeu de la faille Cerro Prieto, ou des failles (?), reliant le système de San Andreas au système de failles transformantes du Golfe, ne comporte pas de composante verticale majeure, à l'échelle régionale tout au moins.

Le bombement topographique du rebord de la Mesa de Sonora, autour de Golfo de Santa Clara (fig. 2.14), parait pourtant clairement associé à la faille Cerro Prieto. Ce soulèvement local, dont l'amplitude est évaluée à une cen-

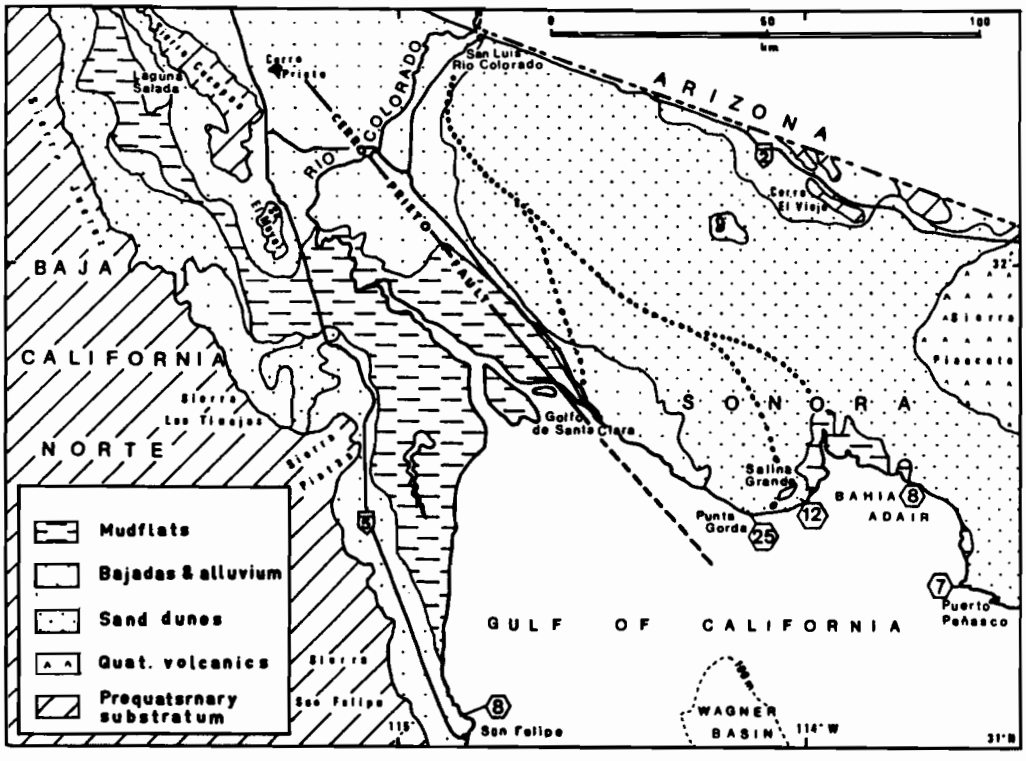


Fig. 2.19. - Altitude de la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) dans l'extrémité nord-occidentale du Golfe de Californie (en mètres, dans les hexagones) (modifié d'après Colletta & Ortlieb, 1984a). La bordure de la Mesa de Sonora, au nord ouest de la faille Cerra Prieto, a été soulevée de plus d'une quinzaine de mètres au Quaternaire supérieur.

En pointillés, tracé probable de bras estuariens du rio Colorado au début du Pléistocène supérieur.

taine de mètres, peut être interprété comme un bourrelet d'entrainement (Colletta & Ortlieb, 1984), comparable à celui ("transpressive folding") qui a été évoqué le long de la faille Banning-Mission Creek pour la colline de Durmid, sur la rive nord-orientale de la mer de Salton (Hudnut et al., 1985a ; Maloney, 1986).

Selon Hudnut et collaborateurs (1985a) le mécanisme du soulèvement actuel de Durmid Hill est lié à une déformation asismique de la branche méridionale de la faille de San Andreas (Banning-Mission Creek) ; ces auteurs précisent que cette phase de soulèvement est très récente (puisqu'une des lignes de rivage du lac Cahuilla s'y trouve peu déformée). Maloney (1986) ajoute qu'au sommet de Durmid Hill, se serait produit un soulèvement de 2 à 5 mètres de la ligne de rivage du lac Cahuilla. Selon cette observation la vitesse de soulèvement de la colline serait de 5 000 à 10.000 mm/10^3 ans.

Dans le cas du bombement de Golfo de Santa Clara, les mouvements verticaux semblent associés à une phase de flexures et de fracturation importante (affectant la "série inférieure", fig. 2.15), et ont, de toute manière, été actifs avant le dépôt de la "série supérieure" (remplissage de chenal fluviatile) et de la "lumachelle à Chione" datée du début du Pléistocène supérieur (Colletta & Ortlieb, 1979, 1984).

Les déformations de la bordure sud-orientale de la Mesa de Sonora, sont mises en évidence par la position altimétrique actuelle du niveau repère que constitue la "lumachelle à Chione", entre Punta Gorda (+25 m), Salina Grande (+15m)et l'extrémité sud-occidentale de Bahia Adair (+12 m). Comme on le verra dans le chapitre suivant, l'équivalent latéral de cette lumachelle affleure à environ +7 m au nord-est et au sud-est (Puerto Peñasco et Punta Cholla) de Bahia Adair. Par rapport à la rive orientale de Bahia Adair et à la bordure sud-occidentale du delta (San Felipe), la région méridionale de la Mesa de Sonora a donc enregistré un soulèvement s'accentuant d'est en ouest (de 5 à 17 mètres d'amplitude), au cours des derniers 120 000 ans (ou 130 000 ans). Si cette accélération de mouvement vertical, vers l'est, s'est prolongée au-delà de Punta Gorda, elle pourrait expliquer l'altitude (+40 m) atteinte par la "série supérieure" de Golfo de Santa Clara, que l'on propose de corréler avec la phase de haut niveau de base du dernier interglaciaire.

Le remplissage de chenal observé au nord de Golfo de Santa Clara, qui cachète des failles affectant la "série inférieure", comme le fait la "lumachelle à Chione" pour la faille Punta Gorda, doit logiquement être associé à une période de haut niveau marin. Comme les dépôts de cette "série supérieure" ont un caractère nettement fluviatile, on suppose qu'ils étaient situés à plusieurs mètres au-dessus du niveau des plus hautes eaux marines de l'époque. En déduisant ainsi une dizaine de mètres de leur cote actuelle (+40 m), on estime avoir une valeur maximale pour la cote actuelle (+30 m) de la trace fictive de l'ancien maximum marin, au nord

de Golfo de Santa Clara.

Dans ce cas, les tidalites décrites au nord de Golfo de Santa Clara seraient attribuables à une phase de haut niveau marin postérieure à celle du S.I.5e.

D'un autre côté, si l'on attribue au maximum marin du dernier interglaciaire (120 ka), et non à un autre épisode de haut niveau marin du Pléistocène supérieur (105 ka, 80 ka, 60 ka ?), la séquence des tidalites et argiles gypseuses du nord de Golfo de Santa Clara, la trace du niveau marin maximal du Pléistocène supérieur ne serait alors située qu'à environ +20 m (paragr. 2.3.2.2.2).

Selon l'une ou l'autre interprétation, la vitesse de soulèvement de cette région est évaluée à 250 mm/10^3 ans ou à 100 mm/10^3 ans.

Il semble donc qu'une faible partie des soulèvements de la bordure sud-occidentale de la Mesa de Sonora se soient produits au Quaternaire supérieur, après l'épisode tectonique principal de la fin (?) du Pléistocène moyen. Au Quaternaire supérieur, le soulèvement de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora a affecté une zone plus large et située plus au sud-est que la région soulevée au Pléistocène moyen.

3. LA CÔTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

3.1. La côte nord-orientale du Golfe de Californie

3.2. La côte du Sonora central

3.3. La côte sud-orientale du Golfe de Californie

3.4. Conclusions

LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

En dépit de sa longueur, la rive orientale du Golfe de Californie présente une certaine homogénéité structurale et géomorphologique. La marge continentale, relativement large et bien développée, est plus uniforme que ne le sont les marges, occidentale ou orientale, de la peninsule de Basse Californie. Le long du rivage oriental du golfe, s'observe une nette prédominance des processus sédimentaires (plaines alluviales, cordons littoraux, lagunes côtières, plages sableuses) sur les phénomènes d'érosion. L'importance des phénomènes d'accumulation de sédiments récents, qui contraste avec la diversité des paysages littoraux de la Basse Californie, est liée d'une part à l'abondance des apports tèrrigènes provenant de la Sierra Madre Occidental, et d'autre part à l'absence générale de reliefs côtiers. Du point de vue du contexte néotectonique, et en particulier des mouvements verticaux plio-quaternaires, la côte orientale du Golfe de Californie est caractérisée par une tendance à la subsidence.

On examinera, dans ce chapitre, la position des lignes de rivage pléistocènes pour préciser le comportement récent de cette région côtière. Il apparaîtra que la quasi-totalité des vestiges littoraux pléistocènes n'est observable que dans les tronçons rocheux de la côte, c'est-à-dire dans la partie centrale de la côte de Sonora. Le rivage oriental du Golfe de Californie a été subdivisé en trois tronçons : la côte nord-orientale, depuis Bahia Adair jusqu'à Bahia de Lobos, la côte de Sonora central, et la côte sud-orientale, depuis Guaymas jusqu'à Nayarit. Seuls les deux premiers tronçons ont fait l'objet d'une reconnaissance approfondie ; pour le tronçon le plus méridional, on rappellera quelques données et éléments de discussion relatifs à l'évolution holocène du niveau marin.

3.1. LA_COTE_NORD-ORIENTALE_DU_GOLFE_DE_CALIFORNIE

La partie du littoral comprise entre le delta du Colorado, ou plus précisément Bahia Adair, et les premiers massifs rocheux apparaissant sur la côte de Sonora central, constitue une même entité du point de vue de la géomorphologie cotière et des environnements sédimentaires. La sédimentation récente de sables éoliens dans l'arrière-pays littoral confère son unité à cette région désertique.

Pour la présentation des restes de dépôts littoraux quaternaires on divisera cette région en trois tronçons : l'extrémité nord-orientale du Golfe, le delta de Rio Concepcion et la région de Puerto Lobos.

3.1.1. L'extrémité_nord-orientale_du_Golfe_de_Californie

L'extrémité nord-orientale du Golfe de Californie, à l'est de la Mesa de Sonora, est caractérisée par une côte désertique, basse, le long de laquelle les sables des dunes de l'arrière-pays se mêlent aux sables marins. Les lagunes de marée et les baies peu profondes bordées de vastes

platiers littoraux y sont bien développées ; ces environnements sédimentaires actuels, ainsi que certains aspects de l'évolution du niveau marin à l'Holocène, sont évoqués en Annexe A5.

Cette zone côtière du golfe, qui n'est qu'à une centaine de kilomètres de la frontière de l'Arizona, a fait l'objet de plusieurs études relatives aux dépôts littoraux quaternaires. Les nouvelles observations réalisées sur les dépôts littoraux pléistocènes de l'ensemble de la région complètent les études anciennes et permettent de reconsidérer certaines interprétations antérieures, prônant des soulèvements récents, et de grande amplitude, de la bordure nord-orientale du golfe.

3.1.1.1. Présentation de la région

La structure géomorphologique majeure de la bordure nord-orientale du golfe est l'imposant massif volcanique en bouclier du Pinacate. A l'est et au sud-est du Pinacate, plusieurs massifs allongés, orientés NW-SE, constituent les seuls affleurements rocheux de terrains pré-quaternaires de la région ; le reste de la région est couvert de sables éoliens (fig. 3.1).

Sur les photos de satellite couvrant le nord du Golfe de Californie, la grande tache noire que forment les coulées de basalte et les dépôts de cendres, tufs et lapillis du Pinacate, non recouverts de végétation, tranchent nettement sur les champs de dunes et les sables superficiels. Ce massif en forme de cône très aplati couvre une superficie de 2.000 km^2. Il culmine à +1291 m, et il est formé de plusieurs centaines de cônes cinéritiques d'où sont issues des coulées de lave, le plus souvent de type aa (Gutman, 1972 ; Lynch, 1981). Une dizaine de cratères et de pseudo-cratères résultant d'effondrements circulaires constituent les structures les plus caractéristiques et les plus impressionnantes du complexe volcanique (Jahns, 1959 ; Galbraith, 1959 ; Ives, 1964 ; Arvidson & Hutch, 1974 ; Wood, 1972, 1974). Le plus grand de ces appareils volcaniques, le cratère Elegante, a un diamètre de 1,7 km et une profondeur de 250 m. Ces structures résultant d'éruptions phréatomagmatiques sont connues sous le nom de maars.

Les aspects pétrologiques et géochimiques du volcanisme du Pinacate ont été abordés par Gutmann (1972, 1976), Cortes et collaborateurs (1976), puis par Lynch (1981).

Le problème de l'âge du massif du Pinacate a été en partie résolu par les déterminations K/Ar réalisées par Lynch (1981). Le volcanisme de type essentiellement basaltique (basaltes et hawaiites) du Pinacate s.s. a débuté il y a 1,2 million d'années. Cette activité volcanique a été précédée par une séquence plus différenciée (basaltes à trachytes), définie par Lynch (1981) sous le nom de Série Santa Clara, dont les âges s'échelonnent de 1,7 M.a. pour les termes basaltiques jusqu'à 1,1 M.a. pour les termes évolués trachytiques. Une étude basée sur la morphologie et la disposition géométrique des cônes monogéniques indique que ceux-ci ont été formés entre 1,5 M.a et 140 ka (Dymesich & Blackerby, 1985). La jeunesse des formes des édi-

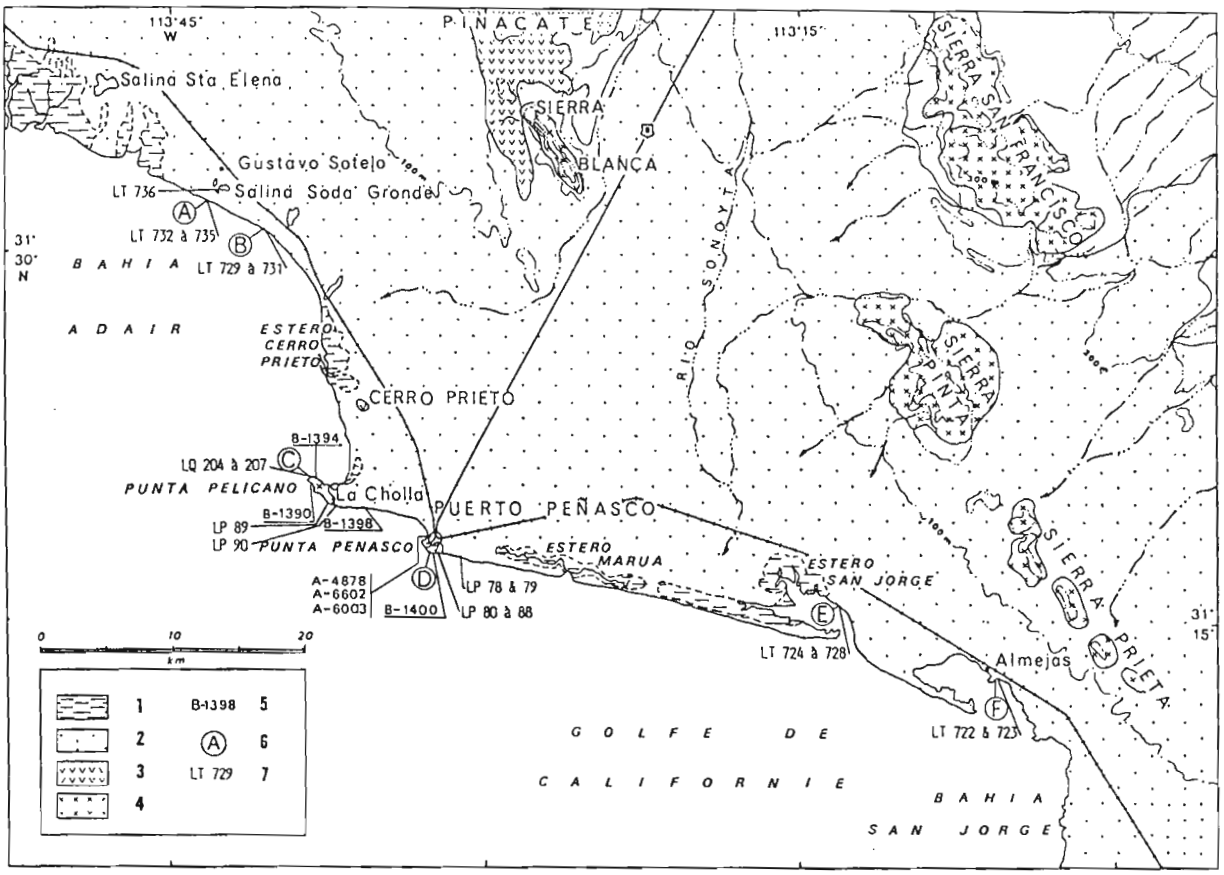


Fig. 3.1.- La région de Puerto Peñasco et l'extrémité nord-occidentale du Golfe de Californie : localisation des dépôts littoraux quaternaires étudiés.

1- Dépôts lagunaires. 2- Sables éoliens. 3- Epanchements volcaniques quaternaires (massif du Pinacate). 4- Socle pré-cénozoïque. 5- Localité fossilifère de dépôt littoral pléistocène (Univ. of California, Museum of Paleontology, Hertlein & Emerson, 1956). 6- Coupe de dépôt littoral pléistocène (fig. 3.2). 7- Echantillon de faune et sédiment littoral pléistocène étudié.

fices volcaniques et des coulées a conduit presque tous les auteurs à attribuer aux dernières phases d'activité, et en particulier à la formation des maars des cratères Elegante et Sykes, un âge Pléistocène supérieur, ou même Holocène (Ives 1934, 1956, 1964 ; Gutmann, 1972 ; Sumner, 1972 ; Donnelly, 1974 ; Wood, 1974 ; Cortes et al., 1976 ; etc.).

La préservation des formes et des coulées n'est pas seulement due à leur âge récent ; elle résulte également de l'aridité de la région et de la pauvreté générale de la couverture végétale. A ce propos, mention peut être faite du rôle de cuvette endoréique joué par certains cratères.

Le centre des cratères présente souvent un fond plat, de type playa ; les sédiments formant ces playas sont finement lités et à granoclassement bien marqué. Ces dépôts sont consécutifs aux inondations dues à des orages exceptionnels, comme l'a montré une étude portant sur une centaine de couches des deux premiers mètres superficiels du cratère Elegante (Bull, 1974). La fréquence des orages susceptibles d'accumuler des quantités suffisantes d'eau dans les cratères, pour permettre de tels dépôts (comme cela a été le cas en 1972), est d'ordre pluriannuel (May, 1973).

Dans le nord-est du golfe, les sables éoliens occupent une place prédominante, aussi bien autour du Pinacate que dans les vallées (rio Sonoyta) et sur les piémonts des sierras San Francisco, Pinta et Prieta, ainsi qu'autour des pointements rocheux isolés (Punta Pelicano et Penasco) (fig. 3.1). Ils se présentent, soit en champs de dunes transversales ou en ergs, soit en cordons dunaires littoraux. Les dunes tranversales, le plus souvent orientées WSW-ENE, sont bien développées au sud-est de la région, en bordure de Bahia San Jorge. Les massifs de dunes vives sont surtout abondants dans la région nord-occidentale, entre le Pinacate et Bahia Adair. Parmi les édifices sableux des zones littorales, on peut distinguer les cordons littoraux holocènes, les dunes holocènes fixées, et des éolianites pléistocènes.

Les principaux travaux sur la géologie régionale sont ceux de Merriam (1968a, 1972a, 1973).

3.1.1.2. Les dépôts littoraux quaternaires

3.1.1.2.1. Travaux antérieurs

Durant la première moitié du XXe siècle, quelques auteurs ont mentionné l'existence de dépôts littoraux quaternaires émergés dans le nord-est du golfe (Hornaday, 1908 ; Lowe, 1934, Gifford, 1946). Ives, qui a décrit de nombreux aspects de l'histoire naturelle de la région du Pinacate et de Puerto Penasco (Ives, 1936, 1942, 1949, 1963, 1971), est le premier chercheur à avoir étudié les restes de lignes de rivage quaternaires dans cette partie du Golfe de Californie (Ives, 1951, 1959, 1964).

Dans son étude publiée en 1951, Ives distinguait, dans la région de Puerto Peñasco, quatre types de dépôts et témoins de lignes de rivage quaternaires :

- une terrasse d'abrasion principale, à +35 m d'altitude (notamment à Punta Pelicano), témoin du haut niveau marin le plus ancien, et qu'il attribuait au Sangamonien ou au Yarmouthien (paragr. A1.2.2) ;
- des lits à Chione cancellata (=C. californiensis), affleurant jusqu'à +23 m, mis en place postérieurement à la formation de la terrasse d'abrasion de +35 m, et localisés (par Ives, 1951, voir sa fig. 2.) à l'ouest, au nord, et au nord-est de Bahia Adair, à Punta Pelicano, à Puerto Penasco, au nord-ouest de Bahia San Jorge, et enfin au nord et au sud de l'embouchure du Rio Concepcion ;
- des lits à Turritella qui se sont révélés être, en fait, des sables dunaires dans lesquels se trouvent à la fois des fragments de roches anguleux et des coquilles de turritelles. Dans certaines dunes, ces couches à turritelles auraient été observées jusqu'à +90 m. La mise en place des coquilles marines dans ces sédiments continentaux est attribuée (par Ives) au vent et à des remaniements par des animaux (en particulier des mouettes);
- des cordons littoraux (et infralittoraux) et des lagunes asséchées, à quelques mètres d'altitude, attribuées à l'"optimum climatique" (12.000 à 4.000 ans B.P. ; voir paragr. 1.2.2.3.4.3.2).

Dans un article ultérieur, Ives (1959) faisait référence à une "ligne de rivage de +7,5 m" qui, à la suite d'une surrection très récente (postérieure à 6.000 ans B.P.) à l'est de Punta Pelicano, se trouverait +18 m.

Par la suite, Ives (1964) mentionna une "ligne de rivage de +90 m", à laquelle il rattachait des dépôts littoraux conglomératiques à turritelles qu'il prétendait avoir observés (?) au sommet de la colline de Punta Penasco. Il revenait ainsi sur sa première interprétation (selon laquelle les dépôts à coquilles de turritelles n'étaient pas d'origine marine), allant même jusqu'à supposer que cette ligne de rivage de +90 m pût être d'âge Wisconsinien inférieur, et proposa une corrélation entre cette période de haut niveau marin et une phase lacustre qui serait responsable du remplissage partiel du cratère Elegante. De plus il rattacha à cet épisode marin un dépôt de "tourbe marine" (?), sur la face nord-orientale de Punta Pelicano, qui serait localement recouvert de cendres volcaniques provenant du Pinacate (Cratère de la Lune ?).

Dans son dernier article publié, Ives (1971) ne se refère plus qu'à deux lignes de rivage principales, l'une à +7,5 m qui daterait de 7 500 ans B.P., la ligne de rivage à "Chione cancellata", et l'autre à +60 m, qui daterait de 30 000 ans B.P., la ligne de rivage à Turritella leucostoma.

Ives a découvert, il y a plusieurs décennies, tous les principaux affleurements de dépôts littoraux pléisto-

cènes de la région de Puerto Peñasco (voir sa carte de localisation des "lits à Chione cancellata", sa fig. 2, 1951), mais des interprétations chronostratigraphiques et pétrographiques hasardeuses l'ont conduit à multiplier le nombre de traces de hauts niveaux marins pléistocènes et à exagérer fortement l'amplitude des déformations verticales récentes dans la région.

> Par exemple, les "cendres volcaniques" dont il parle (1964, sa fig. 24) au nord-est de Punta Pelicano, se révèlent être des dunes fixées semi-consolidées, et les "tourbes marines", des éolianites d'âge pléistocène (moyen ?). D'autre part, les dépôts sédimentaires du cratère Elegante (mentionnés paragr. 3.1.1.1) ne sont pas des dépôts lacustres au sens où l'entendait Ives, et ne sont en aucun cas liés à une remontée de 90 m du niveau phréatique dans l'ensemble de la région. En outre, aucune des lignes de rivage de plus de +10 m d'altitude que décrit Ives à Punta Pelicano et à Puerto Penasco n'a été observée par les autres chercheurs qui ont travaillé dans cette zone (Hertlein & Emerson, 1956, p. 163 ; J. Schreiber, comm. pers., 1977 ; Ortlieb & Malpica, 1978, p. 185).

Ainsi, en 1951, Ives qui faisait preuve d'une certaine circonspection dans ses interprétations chronostatigraphiques et les corrélations latérales qu'il proposait, envisageait, par exemple, que certains des "lits à Chione cancellata" qu'il décrivait fussent attribuables à l'Holocène, et d'autres au Pléistocène. Dans ses travaux ultérieurs (1959, 1964, 1971), en revanche, il livra des interprétations peu ou mal fondées, qui ont été reprises par d'autres auteurs non familiers de la région (Nichols, 1965 et Richards, 1973, notamment).

Hertlein et Emerson (1956) procédèrent à une analyse paléontologique et paléoécologique de huit localités fossilifères situées entre Puerto Penasco et Punta Pelicano (=Punta Cholla, ou Choya) qu'ils ont attribuées au Pléistocène supérieur. Slandusky (1969), Jones (1975), Rose (1975), Malpica et collaborateurs (1978), et Ortlieb et Malpica (1978), firent également mention de divers sites de dépôts marins pléistocènes dans les environs de Puerto Penasco.

3.1.1.2.2. Description des dépôts littoraux pléistocènes

Dans l'extrémité nord-orientale du Golfe de Californie, on distinguera trois zones d'affleurements de dépôts littoraux pléistocènes émergés : Bahia Adair, Puerto Peñasco et Bahia San Jorge. Ceux des zones de Bahia Adair et Bahia San Jorge, n'avaient pas été décrits antérieurement.

3.1.1.2.2.1. La côte nord-orientale de Bahia Adair

Dans la partie nord-orientale de Bahia Adair, au sud-est de la station de chemin de fer Gustavo Sotelo (fig. 3.1) le rivage est bordé par une terrasse morphologique

d'une centaine de mètres de large et de 5 à 8 m d'altitude. Cette terrasse, qui se poursuit sur plusieurs kilomètres, est recouverte de sable éolien. On ignore la nature des sédiments qui composent son substratum. Vers l'intérieur des terres, cette terrasse, qui semble résulter d'une abrasion marine, butte contre un talus recoupant des grès et lumachelles à Chione californiensis. Ces derniers dépôts littoraux forment un second gradin qui longe la côte et culmine à environ +13 m d'altitude (fig. 3.2).

Vers l'ouest-nord-ouest, à proximité de la saline Soda Grande, la terrasse basse disparaît et le second gradin se prolonge par des buttes témoins dont le sommet est situé à environ +8 m d'altitude. Ces buttes sont coiffées, également, par des lumachelles à Chione californiensis et Chione cortezi. Trois unités lithostratigraphiques peuvent être différenciées, du sommet vers la base :

- des grès et lumachelles localement rubéfiés par altération météorique (niveau A3, fig. 3.2) ;
- des grès gris clair, à faune distincte (huîtres et cirripèdes), mais également de type intertidal (niveau A2, fig. 3.2) ;
- au-dessous d'une surface de dicontinuité de nature érosionelle, une calcirudite à Chione californiensis présentant des lits à stratification oblique, très inclinés (remplissage de chenal ?) ; cette dernière unité stratigraphique, qui affleure entre le NMM et +5 m d'altitude, n'est visible que sur le littoral, et constitue probablement le substratum de la saline Soda Grande. Une analyse aminostratigraphique d'un test de Chione (LT 732 a) s'est révélée négative (équilibre racémique de l'isoleucine) et ne permet donc pas d'interprétation chronologique (paragr. 7.1.2.3).

La corrélation latérale entre les unités des deux coupes A et B de la fig. 3.2 pose quelques problèmes.

Dans la coupe A, le niveau A1 est incontestablement antérieur aux niveaux A2 et A3, sans que l'on sache quel laps de temps sépare les deux épisodes de sédimentation. Dans la coupe B, on ignore si la basse terrasse est emboîtée dans la haute terrasse ou si elle correspond à un niveau plus résistant que le niveau B1 (et sous-jacent à ce dernier). Par ailleurs on observe que l'altitude de la haute terrasse (B1) de la coupe B décroit progressivement vers le nord-ouest, tandis que les niveaux sommitaux (A1) de la coupe A sont à la même altitude (+7 m) que la basse terrasse (B2) de la coupe B.

Les caractères pétrographiques des différentes unités stratigraphiques ne permettent pas d'établir une chronologie relative des dépôts. Une altération un peu plus poussée des sédiments du niveau B1, le plus exposé aux agents météoriques (présence de lépidocrocite dans le ciment, recristallisation plus importante des bioclastes) ne peut être interprétée comme le signe certain d'un âge antérieur de cette unité par rapport aux dépôts de la coupe A. Dans ces conditions, on s'abstiendra d'établir formellement une corrélation entre les dépôts des coupes

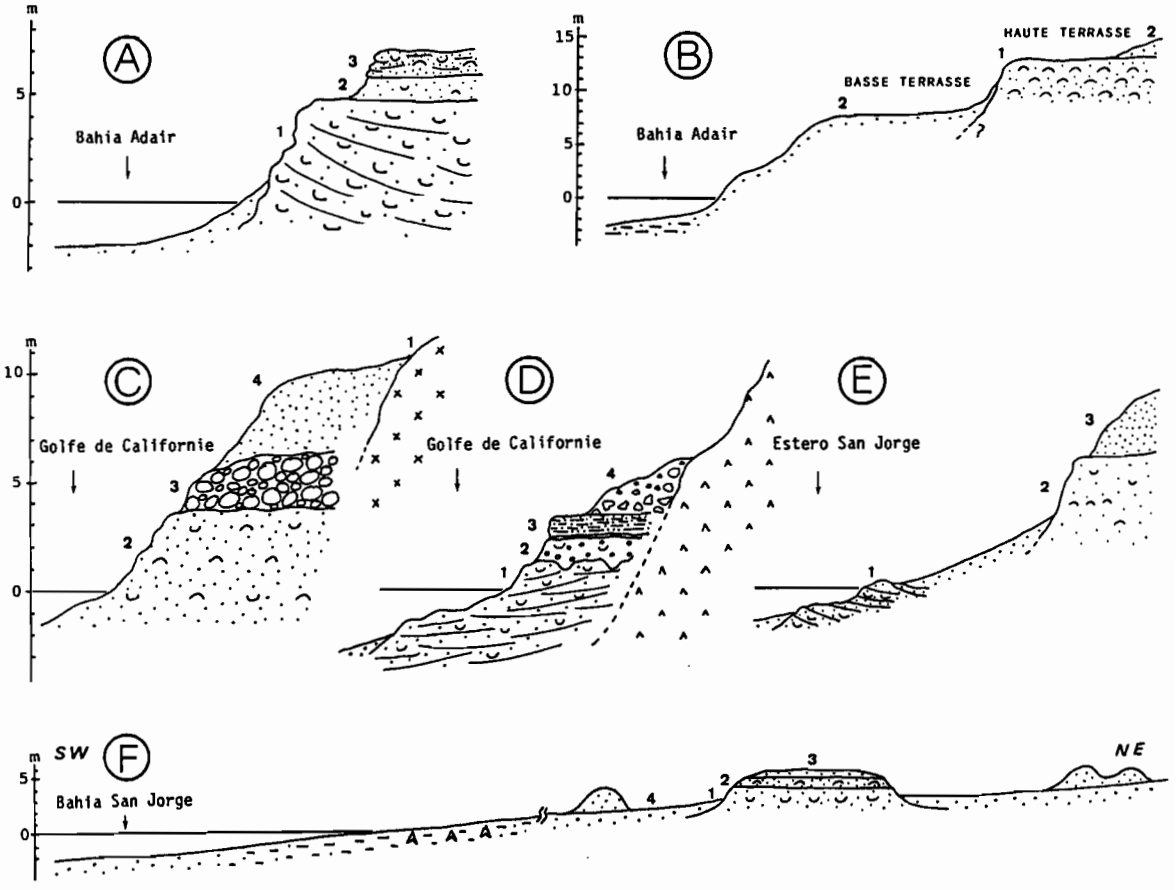


Fig. 3.2.- Coupes schématiques des principaux affleurements de dépôts littoraux quaternaires dans l'extrémité nord-orientale du Golfe de Californie (voir localisation des coupes fig. 3.1.).

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 3.2.

Coupe A.

1- Calcirudite gréseuse (LT 732), calcarénites et grès fins (LT 733), à Chione californiensis partiellement recristallisées.

2- Grès et calcarénite gris clair, à Ostrea angelica, Balanus sp. et Chione sp. (LT 734).

3- Grès mal classé, beige à brun rouge (LT 735), très fossilifère au sommet (Chione cortezi et C. californiensis, prédominantes).

Coupe B.

1- Grès calcarénitique beige fossilifère, à lits de lumachelle à Chione californiensis (?) roulées et rares Trachycardium panamense (LT 730, 731) ; lits à stratification entrecroisée ou horizontale.

2- Couverture de sables éoliens.

Coupe C.

1- Substratum granitique (mésozoïque)

2- Calcirudite gréseuse beige (LQ 204), à Ostrea angelica, O. palmula, Anomia adamas, Tetraclita squamosa prédominantes (LQ 206 et 207, voir tabl. A6.1-E).

3- Conglomérat faiblement cimenté, à galets centimétriques arrondis, peu fossilifère.

4- Grès et calcarénites peu consolidés, à passées de graviers granitiques (LQ 205).

Coupe D.

1- Grès de plage fins, à passées de débris coquilliers, peu fossilifères et à stratification oblique (LP 80).

2- Grès de plage grossiers et biocalcirudites (LP 81), à Ostrea sp, Anomia sp. et coquilles altérées de Tegula sp., Chione sp. et Trachycardium panamense.

3- Sables et limons bruns (LP 84), incluant un horizon noirâtre riche en matière organique (LP 83) à la base, puis devenant conglomératiques (LP 85), et de nouveau plus fins et en lits minces au sommet (LP 86).

4- Dépôts de pente cimentés et encroûtés.

Coupe E

-1 Calcarénite gréseuse à Chione californiensis prédominantes, à stratification oblique (vers le NE) ; ciment biphasé (Pléistocène supérieur et Holocène ?) (LT 724 et 725).

2- Sable bioclastique beige, à coquilles roulées éparses (Chione californiensis prédominantes, et C. fluctifraga, C. gnidia, Tagelus affinis, Donax sp., Cerithidea sp. et Nassarius sp.) (LT 726 à 728).

3- Sables dunaires holocènes.

4- Sables de plage holocènes.

Coupe F

1- Sable fin gris-vert, légèrement consolidé, à Chione cortezi et Tagelus affinis en connexion anatomique (LT 723).

2- Sable limoneux beige, à gypse et rares coquilles de Chione fluctifraga en connexion anatomique (LT 722).

3- Sable éolien (?) contenant des coquilles apportées par l'homme.

4- Platiers supralittoraux holocènes (sables et limons, localement gypseux).

5- Cordons dunaires holocènes.

A et B (fig. 3.2). Dans l'hypothèse la plus simple, l'ensemble des dépôts serait attribuable à une seule transgression marine qui aurait comporté deux pulsations positives. Selon une autre hypothèse, la haute terrasse de la coupe B correspondrait à une première transgression, et la coupe A montrerait une séquence de dépôts imputable à une seconde transgression, cette dernière étant marquée par deux maxima marins.

Parmi les rares données permettant d'évaluer l'extension des dépôts littoraux pléistocènes autour de Bahia Adair, on mentionnera certains indices fournis par un sondage d'exploration hydrogéologique au nord de la saline Santa Elena, à 7 km de la ligne de rivage actuelle (km 195 de la ligne de chemin de fer). Dans ce puits, un lit de graviers et de grès grossiers à galets sub-arrondis de granite, de basalte et de ponce, a été observé par Bustillo Saynez et Gomez Gutierrez (1978) entre 7,7 et 6 m de profondeur, soit entre les cotes altimétriques +1,30 et +3 m. Je suppose que ce lit correspond à un conglomérat littoral, dont les éléments proviendraient de Cerro Prieto (basalte) et de Punta Pelicano (granite), ou auraient été apportés par flottaison (ponce). Enfin, on signalera que McKee (1957) a observé des lits de lumachelles, probablement pré-holocènes, au nord de Cerro Prieto, sous les platiers intertidaux et les sédiments lagunaires holocènes.

3.1.1.2.2.2. La_région_de_Puerto_Peñasco_et_de_Punta_Pelicano

Dans la zone comprise entre les deux grandes baies Adair et San Jorge on distinguera trois groupes d'affleurements : Punta Pelicano, Playa Hermosa et Puerto Peñasco (fig. 3.1).

Autour du cap de Punta Pelicano, des dépôts littoraux pléistocènes sont préservés en plusieurs points (localités UCMP B-1394 et UCMP B-1395 de Hertlein & Emerson, 1956, et coupe C, fig. 3.1). Ils se présentent sous la forme de calcarénites fossilifères et de lits conglomératiques à blocs et galets roulés de granite, affleurant dans la zone de balancement des marées et jusqu'à une altitude maximale de +7 m environ. La surface d'abrasion littorale contemporaine de la phase de haut niveau marin est rarement visible. Les dépôts littoraux sont couverts de grès dunaires cimentés dans lesquels sont interstratifiées des passées de graviers continentaux et de dépôts de pente.

Au sud-est du massif de Punta Pelicano et à Playa Hermosa, les dépôts littoraux pléistocènes n'affleurent que dans la zone intertidale (LP 90 et localité UCMP B-1398 de Hertlein & Emerson). Ces dépôts correspondent, au moins en partie, à la séquence de 17 m d'épaisseur du "beachrock" de Playa Hermosa décrite par Jones (1975) (paragr. A5.2.3).

A diverses altitudes, et jusqu'à une cinquantaine de mètres d'altitude, des éolianites (LP 89) sont plaquées contre les versants méridionaux et nord-orientaux du massif granitique de Cerro Pelicano ; en dépit des interprétations de

Ives (1964), ces sédiments à stratification typiquement éolienne ne sont pas liés à une ligne de rivage quaternaire ; les figures de sédimentation de ces éolianites indiquent qu'elles ont été déposées par des vents soufflant du sud, à une époque où le niveau marin était vraisemblablement assez bas pour découvrir l'actuelle zone infralittorale du nord du golfe.

Dans les environs de Puerto Peñasco, les sédiments pléistocènes marins se trouvent, d'une part au pied du flanc sud-oriental de la colline de Punta Penasco, et d'autre part autour du port. Au sud-est de Punta Penasco, et dans la partie occidentale de la Playa de Oro, la séquence sédimentaire typique, visible dans la zone intertidale et jusqu'à +5 m environ, comprend des grès de plage peu fossilifères, des sables limoneux beige clair finement stratifiés, des niveaux de grès et sables éoliens, et des dépôts de pente consolidés (coupe D, fig. 3.2, et localité UCMP B-1400 de Hertlein & Emerson, 1956).

Dans le village de Puerto Peñasco, les différents affleurements décrits avant 1980 ont pratiquement disparu sous les nouvelles constructions ; deux (UCMP A-6602 et A-6603) des trois localités découvertes par Gifford en 1946 ont été détruites avant 1954 (Hertlein & Emerson, 1956, p. 161), et, en 1980, il ne restait que de maigres témoins des localités UCMP B-1397 (Hertlein & Emerson, 1956) et LP 91-93 (coupe relevée en 1975 par Malpica et al., 1978).

La séquence générale de ces dépôts montre la superposition de sables conglomératiques, fossilifères (tabl. A6.1-G), sur des grès et calcarénites plus fins également fossilifères. Le sommet de ce dépôt littoral est à environ +8 m (fig. 3.2).

Les assemblages de faunes fossiles récoltées dans les dépôts littoraux pléistocènes de la région de Puerto Peñasco-Punta Pelicano sont semblables aux assemblages actuels (tabl. A6.1- A à G). Lors de la dernière transgression pléistocène, les conditions paléoécologiques ne différaient guère des conditions actuelles (Hertlein & Emerson, 1956).

3.1.1.2.2.3. La_région_septentrionale_de_Bahia_San_Jorge.

Dans la partie nord-orientale de la lagune San Jorge, au nord de la baie du même nom (coupe E, fig. 3.1 et 3.2), deux affleurements de dépôts littoraux pléistocènes sont à signaler. Le premier de ces dépôts (LT 724 et 725) est visible dans la moitié inférieure de l'estran, sous le NMM. Il s'agit de grès et de calcarénites, à débris d'échinodermes et de lamellibranches altérés et recristallisés, dont l'examen microscopique montre qu'ils ont subi deux phases de cimentation successives. Le second affleurement est situé à quelques centaines de mètres du premier, vers +4 m d'altitude, dans le talus littoral (fig. 3.2). Ce sont des sables à débris coquilliers et à coquilles entières roulées, correspondant à un haut de plage sableuse (LT 726, 727 et 728).

Les grès affleurant dans la zone intertidale actuelle sont attribués au Pléistocène supérieur (dernier intergla-

ciaire).

La dernière phase de cimentation de ces grès, caractérisée par des cristaux aciculaires d'aragonite (ou de calcite magnésienne ?) a débuté lorsque le niveau marin holocène a atteint sa cote altimétrique actuelle, tandis que le ciment calcitique s'est formé en milieu continental, lors d'une période de bas niveau marin glaciaire, et après une phase de dissolution des bioclastes aragonitiques.

Le niveau stratigraphiquement le plus élevé, qui n'est que faiblement consolidé, pourrait constituer le sommet d'une séquence sédimentaire comprenant les grès mentionnés ci-dessus, et appartenir ainsi à la même transgression du Pléistocène supérieur. Un test de Chione californiensis (LT 726) fournit un âge apparent ^{14}C de 26 500 ± 200 ans B.P. (UPS 3779) ; ce résultat radiométrique pourrait être, en fait, un âge minimum (contamination possible par du carbone moderne).

Dans cette région, les seuls autres témoins de hauts niveaux marins connus sont des restes d'une terrasse marine, atteignant environ +5 m, autour de la petite île granitique de San Jorge (Beal, 1948).

3.1.1.3. Interprétations chronostratigraphiques

Les données chronologiques précises sur les traces de hauts niveaux marins quaternaires dans la région de Puerto Peñasco sont encore rares. Inman obtint des âges apparents ^{14}C de 35 200 à 43 000 ans B.P. (in Slandusky, 1969), sur des tests de mollusques de la région de Puerto Peñasco ; ces résultats sont très probablement des âges minima. Une seule donnée aminostratigraphique, non significative, (LT 732a) indique que l'une des unités affleurant à Bahia Adair (niveau A1, fig. 3.2) est probablement antérieure au dernier interglaciaire. La composition de la faune de la plupart des dépôts littoraux pléistocènes, qui montre que les conditions paléoclimatiques étaient voisines des conditions actuelles, laisse peu de doute quant au caractère interglaciaire de la transgression correspondante.

L'étude pétrographique des sédiments littoraux qui permet de différencier aisément ceux qui sont d'âge pléistocène et ceux qui n'ont été cimentés qu'à l'Holocène (beachrock actuel), tend à confirmer que la majorité des dépôts signalés appartiennent à une même phase de haut niveau marin. Les seuls dépôts qui présentent des signes d'altération particuliers sont ceux qui pourraient dater d'une transgression antérieure au dernier interglaciaire (niveaux A1 et B1, fig. 3.2).

La plupart des affleurements de sédiments littoraux pléistocènes dans le nord-est du golfe (au nord de Bahia Adair aussi bien qu'à Punta Pelicano, à Puerto Peñasco et dans la lagune San Jorge) impliquent qu'un haut niveau marin a atteint une cote de +7 m. L'altitude du paléoniveau moyen de la mer qui est évaluée avec une certaine imprécision en raison de l'importance du (paléo-) marnage propre à la région septentrionale du golfe, est d'environ +5 m. Cette transgression marine est hypothétiquement

attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire.

Dans la partie nord-occidentale de la région (au nord-est de Bahia Adair), un dépôt de lumachelle un peu plus élevé, atteignant +13 m au maximum, constitue probablement un vestige d'une transgression plus ancienne.

Aucune des "lignes de rivages pléistocènes", de +23, +35 ou +90 m, mentionnées par Ives (1951, 1959, 1964) dans les environs de Puerto Penasco, n' a été identifiée en tant que traces de haut niveau marin.

3.1.2. La_région_du_delta_du_rio_Concepcion.

Dans la région du delta du rio Concepcion, comme dans celle de Bahia San Jorge, les conditions de sédimentation dans la zone côtière n'ont pas été favorables à la préservation de restes de lignes de rivage pléistocènes. Outre l'accumulation de sédiments fluvio-deltaïques fini-pléistocènes et holocènes, qui oblitèrent les dépôts littoraux du dernier interglaciaire (et de transgressions pléistocènes plus anciennes), la côte de cette région a été abondamment couverte de sables éoliens au Quaternaire supérieur (fig. A5.1).

Malgré l'absence de tout affleurement de sédiments littoraux marins pléistocènes dans cette région, on peut supposer que la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire n'était pas très éloignée du trait de côte actuel, et que la forme générale du delta était la même qu'aujourd'hui. En effet, des constructions dunaires, semblables au cordon holocène, mais constituées de grès rubefiés, et attribuables au début du Pléistocène supérieur, sont préservées à faible distance de la côte actuelle (fig. A5.1 et A5.2).

Dans la brève description de cette région fournie en annexe A5 (paragr. A5.3), l'accent est porté sur la structure des édifices dunaires de la zone côtière, sur la formation récente de beachrock à l'entrée de l'une des lagunes littorales, et sur une séquence de dépôts littoraux holocènes observée dans la zone intertidale à Campo Santo Tomas (30 km au nord de l'embouchure du rio Concepcion).

3.1.3. La_région_de_Puerto_Lobos.

La Bahia Lobos, située immédiatement au sud-ouest de Puerto Lobos, est bordée par des falaises abruptes qui révèlent l'existence de deux transgressions marines pléistocènes.

3.1.3.1. Présentation_générale.

La pointe de Puerto Lobos sépare deux types de côte bien distincts. Au nord de Puerto Lobos s'étendent une côte plate, à vaste estran sableux et à cordon dunaire littoral, et un arrière-pays également très peu incliné, couvert de sables éoliens. En revanche, au sud du village de Puerto Lobos, Bahia Lobos (fig. 3.3) est entièrement bordée par une falaise vive, verticale, qui atteint par endroits une trentaine de mètres de haut. Puerto Lobos marque la limite méridionale des grandes accumulations dunaires non littorales qui caractérisent l'ensemble de la côte nord-orien-

tale du Golfe de Californie, à l'est du delta du Colorado.

Les falaises de Bahia Lobos sont taillées dans des dépôts sédimentaires marins et continentaux suffisamment consolidés pour former des parois verticales. L'ensemble de ces dépôts est probablement d'âge quaternaire. L'arrière-pays de Bahia Lobos est constitué par divers massifs de roches volcaniques et plutoniques, d'âge mésozoïque et tertiaire, et d'alluvions (plio- ?) quaternaires remplissant les fonds de vallées. Au sud-est de la baie, les piémonts prennent une grande extension, ennoient les massifs, et présentent des surfaces planes et régulières, caractéristiques des bajadas de la partie centrale de Sonora (paragr. A5.4.1.1).

Les falaises qui, dans les deux tiers septentrionaux de la baie, dépassent les vingt mètres d'altitude, n'ont pas d'équivalents sur le reste de la côte orientale du Golfe de Californie. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'existence de telles falaises : une érosion marine d'une ampleur exceptionelle, ou l'effet de déformations tectoniques locales.

Dans la première hypothèse, la hauteur des falaises témoignerait d'un recul plus important qu'ailleurs du trait de côte, à la suite d'une dynamique littorale particulièrement active. Dans la seconde hypothèse, des déformations seraient responsables de la surrection de la zone côtière émergée, ou auraient indirectement favorisé l'érosion littorale. Gastil et Krummenacher (1977) ont signalé des déformations importantes et "récentes" (?) de la faille de Lobos dans les environs de Campo San Lorenzo (redressement de couches faillées, large zone de cisaillement, etc). Ces auteurs mentionnent que les déformations affectent des dépôts fluviatiles non consolidés ; en fait, les sédiments continentaux auxquels ils font allusion sont fortement cimentés et d'âge apparemment ancien (Pliocène ou Pléistocène inférieur ?). Par ailleurs, aucune faille ou déformation notable n'est visible dans l'ensemble des falaises littorales (Colletta, comm. pers.). Une phase de déformation importante a donc bien eu lieu dans la partie septentrionale de Bahia Lobos, mais elle parait avoir été antérieure à la sédimentation des sédiments affleurant dans les falaises; c'est donc plutôt la première hypothèse (érosion marine exceptionelle) qui semble devoir être retenue pour rendre compte de la morphologie de cette côte.

Dans le sud de la baie, les falaises se transforment en un talus littoral, de quelques mètres de haut seulement, comparable à celui que l'on observe communément sur toute la longueur de la côte du Sonora central. Le long du massif rocheux (granodiorite et ensemble métamorphique mésozoïque) qui sépare Bahia Lobos de Playa Santa Maria la côte est accore et a conservé, de place en place, des restes de banquette d'abrasion littorale (paragr. 3.2.1.2.2).

3.1.3.2. Les dépôts littoraux pléistocènes.

Vingt-six coupes ont été relevées le long du littoral, entre la presqu'île de Puerto Lobos et le premier cap rocheux qui limite au sud Bahia Lobos (fig. 3.3 et 3.4). Dans les falaises et talus côtiers de cette baie, on distingue deux séries de dépôts littoraux, attribuées à deux transgressions marines pléistocènes. Ces dépôts, qui affleurent à des altitudes comparables et présentent des caractères sédimentologiques semblables, sont interstratifiés dans d'épaisses séries de sédiments continentaux.

Les dépôts littoraux pléistocènes les plus récents affleurent au nord et au sud-est de la baie. Ils reposent sur une surface d'abrasion marine taillée dans des roches dures (fig. 3.4, coupes A et Z), sur des alluvions et dépôts de bajada (paragr. A5.4.1.1) pléistocènes (coupes B et Y), ou encore en discordance érosionelle sur les dépôts pléistocènes marins antérieurs (coupes U, V, W et X). La surface d'abrasion marine, ou le mur, de cette unité la plus récente, sont situés vers +5 m d'altitude, et le toit des dépôts, vers +7 m.

Les sédiments littoraux sont sableux et graveleux, à débris coquilliers, et comportent, surtout à la base, des niveaux conglòmératiques de galets marins roulés. Les coquilles qu'ils contiennent sont souvent roulées, mais bien préservées dans l'ensemble ; les faunes sont caractéristiques de milieux sableux intertidaux ou infralittoraux (tabl. A6.1 -I & J). Ces sédiments littoraux passent progressivement vers le haut, à des alluvions très peu consolidées.

Un âge radiométrique U/Th de 41 ka a été obtenu sur un test de Dosinia ponderosa (LQ 202) provenant de cette unité marine (Bernat et al., 1980 ; paragr. 6.2.1.2). Le même test fossile, soumis à la méthode de racémisation des acides aminés, fournit un rapport allo/isoleucine qui serait compatible avec un âge du dernier interglaciaire (paragr. 7.1.2.2). Compte tenu du contexte stratigraphique général, je considère que l'âge apparent U/Th de 41 ka est artificiellement rajeuni, et que cette transgression est probablement celle du maximum marin du dernier interglaciaire (120 ka).

Les sédiments littoraux attribués à un cycle transgressif antérieur (Pléistocène moyen ?) sont interstratifiés, sous forme de lentilles d'une dizaine de mètres de puissance maximale, dans des dépôts alluviaux consolidés. La puissance des sédiments continentaux stratigraphiquement postérieurs à ces dépôts marins est de l'ordre de la vingtaine de mètres.

Les dépôts littoraux qui correspondent à deux ou trois cycles, séparés par des sédiments continentaux (fig. 3.4, coupes K et M), sont composés de sables, graviers et conglomérats. La séquence littorale se termine souvent par un lit de sables et de graviers à huîtres, ou par des alternances de sables et de limons intertidaux.

La faune de ces dépôts est constituée essentiellement d'huîtres (Ostrea californica osunai

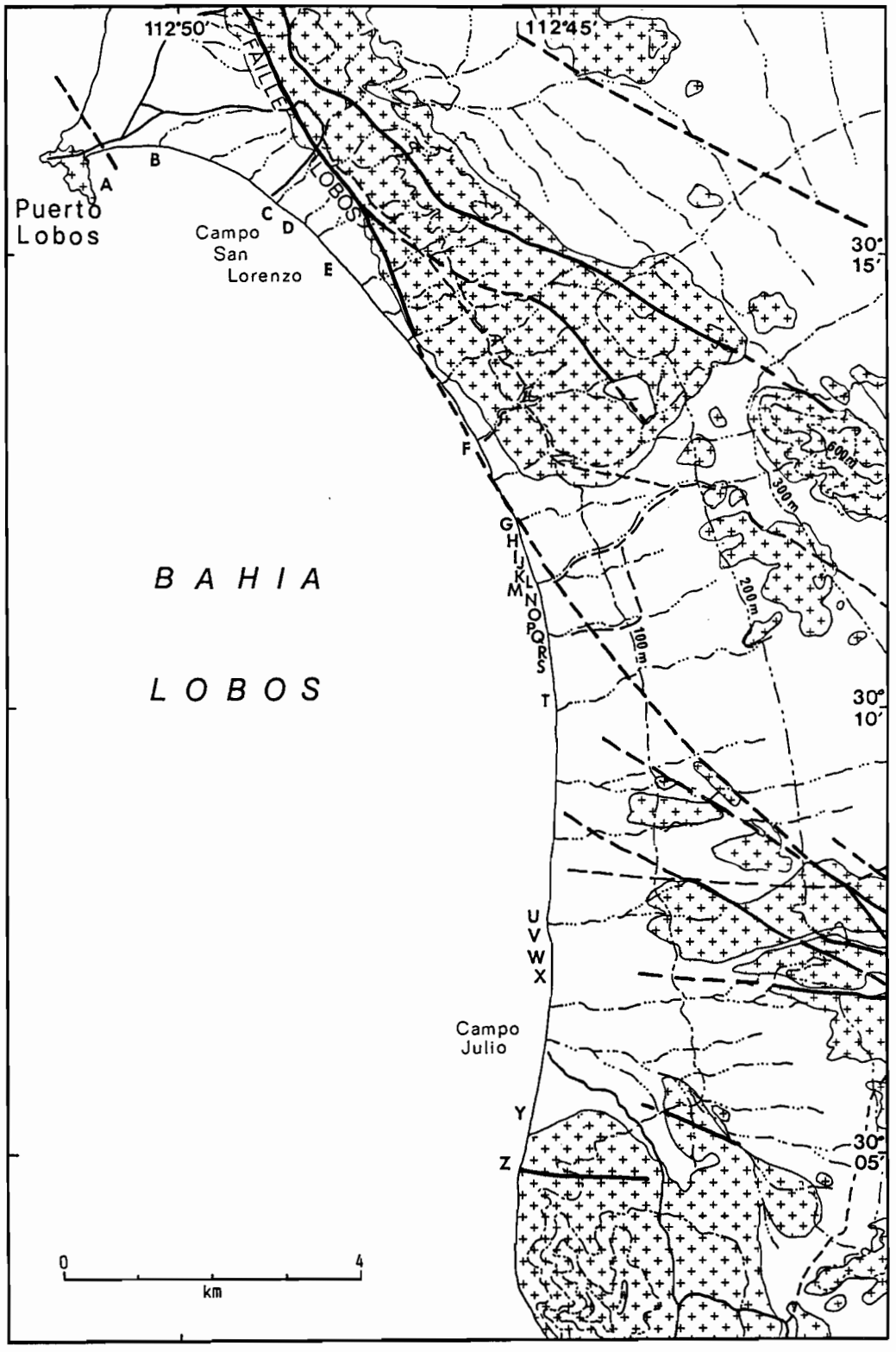


Fig. 3.3.- Localisation des coupes sériées relevées à Bahia Lobos (voir fig. 3.4). Contours géologiques (en blanc : alluvions quaternaires ; croix : substratum anté-quaternaire) et tracé des principales failles, selon Gastil & Krummenacher, 1974a).

(?), O. columbiensis, O. corteziensis) et de balanes (Tetraclita squamosa). Ces sédiments et ces faunes sont typiques d'environnements de platiers intertidaux sableux et de zones d'estuaire de forte énergie.

La base des dépôts littoraux est, soit sous le niveau de la mer actuelle, soit à quelques mètres au-dessus du NMM. Leur toit atteint +12 m au maximum. Les alluvions formant le substratum des dépôts marins de cette série ancienne, et celles qui leurs sont postérieures, ont un faciès et un degré de consolidation semblables.

Dans les coupes des environs de Campo Julio (fig. 3.3 et 3.4, coupes U à X), la discordance entre les dépôts pléistocènes marins de chacun des deux cycles est assez mal marquée, d'autant qu'il s'agit de sédiments littoraux du même type, formés de matériaux identiques. La distinction entre les niveaux du cycle antérieur et ceux du cycle transgressif le plus récent est cependant possible sur des critères pétrographiques, faunistiques et sédimentologiques. Les dépôts anciens sont surtout constitués de conglomérats et d'alternances de sédiments fins lités et indurés, à rides de courant, tandis que les dépôts récents sont plutôt des sables mal classés, très peu cimentés, riches en minéraux lourds. Dans l'unité la plus ancienne, les débris bioclastiques sont recristallisés, et les tests entiers d'huîtres et de cirripèdes sont les seuls qui aient résisté à l'altération ; les quelques autres mollusques observés (Polinices sp., notamment) ne sont représentés que par les moules internes de leurs tests. Dans l'unité plus récente, au contraire, la faune, plus variée (tabl. A6.1-I & J), comprend des coquilles aragonitiques non dissoutes ou partiellement recristallisées.

L'étude granulométrique des sédiments littoraux quaternaires de la baie permet de distinguer les environnements de dépôt, malgré une certaine homogénéisation du matériel due à de multiples remaniements par la mer et les rivières (fig. 3.5) :

- Les grès littoraux marins fins sont caractérisés par une courbe granulométrique à triple inflexion (LQ 193 et 198).
- Le remaniement des sédiments alluviaux par la mer, lors de la transgression récente, est mis en évidence par le parallélisme des courbes granulométriques de graviers littoraux (LQ 196 et 201) et d'alluvions sous-jacentes (LT 761) ; le sommet de ces dernières courbes, en revanche, permet de distinguer les deux types de dépôts, continental et marin.
- Les sédiments continentaux, alluviaux ou lagunaires, se différencient surtout des autres par la partie supérieure de la courbe (fraction la plus fine) dont la pente est plus faible (LT 759, 760, 761 et 765).
- Les sables dunaires (LT 767 et 771) sont typiquement bien classés et ne peuvent être confondus avec les sables littoraux dont la fraction grossière est toujours plus abondante et moins bien classée.

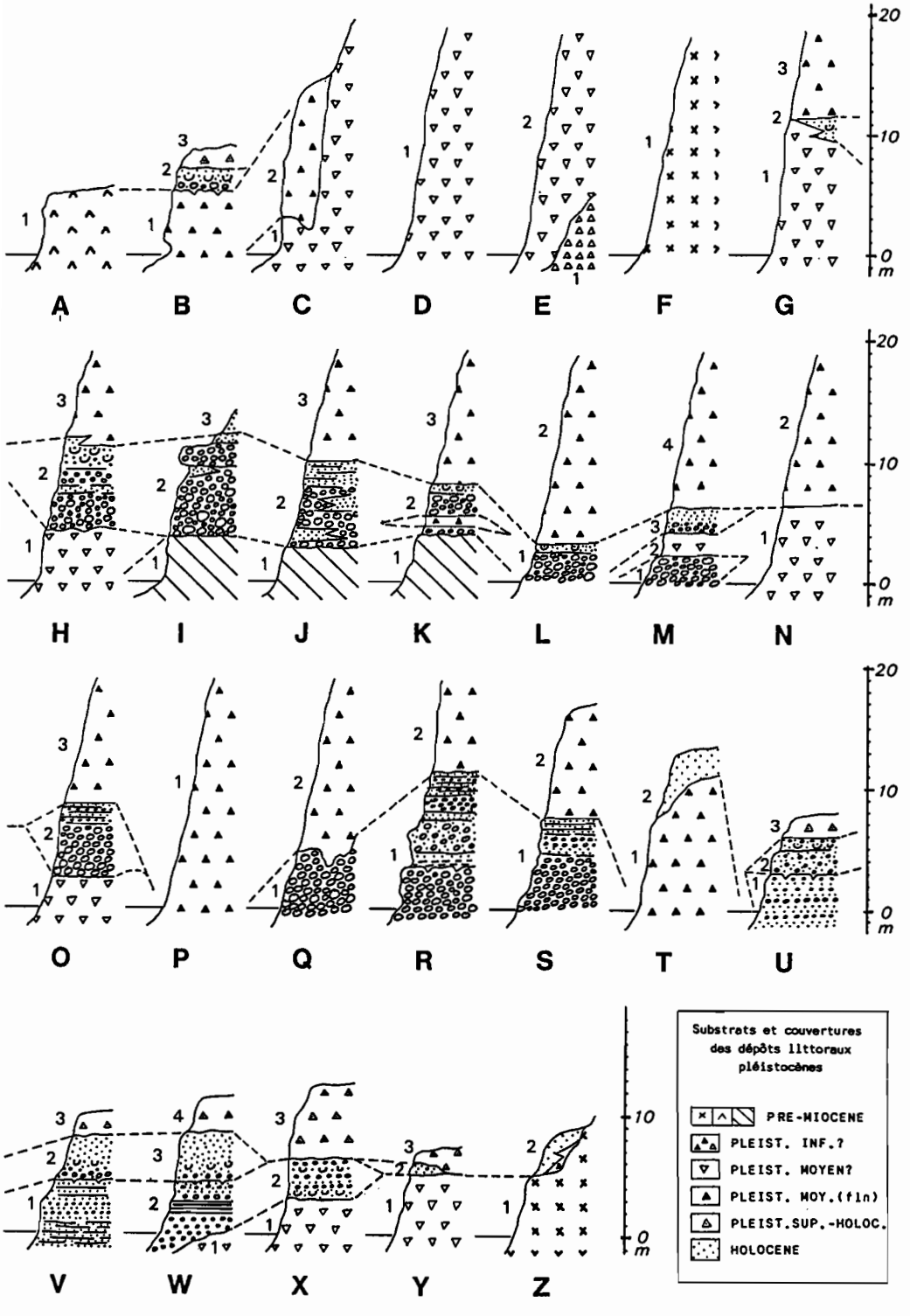


Fig. 3.4.- Coupes sériées du littoral dans l'ensemble de la baie de Lobos, au sud de Puerto Lobos, montrant les relations stratigraphiques entre deux séries de dépôts marins pléistocènes et les sédiments continentaux quaternaires ; (voir localisation des coupes fig. 3.3) (légende ci-contre).

Légende de la fig. 3.4.

A: 1- Terrasse d'abrasion (env. +5 m) sur socle volcanique mésozoïque.

B: 1- Alluvions sableuses brun-rouge (LQ 200, LT 760), Pléistocène moyen ; 2- Sables et graviers littoraux, avec passées de galets, à débris coquilliers et rares coquilles entières roulées (LQ 201 et 202), Pléistocène supérieur ; 3- Alluvions sableuses grossières, beiges, peu consolidées (LT 759), Quaternaire supérieur.

C: 1- Alluvions et dépôts de bajada (sables et conglomérats, beiges, lités horizontalement) ; 2- remplissage fluviatile et alluvions, brun-rouge, à stratification entrecroisée (LT 761) (cf B1).

D: 1- cf C1.

E: 1- Alluvions conglomératiques rosées, très indurées (LT 762) ; 2- cf C1.

F: 1- Substratum granodioritique mésozoïque.

G: 1- cf C1 ; 2- Sables et graviers littoraux, à débris coquilliers, Pléist. moyen ; 3- Alluvions sableuses beiges, cf C1.

H: 1- cf C1 ; 2- Alternance de conglomérats et de sables à débris bioclastiques, et à coquilles entières au sommet, Pléist. moyen ; 3- cf G3.

I: 1- Conglomérat volcanoclastique induré (Miocène ?) ; 2- cf H2 ; 3- Alluvions récentes et sables éoliens, dans lit d'arroyo perché.

J: 1- cf I1 ; 2- cf I2 ; 3- cf G3.

K: 1- cf I1 ; 2- cf H2, avec intercalation d'une lentille de matériel alluvial ; 3- cf G3.

L: 1- cf H2, avec huîtres abondantes au sommet (LT 763), Pléist. moyen ; 2- cf G3.

M: 1- Conglomérat littoral, à galets arrondis (pulsation transgressive antérieure à H2), Pléist. moyen ; 2- cf G1 ; 3- cf H2 ; 4- cf G3.

N: 1- cf G1 ; 2- cf G3.

O: 1- cf G1 ; 2- Conglomérat littoral surmonté d'une alternance de limons sableux à débris de roche anguleux, et de sables et graviers arrondis fossilifères (LT 768) Pléist. moyen ; 3- cf G3.

P: 1- cf G3.

Q: 1- Conglomérat littoral (cf O2 ?), Pléist. moyen ; 2- cf G3.

R: 1- Alternance de conglomérats et de sables littoraux ; à la base, conglomérat recoupé par une surface d'abrasion ; au dessus deux séries à granoclassement inverse, et au sommet, sables et graviers à stratification oblique, ainsi que, localement, dépôts de platiers intertidaux (alternance de limons LT 769 et de grès fins LT 770, avec terriers de crabes (Pléist. moyen) ; 2- cf G3.

S: 1- cf R1 ; 2- cf G3.

T: 1- cf G3; 2- Sable éolien et dépôts de pentes holocènes.

U: 1- Sables et graviers finement lités à débris d'huîtres et de balanes, Pléist. moyen ; 2- Sables, graviers et galets littoraux à bioclastes et coquilles entières roulées, rougeâtres à la base et gris au sommet, Pléist. sup. ; 3- Alluvions et dépôts de bajada non consolidés, cf B3, Quaternaire supérieur.

V: 1- Sables et conglomérats littoraux (LQ 189 et 191), à rares huîtres et balanes (LQ 190) ; à la base, alternance de sables et argiles limoneuses (rythmites tidales, LQ 187 et 188), Pléist. moyen ; 2- Sables et galets non consolidés (LQ 193), à faune variée (LQ 195), et incluant au sommet des cailloux anguleux (LQ 192) qui passent progressivement à V3, Pléist. sup. ; 3- cf U2.

W: 1- Alluvions consolidés anciennes (cf G1 ?) ; 2- cf U1 ; à la base conglomérat fluvio-marin, à galets anguleux à subarrondis et à débris coquilliers (LQ 185, 186, 196 et 197) , et au sommet, sables et graviers bioclastiques, à huîtres, anomies , et moules internes de gastéropodes (LQ 198 et 199, Pléist. moyen ; 3- cf U2, 4. cf U3.

X: 1- cf W1 ; 2- cf V1 , Pléist. moyen ; 3- cf U3.

Y: 1- cf W1 ; 2- Sables grossiers littoraux, Pléist. sup. ; 3. cf V2.

Z: 1- Substratum granodioritique (mésozoïque) et banquette d'abrasion littorale (env. +5 m), Pléist. sup. ; 2- Dépôts de pente et sables dunaires consolidés.

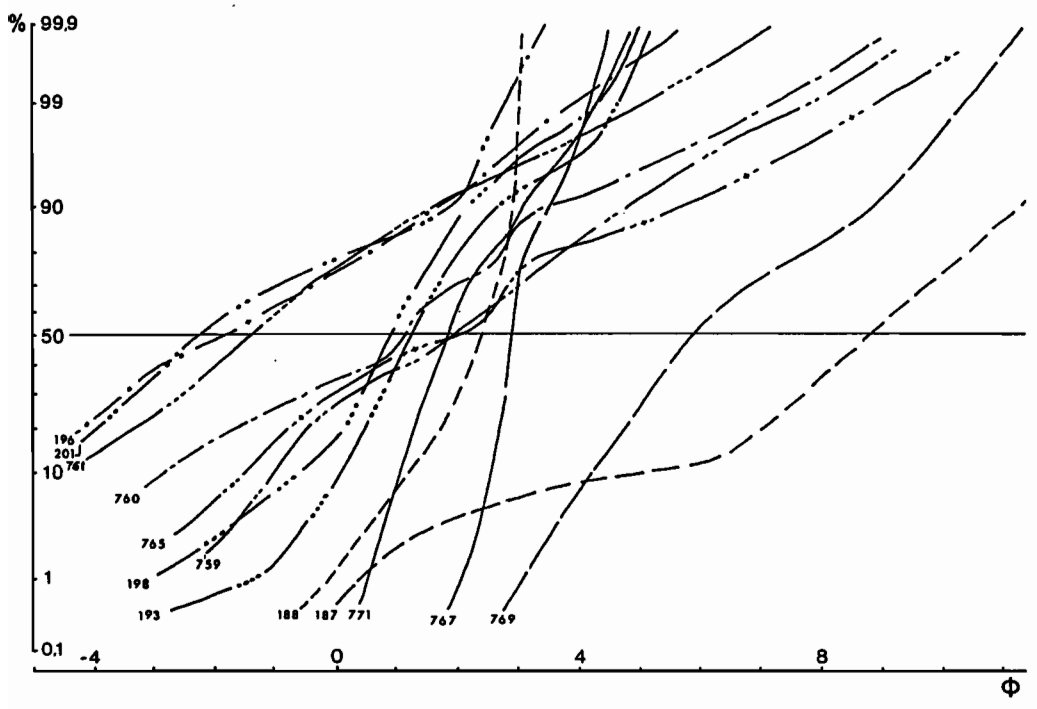


Fig. 3.5.- Comparaison granulométrique de sédiments littoraux quaternaires de la région de Puerto Lobos (courbes cumulatives de fréquence). Voir localisation des sédiments fig. 3.3. et 3.4.

Rythmites tidales :

- alternance de grès moyens (LQ 188) et d'argile (LQ 187) ;
- lentilles de limons argileux (LT 769) interstratifiés dans des grès littoraux fins.

Sables et grès intertidaux :

- grès à stratification horizontale et à coquilles déplacées (LQ 198) ;
- sables de plage, fins, à passées de minéraux lourds (LQ 193) ;
- sables et graviers à stratification entrecroisée (LQ 201) ;
- matrice sableuse de conglomérat fluvio-marin (LQ 196).

Sédiments lagunaires :

- grès mal classé, à débris coquilliers (LT 765).

Sables dunaires :

- sable éolien vif, holocène (LT 767) ;
- grès dunaire du Pléistocène supérieur (LT 771).

Alluvions :

- alluvions du Pléistocène moyen (antérieures à la dernière transgression marine) (LT 759 et 761) ;
- alluvions du Pléistocène supérieur (postérieures à la dernière transgression marine) (LT 760).

La position géographique des lignes de rivage du maximum de chacune des transgressions marines ne peut être déterminée avec précision à partir des seuls affleurements connus de la falaise de Bahia Lobos. On peut cependant supposer que la ligne de rivage de la transgression la plus récente passait par le village de Puerto Lobos et qu'elle prenait en écharpe ce qui est devenu la baie actuelle pour recouper le trait de côte actuel légèrement au nord de Campo Julio ; au sud-est de Campo Julio, le trait de côte formait à cette époque un petit rentrant limité au sud par le massif granodioritique méridional. En ce qui concerne la transgression plus ancienne, les informations sont plus fragmentaires. Si l'on prend en compte à la fois l'altitude maximale (+12 m) atteinte par les dépôts marins de cette transgression, les faciès de platiers littoraux et la morphologie actuelle de la bordure méridionale de la baie, il est logique de penser que le trait de côte était situé au moins à quelques centaines de mètres, à l'est du littoral actuel de la baie.

Pour revenir brièvement à l'hypothèse d'une activité tectonique dans la formation récente des falaises de Bahia Lobos, on fera remarquer que l'altitude des dépôts littoraux de la dernière transgression est identique dans les environs de Puerto Lobos (village et péninsule) et dans la partie méridionale de la baie. Cela infirme l'hypothèse de déformations verticales récentes susceptibles d'avoir provoqué le soulèvement de la partie centrale, à hautes falaises, de la baie.

3.1.4. Synthèse chronostratigraphique

Les dépôts littoraux quaternaires identifiés sur la côte nord-orientale du Golfe de Californie appartiennent à trois ensembles chronologiques. Les beachrocks holocènes, qui ont parfois été attribués, par d'autres auteurs, au Pléistocène supérieur, sont propres à cette région du golfe. Les vestiges littoraux émergés les plus abondants, à faune relativement bien préservée, n'ont pas fourni de résultats géochronologiques déterminants, mais sont attribués au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e). La trace de la ligne de rivage du maximum de cette transgression est située à environ +7 m dans le nord du Golfe et à +5 m dans les environs de Puerto Lobos.

Le troisième type de dépôts littoraux est constitué de sédiments fossilifères plus altérés que les précédents. Leur position stratigraphique leurs confère un âge Pleistocène moyen (ou inférieur), antérieur au S.I.5e. Il n'est pas certain que l'unité affleurant au nord de Bahia Adair soit strictement contemporaire de celle qui est observée à Bahia de Lobos. Les altitudes maximales de ces dépôts sont voisines : +13 et +12 m, respectivement.

3.2. LA COTE DU SONORA CENTRAL

La région s'étendant depuis le Golfe de Californie jusqu'aux contreforts de la Sierra Madre Occidental peut être subdivisée en deux parties : au nord la zone de Sonora central (entre les parallèles de Caborca et de Guaymas), et au sud, les plaines côtières du sud du Sonora, de Sinaloa et de Nayarit, qui se poursuivent jusqu'à l'extrémité méridionale du golfe.

La zone de Sonora central qui appartient à la province structurale Basin and Range, est constituée de chaînons parallèles orientés NNW-SSE et séparés par de vastes vallées alluviales. Les sierras sont de lithologie et d'âge variés (Précambrien à Tertiaire) et les bassins sont remplis de sédiments continentaux du Cénozoïque supérieur (Miocène à Holocène). En coupe E-W, la région côtière de Sonora central forme un vaste piémont de près de 200 km de large qui descend en pente douce vers le golfe et au milieu duquel pointent quelques massifs.

Les dépôts littoraux pléistocènes affleurent assez largemment le long de la côte de Sonora central. L'alternance de baies et de caps rocheux des sierras côtières a favorisé la préservation de lignes de rivage pléistocènes, et plus particulièrement celle du maximum marin du dernier interglaciaire. La présentation des restes de dépôts littoraux pléistocènes le long de la côte orientale du Golfe de Californie sera faite en distinguant quatre régions, depuis Puerto Libertad, au nord, jusqu'à Bahia Kino-Guaymas.

3.2.1. La région de Puerto Libertad

3.2.1.1. Présentation de la région.

La région de Puerto Libertad à laquelle on se réfère ici désigne la zone littorale située entre la baie de Puerto Lobos au nord et la Sierra Bacha au sud (fig. 3.6). Du point de vue de la morphologie côtière, cette région peut se décomposer en deux parties.

Dans la partie nord-occidentale, le trait de côte est grossièrement orienté N-S, et l'arrière-pays est montagneux ; cette partie de la côte est rocheuse et découpée, sauf dans les deux petites baies de Playa Santa Maria (ou Santa Margarita) et de Playa Lobitos, dans lesquelles ont été préservés des dunes et des dépôts de pente du Quaternaire supérieur, ainsi que des sédiments littoraux marins appartenant à plusieurs phases de haut niveau marin pléistocènes.

La partie sud-orientale de la région de Puerto Libertad, entre Punta Bola et Punta Cirio, forme une vaste baie, d'une quinzaine de kilomètres de long, tournée vers l'ouest-sud-ouest (fig. 3.6). Le littoral de la partie septentrionale de la baie est caractérisé par une vaste terrasse morphologique dont la surface se raccorde à celle des piémonts des cerros Bola et Santa Maria, et dont le talus côtier, de quelques mètres de haut, révèle l'origine marine. A partir du village de Puerto Libertad, la baie présente, vers le sud, un tracé régulier en arc de cercle. La partie méridionale de la baie, plus exposée aux vents dominants du NW, est bordée par un massif de dunes de type longitudinal. Ces dunes, fixées et consolidées, d'âge anté-

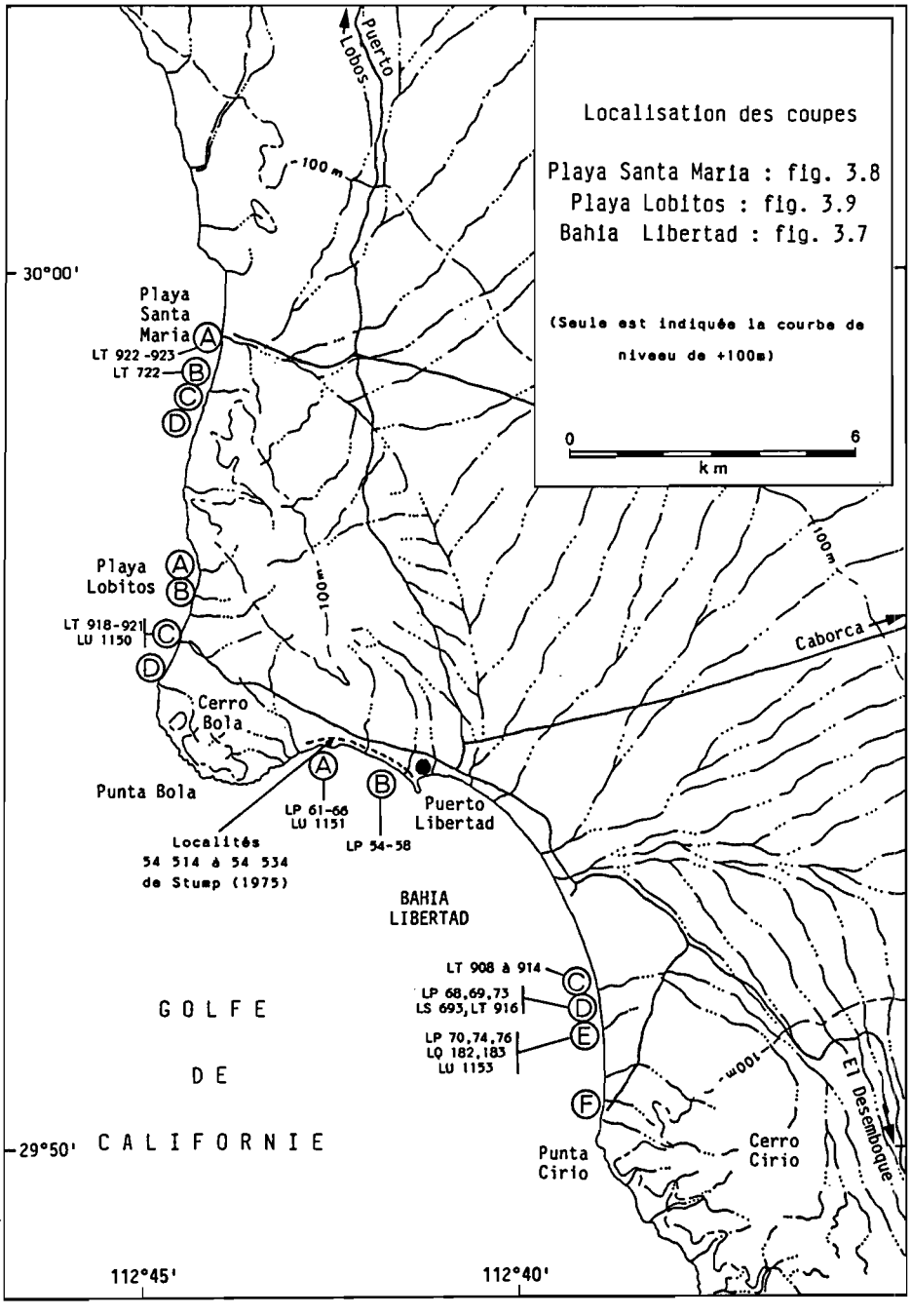


Fig. 3.6.- Localisation des coupes étudiées (fig. 3.7, 3.8 et 3.9) et des échantillons prélevés dans la région de Puerto libertad.

holocène, reposent sur des grès littoraux appartenant à plusieurs cycles de dépôts pléistocènes.

Le substratum des terrains quaternaires de cette région est formé de trois types de roches : un cortège d'unités sédimentaires, volcaniques et métamorphiques prébatholithiques (mésozoïques ?) affleurant surtout au nord de Playa Lobitos, des granodiorites et tonalites mésozoïques des cerros Bola, Santa Maria et Cirio, et enfin une séquence volcano-sédimentaire, d'âge probablement miocène (Gastil et al., 1974 ; Gastil & Krummenacher, 1977), observable au nord-est et au sud de Cerro Santa Maria. Les grandes fractures, telle la faille Puerto Libertad qui limite au sud-ouest le Cerro Santa Maria et au nord-est la Sierra Bacha, appartiennent au système Basin and Range, et sont orientées NW-SE (fig. 3.10). Un autre système de fractures, caractérisé par une direction presque N-S, affecte surtout (mais pas exclusivement) les terrains les plus anciens.

3.2.1.2. Les dépôts littoraux quaternaires

3.2.1.2.1. La baie de Puerto Libertad

Le long de la baie de Puerto Libertad, deux séries de dépôts marins pléistocènes ont été identifiées. Ces deux séries sont constituées de sédiments littoraux fossilifères de types divers qui passent latéralement et verticalement à des dépôts continentaux, éoliens, lagunaires ou alluviaux. La série littorale la plus récente affleure essentiellement dans la partie septentrionale de la baie, entre Puerto Libertad et Punta Bola, tandis que la série la plus ancienne est préservée à la base de la falaise littorale, dans la moitié méridionale de la baie, à proximité de Punta Cirio (fig. 3.6).

3.2.1.2.1.1. Les dépôts littoraux pléistocènes les plus récents

A la latitude du village de Puerto Libertad et le long de la côte vers le nord-ouest, la séquence de dépôts littoraux pléistocènes les plus récents repose en discordance sur des conglomérats et grès volcanoclastiques d'âge probablement miocène. Cette séquence quaternaire comporte, de la base au sommet, un conglomérat à galets et blocs roulés (fig. 3.7, niveau A1), des sables plus ou moins grossiers et localement très fossilifères (niveaux A2 et B2), une lumachelle à Tagelus californianus et Chione californiensis (niveau A3), et enfin, des limons continentaux et des sables dunaires (niveaux A4 & B3).

Dans les coupes du talus littoral de la moitié septentrionale de la baie (fig. 3.7, coupes A et B), la surface d'abrasion marine, à la base de la séquence, est située au niveau zéro actuel ou légèrement au-dessus. Le toit des dépôts marquant le maximum marin de la transgression est à +6 m environ.

On trouvera en annexe (tabl. A6.2- B, C & E) la composition des faunes abondantes recueillies dans les niveaux de cette série de dépôts ré-

cents. Stump (1975) a montré que la composition de la faune du niveau de lumachelle est identique à celle que l'on observe actuellement à Bahia Adair à proximité de La Cholla (Berry, 1956). Le paléoenvironnement reconstitué à partir de la faune et du faciès des sédiments est celui d'un milieu intertidal de baie peu profonde.

La composition de la microfaune indique que cette baie recevait des apports notables en eaux continentales (Celis, 1979, 1980 ; Celis & Malpica, 1981). Les conditions de température et de salinité de l'eau étaient semblables à celles d'aujourd'hui.

Une datation U/Th de test de Dosinia ponderosa (LP 58) de ce dépôt a livré un âge apparent de 118±17 ka (Bernat et al., 1980 ; paragr. 6.2.1.2) et confirme ainsi l'attribution de cette séquence marine au maximum marin du dernier interglaciaire (Malpica et al., 1978 ; Ortlieb & Malpica, 1978).

Au sud de Puerto Libertad, les affleurements attribués à cette même transgression sont limités et se présentent sous le faciès de sables intertidaux et surtout supralittoraux, non consolidés (fig. 3.7, niveaux C2 à C5, D4 à D6, E4 et E5). Ces sables ne contiennent que de rares coquilles roulées, éparses, apportées par des marées de tempête et éventuellement remaniées par le vent (principalement coquilles de petite taille). Ainsi, à l'époque de cette transgression, au sud-est de Punta Bola, la mer formait-elle un golfe assez profond à l'intérieur des terres, et le trait de côte dans la partie méridionale de la baie de Puerto Libertad devait se situer à peu près au même endroit qu'actuellement.

Dans la partie méridionale de la baie, les sédiments littoraux reposent sur une surface d'abrasion taillée vers +4 ou +5 m, et qui présente des perforations de lithophages. Les sables littoraux, affleurant jusqu'à environ +8 m, passent vers le haut à des sédiments lagunaires à ponces flottées et à lentilles de matériel alluvial, puis à des grès dunaires probablement pénécontemporains du début de la régression marine.

3.2.1.2.1.2. Les dépôts littoraux pléistocènes anciens

La séquence littorale d'âge antérieur à la précédente comporte plusieurs types de dépôts : une série relativement homogène de grès marins grossiers, des sédiments continentaux, un ensemble de niveaux représentant un cycle sédimentaire condensé, et enfin des biohermes à huîtres.

Le niveau le mieux représenté, qui affleure à la base du talus littoral, dans la moitié méridionale de la baie de Puerto Libertad , est un grès conglomératique, infralittoral, à nombreuses huîtres et Encope sp. Au sud, vers Punta Cirio, ce grès grossier repose sur le substratum granitique (fig. 3.7, coupe F). A 2 km au nord de Punta Cirio, ces dépôts marins se superposent (et passent latéralement) à un conglomérat continental (fluviatile ?), à très rares débris coquilliers (fig. 3.7, coupe D). A proximité de Punta Cirio, le toit de ces dépôts marins est formé par un niveau

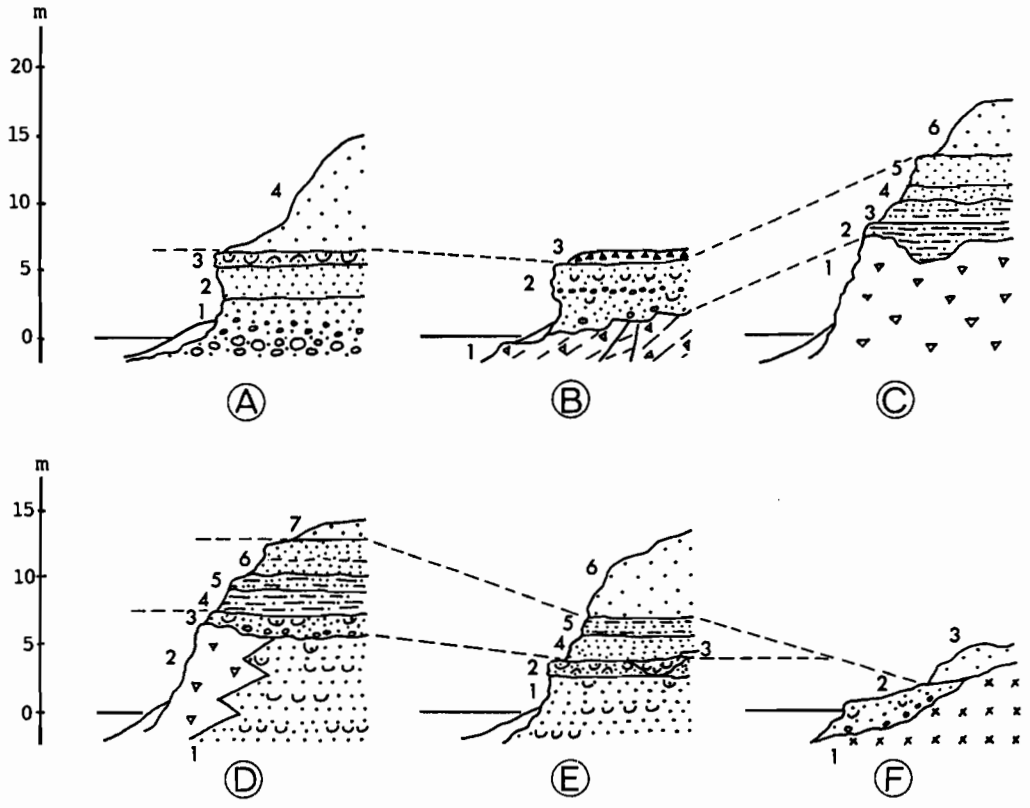


Fig. 3.7.- Coupes schématiques sériées, de dépôts littoraux quaternaires dans la baie de Puerto Libertad, (voir localisation des coupes fig. 3.6.)

Coupe A.

1- Conglomérat sableux marin, à granoclassement normal, à Chione californiensis, Melongena patula, et Muricanthus nigritus (LP 61).

2- Grès jaune peu fossilifère (LP 62).

3- Lumachelle à Tagelus californianus et Chione californiensis, à matrice de sable fin jaune (LP 64 et LU 1151).

4- Sable moyen brun clair, éolien, à rhizoconcrétions calcaires (LP 66).

Coupe B.

1- Conglomérat volcanoclastique, largement fracturé (Miocène ?).

2- Grès et graviers faiblement cimentés, gris-beige, avec passées conglomératiques à éléments arrondis), et à lits très fossilifères (Chione californiensis et Tagelus californianus prédominants) (LP 54, 55, 57, 58).

3- Sable limoneux brun-rouge, continental, à galets arrondis remaniés.

Voir suite légende ci-contre

Suite de la légende de la fig. 3.7.

Coupe_C.

1- Sables, graviers et cailloutis subanguleux, à très rares débris coquilliers (remaniés ?) (LT 908).

2- Sable limoneux fin, brun clair, à lentilles de ponces flottées (LT 909).

3- Sable limoneux beige, avec un, ou deux, lits encroûtés à la base (LT 910).

4- Sable moyen gris clair, légèrement cimenté et à rhizoconcrétions (LT 911), devenant plus consolidé au sommet (LT 912).

5- Sable fin orangé, compact, légèrement cimenté (LT 913).

6- Sable moyen beige clair, vif (LT 914).

Coupe_D.

1- Grès grossier beige, à coquilles dissoutes (Dosinia ponderosa in situ, Oliva sp., Strombus sp.) et à tests préservés de Ostrea fisheri, O. columbiensis, Encope micropora, et E. grandis (LP 69).

2- Sable graveleux continental, cf C1.

3- Séquence fluvio-marine comportant, lorsqu'elle est complète : un conglomérat à la base, puis un lit à huîtres (Ostra fisheri, O. corteziensis) et, au sommet, un grès très grossier, lité, à stratification entrecroisée et fossilifère (Argopecten circularis, Glycymeris cf maculata, Anadara sp., Strombus galeatus, et Elphidium excavatum) (LP 68, 73, LS 693, LT 916).

4- Sable lagunaire cf C2.

5- Sable lagunaire (?) cf C3.

6- Sable éolien cf C4 et C5.

7- Sable éolien vif cf C6.

Coupe_E.

1- Calcaire gréseux grossier, jaune à beige, à moules internes de Dosinia ponderosa in situ et à lits riches en Encope micropora et E. grandis (LP 70, 76, LS 691).

2- Grès, calcarénites et biocalcirudites beiges, lités, parfois conglomératiques, à bioclastes dissous et recristallisés (Polinices sp., Cypraea sp. et Strombus sp.), et à Ostrea columbiensis et O. californica (LU 1153).

3- Lumachelle à Ostrea corteziensis ; matrice conglomératique à éléments anguleux de granite (LP 74).

4- Sable grossier, lité, bien classé ou graveleux, partiellement consolidé (LQ 184).

5- Sable grossier beige, à passées limoneuses, à ponces flottées et concrétions calcaires ; quelques coquilles dispersées, de petite taille (Dosinia sp., Glycymeris maculata, Lucina sp., Trachycardium panamense, Olivella sp., Conus ximenes) ; au sommet, lit de cailloutis anguleux (LQ 183).

6- Sables dunaires beige orangé, légèrement consolidés à la base (LQ 182).

Coupe_F.

1- Substratum granitique (mésozoïque).

2- Conglomérat polygénique, à galets arrondis, et grès jaune, fossilifère, à huîtres, pectens et Encope sp., cf E1.

3- Sable dunaire récent.

fossilifère, induré, dans lequel les bioclastes sont en grande partie dissous et recristallisés (fig. 3.7, niveau E2).

A 3 km au nord de Punta Cirio, des dépôts littoraux distincts reposant sur le même conglomérat fluviatile (?), et, en partie, sur la série marine ancienne, constituent une brève séquence sédimentaire. Ce cycle transgressif condensé débute par un conglomérat continental mince, se poursuit par un lit à huîtres et à pectens, et se termine par une alternance de lits conglomératiques et de grès grossiers à stratification oblique (fig. 3.7, niveau D3). Les types de sédiments et le caractère franchement anguleux des éléments lithiques de chacun des niveaux suggèrent qu'il s'agit là d'une séquence de dépôt d'estuaire. Ces dépôts affleurant entre +5 et +7 m sont surmontés par les sédiments supralittoraux de la transgression la plus récente (fig. 3.7, niveaux D4 à D6).

En d'autres points, situés à 2 km environ au nord de Punta Cirio, on observe des chenaux d'érosion dans les grès de la série la plus ancienne ; ces chenaux sont remplis d'une lumachelle à Ostrea corteziensis (fig. 3.7, niveau E3). Ces bancs à huîtres, comme les dépôts de type estuarien mentionnés précédemment (fig. 3.7, niveau D3), sont discordants sur la série marine la plus ancienne. Ces sédiments qui présentent un état d'altération semblable à celui des grès inférieurs, ne sont pas à rattacher à la transgression la plus récente. Il s'agit probablement de dépôts mis en place à la fin de la première transgression marine, ou lors d'une transgression séparée, mais antérieure à celle du dernier interglaciaire. Dans l'un ou l'autre cas, le niveau marin a alors atteint une cote altimétrique d'environ +6 m, comparable à celle de la mer du dernier interglaciaire.

3.2.1.2.2. Playa_Santa_Maria.

C'est dans la localité de Playa Santa Maria qu'ont été observées les terrasses marines les plus élevées de la côte orientale du Golfe de Californie.

Dans cette baie, les vestiges littoraux pléistocènes les mieux représentés sont liés à une terrasse d'abrasion située à environ +4 m d'altitude et couverte de 1 à 2 m de sables fossilifères et conglomératiques. Ces dépôts littoraux sont surmontés, soit par des sables dunaires (sans discontinuité stratigraphique visible), soit par des dépôts de pente et des alluvions à éléments anguleux, eux-mêmes éventuellement couverts de sables éoliens pré-holocènes (fig. 3.8, coupes A, B et D).

La deuxième terrasse, également bien marquée par une large surface d'abrasion, est à +15 m d'altitude (fig. 3.8, coupe C). Cette surface est partiellement couverte de galets arrondis d'origine marine ; aucun fossile ou sédiment fin ne semblent être associés à ces galets littoraux. En contrebas de cette terrasse, on observe, en deux points au moins, une banquette d'abrasion, plus étroite et d'origine indubitablement littorale. Ces deux petites terrasses, situées à +10 et +12 m d'altitude, ont probablement été formées lors de fluctuations du niveau marin pénécontemporaines de la transgression de +15 m (fig. 3.8, coupes

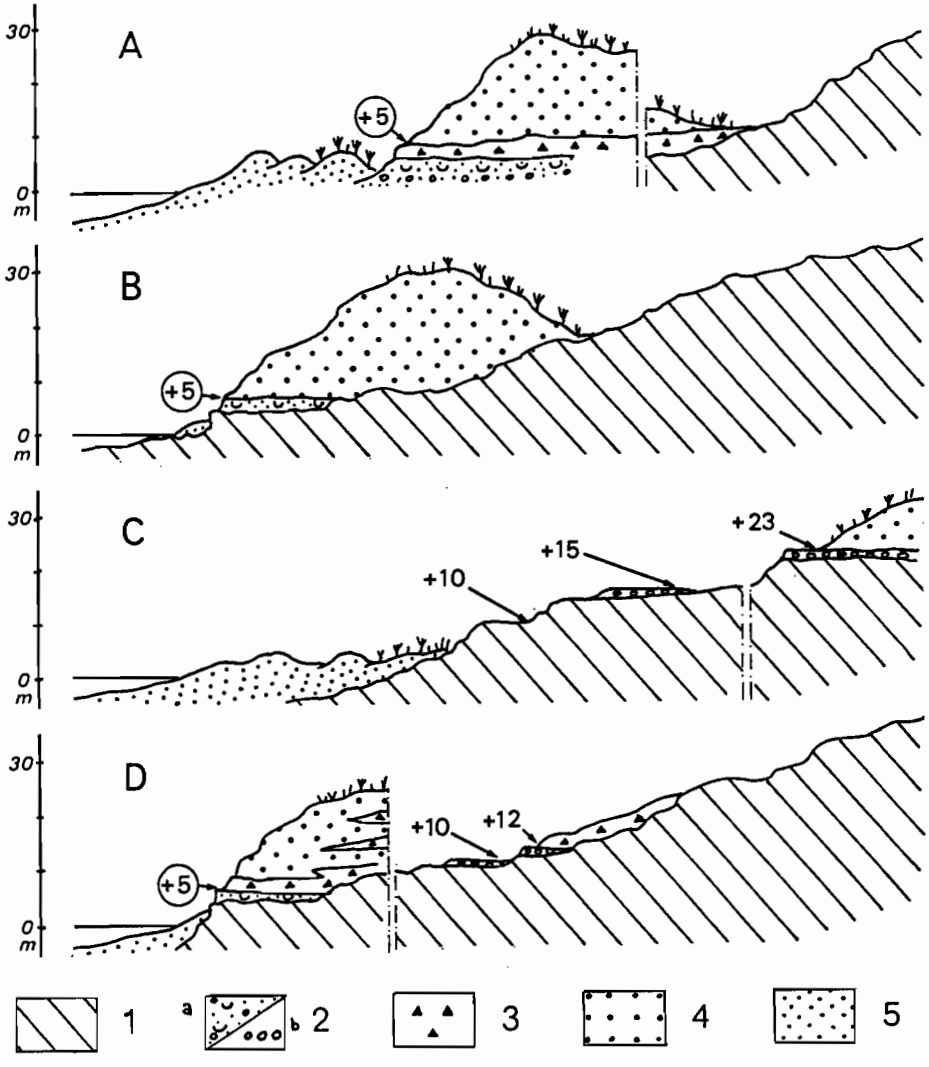


Fig. 3.8.- Coupes de dépôts littoraux quaternaires à Playa Santa Maria, au nord de Puerto Libertad, montrant la disposition des témoins de trois hauts niveaux marins pléistocènes (maxima à +5, +15 et +22 m environ). Voir localisation des coupes fig. 3.6.

1- Substratum mésozoïque (schistes). 2- Dépôts littoraux pléistocènes : a) grès et conglomérats, peu consolidés, fossilifères (Pléistocène supérieur), b) galets littoraux azoïques (Pléistocène moyen ?). 3- Alluvions et dépôts de pente (Quaternaire supérieur). 4- Dunes anciennes (Pléistocène supérieur). 5- Sables éoliens et littoraux holocènes.

C et D).

La troisième et dernière terrasse marine est à environ +23 m. Elle est également définie par une surface d'abrasion couverte de galets arrondis, en accumulation de plusieurs décimètres d'épaisseur (fig. 3.8, coupe C).

Les relations chronologiques entre ces trois terrasses ne peuvent être solidement fondées sur des arguments morphostratigraphiques. Il n'y a pas, par exemple, d'évidence de recoupement d'une terrasse par une transgression postérieure. Les sédiments sont tous faiblement cimentés, ce qui suggère qu'ils sont assez récents (Pléistocène supérieur et moyen ?) et empêche d'apprécier les degrés de consolidation ou d'altération relative des dépôts. On suppose néanmoins que la terrasse la plus basse, qui est généralement couverte de sables dunaires peu consolidés, et qui se trouve dans une position plus proche du trait de côte que les autres restes littoraux, est la plus récente.

On peut penser, en effet, que si le niveau marin avait atteint +15 m ou +23 m après le dépôt des sables dunaires, ceux-ci auraient été facilement érodés. Le grand nombre d'affleurements de dépôts littoraux associés à la basse terrasse de +5 m, tant dans cette petite baie que dans l'ensemble de la région orientale du Golfe de Californie, constitue un autre argument en faveur d'un âge relativement plus récent pour la basse terrasse.

Le fait que les terrasses plus élevées, de +15 et +23 m, aient été formées avant le dépôt de la basse terrasse, expliquerait qu'elles soient beaucoup moins bien préservées de l'érosion, et qu'on ne les observe pas plus souvent le long de la côte.

L'absence de dépôts fossilifères marins reposant sur les terrasses d'abrasion de +15 et +23 m peut être imputée à une érosion ultérieure et/ou au fait que la phase de haut niveau marin a été très brève. Le niveau marin se serait élevé et maintenu vers +15 et +23 m suffisamment longtemps pour permettre la formation de terrasses d'abrasion, mais pas assez cependant (moins que durant l'épisode de +5 m) pour que les sédiments aient pu s'accumuler. Cette dernière hypothèse m'a conduit (Ortlieb, 1981c ; Gastil & Ortlieb, 1981) à envisager une relation entre ces hautes terrasses et d'éventuelles courtes phases de haut niveau marin, consécutives à des "surges" antarctiques (Hollin, 1972, 1980), c'est-à-dire de brusques fontes de glace capables d'élever rapidement le niveau de la mer.

3.2.1.2.3. Playa Lobitos

Dans la baie de Playa Lobitos, des témoins de trois phases de hauts niveaux marins ont été reconnus. Les restes les mieux conservés et les plus nombreux sont ceux d'une transgression marine pléistocène correspondant à un niveau de la mer de +5 ou +6 m (fig. 3.9). Le bord interne de la surface d'abrasion de cette terrasse est à +5,5 m environ.

Les sédiments associés à cette terrasse sont des sables non cimentés à galets et graviers arrondis et à coquilles roulées de Oliva sp.,

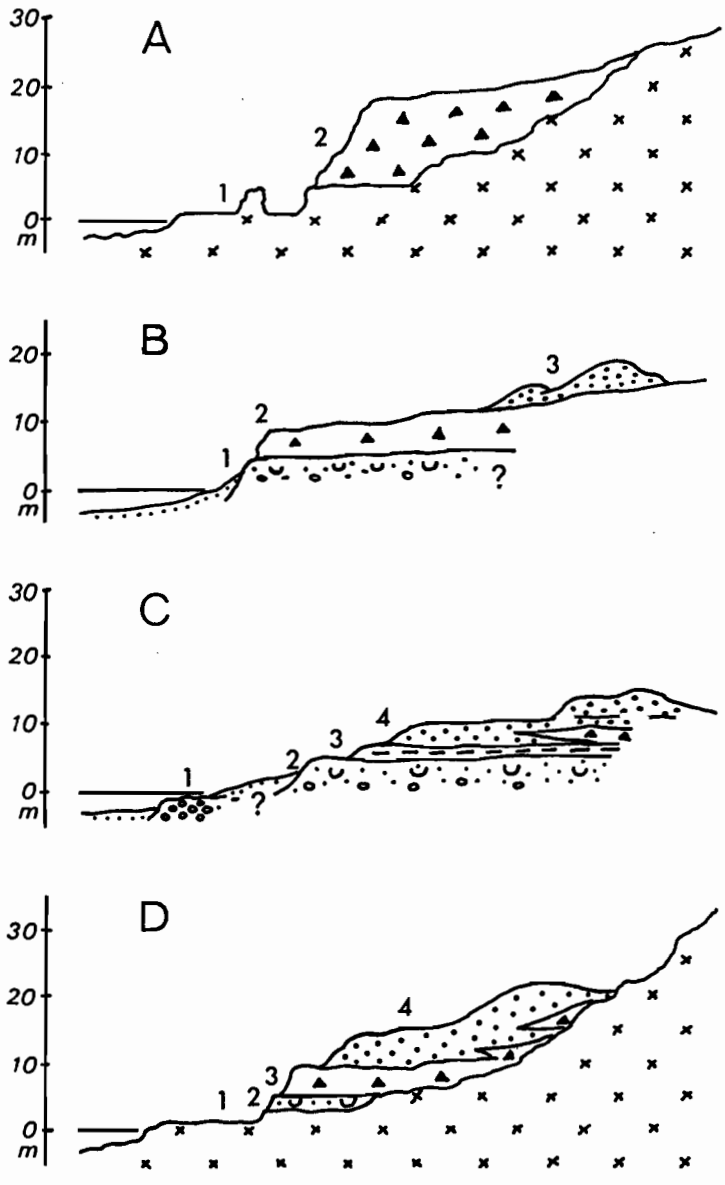


Fig. 3.9.- Coupes schématiques des dépôts quaternaires dans la baie de Playa Lobitos, au nord-ouest de Puerto Libertad. Voir localisation des coupes fig. 3.6.

Coupe A : 1- Substratum granodioritique ; 2- Alluvions et dépôts de pente.

Coupe B : 1- Sables et conglomérats littoraux ; 2- Alluvions et dépôts de bajada ; 3. Sables dunaires holocènes.

Coupe C : 1- Conglomérat très induré, marin (LU 1150) ; 2- Graviers littoraux à coquilles roulées (Glycymeris sp. prédominant) (LT 918) ; 3- Sable mal classé, lagunaire (LT 919) ; 4- Sable dunaire non consolidé (LT 921).

Coupe D : 1- Substratum granodioritique ; 2- Sables et conglomérats littoraux ; 3- Alluvions et dépôts de pente ; 4- Sables dunaires cimentés avec interstratification de dépôts de pente.

Glycymeris sp., etc. ; ils sont couverts de dépôts de pente, eux-mêmes surmontés de sables dunaires anciens ou holocènes (fig. 3.9, coupes B, C et D). Au centre de la baie, les dépôts littoraux sableux passent progressivement, vers le haut, à des sables limoneux de type lagunaire (fig. 3.9, niveau C3) ; au-dessus, et apparemment en continuité de sédimentation, affleurent des sables dunaires semi-consolidés (fig. 3.9, niveau C4)

Les coupes du talus littoral, dans l'ensemble de la baie de Playa Lobitos, confirment donc que la dernière transgression marine pléistocène dans la région correspond à un haut niveau marin de +6 m environ.

Aux extrémités de cette baie, une autre surface d'abrasion plus récente (?) a été observée au niveau des hautes eaux actuelles ; cette surface, légèrement plus élevée que les surfaces d'abrasion sub-actuelles habituellement observées sur la côte de Sonora, est probablement d'âge pré-holocène.

Le troisième témoin de haut niveau marin pléistocène est un conglomérat très fortement induré (fig. 3.9, niveau C1), affleurant uniquement dans la zone de l'estran au centre de la baie, et sous-jacent aux dépôts littoraux susmentionnés. Ce conglomérat à éléments infracentimétriques renferme quelques débris coquilliers totalement recristallisés, des fragments de pectens et d'échinodermes, et de rares moules internes de Chione sp. Il s'agit là d'un dépôt littoral certainement antérieur aux autres sédiments marins décrits dans cette baie, et que l'on propose de rattacher au même cycle (au sein du Pléistocène moyen ?) que les dépôts inférieurs de la partie méridionale de la baie de Puerto Libertad.

Enfin, on ajoutera qu'aucune des hautes terrasses visibles à Playa Santa Maria, (quelques kilomètres plus au nord) n'a été observée à Playa Lobitos.

3.2.1.3. Interprétations chronostratigraphiques

La région de Puerto Libertad est, sur la côte orientale de Golfe de Californie, celle qui présente le plus de témoins de hauts niveaux marins pléistocènes.

La transgression du dernier interglaciaire, datée par une mesure radiochronologique (118 ± 17 ka), y a laissé de nombreux dépôts, dont ceux qui affleurent immédiatement au nord-ouest de Puerto Libertad. Dans les différentes localités de la région, la trace du niveau marin maximal de cette transgression se situe vers +6 m d'altitude.

Les restes d'une transgression marine antérieure, attribuable au Pléistocène moyen, affleurent largement dans le sud de Bahia Libertad, ainsi qu'en un point de Playa Lobitos. La position du niveau de la mer au maximum de cette transgression reste inconnue du fait de l'érosion du toit des dépôts (notamment lors du haut niveau marin de +6 m du dernier interglaciaire).

Plusieurs autres témoins de hauts niveaux marins pléistocènes posent des problèmes d'interprétation chronostratigraphique. C'est ainsi que l'on ignore la position chronologique des trois terrasses d'abrasion de +10 (et/ou

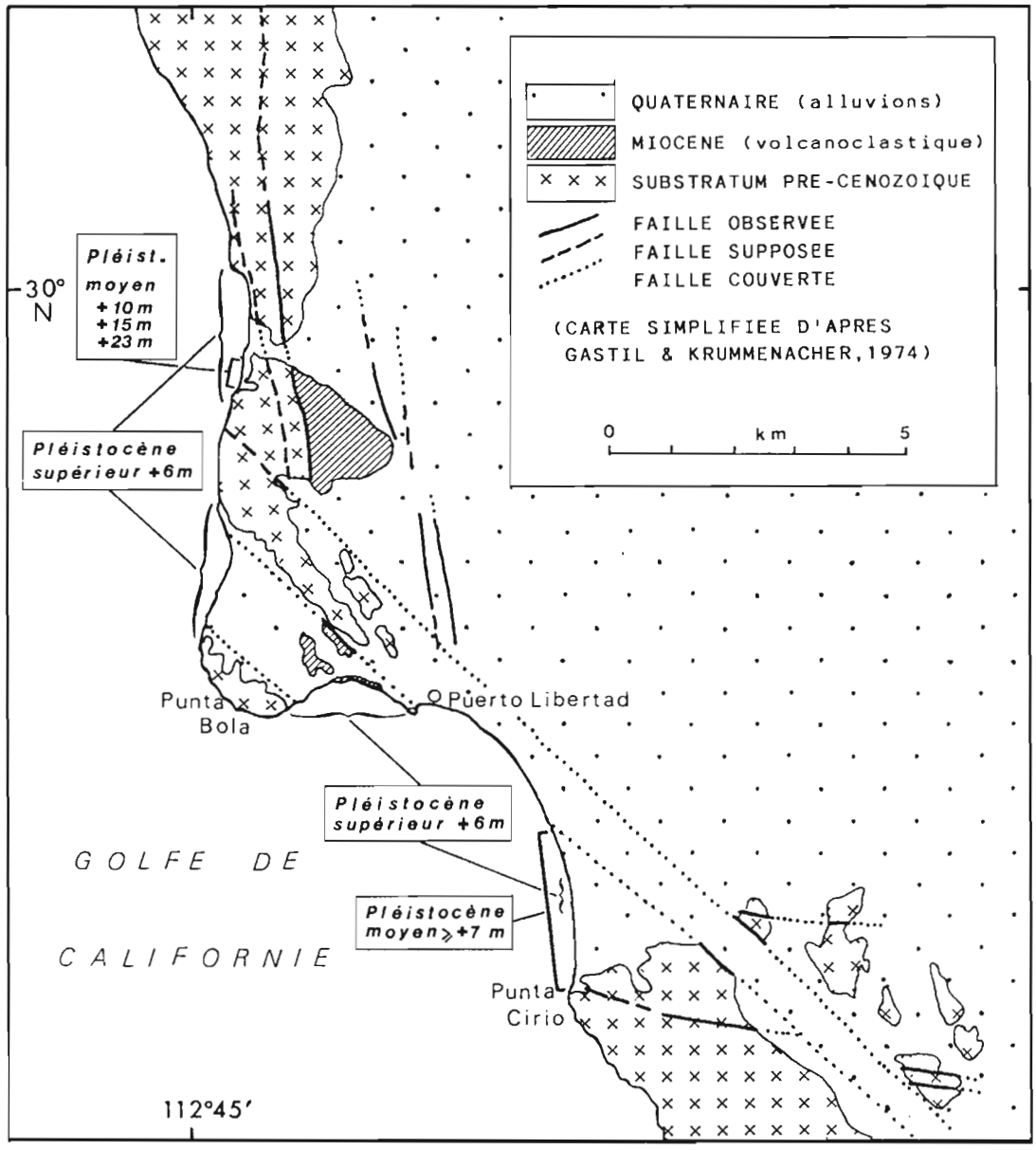


Fig. 3.10.- Carte géologique simplifiée de la région de Puerto Libertad (modifiée selon Gastil & Krummenacher, 1974b), montrant les principales failles et l'altitude des lignes de rivage pléistocènes observées.

+12), +15 et +23 m de Playa Santa Maria. Ces terrasses, sans dépôts fossilifères, pourraient avoir été formées lors de périodes de courte durée, ne correspondant pas nécessairement à des épisodes interglaciaires distincts. Le fait que ces témoins de hauts niveaux marins n'aient pas été identifiés ailleurs, sur la côte orientale du golfe, permet de supposer qu'ils sont antérieurs à la transgression du dernier interglaciaire dont les restes sont bien marqués dans le paysage. Un autre dépôt littoral, d'âge mal défini, affleure entre les témoins de la transgression du Pléistocène moyen (?) mentionnée ci-dessus et ceux du dernier interglaciaire, dans le sud de Bahia Libertad ; le dépôt en question, contemporain d'une phase de haut niveau marin de plus de +6 m, constitue peut-être un témoin de l'une des transgressions mises en évidence à Playa Santa Maria.

D'un point de vue néotectonique, on retiendra qu'aucun mouvement vertical notable ne semble s'être produit depuis le dernier interglaciaire puisque les restes de cette ligne de rivage sont à une altitude constante de +6 m. Cependant, il est possible que le réseau de failles orientées N-S et NW-SE qui affecte les séries volcanoclastiques miocènes (Gastil & Krummenacher, 1974a, 1974b) ait rejoué au Pléistocène (fig. 3.10). Une légère surrection de la zone de Playa Santa Maria, à la fin du Pléistocène moyen, pourrait expliquer la présence, dans cette localité, des terrasses marines pléistocènes les plus élevées de la côte orientale du Golfe de Californie.

3.2.2. La région de Tepopa et de Desemboque del Rio San Ignacio

La région de Tepopa (fig. 3.11 et 3.14) a conservé les restes d'au moins deux transgressions pléistocènes. L'interprétation chronostratigraphique de ces dépôts littoraux a été compliquée par des problèmes géochronologiques propres à chacune des trois méthodes employées : radiocarbone, déséquilibre U/Th et racémisation des acides aminés. Ces difficultés ont justifié des études géomorphologiques, stratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques, plus détaillées que sur le reste de la côte de Sonora central.

3.2.2.1. Présentation de la région

La région de Tepopa réunit tous les types d'environnements littoraux caractéristiques de la côte de Sonora central (paragr. A5.4) : des tronçons de côte rocheuse à falaise littorale (Punta Tepopa), des piémonts et bajadas entaillés par la mer holocène (à l'ouest de la Sierra Bacha, los Paredones), un delta de grande taille (embouchure du rio San Ignacio), une lagune à mangrove (Laguna Sargento) limitée par différents types de flèches littorales, une playa au centre d'un bolson, et enfin un système complexe de dunes côtières.

Le delta du rio San Ignacio a été construit depuis le Pléistocène moyen, par des alluvions provenant d'un vaste bassin versant situé à l'est des sierras Tordilla (=Bacha) et Seri (fig. 3.11). Il a été recouvert, durant le Quater-

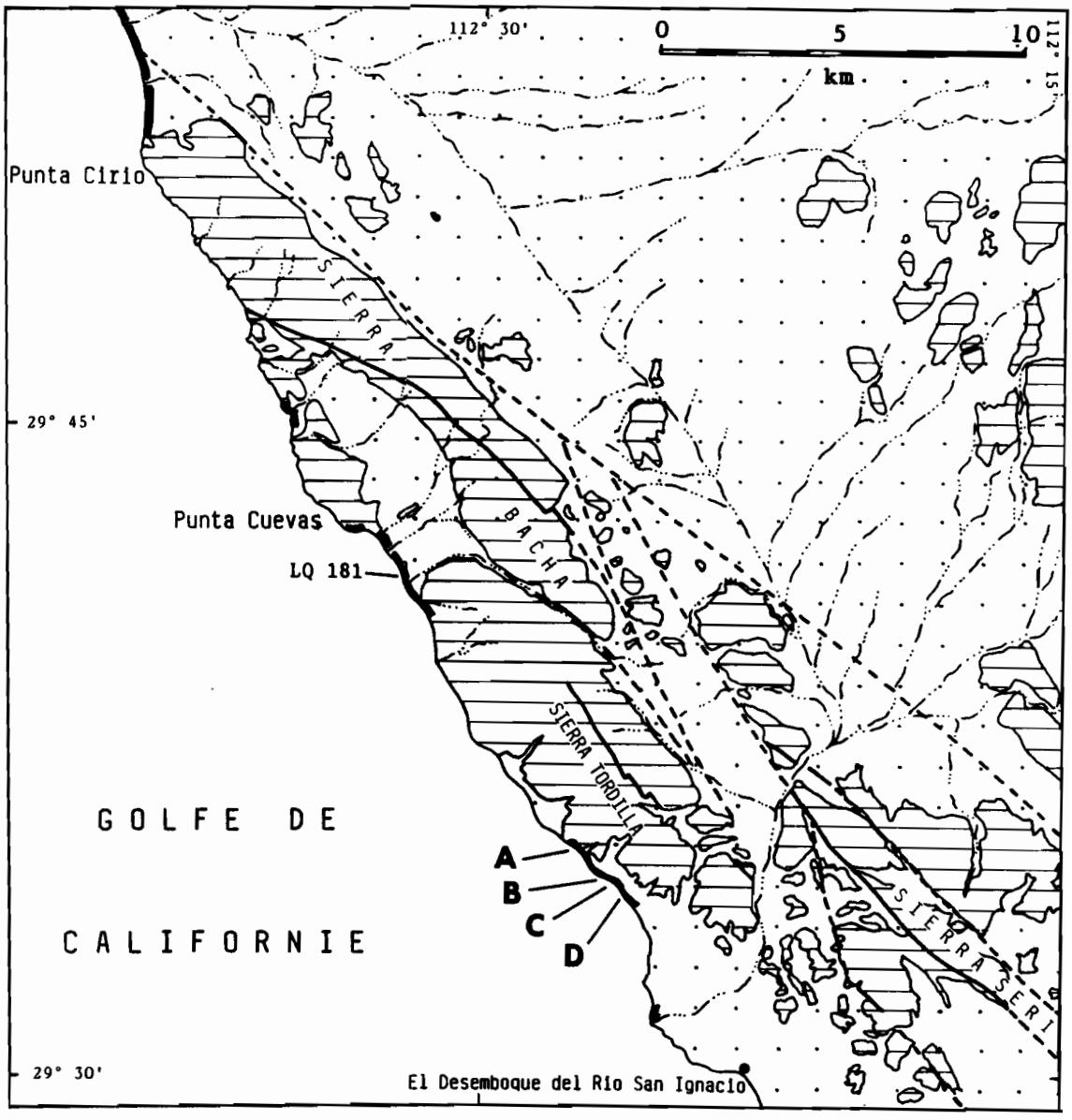


Fig. 3.11. - Localisation des dépôts littoraux pléistocènes étudiés à Punta Cuevas (LQ 181) et au nord de l'embouchure du rio San Ignacio (coupes A à D, voir fig. 3.12). Contours géologiques (dépôts quaternaires en pointillés) et principales failles, selon Gastil & Krummenacher, 1974b).

naire supérieur, de sables éoliens se présentant sous diverses formes: dunes littorales, manteau superficiel, dunes fixées et érodées (paragr. A5.4.1.3). Actuellement, les apports du rio San Ignacio sont très réduits, au point que le delta peut être considéré comme inactif.

En amont de l'embouchure du rio San Ignacio, la plaine alluviale se raccorde aux amples bajadas qui couvrent la base des sierras Tordilla et Seri. Au nord du delta du rio San Ignacio, le trait de côte recoupe la bajada du sud-ouest de la Sierra Tordilla ; le talus littoral ainsi formé, de 10 à 20 mètres de haut, permet d'observer en coupe les restes de deux transgressions marines pléistocènes (fig. 3.12 et 3.13). Au sud du rio San Ignacio, la bajada de la Sierra Seri présente tous les caractères typiques de cette forme de relief (Helgren & Bahre, 1980 ; paragr. A5.4.1.1). A la latitude de la dépression de Tepopa, au centre du bolson, cette bajada se prolonge par des playas, (improprement) dénommées "laguna Tepopa" (=Tepoca ; Lecolle & Ortlieb, 1978 ; Lecolle, 1980a ; Helgren & Bahre, 1981), tandis que plus au sud, elle est entaillée par la mer (Los Paredones, =falaises) (fig. 3.14).

Le Cerro Tepopa est presqu'entièrement entouré d'accumulations détritiques, certaines constituant de simples accumulations de dépôts de pente et des cônes torrentiels peu consolidés, et les autres, plus évoluées, formant de véritables bajadas (flanc oriental).

Les dépôts fluviatiles les plus anciens de la région sont des conglomérats, fortement cimentés, à éléments grossiers, de plusieurs dizaines de mètres de puissance, observés dans la Sierra Seri (au-dessus de la bajada) ; ces dépôts, faillés, semblent appartenir à trois unités distinctes d'âge pléistocène inférieur (?) (Gastil & Krummenacher, 1977 ; Helgren & Bahre, 1981) ou pliocène.

La baie au nord de Punta Tepopa est bordée par un système dunaire multiphasé comprenant un cordon holocène et plusieurs ensembles de dunes pléistocènes. Le cordon dunaire récent, formé de sable vif et bien développé au sud du delta du rio San Ignacio, s'amenuise vers le sud de la baie, au fur et à mesure qu'augmente la granulométrie des éléments de l'estran. Ce cordon holocène s'adosse sur des dunes anciennes disposées soit en cordon littoral, soit en massifs à structures longitudinales (lobes dirigés vers le sud-ouest) ou transversales (rides orientées NE-SW ou ENE-WSW) ; ces édifices éoliens plus anciens sont formés de sables brun clair ou orangés, légèrement cimentés. Le centre de la dépression de Tepopa a été, en partie, couvert par des dunes orientées NW-SE et présentant des rides transversales N-S à WNW-ESE ; ces dunes fixées ont été mises en place postérieurement à la dernière invasion laguno-marine du Pléistocène supérieur (Lecolle & Ortlieb, 1978).

Des accumulations sableuses plus récentes (holocènes) entourent l'Estero (=Laguna) Sargento. Cette lagune littorale à mangrove, limitée au nord par de vastes platiers d'inondation, est bordée au sud par une longue flèche littorale sableuse, un tombolo (Punta Sargento) et un cordon littoral à galets. Les principaux aspects morphologiques et sédimentologiques de l'Estero Sargento ont été décrits par Nichols (1965), Sherwin (1971) et Lancin (1979,

1985).

3.2.2.2. Les dépôts littoraux pléistocènes

3.2.2.2.1. La côte de la Sierra Bacha

3.2.2.2.1.1. L'extrémité septentrionale du delta du rio San Ignacio

Au nord du delta du rio San Ignacio, la Sierra Tordilla (= Bacha) est séparée de la côte par un piémont régulièrement incliné ; à l'endroit où le socle granodioritique de la Sierra Tordilla atteint le rivage (fig. 3.11), la roche est entaillée par une ancienne surface d'abrasion marine, à +4 ou +5 m d'altitude. Cette surface supporte un conglomérat grossier, faiblement consolidé, à faune roulée, d'un mètre de puissance, et recouvert de plusieurs mètres de dépôts de bajada (coupe A, fig. 3.12).

Deux kilomètres au sud de cette localité, s'observe la superposition de deux séquences de dépôts littoraux pléistocènes. La série supérieure, équivalent latéral du dépôt de terrasse évoqué ci-dessus, repose soit sur des grès et conglomérats littoraux, cimentés, à coquilles dissoutes ou recristallisées (sauf huîtres et échinodermes), soit sur des alluvions anciennes. Ces deux unités marines correspondent à deux transgressions distinctes, séparées par un épisode de sédimentation alluviale, et ne constituent pas les restes de fluctuations du niveau marin lors d'une même transgression.

Les dépôts littoraux les plus récents se distinguent des autres par une cimentation moins complète, une relative préservation des coquilles de mollusques aragonitiques, une moindre dissolution des bioclastes, et une couleur distincte (beige, non jaunâtre).

Un problème se pose pour l'attribution, à l'une ou à l'autre (ou à chacune) des deux séries de biohermes à Ostrea fisheri (et Ostrea corteziensis ?). Selon l'interprétation retenue dans la fig. 3.12, certains de ces biohermes, plus fortement cimentés, seraient antérieurs à la seconde transgression, tandis que d'autres biohermes comportant une matrice sableuse fine, peu indurée, seraient inclus dans les dépôts littoraux de la séquence la plus récente (coupes C et D).

La position morphostratigraphique d'une formation de grès de plage (ou d'éolianite ?) (niveau B3, fig. 3.12), au sommet de l'estran actuel est également incertaine ; compte tenu de sa position morphologique, il est probable que ce dépôt doive être rattaché à la séquence supérieure, voire à une phase ultérieure de haut niveau marin (stade isotopique 5c ou 5a du dernier interglaciaire, ou encore interstade wisconsinien ?).

Une datation radiométrique U/Th de test de Dosinia ponderosa de l'unité marine la plus récente (LP 49) a livré un âge apparent de 93 ± 13 ka (Bernat et al., 1980 ;

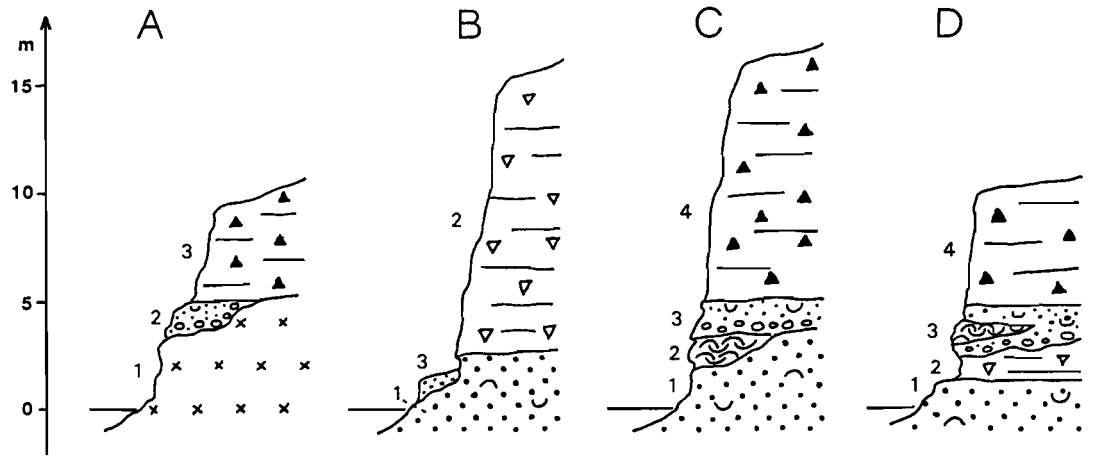


Fig. 3.12. - Coupes schématiques de dépôts littoraux quaternaires située au nord du delta du Rio Ignacio (voir localisation des coupes fig. 3.11).

Coupe_A :

1- Substratum granodioritique mésozoïque.

2- Galets et blocs subarrondis et sables à coquilles roulées.

3- Dépôts de bajada, beiges, irrégulièrement stratifiés,

Coupe_B :

1- Grès conglomératique cimenté, beige-jaunâtre, à bioclastes dissous et moules internes de lamellibranches (avec valves en connexion anatomique) (Trachycardium sp. notamment) et de gastéropodes ; quelques fragments d'huîtres (Ostrea corteziensis) et de pectens (Pecten vogdesi, Argopecten circularis) (LP 48).

2- Alluvions et dépôts de bajada gris-vert.

3- Grès grossier à ciment calcaire, beige rosé, finement stratifié (type grès de plage ou éolianite), à bioclastes partiellement dissous (LP 47).

Coupe_C :

1- Grès conglomératique et calcarénite, beige-jaunâtre, à débris et coquilles entières de mollusques qui sont soit dissous et remplis de calcite secondaire (Codakia distinguenda, Glycymeris sp.) soit préservés (pectens et huîtres) (LP 43 et 46) ; à la base, conglomérat à éléments arrondis de taille centimétrique à décimétrique.

2- Lumachelle à Ostrea fisheri et rares Encope grandis, à matrice de calcaire gréseux et conglomératique (LU 1107).

3- Grès et conglomérat légèrement cimentés, fossilifères, à coquilles fréquemment roulées, en voie de dissolution (Glycymeris sp., Dosinia ponderosa, Trigoniocardia biangulata, Chione sp., Trachycardium sp., Conus sp., Polinices recluzianus et P. bifasciatus, etc.) (LP 49 et 50).

4- Alluvions et dépôts de bajada, fins, beige clair.

Coupe_D :

1- Calcarénites et grès conglomératiques, jaunâtres (cf C1 et B1).

2- Alluvions à éléments anguleux (cf B2).

3- Grès et conglomérat fossilifères, beiges, peu consolidés (cf C3), contenant un bioherme à Ostrea fisheri de très grande taille (LU 1108).

4- Alluvions et dépôts de bajada, fins, beige clair (cf C4).

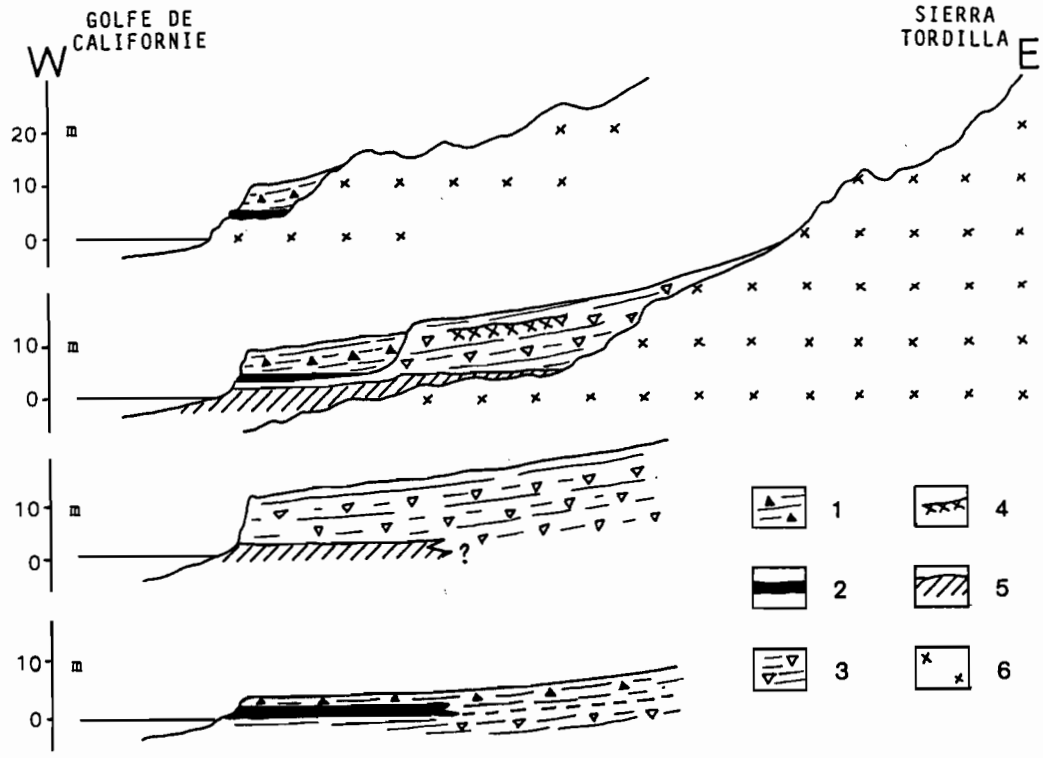


Fig. 3.13. - Coupes interprétatives du piémont de la Sierra Tordilla, immédiatement au nord du delta du Rio San Ignacio.
1- Bajada du Pléistocène supérieur ; 2- Dépôts littoraux du dernier interglaciaire ; 3- Bajada de la fin du Pléistocène moyen ; 4- Encroûtement calcaire ; 5- Dépôt littoral du Pléistocène moyen ; 6- Subtratum mésozoïque.

paragr. 6.2.1.2.). Deux analyses aminostratigraphiques confirment que des tests de ce niveau sont probablement d'âge Pléistocène supérieur (paragr. 7.1.2.2). Si ces dépôts datent du Pléistocène supérieur, il est vraisemblable qu'ils appartiennent à la phase de plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (120 ? ka).

Les alluvions et dépôts de pente qui surmontent chacune des séries littorales marines sont sédimentologiquement semblables. Les alluvions les plus récentes, sus-jacentes aux dépôts littoraux supérieurs sont néanmoins un peu plus fines, et d'une couleur beige rosé, alors que les alluvions plus anciennes ont des teintes verdâtres. D'autre part, les alluvions anciennes sont apparemment les seules à comporter, localement, des niveaux fortement encroûtés témoignant de phénomènes pédogénétiques intenses (fig. 3.13).

L'unité marine la plus ancienne de cette région est attribuée au Pléistocène moyen, sans que l'on soit en mesure de préciser s'il s'agit de l'avant-dernier interglaciaire ou d'une phase antérieure de haut niveau marin.

3.2.2.2.1.2. Punta_Cuevas.

Au cap situé immédiatement à l'ouest du campement de pêcheurs de Punta Cuevas (fig. 3.11), plusieurs restes d'un haut niveau marin ont été identifiés à +6 m environ. Ces témoins d'une transgression récente sont des banquettes d'abrasion littorale, irrégulièrement couvertes de matériel arrondi, non cimenté.

La baie qui s'étend sur plusieurs kilomètres au sud de Punta Cuevas, est bordée par un talus littoral, de plusieurs mètres de hauteur, recoupant le piémont de la Sierra Bacha. La base du talus est formée soit de sédiments volcanoclastiques miocènes, soit de granodiorite ou de granite mésozoiques, soit encore d'alluvions anciennes consolidées. Ces roches du substratum sont recoupées par une surface d'abrasion, à environ +5 m, qui supporte de minces dépôts littoraux marins, et, au-dessus, des alluvions et dépôts de bajada de plusieurs mètres de puissance.

Les sédiments littoraux comportent essentiellement des galets arrondis, quelques coquilles roulées et une matrice sableuse fine. Les dépôts continentaux sus-jacents aux sédiments marins, ou reposant directement sur la surface d'abrasion, sont formés de galets fluviatiles, de cailloutis anguleux, et de sables et limons, de teinte brun-rouge à beige.

Un ressaut topographique, dans le piémont à l'est du trait de côte, à une vingtaine de mètres d'altitude, marque le sommet de la paléofalaise formée lors de la transgression dont on observe les restes à environ +5 m ; cette paléofalaise a été ultérieurement ennoyée par la sédimentation d'alluvions plus récentes.

Cette transgression marine, à laquelle on rattache aussi bien les banquettes d'abrasion littorale situées vers +6 m que les dépôts conglomératiques observés en coupe dans le talus côtier de la baie, semble devoir être corrélée avec la dernière phase de haut niveau marin du Pléistocène.

Une datation U/Th effectuée sur un test de Dosinia ponderosa (LQ 181) d'un des affleurements de sédiments littoraux de la partie centrale de la baie a fourni un âge apparent de 181 ka (Bernat et al., 1980 ; paragr. 6.2.1.2) ; la présence de calcite dans cet échantillon et certaines données radiochimiques rendent cependant ce résultat radiochronologique peu fiable. Deux analyses aminostratigraphiques (dans deux laboratoires distincts) d'échantillons de coquilles de la même localité LQ 181 me conduisent à attribuer ce dépôt au Pléistocène supérieur (équilibre racéemique non atteint, paragr. 7.1.2.2). Je considère donc que les principaux restes de dépôts littoraux pléistocènes de cette région de Punta Cuevas sont ceux du maximum marin du dernier interglaciaire.

A 4 km au nord de Punta Cuevas (seul point de la côte facilement accessible, par terre, entre Punta Cuevas et Punta Cirio), aucun dépôt littoral pléistocène n'a été préservé. Cependant, des restes de terrasses d'abrasion, simplement recouverts d'un voile d'éboulis récent, sont visibles dans la partie septentrionale de la baie. Ces banquettes d'abrasion témoignent de la position d'un niveau de la mer, probablement assez récent, vers +5 m d'altitude, et constituent un point de contrôle des corrélations latérales entre les régions de Puerto Libertad et de Tepopa-Desemboque.

3.2.2.2.2. La région de Tepopa

3.2.2.2.2.1. Introduction

Au sud de l'embouchure du rio San Ignacio, la région de Tepopa a conservé une grande variété de dépôts littoraux pléistocènes qui, tous, pourraient dater du Pléistocène supérieur, voire de la seule transgression du maximum marin du dernier interglaciaire. Cette interprétation n'est pas tirée de données géochronologiques qui, au contraire, semblent indiquer qu'il y a eu au moins deux phases de haut niveau marin au Pléistocène supérieur, l'une couvrant la dernière période interglaciaire (120-80 ka), et l'autre la phase du dernier interstade chaud (33-25 ka). L'interprétation proposée ici repose sur une étude détaillée de l'ensemble des sédiments du Quaternaire supérieur de la région.

Les études sédimentologiques et paléontologiques réalisées dans la région de Tepopa ont fait l'objet de plusieurs collaborations (au sein du programme GEOCORTEZ Orstom-U.N.A.M.). Dans la mesure où ces travaux ont donné lieu à des thèses et de nombreuses publications (Ortlieb, 1978a, 1979c, 1984a ; Lecolle & Ortlieb, 1978 ; Lecolle et al., 1978 ; Malpica et al., 1978 ; Ortlieb & Malpica, 1978 ; Lecolle, 1980a, 1980b ; Luna-Guerin & Gonzalez- Gonzalez, 1981 ; Luna, 1981 ; Gonzalez, 1982 ; Gonzalez et al., 1984), je ne présenterai ici que l'essentiel des données permettant de retracer l'histoire des variations du niveau marin au Quaternaire en distinguant trois régions : la baie de Tepopa (en y incluant l'embouchure du rio San Ignacio), la côte du Cerro Tepopa, et la playa Tepopa.

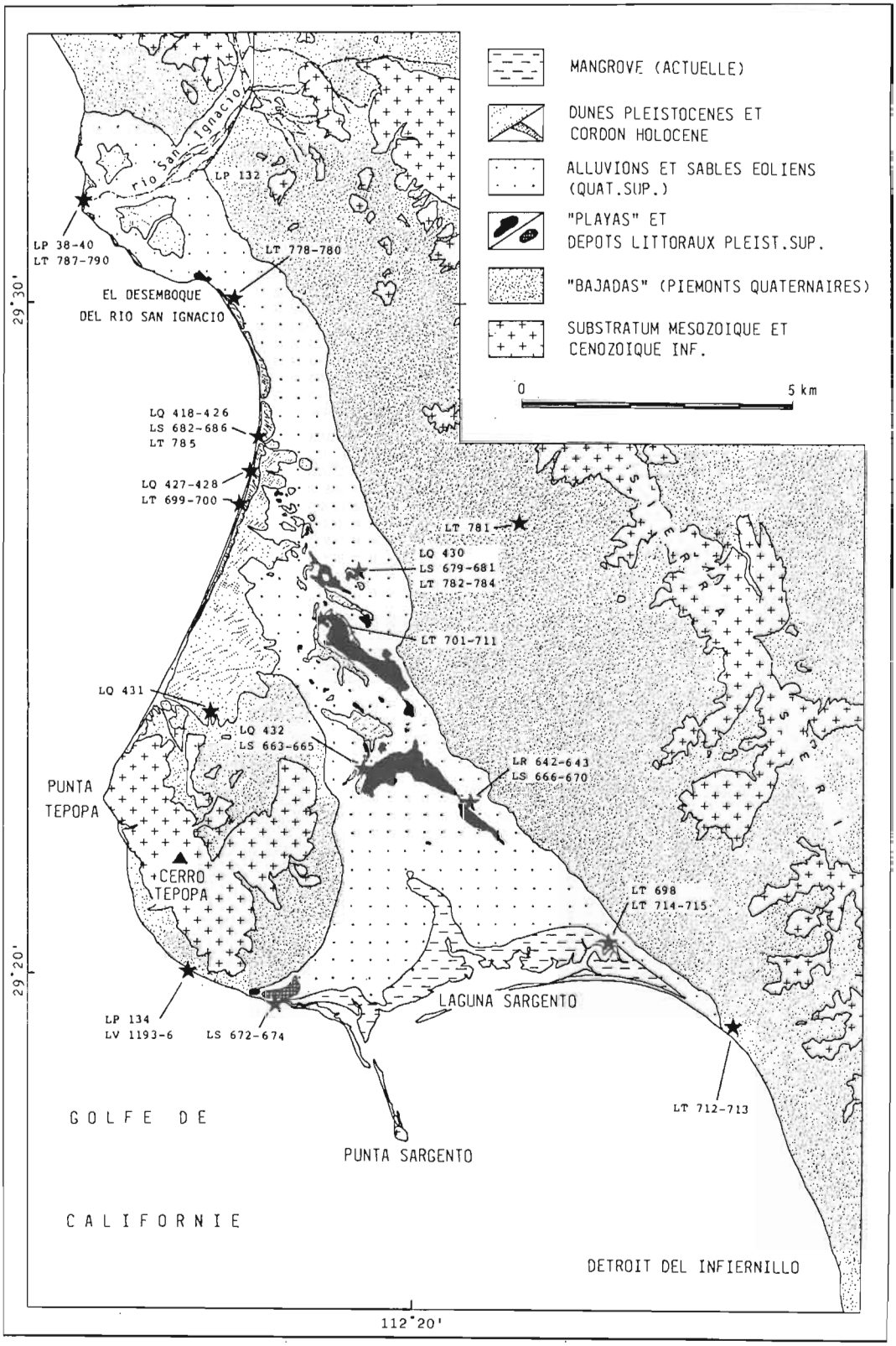


Fig. 3.14.- La région de Tepopa : grandes unités morphologiques et localisation des échantillons sédimentologiques et paléontologiques étudiés (Fig. 3.18, tabl. A6.2-G à Q).

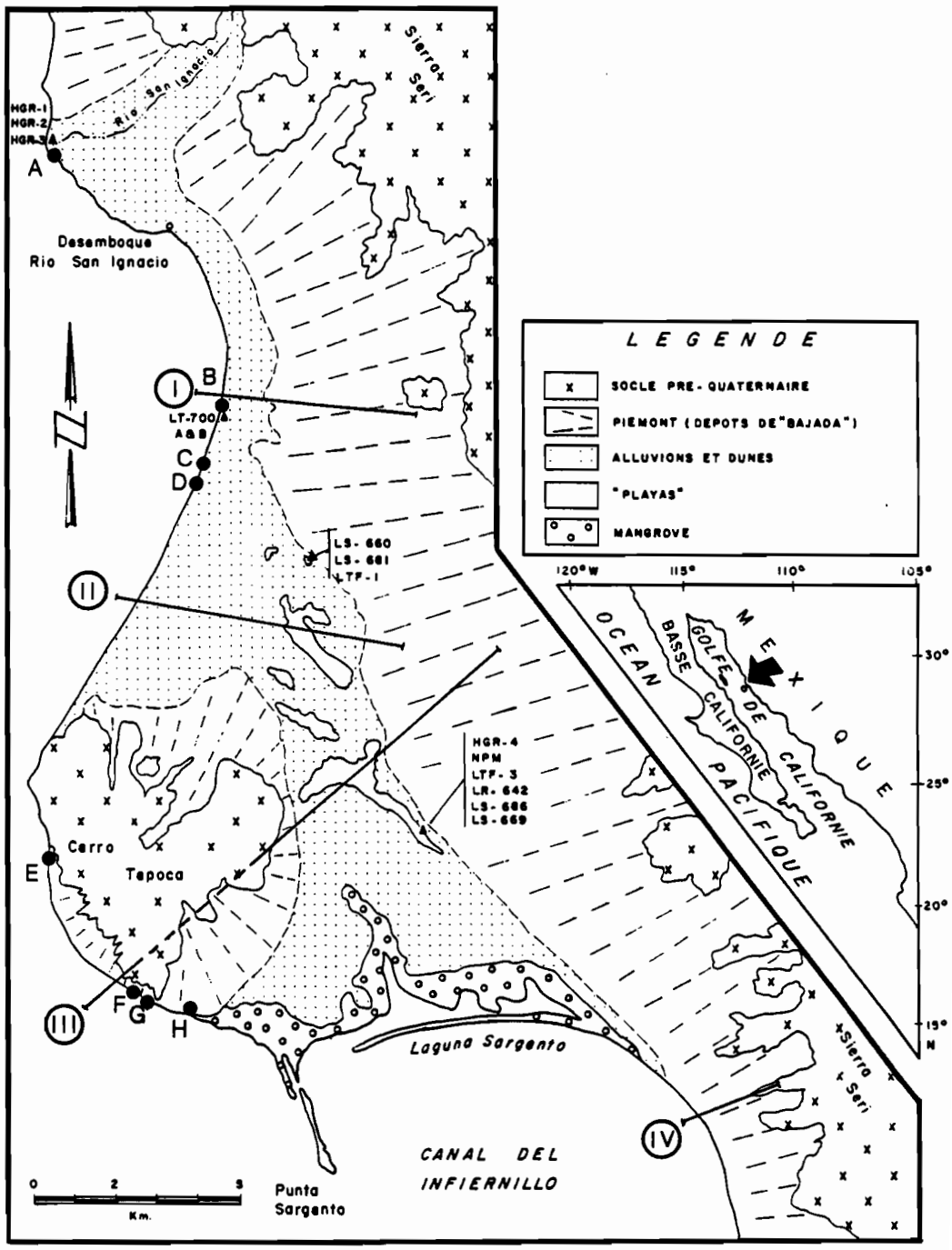


Fig. 3.15. - Localisation des profils étudiés (I à IV, fig. 3.17), de coupes stratigraphiques (A à H, fig. 3.16) et d'échantillons de coquilles datées par radiocarbone (tabl. 3.1), dans la région de Tepopa.

3.2.2.2.2.2. La baie de Tepopa

Au nord de la baie de Tepopa, à l'embouchure du rio San Ignacio (fig. 3.14 et 3.15), est préservée une séquence de dépôts littoraux débutant par un conglomérat fossilifère et coiffée par des sables éoliens holocènes (fig. 3.16, coupe A). Au dessus du conglomérat, de faciès infralittoral (et estuarien), se succèdent plusieurs lits de sables littoraux indiquant que le niveau marin a au moins atteint la côte + 3 m. Trois tests fossiles prélevés dans le conglomérat basal de la séquence (R. White, comm. pers, 1976) ont fourni des âges apparents ^{14}C de 29 550 ±1115 ; 26 770 ± 525 et supérieur à 42 000 ans B.P. (Richards, 1973 ; tabl. 3.1) ; ces âges radiométriques (y compris les deux âges apparents les plus récents) sont probablement des âges minimaux.

Au sud du delta du rio San Ignacio et du village de El Desemboque, le talus littoral, de plusieurs mètres de haut, offre une longue coupe de dépôts marins, lagunaires, alluviaux et dunaires (fig. 3.16, coupes B, C et D). La base de cette séquence, qui n'est pas toujours visible, est formée de grès et calcarénites, cimentés de façon irrégulière, à faune littorale ; cette unité correspondant à des sables d'estran indique que le niveau marin a atteint, ou dépassé, une altitude d'au moins +2 m.

Le reste du talus côtier montre la superposition de plusieurs unités de sables limoneux et argileux d'origine alluviale et lagunaire, de sédiments fluviatiles à éléments grossiers, et de sables éoliens appartenant à trois générations ; la présence de sédiments déposés en milieu aqueux continental (lagunes, rivières, etc.), à des altitudes atteignant +6 ou +7 m, suggère, d'une part qu'il existait une barrière physique (cordon dunaire, par exemple) à l'ouest du trait de côte actuel, et d'autre part que le niveau marin a pu se trouver à une altitude légèrement supérieure aux +2 m mentionnés ci-dessus.

Deux dates ^{14}C ont été obtenues sur des coquilles des grès et calcarénites de la base de la séquence (LT 700a, b) : 33 000 ±1 500 et 31 530 ±1 500 ans B.P. (tabl. 3.1).

Dans la partie méridionale de la baie de Tepopa, la trace d'un haut niveau marin pléistocène a été retrouvée à environ +6 m d'altitude, sous la forme d'une unité de sables de plage, couverte par des dunes pré-holocènes, et sous la forme de dépôts laguno-marins, à ponces flottées (fig. 3.17, profil II).

Une corrélation latérale est proposée entre les dépôts littoraux sus-mentionnés, par delà les différences de faciès et les faibles différences altimétriques. Les contextes stratigraphiques des unités littorales de l'embouchure du rio San Ignacio, de la base du talus littoral dans la baie de Tepopa, et des grès de plage affleurant sous les dunes anciennes au sud-est de la baie, indiquent que ceux-ci sont pénécontemporains, et datent de la dernière phase de haut niveau marin pléistocène (ayant atteint une cote de +6 m environ).

3.2.2.2.2.3. La côte du Cerro Tepopa

A l'est et au sud du Cerro Tepopa, la majeure partie du littoral est bordée par un talus s'élevant de plusieurs mètres au-dessus de la ligne des hautes eaux actuelles. Ce talus recoupe les alluvions et dépôts de pente qui entourent le massif de Tepopa (fig. 3.17, profil III, et fig. 3.16, coupes, E, F, G). Le long du talus littoral, on observe que ces alluvions, d'âge relativement récent, reposent sur une couche, d'épaisseur variable, de grès et conglomérats littoraux, souvent cimentés, et encroûtés, et peu fossilifères. Cette unité littorale, affleurant entre +2 et +6 m, recouvre une plateforme d'abrasion, qui entaille le substratum mésozoïque (granodiorite) ou cénozoïque.

A Campo Dolar, localité située entre les coupes F et G (fig. 3.16), six tests de Dosinia ponderosa ont été prélevés et datés par la méthode U/Th (Bernat et al., 1980 ; paragr. 6.2.1.2). Ces fossiles, qui proviennent d'un même horizon stratigraphique, à +3 m d'altitude, et qui ont été échantillonnés à quelques mètres (latéralement) les uns des autres, sont apparemment contemporains de la sédimentation du conglomérat infralittoral qui les contient.

> Le fait que ces tests aient été récoltés avec les deux valves en connexion anatomique donne à croire qu'ils se trouvaient in situ, surtout si l'on tient compte du milieu de haute énergie dans lequel ils se sont développés (où les remaniements de tests complets de lamellibranches sont nécessairement limités) et de la rareté des valves isolées, ou roulées, de coquilles de mollusques dans cette unité stratigraphique. Les conditions de gisement des fossiles analysés radiométriquement, semblent donc exclure que les différences d'âges réels dépassent quelques milliers d'années. Or les âges apparents obtenus s'étalent entre 64 et 120 ka (tabl. 6.2).

L'étalement des résultats radiométriques obtenus témoigne de l'importance des ouvertures de systèmes chimiques que constituent les tests de lamellibranches vis-à-vis des radio-éléments (paragr. 6.2.1.2). L'âge réel le plus vraisemblable du dépôt contenant les coquilles analysées est l'âge le plus ancien de la série (120 ka) (voir discussion, paragr. 6.2.1.3).

Un autre témoin de haut niveau marin pléistocène, probablement contemporain des précédents, a été étudié à quelques centaines de mètres à l'est de Campo Dolar, au sud-est de Cerro Tepopa (fig. 3.16, coupe H).

> Dans cette localité, les sédiments littoraux offrent une plus grande diversité de faciès, et une plus grande puissance. Les assemblages de faunes sont également plus variés et plus riches (Gonzalez, 1982 ; Luna, s.d. ; Gonzalez et al., 1984) (tabl. A6.2-N/O).

Le toit des dépôts les plus étendus se situe vers +5 m ; vers l'intérieur des terres, l'affleurement principal est dominé par un cordon de galets à débris coquilliers dont la crête atteint +10 m d'altitude (fig. 3.16, coupe H).

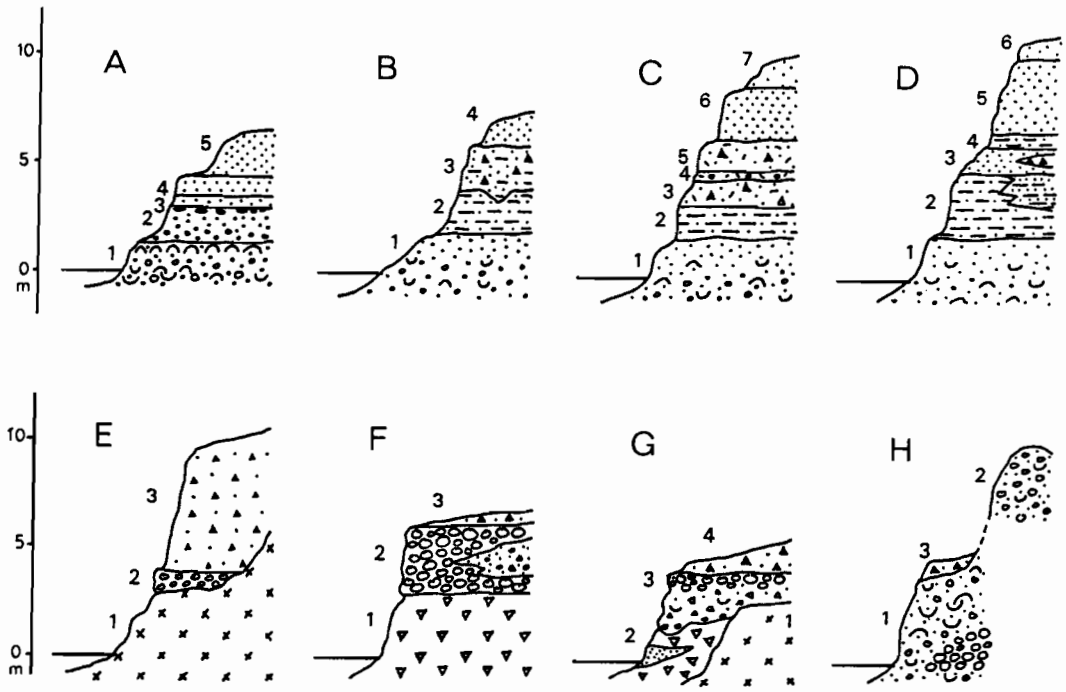


Fig. 3.16.- Coupes schématiques de dépôts littoraux quaternaires le long de la côte de la région de Tepopa, depuis l'embouchure du Rio San Ignacio jusqu'à Campo Dolar, au sud-est du Cerro Tepopa (voir localisation des coupes, fig. 3.15).

Coupe A : (Pléistocène supérieur, sauf 5)
1- Conglomérat et grès très grossier, littoraux, à matrice argileuse brune, localement très fossilifères (LP 38, 39 et 40) ; au sommet, bioherme à Anomia peruviana. 2- Grès grossiers et graviers peu consolidés, à Anomia peruviana et Pteria sterna, devenant moins grossier vers le haut. 3- Sable fin beige, limoneux et à ponces flottées ; au sommet niveau discontinu de concrétions calcaires. 4- Sable limoneux gris, à débris bioclastiques. 5- Sable éolien, beige, azoïque (Holocène).

Voir suite légende ci-contre

Suite de la légende de la fig. 3.16.

Coupe_B : (Pléist. sup.)
1- Calcarénite et grès, localement conglomératiques, fossilifères (LT 700). 2- Sables limoneux brun-rougeâtre, à passées graveleuses. 3- Sables et graviers peu consolidés, à stratification entrecroisée (LT 699). 4- Sable dunaire faiblement cimenté, beige orangé.

Coupe_C : (Pléist. sup., sauf 6 et 7)
1- Calcarénite et grès grossiers, fossilifères, se terminant par un lit à Anomia peruviana, Ostrea palmula et Glycymeris multicostata (LQ 419, 423) ; 2- Sable limoneux beige (LQ 419). 3- Sables beiges, bien classés (LQ 420), ou à passées graveleuses. 4- Sables crème (LQ 421), à horizons encroûtés et concrétions calcaires. 5- Sables et limons bruns, à cailloutis subanguleux (LQ 422). 6- Sable dunaire beige faiblement cimenté (Holocène ?). 7- Sable vif actuel (LQ 428) (Holocène).

Coupe_D : (Pléist. sup., sauf 5 et 6)
1- Grès et calcarénite fossilifères, faiblement cimentés (LS 682). 2- Sable argileux orangé, à rares passées graveleuses (LS 683), passant localement, au sommet, à une alternance de lamines de sables et d'argile, ou à un banc d'argile verte (LQ 427). 3- Sable argileux beige clair (LS 684), sables bien classés (LQ 424 et 426), et passées de sables grossiers à concrétions calcaires abondantes (LQ 425). 4- Sable argileux orangé (LS 685). 5- Sable dunaire beige, faiblement cimenté (LS 686) (Holocène ?). 6- Sable vif actuel, beige clair (LT 786) (Holocène).

Coupe_E :
1- Substratum granodioritique et tonalitique mésozoïque. 2- Conglomérat à galets arrondis, à rares débris coquilliers, cimenté (Pléist. sup.). 3- Dépôt de pente à cailloutis anguleux (Pléist. sup. -Holocène).

Coupe_F :
1- Conglomérat gréseux continental consolidé (Plio-pléistocène ?). 2- Conglomérat à matrice sableuse peu abondante, encroûté au sommet (LV 1195), à faune peu abondante mais in situ (Codakia distinguenda, Dosinia ponderosa, Ostrea angelica) ; latéralement, les blocs et galets arrondis ne subsistent qu'à la base et au sommet de l'unité, alors composée essentiellement de sables et graviers. (Pléist. sup.).

Coupe_G :
1- Diorite métamorphisée, mésozoïque (?). 2- Grès conglomératique à éléments anguleux ; localement lentilles de grès légèrement bioclastique (dunaire ou marin) (LV 1196); (Plio-pléistocène ?). 3- Grès et conglomérat à ciment calcaire diffus (LV 1193), fossilifères à Dosinia ponderosa prédominant (LP 134, LV 1194) ; à la base et au sommet surtout, lit continu de blocs et galets arrondis ; dans les grès grossiers, au milieu de l'unité, présence abondante de cailloux anguleux (Pléist. sup.). 4- Dépôt de pente à éléments anguleux peu consolidés (Pléist. sup. -Holocène).

Coupe_H :
1- Calcarénite et calcirudite localement conglomératique, fossilifère, largement encroûtées au sommet (LS 672, 673 et 674) (Pléist. sup.). 2- Grès et conglomérat à débris bioclastiques, formant une ride littorale de tempête (Pléist. sup.). 3- Dépôt de pente peu consolidés (Pléist. sup. -Holocène).

Localisation	N° échant.	Espèce	% calcite	Age apparent ^{14}C (B.P.)	$\delta\ ^{13}C$ /PDB	$\delta\ ^{18}O$ /PDB	Lab. d'analyse
Embouchure du Rio San Ignacio	HGR 1	*Lyropecten sp.*		29550 ± 1115			(résultats in: H.G. RICHARDS, 1973)
	HGR 2	*Muricanthus sp.*		26770 ± 525			
	HGR 3	*Anomia peruviana*		>42000			
Région de Tepopa	HGR 4	*(Chione sp.?)*		26770 ± 525			
	NPM	*Chione fluctifraga*		20150 ± 230			Univ. Paris VI
	LTF 1	*Chione fluctifraga*		27900 ± 1000			Univ. Paris VI
	LTF 3	*Chione fluctifraga*		28500 ± 950			Univ.Paris VI
	LR 642	*Chione fluctifraga*		33500 + 2945 − 2140			Queens College (N.Y.) QC 472
	LS 666a	*Chione fluctifraga*		35300 + 2500 − 1900			" " QC 556
	LS 666b	*Chione fluctifraga*		32520 ± 1725 − 1420	+0,61		" " QC 556/2
	LS 669	*Chione undatella*	3	30580 ± 1200	+0,88	-1,63	Univ. Paris VI
	LS 680	*Chione fluctifraga*	5	33800 ± 1500	+0,48	-1,41	Univ. Paris VI
	LS 681a	*Chione fluctifraga*	11	31200 ± 850	+0,95	-1,09	Univ. Paris VI
	LS 681b	*Chione fluctifraga*		24150 ± 150	+0,61	-1,44	Univ. Paris Sud UPS 2578
	LT 700a	*Ostrea palmula*	100	33000 ± 1500	+1,06	-1,22	Univ. Paris VI
	LT 700b	*Trachycardium panamense*	5	31530 ± 1500	+1,06	-0,79	Univ. Paris VI

Tabl. 3.1.- Datations ^{14}C de coquilles lagunaires et marines de la région de Tepopa.

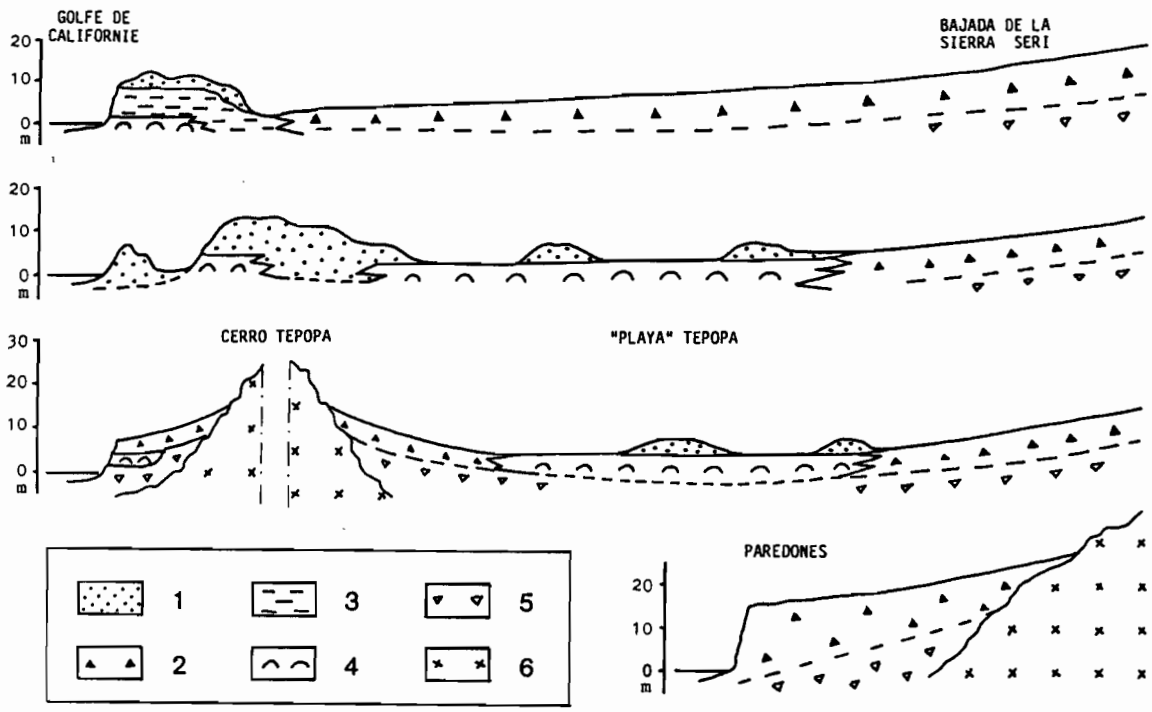


Fig. 3.17.- Coupes interprétatives de la zone littorale dans la région de Tepopa, montrant les relations supposées entre les différentes unités sédimentaires quaternaires.

1- Sables dunaires (Pléistocène supérieur et Holocène) ; 2- Bajada récente (Pléist. sup. et Holocène) ; 3- Dépôts supralittoraux (lagune, alluvions, dunes) du Pléist. sup. ; 4- Dépôts littoraux marins du dernier interglaciaire ; 5- Bajada et alluvions de la fin du Pléist. moyen ; 6- Substratum mésozoïque ou tertiaire.

Ce cordon, qui résulte vraisemblablement d'accumulations de matériaux charriés durant les tempêtes, pourrait marquer la limite supérieure des hautes eaux contemporaines du maximum de la transgression pléistocène en question. L'hypothèse que ce cordon appartienne à une phase distincte et antérieure de haut niveau marin (interglaciaire de la fin du Pléistocène moyen) a été examinée mais n'a pas été retenue (du fait des similitudes des caractères d'altération des sédiments et des restes fossiles, et de critères morphologiques).

L'ensemble des observations morphostratigraphiques faites le long de la côte méridionale de Cerro Tepopa conduit donc à reconnaître une seule phase de haut niveau marin, durant laquelle il a pu se produire quelques fluctuations de niveau et/ou des modifications de la paléogéographie littorale ; le niveau moyen de la mer, lors du maximum de cette transgression, a probablement dépassé +5 m, mais n'a probablement pas atteint +7 ou +8 m.

3.2.2.2.2.4. La_playa_Tepopa

La partie centrale du bolson qui sépare les bajadas du Cerro Tepopa et de la Sierra Seri constitue une "playa", à fond plat et sédiments argilo-limoneux superficiels. Cette playa, qui prolonge vers le nord les platiers supralittoraux de l'estero Sargento (fig. 3.14), a été partiellement couverte de dunes, actuellement inactives et en cours d'érosion.

Les sédiments superficiels, remaniés à l'Holocène par les inondations d'origine pluviale, coiffent une séquence de plusieurs mètres, de sables laguno-marins, à faune caractéristique (fig. 3.17 et 3.18, tabl. A6.2-P/Q ; Gonzalez et al., 1984). Ces dépôts, étudiés par sondages dans la playa (Lecolle & Ortlieb, 1978 ; Lecolle, 1980a) et sur la bordure occidentale du bassin, constituent les restes d'une transgression marine ayant atteint une cote de +5 m environ. Les données de sondages indiquent que le Cerro Tepopa a constitué une île, au début de cette phase de haut niveau marin, et que cette île a été reliée au delta du rio San Ignacio par un vaste tombolo, avant la fin de la transgression ; la création de cette barrière, légèrement à l'est du trait de côte actuel de la baie de Tepopa, a conduit à la formation d'une baie, étroite, ouverte vers le sud, et a servi d'ancrage pour un large système dunaire.

La détermination de l'âge des dépôts laguno-marins de playa Tepopa constitue un problème chronologique intéressant. En 1973, Richard publia une première date ^{14}C de 26 770 ±525 ans B.P (tabl. 3.1, HGR4), de tests de Chione sp. (?) provenant de la partie méridionale de playa Tepopa (R. White, comm. pers., 1976) (fig. 3.15). Par la suite, 11 autres déterminations radiométriques par radio-carbone ont été effectuées sur des coquilles de cette région (tabl. 3.1).

Les coquilles soumises aux datations par radiocarbone proviennent de trois zones géographiques : l'extrémité méridionale du complexe de

+ 4 (± 2) m	Profondeur m	Log	Couleur	Calcimétrie	N° échant.	Granulométrie % Sable	Limon	Argile	Conditions et type de dépôt	Variations du niveau marin
	0		beige foncé	0,8	LT 711	87	7	6	Remaniement de sédiment fin en milieu sub-aquatique (phase lacustre)	
	1		beige clair	31,6	701	74	15	11	Comblement de bassin laguno-marin	Emersion.regression
			gris-vert	16,4	702	69	18	13	Sédimentation fine, lagunaire ; faune	Pulsation transgressive
	2		rosé	--	703	99	1		Baie marine ; énergie élevée	
			gris-vert	23,0	704	98	2			
			"	24,6	705	80	12	8	Sédimentation calme, de fond de baie marine ou de lagune marine	Niveau stable ?
	3		"	10,0	706	88	6	6		
			"	13,2	707	90	4	6		
	4		" beige orangé	39,2	708	87	6	7	Apports hétérométriques énergie élevée ; variabilité des cond.dépôt	Pulsation transgressive
nappe phréatique	5		gris-rosé	34,6	709	83	7	10	Apports hétérométriques sédimentation calme	Episode regressif
			vert pâle	26,4	710	78	16	6	Baie marine ou lagune littorale	Niveau stable ?

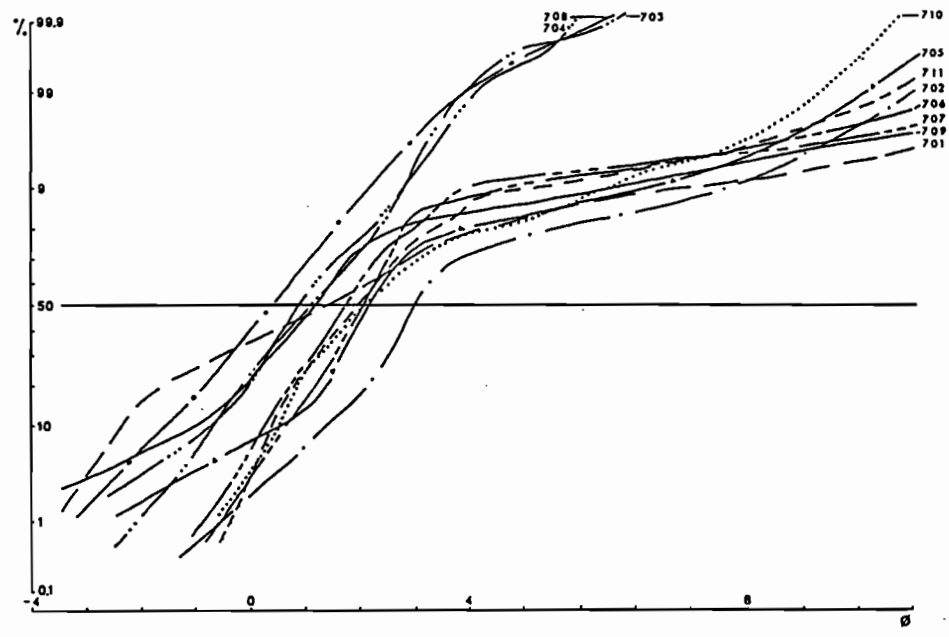


Fig. 3.18. - Caractères sédimentologiques et interprétations des milieux de dépôt des sédiments littoraux quaternaires perforés dans la partie septentrionale de Playa Tepopa (voir localisation du sondage, fig. 3.14).

Les courbes granulométriques cumulatives de fréquence permettent de distinguer trois types de sédiments : un niveau de remaniement, le moins bien classé (LT 701) ; trois sables grossiers "marins" (LT 703, 704 et 708) ; et des sables argileux lagunaires (tous les autres échantillons).

playas de Tepopa (NPM, LTF 3, LR 642, LS 666, LS 669), la playa la plus septentrionale de ce même ensemble (LTF 1, LS 681, LS 680), et les grès littoraux affleurant au sommet de l'estran actuel au sud-est de El Desemboque (fig. 3.15 ; fig. 3.16, coupe B, LT 700).

Les fossiles anaysés dans les deux premiers sites appartiennent tous au genre Chione ; dans le troisième site, il s'agit de genres variés de lamellibranches (tabl. 3.1). A playa Tepopa les échantillons ont été récoltés à plusieurs décimètres sous la surface, sauf les deux (NPM et LS 681 b) qui fournissent les âges apparents les plus jeunes (20 150 ±230 et 24 150 ±150 ans B.P.) et qui gisaient dans un horizon d'encroûtement subsuperficiel.

Si l'on écarte les deux résultats radiométriques les plus faibles (pour lesquels on soupçonne une légère contamination lors d'une phase d'encroûtement récente), les dix autres datations fournissent un ensemble presque cohérent de dates comprises entre 27 900 ±1000 et 35 300 ±2500 ans B.P. En tenant compte des datations de coquilles de l'embouchure du rio San Ignacio (Richards, 1973 ; HGR 1, HGR 2 et HGR 3, tabl. 3.1), on dénombre donc 13 âges apparents ^{14}C couvrant la période 26 700 - 35 500 ans B.P., et un seul résultat de "plus de 42 000 ans B.P.".

Ces datations correspondent à divers affleurements de sédiments marins émergés, situés à quelques kilomètres les uns des autres. Ces dépôts de faciès variés (baie fermée, estuaire, estran sableux), mais présentant des états diagénétiques comparables (cimentation du sédiment, altération des coquilles), et situés à des altitudes voisines, sont attribués à une même phase de haut niveau marin. Bien que la ligne de rivage n'ait pas été entièrement préservée entre les flancs oriental et sud-oriental du Cerro Tepopa, il fait peu de doute que la transgression marine sus-mentionnée, qui a atteint +5 m d'altitude environ, soit la même que celle qui a façonné la terrasse d'abrasion du sud du Cerro Tepopa, et qui est datée par U/Th du dernier interglaciaire.

Le problème est donc de trancher entre deux séries de dates radiométriques (^{14}C et U/Th) largement divergentes, et supposées être relatives à la même phase de haut niveau marin. Quelques données aminostratigraphiques portant sur quatre tests de la playa Tepopa ne permettent pas de lever définitivement cette incertitude géochronologique, mais favorisent l'attribution de la séquence de playa Tepopa au dernier interglaciaire (paragr. 7.1.2.2).

La question longuement débattue de l'existence d'un haut niveau marin vers 30 000 ans B.P., lors du dernier interstade chaud du Pléistocène supérieur (paragr. 1.1.2.3.2.3), doit naturellement être évoquée à propos de playa Tepopa. Si, comme je le pense, les dépôts marins émergés de Tepopa doivent être rattachés au maximum marin du dernier interglaciaire, les 13 datations par radiocarbone de coquilles fossiles de cette région manifesteraient toutes une contamination (systématique ?) correspondant à une activité de 2 % de carbone moderne. Cet exemple pourrait donc être ajouté à la liste des cas où l'hypothèse

d'un niveau marin ayant dépassé le zéro actuel vers 30 000 ans B.P. ne repose que sur des dates radiométriques contestables.

3.2.2.2.3. Interprétations chronostratigraphiques

La région littorale comprise entre Punta Cuevas et l'Estero Sargento a donc enregistré les restes de deux transgressions pléistocènes. La plus ancienne n'est visible que dans une localité située au nord du delta du rio San Ignacio. Elle est attribuée au Pléistocène moyen. La position altimétrique actuelle de la ligne de rivage du maximum de la transgression n'a pu être déterminée précisément ; elle se situe à plus de +6 m, peut être à +10 m.

L'ensemble des autres dépôts littoraux pléistocènes de la région sont attribués à un même haut niveau marin du dernier interglaciaire, en dépit de certains résultats radiométriques (U/Th et ^{14}C). Cette transgression, caractérisée par un maximum marin à +5 ou +6 m, est celle qui a laissé des traces, à la même altitude, dans les régions de Puerto Libertad et de Puerto Lobos.

La corrélation latérale proposée entre les affleurements de dépôts marins et littoraux émergés repose sur des arguments pétrographiques et morphostratigraphiques. Sur le plan pétrographique, les sédiments littoraux présentent des stades de cimentation et d'altération des éléments comparables entre eux ; dans les divers affleurements, les débris de coquilles et les tests entiers de mollusques sont bien préservés (alors que les tests aragonitiques de l'unité attribuée au Pléistocène moyen sont totalement dissous). Cet état de préservation des sédiments et des faunes suggère que les divers dépôts mentionnés datent du Pléistocène supérieur.

Des considérations morphostratigraphiques sont invoquées pour corréler ces dépôts, de faciès distincts, à une même phase de haut niveau marin au sein du Pléistocène supérieur. Le fait qu'aucune des séquences étudiées ne présente d'évidence de fluctuations importantes du niveau marin (impliquant une émersion entre deux phases de haut niveau marin) semble indiquer que le niveau marin n'a dépassé la cote du zéro actuel qu'une seule fois, au cours du Pléistocène supérieur. Par ailleurs l'ensemble des séquences montre que le niveau marin maximal atteint est à la même cote, dans chaque localité ; il parait peu vraisemblable que ces vestiges de haut niveau marin soient d'âges différents.

Je considère donc peu plausible que l'un ou l'autre de ces restes littoraux date d'une phase de haut niveau marin distincte (S.I. 5a ou 5c) de celle du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e). Ces conclusions m'amènent à mettre en doute la validité de la majorité des âges radiométriques obtenus, et notamment la série de datations au radiocarbone.

3.2.3. L'île Tiburon et le détroit de l'Infiernillo

3.2.3.1. Présentation de la région

L'île Tiburon n'est séparée du continent que par un détroit long et peu profond, situé dans le prolongement du bolson de Tepopa (fig. 3.19). De part et d'autre du détroit de l'Infiernillo, qui n'a été submergé (comme de nos jours) que lors des maxima des phases de haut niveau marin, se sont formées de vastes bajadas adossées aux sierras Seri et Kunkaak. Les bajadas bordant la Sierra Kunkaak, se prolongent jusqu'au trait de côte actuel sur la rive orientale de l'île Tiburon.

Les côtes méridionale et occidentale de l'île Tiburon sont rocheuses et dominées par des falaises, entaillant essentiellement des volcanites tertiaires (Gastil et al., 1974). La côte septentrionale de l'île est formée par la baie de Agua Dulce, qui limite au nord le graben de Tecomate, et sépare deux larges pointes rocheuses, Ast Hoe Ben Oh Galp et Tecomate (fig. 3.20).

Des informations géomorphologiques et océanographiques sur cette région, et notamment sur le détroit de l'Infiernillo (flèches littorales, lagunes, dunes littorales, etc.) ont été fournies par Nichols (1964), Marzolf et Merifield (1969), Merifield et collaborateurs (1970), Bowen (1976), et Lancin (1978, 1979 1985). Le cadre géologique régional a été tracé par Gastil et Krummenacher (1974b, 1977).

Mc Gee et Johnson (1896) furent probablement les premiers auteurs à signaler l'existence de dépôts marins fossilifères quaternaires sur la rive orientale du détroit de l'Infiernillo. Parmi les rares travaux mentionnant l'existence de terrasses marines et de dépôts littoraux pléistocènes dans l'île Tiburon, signalons ceux de Anderson (1950) et Durham (1950), Gastil & Krummenacher (1974b), et Stump (1981).

3.2.3.2. Les dépôts littoraux pléistocènes

3.2.3.2.1. L'île Tiburon

La plupart des restes littoraux pléistocènes observés sur les côtes de l'île Tiburon (fig. 3.20) peuvent être rattachés à une même phase de haut niveau marin, d'âge relativement récent (Pléistocène supérieur). Ces témoins de transgression marine se présentent sous forme de terrasses d'abrasion couvertes d'une mince couche de sédiments littoraux, ou de simple banquette d'abrasion dénudée (voire d'encoche littorale), ou encore sous forme de séquences de grès et conglomérats infralittoraux et surmontées d'alluvions récentes (fig. 3.20). Certaines de ces traces de transgression indiquent que le niveau maximum atteint par la mer était d'environ + 6 m.

Quelques unités de dépôts littoraux pléistocènes se trouvent dans des contextes stratigraphiques tels qu'il est envisageable de leur attribuer un âge antérieur au Pléistocène supérieur.

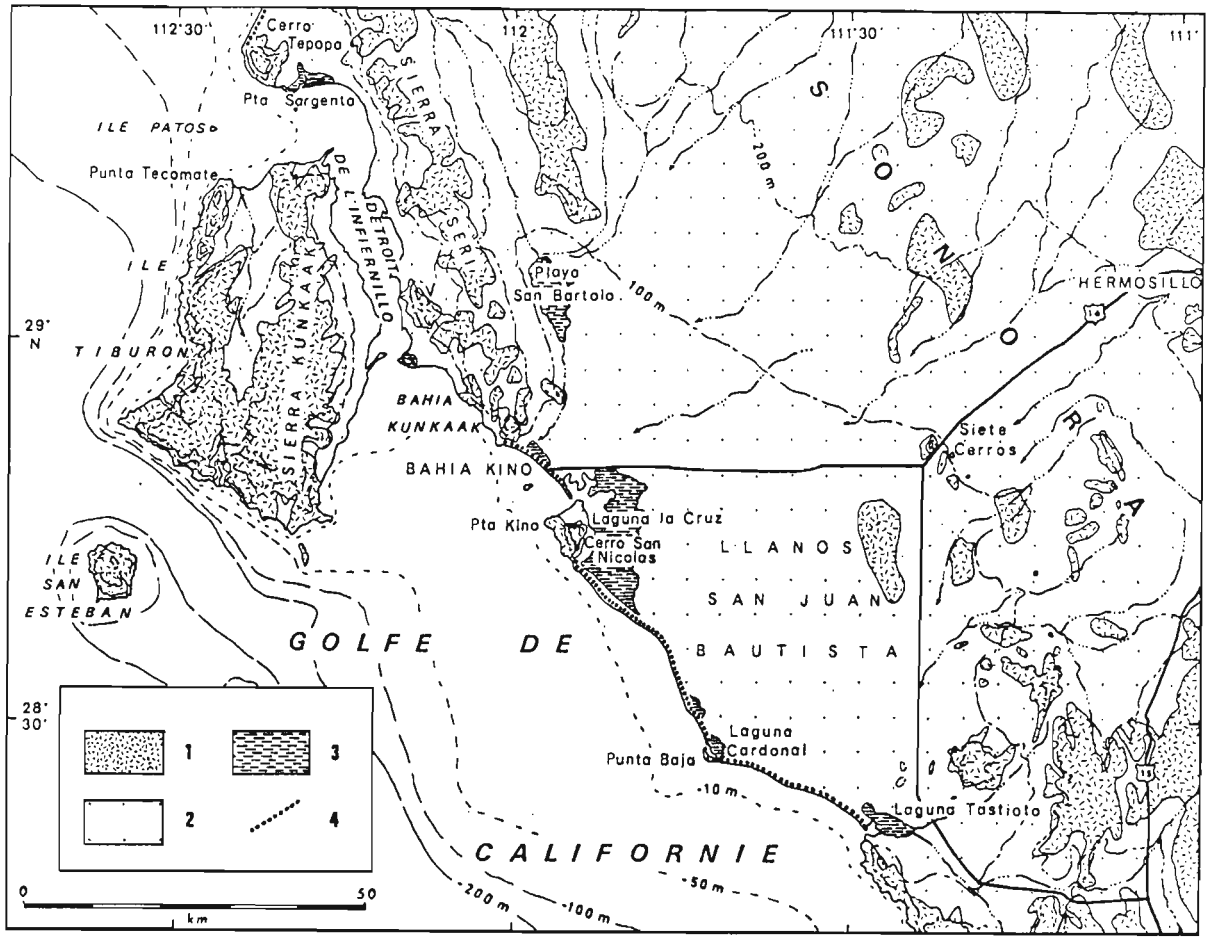


Fig. 3.19.- La côte orientale du Golfe de Californie, entre Tepopa et Tastiota : morphologie générale.

1- Substratum pré-quaternaire. 2- Dépôts superficiels quaternaires. 3- Sédiments lagunaires actuels. 4- Cordon dunaire holocène.

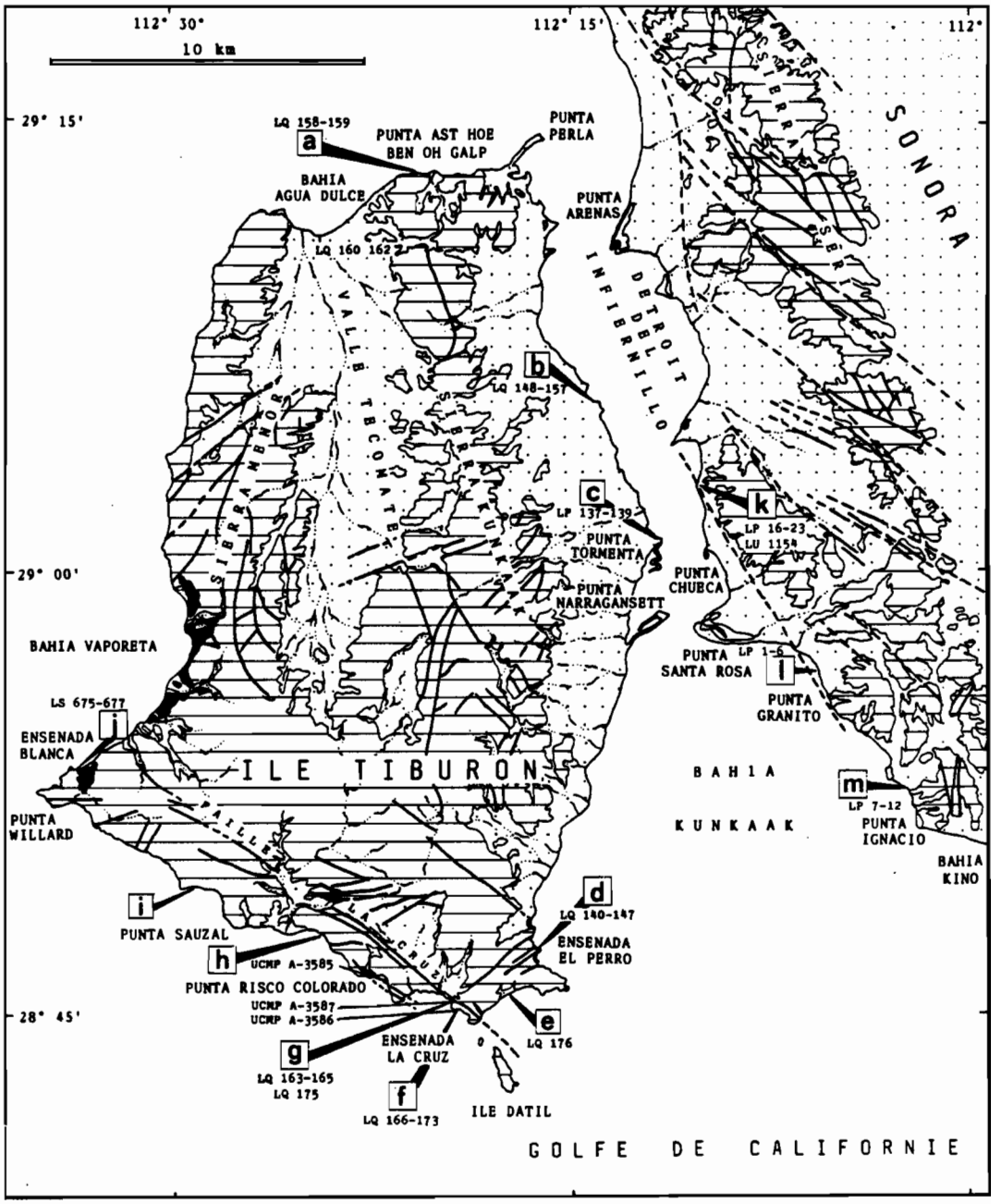


Fig. 3.20.- Carte de localisation des principaux dépôts littoraux pléistocènes émergés de l'île Tiburon et du Détroit de l'Infiernillo.

Contours géologiques (pointillés : alluvions quaternaires, rayures horizontales : terrains anté-quaternaires) et tracés des principales failles, selon Gastil et Krummenacher, 1974b.

Voir coupes indiquées (a à m), fig. 3.21 et 3.22.

3.2.3.2.1.1. Les_dépôts_littoraux_du_Pléistocène_supérieur

Sur la côte orientale de l'île, largement couverte de dépôts de bajada, les affleurements de sédiments littoraux pléistocènes ne sont visibles que dans la zone intertidale actuelle, ou à la base du talus littoral. Ces dépôts correspondent soit à des faciès infralittoraux, très fossilifères (Palo Fierro), soit à des accumulations de galets intertidaux (Punta Tormenta). Ces unités marines sont couvertes soit par des dunes récentes, soit par des alluvions mesurant plusieurs mètres de puissance (au nord de Palo Fierro). Sur la rive occidentale du détroit de l'Infiernillo, on ne peut donc déterminer précisément la position du maximum marin de cette transgression.

Sur les rives septentrionales de l'île, on observe les dépôts littoraux pléistocènes dans diverses positions morphostratigraphiques : en dépôts d'estuaire (à l'embouchure de l'arroyo Tecomate), en superposition sur des banquettes d'abrasion littorale (Punta Ast-Hoe-Ben-Oh-Galp), à la base de dépôts de bajada et d'accumulations de dépôts de pente (Punta Tecomate). A Punta Ast-Hoe-Ben-Oh-Galp, en particulier, la trace du maximum de la transgression peut être évaluée à +5 ou +6 m (fig. 3.21).

Au sud-est de l'île (Ensenadas La Cruz et El Perro), où les restes de la transgression sont plus nombreux, la cote atteinte par le niveau marin pléistocène est de +6 m. Cette détermination repose aussi bien sur la cote du sommet de certaines accumulations de sédiments littoraux que sur l'altitude de formes d'érosion côtière (fig. 3.21).

Au sud-ouest de l'île, sont préservés aussi bien des encoches littorales, dans les falaises côtières (Punta Willard), que des lambeaux d'une terrasse d'abrasion (Ensenada El Sauzal et Bahia Blanca) couverte de minces dépôts, ou de plusieurs mètres de galets littoraux ; ces témoins de haut niveau marin indiquent également que le maximum de la transgression se situait vers +6 m (± 2 m).

Quatre datations radiométriques U/Th ont été effectuées sur des coquilles de dépôts littoraux pléistocènes de l'île Tiburon : deux dans le site de Palo Fierro (LQ 149a et b), une à Ensenada El Perro (LQ 141) et une à Ensenada La Cruz (LQ 175). Trois résultats sont groupés autour de la valeur de 85 ±12 ka et le quatrième est de 100 ±14 ka (Bernat et al., 1980 ; paragr. 6.2.1.2). Bien que ces âges radiométriques apparents correspondent à des périodes de haut niveau marin (S.I.5a et 5e), dans la chronologie des fluctuations eustatiques de l'océan, j'estime qu'il s'agit là d'âges minima.

> Je n'ai pas observé d'emboîtement de terrasses marines qui indique que deux ou trois phases de haut niveau marin du dernier interglaciaire aient été enregistrées sur les côtes de l'île Tiburon. Au contraire, les dépôts littoraux datés, comme les autres, sont tous attribuables à une même phase de haut niveau marin, qui aurait dépassé le zéro actuel de plusieurs mètres. Dans le seul cas où l'on observe une superposition de sédiments littoraux pléistocènes (La Cruz 2, fig. 3.21), la cote atteinte par l'unité la plus récente (LQ 171 fig. 3.21)

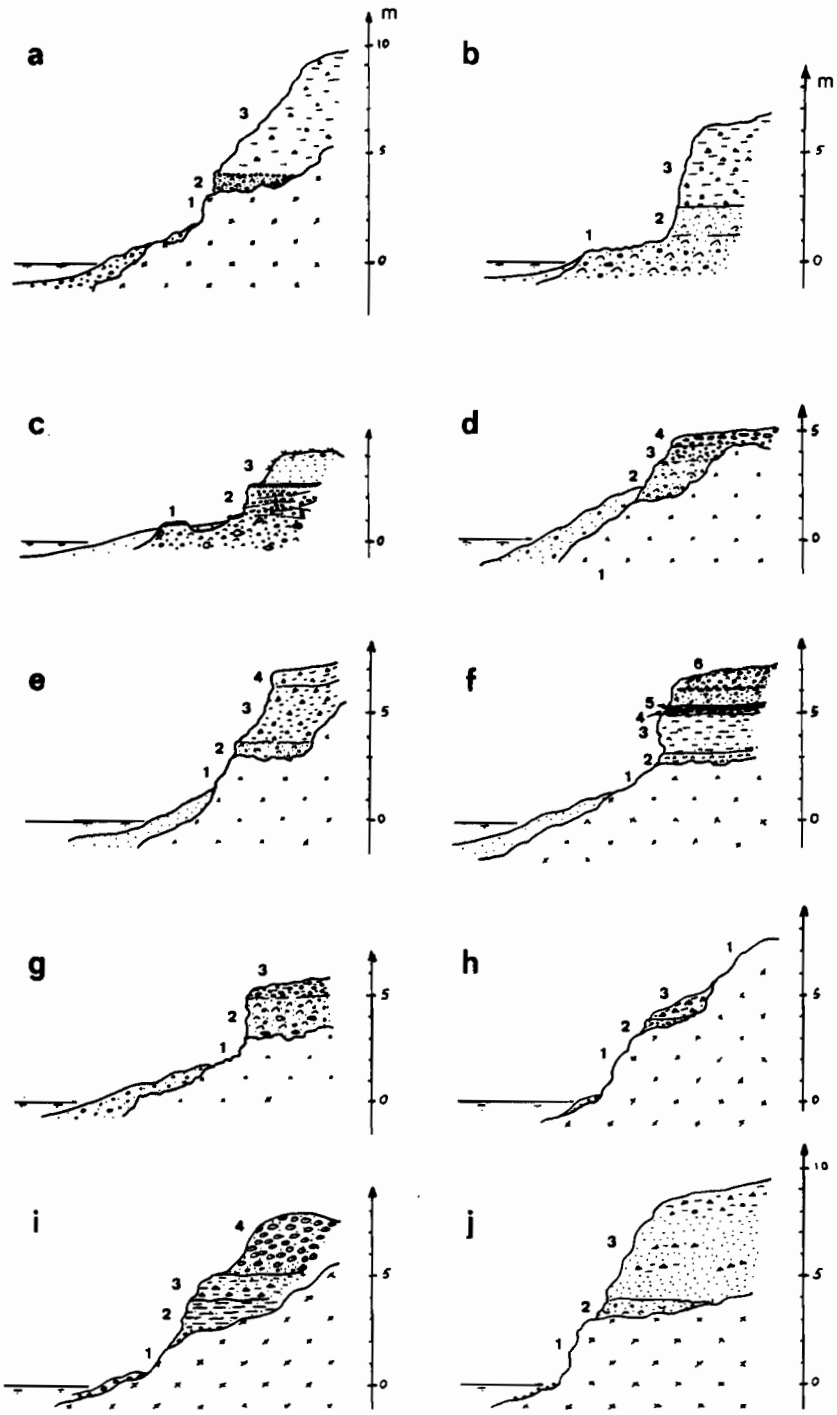


Fig. 3.21.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes observés sur les côtes de l'île Tiburon (voir localisation a à j, fig. 3.20).

Voir légende ci-contre.

Légende fig. 3.21.

Coupe a :
1- Substratum crétacé (tonalite). 2- Conglomérat et grès de plage à éléments arrondis et coquilles roulées (LQ 158, 159) (Pléist. sup.). 3- Dépôts de pente et alluvions beiges (Quaternaire sup.).

Coupe b :
1- Grès et calcarénites, jaunâtres, infralittoraux, localement très fossilifères (LQ 148, 149, 154, 156) (Pléist. sup.). 2- Calcarénite beige clair, riche en bioclastes (LQ 150) (Pléist. sup.). 3- Alluvions et dépôts de bajada, à éléments anguleux.

Coupe c :
1- Grès et conglomérat littoraux, à éléments arrondis (LP 137) (Pléist. sup.). 2- Conglomérat à galets arrondis (ancienne grève) (LP 138) (Pléist. sup.), fortement encroûté au sommet. 3- Sable éolien fixé (Holocène).

Coupe d :
1- Substratum volcanique (tertiaire). 2- Grès biodétritique, localement conglomératique, gris, à faune abondante et bien préservée (LQ 140-144) (Pléist. sup.). 3- Calcaire bioclastique gris clair, très fossilifère (LQ 143, 144) (Pléist. sup.). 4- Conglomérat grossier, de type littoral, fortement encroûté en surface (LQ 145) (Pléist. sup.).

Coupe e :
1- Substratum volcanoclastique (tertiaire). 2- Grès bioclastique, gris, fossilifère (LQ 176) (Pléist. sup.). 3- Alluvions et dépôts de pente consolidés, encroûtés au sommet. 4- Alluvions peu consolidées (Quatern. sup.).

Coupe f :
1- Substratum volcanique (tertiaire). 2- Grauwacke gris-violacé. 3- Limolite et grès de couleur chocolat, peu fossilifères (LQ 167, 168) (Pléist. moyen ?). 4- Argile sableuse azoïque (LQ 169) (Pléist. moyen ?). 5- Grès fin, à ciment calcaire, très induré, (LQ 170) (Pléist. moyen ?). 6- Calcarénite et grès conglomératique, à débris bioclastiques abondants, de type littoral au sommet (LQ 171) (Pléist. sup.).

Coupe g :
1- Substratum rhyolitique (tertiaire). 2- Conglomérat et grès calcaires, à éléments arrondis et coquilles roulées (LQ 163), à faune abondante (LQ 164, 165) (Codakia distinguenda, in situ) (Pléist. sup.). 3- Alluvions et galets marins remaniés (Quatern. sup.).

Coupe h :
1- Substratum volcanique (tertiaire). 2- Grès et conglomérat littoraux (Pléist. sup.). 3- Dépôts de pente (Quatern. sup.).

Coupe i :
1- Substratum volcanique (tertiaire). 2- Limons et argiles rougeâtres à pinces de crabes et cristaux de halite (Pléist. moyen ?). 3- Alluvions gris-violacé et argile sableuse au sommet (Pléist. moyen ?). 4- Accumulation (de tempête ?) de galets aplatis, faiblement cimentés, à faune roulée peu abondante (Pléist. sup.).

Coupe j :
1- Substratum volcanique (tertiaire). 2- Galets, graviers et sables littoraux, localement riches en faune in situ (Dosinia ponderosa, Codakia distinguenda, Anadara sp.) (LS 675, 676) (Pléist. sup.). 3- Interstratification de grès dunaires et de dépôts de pente (ces derniers plus abondants au sommet (Quatern. sup.).

est supérieure, ou égale, à celle de l'unité plus ancienne (LQ 167-168, fig. 3.21), ce qui semble exclure que celle-ci date de 120 ka et celle-là de 80 ka (selon le modèle classique de fluctuations du niveau marin lors du dernier interglaciaire (paragr. 1.1.2.3).

L'ensemble des analyses aminostratigraphiques réalisées sur des tests de Chione et de Dosinia ponderosa de ces mêmes dépôts littoraux (LQ 141, LQ 149 a et b, LQ 175 a, d et Dp) sont compatibles avec un âge d'environ 120 ka (paragr. 6.2.1.2). Malgré leur imprécision, ces données géochronologiques incitent à attribuer ces dépôts au maximum marin du dernier interglaciaire.

3.2.3.2.1.2. Les dépôts littoraux d'âge incertain

A l'est de Ensenada de la Cruz, les sédiments littoraux pléistocènes visibles en coupe dans le talus côtier actuel forment plusieurs unités lithologiques distinctes (fig. 3.21). Dans la mesure où les faciès sédimentaires et le degré de consolidation de ces unités diffèrent sensiblement, on doit envisager de les attribuer à des transgressions distinctes. Malgré les évidences de discontinuité de sédimentation séparant les unités inférieures plus fines et plus consolidées (LQ 168, fig. 3.21), des grès grossiers et conglomérats à faunes bien préservées, du sommet des séquences, je n'ai pas pu établir fermement que les sédiments inférieurs correspondent à une transgression antérieure (du Pléistocène moyen).

D'après la courte description de la localité UCMP A-3586 donnée par Anderson (1950), il pourrait s'agir des mêmes dépôts que ceux signalés ici ; ni Anderson (1950) ni Durham (1950) ne précisent les relations chronologiques entre les localités UCMP A-3585, A-3586 et A-3587 qu'ils ont étudiées dans les environs de Ensenada de la Cruz (fig. 3.20) (tabl. A6.2-4).

Dans la première baie au sud-est de Punta Willard, s'observe également la superposition de galets littoraux non cimentés sur des sédiments argileux rougeâtres comparables à ceux de la base de la séquence de Ensenada de la Cruz.

Dans la baie Vaporeta, au sud-ouest de l'île, où l'on observe des éolianites épaisses et bien cimentées surmontant une surface d'abrasion littorale située à quelques mètres d'altitude, il est également envisageable d'attribuer la formation de la plateforme littorale à une transgression antérieure au Pléistocène supérieur. Les éolianites mentionnées sont, en effet, plus fortement consolidées que le sont généralement les dunes du Pléistocène supérieur de Sonora central.

Le toit des dépôts littoraux de Ensenada de la Cruz, de Punta Willard, et de Bahia Vaporeta, susceptibles de correspondre à une phase de haut niveau marin du Pléistocène moyen, est observé à des cotes d'environ +5 m ; cette cote ne marque pas la trace du plus haut niveau marin de la transgression, puisque, à Ensenada de la Cruz, il y a eu érosion du sommet des dépôts lors de la transgression la

plus récente (et que ces dépôts sont de faciès infralittoral), et puisqu'à Bahia Vaporeta les dunes anciennes masquent le bord interne de la terrasse d'abrasion.

Enfin, je préciserai que je n'ai pu visiter les parties centrale et septentrionale de la baie de Vaporeta qui, selon la carte géologique de Gastil et collaborateurs (1974), présentent de vastes affleurements de Quaternaire marin (fig. 3.20).

3.2.3.2.2. La rive orientale du détroit de l'Infiernillo

En dehors des constructions littorales holocènes (flèches, pointes sableuses, mangroves), la côte orientale du détroit de l'Infiernillo est caractérisée par la présence de bajadas faiblement entaillées par la mer. Ces conditions sont défavorables pour la reconnaissance de traces de hauts niveaux marins pléistocènes. Des dépôts littoraux pré-holocènes n'ont été observés qu'en deux localités situées à quelques kilomètres au nord et au sud de Punta Chueca (fig. 3.20).

Au nord de Punta Chueca, le talus littoral présente, à l'endroit où il est le plus élevé, une séquence d'une dizaine de mètres de grès infralittoraux surmontés de sables et conglomérats littoraux et d'alluvions (fig. 3.22). Les dépôts littoraux les plus élevés de cet affleurement sont situés à +9 m.

Cette séquence de dépôts littoraux pléistocènes affleurant entre Punta Onah et 2 kilomètres au nord de Punta Chueca a fait l'objet de plusieurs études paléontologiques (Chavez, 1975 ; Celis, 1975, 1979 ; Stump, 1981, tabl. A6.2 - S/T).

Selon certaines interprétations (Celis, 1975; Stump, 1981), les niveaux inférieurs, les plus fossilifères, correspondent à un milieu infralittoral de profondeur relativement importante (-30 m ?), de telle sorte que le niveau marin contemporain de ces dépôts aurait été situé bien au-dessus du toit actuel de la séquence marine. Or les unités du sommet de la séquence sont de caractère franchement littoral, et paraissent indiquer que le maximum de la transgression se trouvait à une altitude d'environ +9 m. Si l'interprétation bathymétrique proposée par les paléontologues devait être retenue, il faudrait invoquer des mouvements verticaux de forte amplitude (plus d'une dizaine de mètres ?) lors du Quaternaire supérieur.

Indépendamment de ces difficultés d'interprétation de paléo-environnements, le fait que le toit des dépôts marins soit situé à +9 m, c'est à dire à une cote légèrement supérieure (3 m) à celle des autres témoins de hauts niveaux marins récents de Sonora central, implique quelque déformation tectonique. L'affleurement considéré au nord de Punta Chueca est situé à proximité d'une faille supposée (Gastil et al., 1974) (fig. 3.20) qui semble donc avoir rejoué à une période récente.

Une mesure radiométrique U/Th sur un test de Dosinia ponderosa (LU 1075) tend à attribuer un âge de 66,6 ±5 ka

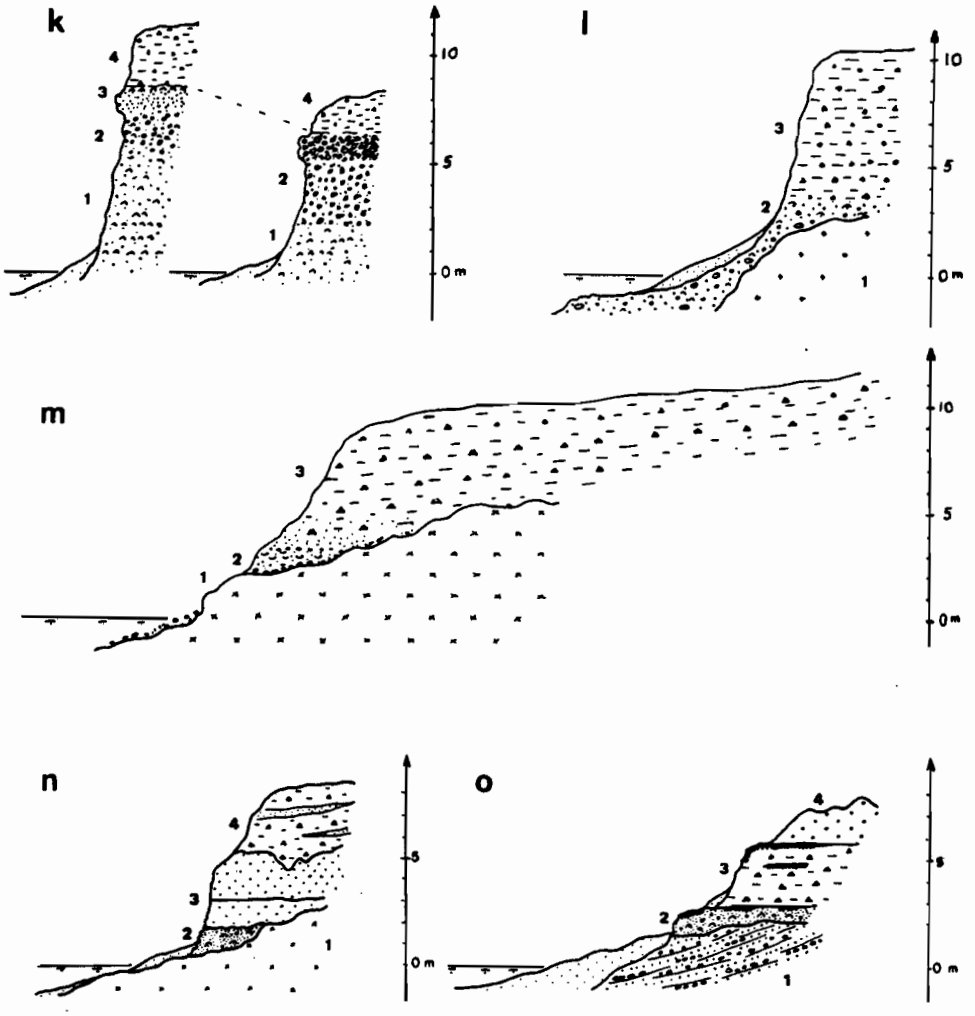


Fig. 3.22. - Coupes de dépôts littoraux pléistocènes étudiés sur la rive orientale du Détroit de l'Infiernillo (coupe k), dans la baie Kunkaak (coupes l et m), à Punta Kino (coupe n), et à Tastiota (coupe o) ; voir localisation fig. 3.19 et 3.20.

Voir légende ci-contre

Légende fig. 3.22.

Coupe k :
1- Calcarénites et grès beiges, localement très fossilifères, à faune in situ (LP 16, 17). 2- Grès et conglomérats gris, à ciment calcaire. 3- Calcarénite et sables fins, lités, à lit fossilifère au sommet. 4- Alluvions et dépôts de pente (LP 22) (Quaternaire supérieur).

Coupe l :
1- Substratum crétacé (tonalite). 2- Grès de plage grossiers avec conglomérat à galets arrondis à la base, peu cimentés, à faune roulée peu abondante (LP 3, 4, 5). 3- Dépôts de bajada typiques, faiblement cimentés (Quaternaire supérieur).

Coupe m :
1- Substratum crétacé (tonalite). 2- Conglomérats et grès calcaires indurés à débris coquilliers et faune peu abondante (Pléist. sup.). 3- Dépôts de bajada et alluvions (Quaternaire supérieur).

Coupe n :
1- Substratum granitique. 2- Grès de plage à galets arrondis et faune peu abondante, dominée par Trachycardium panamense (LT 27-29, LT 902-905, LT 902-905) (Pléist. sup.). 3- Grès dunaires légèrement cimentés (éolianite) (LT 905). 4- Dépôts de bajada et alluvions, à lentilles de sables éoliens (LT 907).

Coupe o :
1- Substratum volcanoclastique (Miocène). 2- Conglomérat et grès littoraux, à rares coquilles marines et éléments continentaux, fortement encroûtés (LP 125, 126). 3- Alluvions peu consolidées, ocres, stratifiées horizontalement, avec niveaux d'encroûtement (Quaternaire supérieur). 4- Sables éoliens non cimentés (LT 900) (Holocène).

(paragr. 6.2.1.2.2.2) à la base de la séquence. Dans le contexte chronostratigraphique régional et en l'absence de traces, à une altitude plus élevée, du maximum du dernier interglaciaire, cet âge apparent semble trop jeune.

Au sud de Punta Chueca, la pointe Santa Rosa constitue une plateforme triangulaire prolongeant le pied de la bajada de la Sierra Seri, et qui est en partie couverte de sables éoliens du Quaternaire supérieur. Cette plateforme est faite de grès et conglomérats littoraux fossilifères (tabl. A6.2-U), semblables à ceux qui affleurent en certains points du rivage oriental de l'île Tiburon. Il est possible que cette plateforme soit limitée à l'est par le prolongement de la faille mentionnée ci-dessus (fig. 3.20) ; néanmoins aucun rejet vertical important n'est mis en évidence puisque les dépôts littoraux de Punta Santa Rosa sont situés à la même altitude que ceux de Punta Tormenta (île Tiburon) et ceux de Bahia Kunkaak (fig. 3.20).

3.2.3.2.3. Bahia Kunkaak

Au sud-est de Punta Santa Rosa et jusqu'à Bahia Kino, les contreforts de la Sierra Seri atteignent le trait de côte et forment plusieurs pointes rocheuses (tonalites du Crétacé et rhyolites cénozoïques, Gastil et al., 1974). Ces avancées résistant à l'érosion alternent avec une dizaine de baies, bordées par des talus littoraux d'une dizaine de mètres de haut. Ces falaises recoupent des dépôts de bajada, d'âge relativement récent, qui surmontent des grès et conglomérats littoraux. Les alluvions et colluvions, de plusieurs mètres de puissance, sont faiblement consolidées et attribuables au Pléistocène supérieur ; elles ont été entaillées à la fin du Pléistocène supérieur, ou (plus probablement) au début de l'Holocène, à la suite d'un changement de régime climatique (paragr. A5.4.1.1).

Les sédiments littoraux sous-jacents aux dépôts de bajada, visibles notamment au nord de Punta Granito, au sud de Punta Blanca et au nord de Punta Ignacio (fig. 3.20 et 3.22), affleurent à la base du talus côtier actuel jusqu'à une altitude maximale de +6 m. Lorsque le substratum est rocheux (Punta Ignacio par exemple), ces sédiments tapissent une plateforme d'abrasion littorale située 6 m environ au-dessus de la plateforme intertidale holocène.

La faune de ces dépôts est typiquement littorale (tabl. A6.2-U). Les sédiments présentent des degrés variables de cimentation et d'altération selon qu'ils sont situés, actuellement, dans la zone de battement des marées, ou qu'ils reposent sur une banquette d'abrasion taillée dans le substratum rocheux (au-dessus des hautes eaux actuelles).

La séquence littorale est attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire. Dans cette région également la cote de la trace du maximum de la transgression est située à +6 m.

A Bahia Kino, le cordon dunaire holocène masque tout témoin éventuel de cette transgression. Une terrasse morphologique, couverte de colluvions et d'alluvions, et probablement liée à une surface d'abrasion littorale du Pléistocène supérieur, est à signaler sur la rive orientale

de l'îlot Pelicano (=Alcatraz), dans la baie de Kino.

3.2.3.2.4. Interprétations chronostratigraphiques

Une reconnaissance générale des dépôts littoraux pléistocènes de l'île Tiburon a montré que les restes d'une transgression récente sont présents dans de nombreuses localités autour de l'île. Ces dépôts correspondent à une phase de haut niveau marin d'environ +6 m par rapport au zéro actuel. Bien que les âges radiométriques U/Th obtenus soient compris entre 83 et 100 ka, il semble que ces témoins littoraux doivent être rattachés à la transgression du maximum marin du dernier interglaciaire (120 ? ka). Aucune autre terrasse marine n'a été observée, mais des sédiments littoraux, attribuables à une (ou plusieurs) transgression(s) antérieure(s) au Pléistocène supérieur, ont été distingués sous les dépôts du dernier interglaciaire, en plusieurs points.

Sur la rive orientale du détroit de l'Infiernillo, et dans la baie Kunkaak, les dépôts littoraux, affleurant à la base du talus littoral récent, correspondent tous à la même unité chronostratigraphique. Bien qu'ils ne dépassent généralement pas une cote de +3 m, sur le trait de côte actuel, ces dépôts sont contemporains d'une phase de stationnement du niveau marin de +5 (ou +6) m (cote du bord interne des terrasses d'abrasion, généralement couvert d'alluvions). En un point de la côte orientale du détroit de l'Infiernillo ces dépôts apparaissent soulevés de plusieurs mètres sous l'effet du rejeu récent d'une faille orientée NW-SE. A cette phase de haut niveau marin, j'attribue un âge S.I. 5e.

3.2.4. La côte de Sonora au sud de Bahia Kino

3.2.4.1. Présentation de la région

Au sud-est de Bahia Kino et de Punta Kino, et jusqu'à la région de Tastiota, s'étend une vaste plaine côtière, les Llanos de San Juan Bautista (fig. 3.19). Cette plaine, constituée de sables et limons d'origine alluviale, se raccorde a une grande bajada s'élevant à plus de +300 m (à l'est de Hermosillo) et dans laquelle pointent quelques inselbergs comme ceux des Siete Cerros (fig. 3.19 et 3.23). La plaine côtière est séparée du Golfe de Californie par un long cordon dunaire, presque ininterrompu entre Bahia Kino et Laguna Tastiota ; ce cordon édifié à l'Holocène isole plusieurs lagunes, de tailles variées (lagunas La Cruz, Tastiota, Cardonal, etc) qui marquent l'emplacement d'anciens estuaires (paragr. A5.4.1.2.1).

La puissante sédimentation alluviale, au cours du Quaternaire, est attestée aussi bien par la morphologie superficielle et la sédimentologie des Llanos San Juan Bautista, que par des données de sondages sous la plaine (Recursos Hidraulicos, in Nichols, 1965 ; Gomez, 1971 ; rapports hydrogéologiques inédits), et par la structure de la marge voisine (Curray 1961a ; Curray in Parker, 1964b). Le caractère récent de la dernière phase de sédimentation est souligné

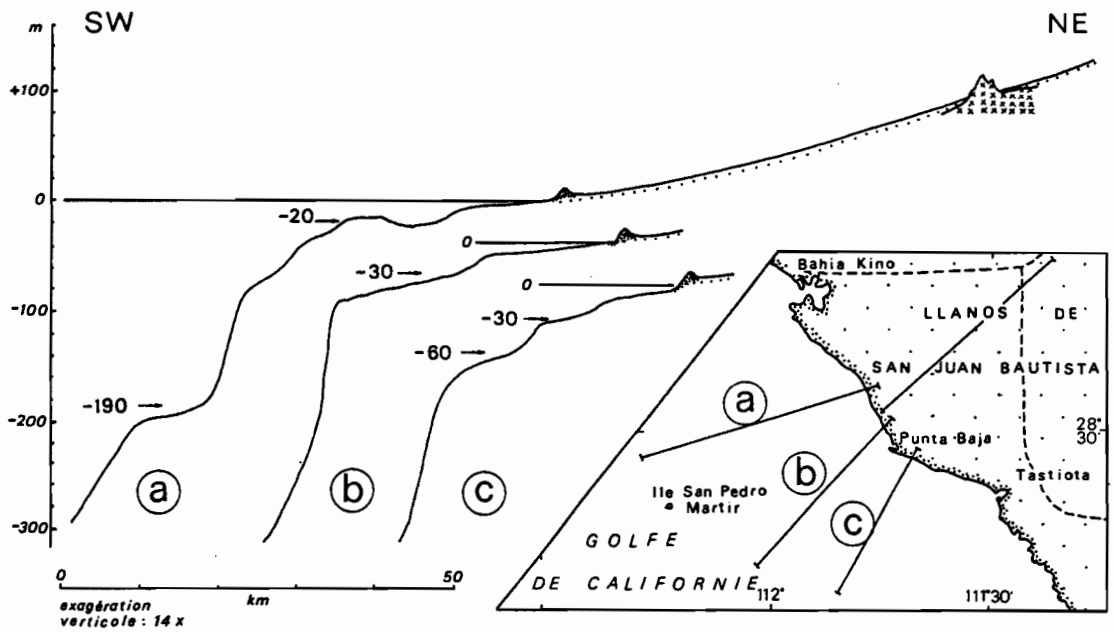


Fig. 3.23.- Profils bathymétriques au large de Punta Baja (Sonora), tracés à partir de données topographiques de Curray (1961). Les replats sous-marins marquent des positions de stationnement du niveau marin au Pléistocène et des sommets de lobes deltaïques.

par la présence de sédiments fins, de type deltaïque, sous le cordon littoral fini-Holocène. Au large, plusieurs lobes deltaïques successifs, contemporains de niveaux marins situés sous le zéro actuel ont été délimités (Curray, 1961a ; Parker, 1964). Tous ces traits tendent à indiquer que durant une grande partie du Pléistocène supérieur, le climat de cette région (et des régions situées en amont, vers les contreforts de la Sierra Madre Occidental) était relativement humide.

Les données de sondages montrent que le substratum de la plaine côtière est formé par plusieurs centaines de mètres de sables, graviers et argiles fluviatiles, d'âge plio-quaternaire. Cette séquence fluvio-deltaïque, dans laquelle aucune incursion marine, pliocène ou pléistocène, n'a été signalée, repose sur une unité marine à microfaune d'âge Miocène inférieur (Gomez, 1971), ou Miocène supérieur (Ingle, 1973a).

Au sud de Tastiota, la côte devient rocheuse et recoupe la Sierra Algodones, qui se poursuit jusqu'à Guaymas. A partir de Guaymas, vers le sud, le littoral est plat et sableux ; des lagunes littorales alternent avec de longues plages à cordon dunaire, et avec des zones deltaïques (fig. 1.20).

La région de Guaymas et de San Carlos a été cartographiée par Johnpeer (1977, 1978), Wilson (1978), Sheridan et collaborateurs (1979).

Les études géomorphologiques et sédimentologiques sur la région littorale ont été nombreuses. Signalons en particulier les travaux de Nichols (1961, 1962, 1965) et de la O (1985) sur diverses lagunes marines, et ceux de Petit-Maire et Lancin (1976), Petit-Maire et Casta (1977), Lecolle et Villaseñor (1976), Lecolle et collaborateurs, (1977), et Lecolle (1979, 1981b) sur la playa San Bartolo (= playa Noriega).

La playa San Bartolo, installée dans un bassin d'effondrement au nord-est de Bahia Kino (fig. 3.19), a constitué un paléolac au Pléistocène (et à l'Holocène) mais ne semble pas avoir été un golfe marin (hypothèse de Sherwin, 1971).

La composition des faunes littorales récentes, marines et lagunaires, a fait l'objet de travaux de Benson et Kessler, (1963), Parker (1964a, 1964b), Nichols (1965), Hills (1973).

3.2.4.2. Les dépôts littoraux pléistocènes

Les témoins de transgressions marines pléistocènes sont rares entre Punta Kino et Guaymas.

Autour du Cerro San Nicolas, plusieurs affleurements de grès littoraux fossilifères (tabl. A6.2-V) sont observés à la base du talus littoral et jusqu'à des altitudes de +3 m environ. Ces sédiments sont surmontés par plusieurs mètres d'éolianites et de dépôts de bajada, localement interstratifiés. La position du massif de San Nicolas, exposé au vents dominants du NW et situé au sud d'une large baie sableuse, explique la présence d'épaisses accumulations de sables éoliens du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

Des coquilles de Dosinia ponderosa et de Trachycardium sp. des grès littoraux affleurant à l'ouest du Cerro San Nicolas (LP 28) ont fourni des résultats géochronologiques contradictoires : 23 ±3 et 19 ±3 ka, par la méthode U/Th (paragr. 6.2.1.2), 32.5 ±1.5 ka, par le radiocarbone (datation Univ. Paris VI) et "stade isotopique 5" par aminostratigraphie (paragr. 7.1.2.2). La situation stratigraphique des échantillons datés, sous plusieurs couches de sables dunaires correspondant à divers épisodes d'accumulation, et sous plus de 3 m d'alluvions et de dépôts de pente, me conduit à favoriser le résultat aminostratigraphique et à envisager que ces tests datent du maximum marin du dernier interglaciaire.

La position de la ligne de rivage du maximum de la transgression n'a pas été déterminée avec précision, en raison de l'abondance des sédiments continentaux postérieurs. Des banquettes d'abrasion littorale recoupant le substratum granitique à environ +5 m (au sud du massif) constituent probablement la trace du plus haut niveau marin de cette transgression.

Dans les environs de laguna Tastiota, les restes d'une phase de haut niveau marin pléistocène se marquent par un mince dépôt de sables limoneux, à rares coquilles marines (tabl. A6.2-W), couvrant une surface d'abrasion littorale (fig. 3.22). La plateforme littorale ancienne, qui n'est, le plus souvent, recouverte que par des alluvions partiellement cimentées et encroutées et des sables éoliens, atteint une altitude de +6 m environ.

Au sud de Tastiota, la côte est généralement accore. Au débouché de quelques vallées, de petites baies présentent des talus littoraux recoupant des alluvions plus ou moins cimentées. Bien que certaines surfaces d'érosion, sub-horizontales, entaillant le substratum volcanique, ou des unités d'alluvions anciennes, puissent être d'origine littorale, aucun vestige de haut niveau marin pléistocène n'a été identifié sur la côte de la Sierra Algodones. L'absence de dépôts littoraux pléistocènes émergés n'est pas interprétée comme un signe de subsidence régionale, et semble plutôt liée à des phénomènes d'érosion récente (falaises côtières) et à la difficulté d'identifier des dépôts littoraux (la grève actuelle est formée de matériel volcanique peu évolué et présente très peu de restes d'organismes testacés).

Dans la région de Bahia San Carlos, au sud de la Sierra Algodones, des surfaces recoupent des alluvions consolidées, à quelques mètres d'altitude, en arrière de la plage actuelle, mais ne semblent pas être d'origine marine. La présence de galets remaniés de grès littoral, au sommet de l'estran actuel indique cependant la proximité d'une ligne de rivage pléistocène (au-dessus ou au-dessous du niveau marin actuel).

Dans la baie de Guaymas, la morphologie du littoral est typiquement celle d'une zone de submersion récente. Les dépôts de pente, généralement cimentés, qui flanquent les massifs volcaniques, plongent directement dans la baie, sans former de talus littoral important. Aucune trace de haut niveau marin pléistocène, sous forme de replat morphologique par exemple, n'interrompt les pentes, régulières, des accumulations de dépôts de pentes et des colluvions.

Les dépôts et formes d'érosion littoraux holocènes sont eux-mêmes très peu marqués. La région de Guaymas semble donc avoir subi des mouvements de subsidence, qui pourraient se poursuivre actuellement. L'existence de la lagune d'Empalme, à l'est de Guaymas (fig. 3.24) est probablement liée à cet enfoncement régional.

3.2.4.3. Interprétations chronostratigraphiques

Les quelques témoins de haut niveau marin pléistocène de la région comprise entre Bahia Kino et Tastiota ne dépassent pas +5 m d'altitude et sont attribuables au maximum marin du dernier interglaciaire (en dépit de résultats radiométriques de 20 à 32 ka).

La rareté des restes de lignes de rivage est attribuée à de mauvaises conditions de préservation de ces dernières, jusque dans la région de San Carlos. A Guaymas, l'absence de terrasse marine, et la morphologie du littoral, indiquent que des mouvements de subsidence se sont probablement produits au Quaternaire supérieur.

Aucun vestige de dépôt littoral ou de ligne de rivage attribuable au Pléistocène moyen n'a été identifié dans cette région.

3.2.5. Synthèse chronostratigraphique

Par rapport aux régions nord-orientale et sud-orientale du Golfe de Californie, la côte de Sonora central est relativement riche en vestiges de lignes de rivage quaternaires. La préservation de ces vestiges littoraux est liée à des conditions géographiques favorables (alternance de baies et de caps rocheux) et à l'existence de massifs côtiers (où les lignes de rivage anciennes sont plus susceptibles d'être enregistrées).

La très grande majorité des restes littoraux de cette région sont faiblement altérés et affleurent à une cote inférieure ou égale à +6 m. Leur position stratigraphique en fait des dépôts du dernier interglaciaire. Cette interprétation est confirmée par de nombreuses analyses radiométriques (U/Th) et aminostratigraphiques. Néanmoins l'imprécision des méthodes géochronologiques ne permet pas d'établir fermement que chacun des échantillons analysés date du maximum marin du dernier interglaciaire.

Dans de nombreuses localités, des arguments morphologiques et stratigraphiques me conduisent à corréler l'ensemble de ces dépôts littoraux avec une seule et même phase de haut niveau marin du Pléistocène supérieur, celle du S.I.5e. Cette interprétation, qui s'appuie également sur des données faunistiques, isotopiques et aminostratigraphiques tend à écarter l'hypothèse que certains vestiges littoraux de la région soient attribuables à une phase tardive de haut niveau marin du Pléistocène supérieur (S.I.5a ou 5c, ou encore S.I.3).

La cote de la ligne de rivage du S.I.5e est à environ +6 m dans l'ensemble de la région, sauf dans les environs de Guaymas où les restes littoraux semblent être situés sous le NMM actuel.

Des traces de haut niveau marin d'âge Pléistocène moyen ont été observés soit en position stratigraphique sous-jacente aux sédiments littoraux du S.I.5e (Bahia

Libertad, Sierra Tordilla, Ile Tiburon), soit à des cotes altimétriques supérieures à celle de la ligne de rivage du S.I.5e (Playa Santa Maria). La position de ces lignes de rivage, mal préservées, du Pléistocène moyen varie d'environ +10 à +23 m. Ces dépôts littoraux sont trop peu nombreux pour permettre des corrélations latérales ; il est probable que l'enregistrement de lignes de rivage à +12, +15 et +23 m à Playa Santa Maria soit lié à des mouvements tectoniques locaux. Selon cette interprétation, la trace des plus hauts niveaux marins du Pléistocène moyen (et inférieur), sur la côte de Sonora central ne serait qu'à une dizaine de mètres au-dessus du NMM actuel.

3.3. LA_COTE_SUD-ORIENTALE_DU_GOLFE_DE_CALIFORNIE

La région sud-orientale du Golfe de Californie n'a pas fait l'objet d'une reconnaissance des dépôts littoraux pléistocènes, dans le cadre de ce travail. Du fait de leurs implications néotectoniques, quelques travaux d'autres auteurs, relatifs aux variations du niveau marin doivent néanmoins être rappelés.

3.3.1. Morphologie_de_la_région

La partie sud-orientale du Golfe de Californie est bordée par une ample plaine côtière qui s'élève régulièrement jusqu'au pied de la Sierra Madre Occidental. Deux massifs rocheux, seulement, interrompent le littoral régulièrement plat et sableux, dans le delta du rio Fuerte et à Mazatlan. Plusieurs fleuves pérennes traversent d'est en ouest la plaine cotière : ce sont, du nord au sud, les rios Yaqui, Mayo, Fuerte et Santiago (fig. 3.24).

Les deltas se marquent par de grands lobes convexes. Le plus proéminent d'entre eux, le delta du rio Fuerte, présente une grande variété d'environnements sédimentaires : plages sableuses et flèches littorales, lagunes et marais maritimes, mangroves, iles-barrières, tombolos, etc...

Les lagunes de cette région ont donné lieu à quelques études sédimentologiques et hydrographiques : lagunes des zones de Agiabampo (Malpica, 1972), Yavaros (Ayala Castanares et al., 1980), Topolobampo (Phleger & Ayala Castanares, 1969), Huisache et Caimanero (Phleger & Ayala Castanares, 1972).

Au sud du delta du rio Fuerte, la côte devient rectiligne et suit une direction NW-SE. Les rios Sinaloa, Culiacan et San Lorenzo n'ont pas constitué de delta bien individualisé à leur embouchure. Les traits caractéristiques de cette partie de la côte sud-orientale du golfe sont fournis par des îles-barrières parallèles au rivage, et par des successions de cordons littoraux isolant des lagunes et marécages. Les marais maritimes séparés de la mer par des cordons littoraux sont nombreux au nord de Culiacan et au sud de Mazatlan (fig. 3.24).

Sur près de 130 km au nord de San Blas, la région littorale présente une série de près de 300 rides sableuses grossièrement parallèles au trait de côte actuel. Ces rides, séparées par des sillons fréquemment inondés, sont des crêtes prélittorales formées durant la seconde moitié

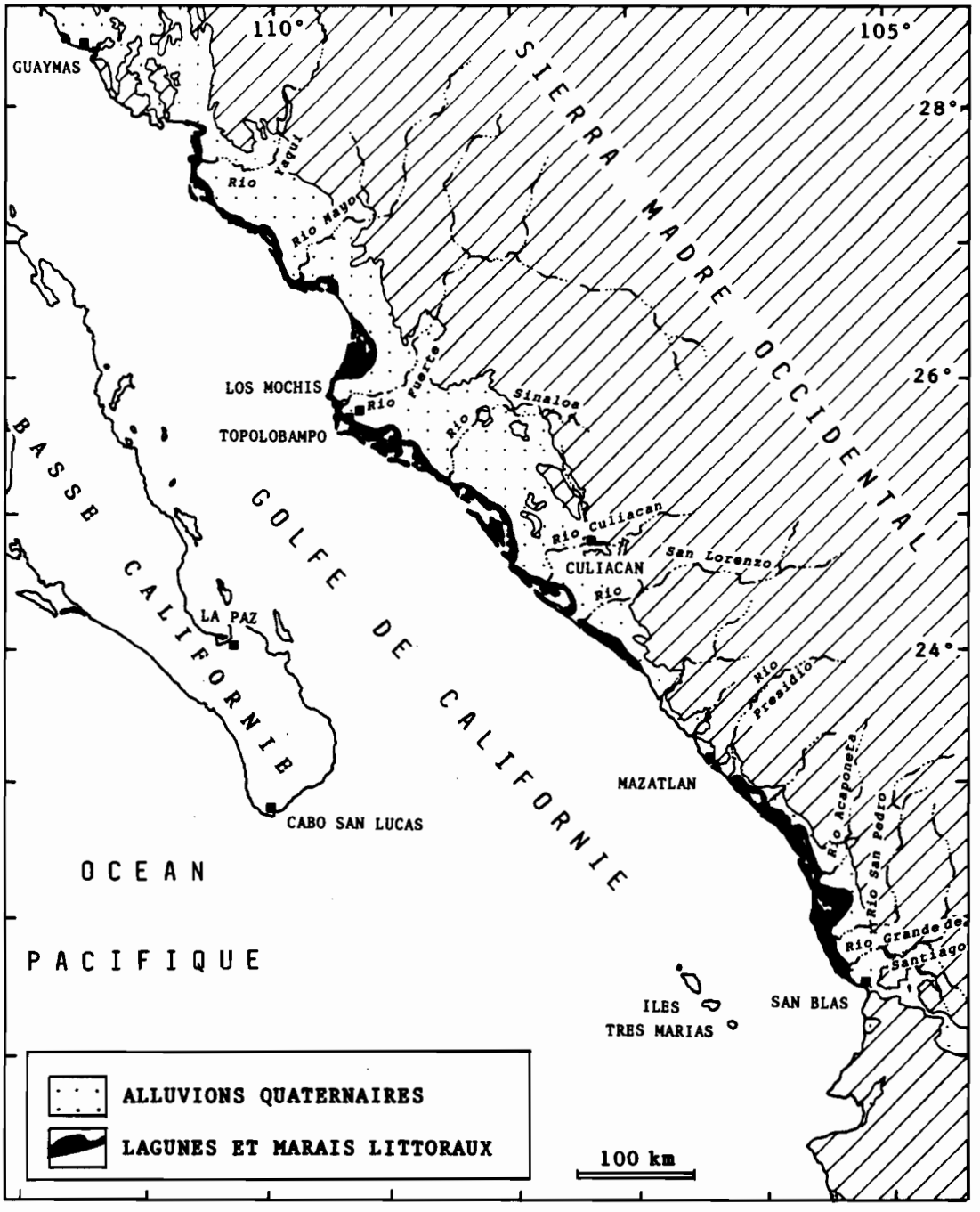


Fig. 3.24.- Morphologie générale de la côte sud-orientale du Golfe de Californie, au sud de Guaymas (modifié d'après Lancin, 1979).

de l'Holocène (Curray et al., 1969). Les crêtes marquent la progradation de la côte sous l'effet de la dynamique littorale et grâce à l'abondance du matériel sableux disponible dans la zone infralittorale (op. cit.). La région infralittorale de ce secteur correspond à un delta pléistocène formé par les apports conjugués des rios Baluarte, Acaponeta, San Pedro et Grande de Santiago.

Au sud de San Blas, et jusqu'au Cabo Corrientes, l'aspect du littoral se modifie totalement. Des baies sableuses alternent avec des zones rocheuses à falaises vives.

3.3.2. La plaine côtière de Mazatlan (Sinaloa) - San Blas (Navarit).

3.3.2.1. Les cordons littoraux holocènes.

Entre Mazatlan et San Blas (225 km), la plaine côtière (5 à 15 km de large) est formée par une succession de cordons littoraux parallèles séparés par d'étroites dépressions marécageuses. Cette région a fait l'objet de deux séries d'études : la première par Moore et Curray dans les années 1960 (Curray, 1959, 1961 b ; Curray & Moore, 1963, 1964 b ; Curray & Moore, 1963, 1964 a, 1964 b ; Curray et al., 1969) et la seconde par une équipe dirigée par Sirkin et Connally, dans les années 1970 (Connally, 1973, 1977, 1984 ; Cottrell, 1973 ; Hoffman, 1975 ; Sirkin & Connally, 1977 ; Hoffman & Connally, 1977 ; Sirkin & Stuckenrath, 1977 ; Allen & Connally, 1977 ; Manley & Connally, 1977 ; Connally et al., 1977 ; Sirkin & Gilbert, 1978 ; Sullivan, 1980 ; Sirkin et al., 1981 ; Connally & Sullivan, 1984 ; Sirkin, 1984 a, 1984 b : Connally, 1984).

Curray et Moore (op.cit.) montrèrent que ces cordons littoraux, dont le nombre atteint 280 à l'endroit où la plaine est la plus large, s'élèvent à une altitude de +1 m seulement, tandis que la cote moyenne du centre des dépressions est de -0,5 m. L'accumulation de ces sables littoraux se serait produite sous les influences conjuguées de la dérive littorale, d'apports fluviatiles abondants (en particulier du Rio Grande de Santiago), de la faible énergie des vagues et de la stabilité du niveau marin depuis quelques milliers d'années. La progradation littorale aurait debuté, selon les endroits, entre 4 750 et 3 600 ans B.P., alors que le niveau marin n'avait pas encore atteint sa cote actuelle. A partir de 1 500 ans B.P., les modalités et la vitesse de cette progradation été modifiées (effets climatiques et anthropiques). Lors des derniers 500 ans, la régression marine se serait beaucoup ralentie et les principaux changements littoraux concerneraient la morphologie du delta du Rio Grande de Santiago.

Connally, Sirkin et leurs collaborateurs ont recemment proposé un modèle d'évolution de cette plaine, qui mettrait en jeu un soulèvement saccadé de la région, d'une amplitude totale de 60 m, durant les derniers 9 000 (ou 15 000) ans (Connally & Sullivan, 1984 ; Connally, 1984 ; Sirkin, 1984 a, 1984 b). Cette nouvelle interprétation est fondée essentiellement sur des études de paléosols, et sur

une chronologie au radiocarbone remontant à 14 500 ans B.P. (au lieu des 4 750 ans de Curray et collaborateurs, 1969). Le tabl. 3.2 montre la correspondance des deux modèles historiques du développement de la plaine côtière, et la fig. 3.25 présente, de façon schématique, l'altérnance des émersions et submersions envisagées par Connally (1984) durant la phase de remontée du niveau marin à l'Holocène.

Le modèle proposé par Connally et collaborateurs est très suspect à plusieurs titres. Il est vraisemblable que les datations de 14 500 et 8 700 ans B.P., qui, pour les auteurs cités, justifient des soulèvements de plusieurs dizaines de mètres, soient erronées (ou que les matériels datés ne constituent pas de véritables indicateurs de la position du niveau marin). Aucun autre indice, géologique ou géomorphologique, de mouvements verticaux récents n'a été signalé dans la littérature, ou par ces auteurs eux-mêmes. La présence d'une anomalie gravimétrique dans la plaine côtière (Sullivan, 1980) a conduit Connally (1984) à envisager qu'elle soit la trace d'une faille active du Golfe de Californie (zone de fracture V de Moore et Buffington, 1968) ; une telle hypothèse resterait à démontrer.

Ce modèle constitue, à mon sens, une bonne illustration des schémas d'évolution du niveau relatif de la mer particulièrement hypothétiques du fait du caractère incertain de quelques datations radiométriques.

3.3.2.2. Les vestiges littoraux pléistocènes

Deux ensembles sédimentaires attribuables au Pléistocène supérieur ont été décrits sur la côte de Nayarit. Au large, ce sont des unités deltaiques et littorales (fig. 3.26) qui ont enregistré plusieurs lignes de rivage, à une centaine de mètres de profondeur, dont une contemporaine du dernier maximum glaciaire (quatre datations de coquilles littorales de 19 300 ±300 à 16490 ±600 ans B.P., à une profondeur maximale de -123 m (Moore & Curray, 1964 a).

Selon la chronologie proposée par Moore et Curray (1964 a), le niveau marin se serait abaissé jusqu'à -120 m au Wisconsinien ancien, puis serait remonté (à une cote non précisée) lors d'un interstade chaud ; par la suite, il serait redescendu jusqu'à environ -105 m, et s'y serait maintenu suffisamment longtemps pour former une vaste terrasse d'abrasion. Le niveau marin se serait ensuite élevé jusqu'à -64 m, pour y demeurer quelque temps également, avant de redescendre lentement jusqu'à -123 m (vers 18000 ans B.P.)

Depuis le dernier minimum marin, le niveau marin serait remonté, d'abord rapidement, jusque vers 7 000 ans B.P. (-10 m), puis lentement jusqu'à 3 600 ans B.P. (- 2 m), avant d'atteindre sa cote actuelle (Curray et al., 1969).

Un autre vestige de ligne de rivage, concernant une phase de haut niveau marin, a été observé à une profondeur

PHASE	WEATHERING EVENT / DEPOSITIONAL EVENT	AGE yrs BP	CURRAY MODEL	AGE yrs BP
PROGRADING BEACH	present			present
	La Tambora Soil	500	Period V	
	Late Beach	1,200		500
	Los Angeles Soil	1,500	Period IV	
	Medial Beach	3,600		1,500
	Teacapán Soil	5,400	Period III	
	Early Beach	6,300		3,600
	Cañas Soil	8,700	Period II	
	Initial Beach	14,500		4,500
ANCESTRAL PENINSULA	Palmito Soil	22,700	"restricted" Period III	
	Late Spit	34,900		
	Mescal Soil	47,600		
	Early Spit	120,000(?)		
ALLUVIAL	Oxisols & Saprolite	?	Period I	?
	Coastal Bajada			

Tabl. 3.2. - Chronologie des paléosols et dépôts littoraux du Quaternaire supérieur de la côte Nayarit, selon Connally (1984), vis-à-vis de la chronologie des épisodes littoraux proposée par Curray et collaborateurs (1969) dans la même région (voir fig. 3.25).

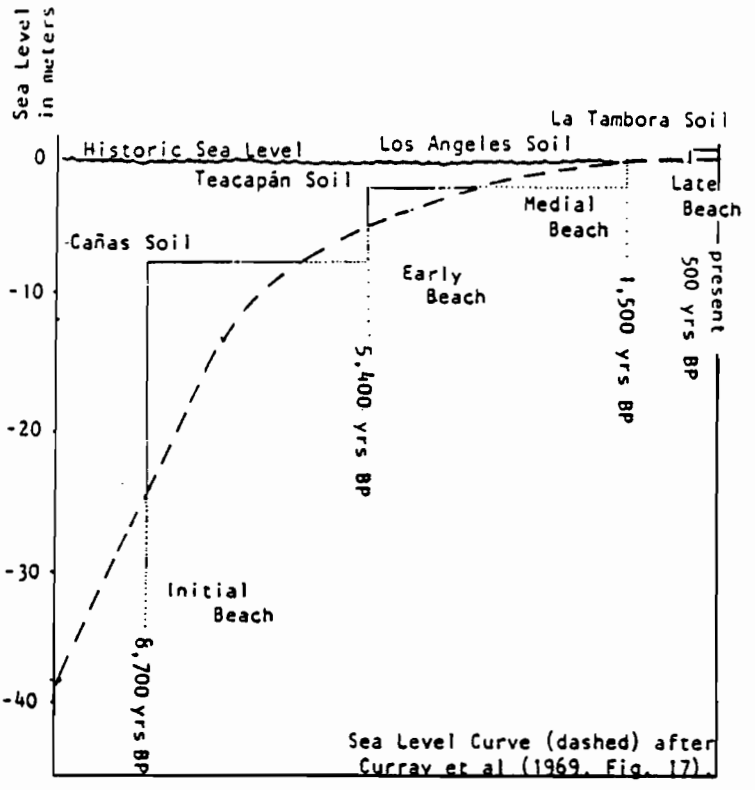


Fig. 3.25.- Diagramme expliquant, selon Connally (1984), une alternance de quatre phases d'émersions (marquées par les paléosols Cañas, Teacapán, Los Angeles et La Tambora) et d'autant de phases de submersions de la côte de Nayarit, lors des derniers 10 000 ans. Ce modèle suppose une surrection saccadée de la région côtière, d'une amplitude totale d'environ 24 m, à l'Holocène.

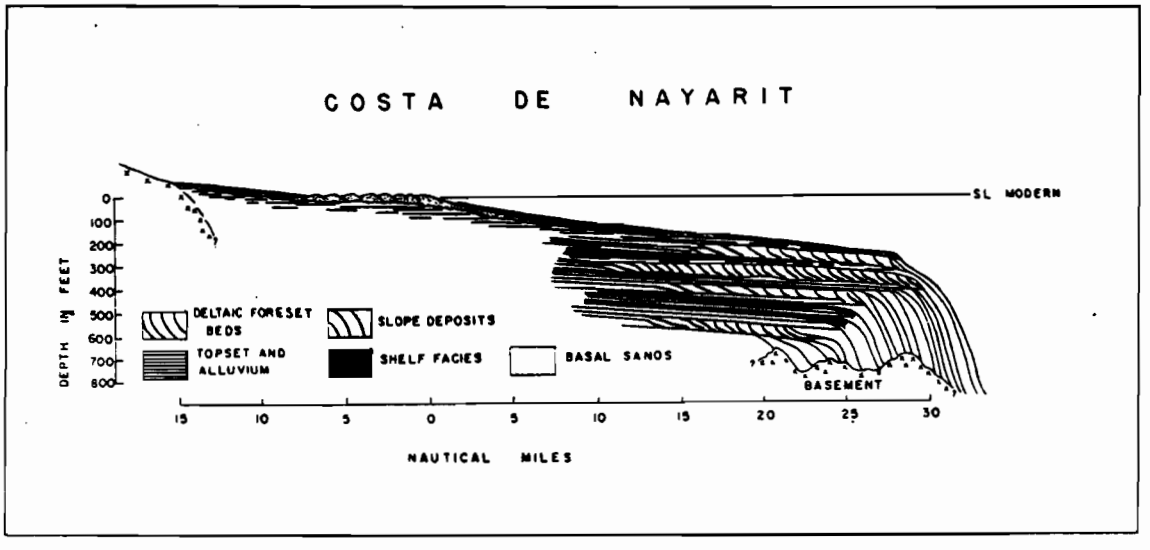


Fig. 3.26.- Coupe schématique de la marge continentale de Nayarit, selon Curray et Moore (1964), montant la superposition de plusieurs cycles de sédimentation (deltaïque, continentale et marine) liés aux fluctuations du niveau marin au Quaternaire.

de -9,5 m sous la plaine littorale actuelle ; ces restes littoraux sont des "beach-rocks" et lumachelles à Chione gnidia dont les tests seraient recristallisés (Curray et al., 1969). Entre ces sédiments littoraux attribués au Pléistocène et les sables des cordons littoraux holocènes, est interstratifiée une couche d'alluvions à nodules limonitiques, de grande extension dans la région et de plusieurs mètres de puissance.

Pour Curray et collaborateurs (1969), les sédiments littoraux anciens pourraient dater soit d'une phase de haut niveau marin interstadiaire de 30 ka, soit du Sangamonien (dernier interglaciaire) ; dans l'un ou l'autre cas, les alluvions sous-jacentes aux sables holocènes seraient d'âge Pléistocène supérieur. Pour Connally et collaborateurs (Manley & Connally, 1977 ; Connally et al., 1977 ; Sirkin & Stuckenrath, 1977 ; Connally, 1977, 1984 ; etc.), ces alluvions seraient beaucoup plus anciennes, puisqu'ils leur attribuent des âges "Pléistocène inférieur" ou "pré-Pléistocène", voire "Néogène moyen".

On reviendra rapidement sur l'hypothèse de soulèvements récents de la région côtière proposée par Connally et collaborateurs (voir ci-dessus) pour souligner que s'il se confirmait que la ligne de rivage du dernier interglaciaire se trouve à quelques mètres sous la plaine holocène, cela constituerait un indice de subsidence régionale, pour tout le Quaternaire supérieur, et permettrait d'écarter totalement l'interprétation d'une surrection saccadée à l'Holocène.

Dans la région de Mazatlan et en particulier au nord de la ville, des calcaires gréseux et conglomératiques, d'origine littorale, affleurent jusqu'à une altitude de quelques mètres au-dessus du NMM. Ces dépôts peu fossilifères, à organismes altérés et largement encroûtés, sont attribuables à une phase de haut niveau marin du Pleistocène (supérieur ?) ; ils font actuellement l'objet d'études détaillées (Gutierrez-Estrada & Castro del Rio, 1984).

3.4. CONCLUSIONS

3.4.1. Chronostratigraphie des dépôts littoraux quaternaires

Sur la côte orientale du Golfe de Californie, les facteurs structuraux, morphologiques, climatiques et océanographiques, qui favorisent l'accumulation sédimentaire, limitent les possibilités de préservation et d'observation des dépôts littoraux quaternaires. En dehors des formes et sédiments littoraux holocènes, largement représentés le long du rivage actuel, en particulier dans la partie sud-orientale du golfe, seules les traces d'un haut niveau marin pléistocène particulièrement élevé (supérieur au NMM) sont observables avec une certaine continuité. Ce haut niveau marin est très probablement celui du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e). Cette interprétation chronostratigraphique s'appuie sur un faisceau d'arguments

morphostratigraphiques, géochronologiques et paléoclimatiques (composition des faunes fossiles, teneurs en ^{18}O, etc.).

Les études détaillées des vestiges littoraux relativement récents (Pléistocène supérieur) indiquent que, malgré les résultats radiométriques (U/Th et ^{14}C) de certains échantillons, l'ensemble de ces dépôts doit être rattaché à une même phase transgressive. Je considère qu'aucun dépôt marin émergé ou forme d'érosion littorale décrits, n'est attribuable à une phase de haut niveau marin postérieure au S.I.5e (S.I.5c, S.I.5a, S.I.3).

Des restes de dépôts littoraux du Pléistocène moyen (ou inférieur) n'ont été observés qu'en de rares localités des côtes septentrionale et orientale du Golfe de Californie. Leur âge antérieur au Pléistocène supérieur est bien établi par leur position morphostratigraphique, et par certaines données aminostratigraphiques, géochimiques ou faunistiques. Cependant, la rareté de ces dépôts, leur pauvreté en restes fossiles et l'absence de données géochronologiques précises, ne permettent pas de les corréler avec l'un ou l'autre des stades isotopiques de la chronologie paléoclimatique du Quaternaire (S.I.7, S.I.9, etc.).

Lorsque ces dépôts littoraux et terrasses marines sont situés à une cote altimétrique supérieure à celle des vestiges du Pléistocène supérieur, et qu'ils sont visibles en surface, comme dans le nord de Bahia Adair ou à Playa Santa Maria, il est envisageable de les corréler avec des phases de haut niveau de la fin du Pléistocène moyen (S.I. 7,9 ou 11). Lorsque ces dépôts littoraux sont observés en coupe, sous une couverture de sédiments quaternaires relativement épaisse (Bahia Lobos), ou qu'ils sont fortement indurés et altérés (faune), un âge assez ancien, au sein du Pléistocène moyen (ou inférieur), pourrait éventuellement leur être attribué.

3.4.2. Interprétations néotectoniques

Du point de vue des mouvements verticaux récents (derniers 120 000 ans), la conclusion essentielle de cette reconnaissance des lignes de rivage quaternaires est la relative "stabilité" tectonique de la côte orientale du Golfe de Californie. La ligne de rivage attribuée au maximum de la transgression du Pléistocène supérieur (S.I.5e) est située à une altitude de +6 $\pm$1 m, dans l'ensemble de la région.

Dans certains tronçons de la côte orientale du Golfe de Californie, pourtant, aucun vestige de cette ligne de rivage n'a été décrit. Selon la morphologie des régions littorales, cette absence de traces de haut niveau marin peut être considérée comme la résultante de processus d'érosion ou, au contraire, de sédimentation, d'âge Quaternaire supérieur (deltas, plaines alluviales, couvertures de sables éoliens), ou être attribuée à des phénomènes de subsidence locale. Cette dernière interprétation, d'un enfoncement récent de la côte se traduisant par une altitude négative de la ligne de rivage du S.I.5e, n'est retenue que pour la région de Guaymas. Dans les autres régions dépourvues de restes littoraux pléistocènes, je conclus que les conditions de préservation ont été défavorables, et

que l'on ne peut en déduire des indices de subsidence. Cette interprétation repose sur de nombreuses observations dans le nord-est et l'est du golfe ; sur la côte sud-orientale du Golfe, que je n'ai pas étudiée, je propose la même interprétation en me fondant sur la présence de sédiments littoraux émergés, attribuables au Pléistocène supérieur, et decrits par d'autres auteurs, sur les côtes de Sinaloa (Mazatlan) et de Nayarit.

La position actuelle de certaines formations sédimentaires holocènes, par rapport au NMM actuel, fournit un argument supplémentaire en faveur de l'homogénéité du comportement tectonique récent de la côte orientale du Golfe de Californie. Dans les localités du nord, du nord-est et du sud-est du golfe, où une avancée récente du trait de côte holocène a été mise en évidence, ainsi que dans les localités septentrionales où se forment des beachrocks, il a été montré que le niveau marin holocène a atteint une cote altimétrique voisine de l'actuel NMM il y a plusieurs milliers d'années, mais que ces vestiges littoraux ne présentent pas d'évidence de mouvements verticaux relatifs récents.

A une échelle de temps supérieure à celle du Quaternaire supérieur, les conclusions d'ordre néotectonique sont beaucoup plus ténues, du fait de la rareté des vestiges littoraux du Pléistocène moyen, et des incertitudes chronologiques qui affectent ces derniers. La rareté des affleurements de sédiments littoraux antérieurs au Pléistocène supérieur s'explique aisément par les conditions de sédimentation et d'érosion signalées ci-dessus.

Si on excepte les lambeaux de terrasses de Playa Santa Maria, qui atteignent +23 m au maximum, et qui pourraient être les indices d'un soulèvement local, tous les autres vestiges littoraux relativement anciens, décrits ici, sont situés à des cotes altimétriques inférieures à + 10/+15 m. Il est à noter qu'aucune ligne de rivage bien définie, associée à des dépôts, n'a pu être observée.

Sans faire d'hypothèse précise sur la position du niveau marin lors des interglaciaires du Pléistocène moyen (paragr. 1.1.2.3.3.), je considère que les localités où des vestiges littoraux anciens ont été observés (au nord-est du golfe, seulement), ont pu avoir été très légèrement soulevées, ou être restées "stables" lors des dernières centaines de milliers d'années. Par ailleurs, le fait que les tronçons rocheux de la côte de Sonora central n'ont pratiquement pas enregistré de traces de haut niveau marin du Pléistocène moyen, à des cotes supérieures à +10 m environ, me semble indiquer que cette dernière région n'a pas subi de soulèvements récents au Quaternaire.

Enfin, il convient de rappeler que l'absence d'affleurement de Pliocène marin, sur la côte orientale du Golfe de Californie, peut donner lieu à plusieurs interprétations. Il pourrait y avoir eu dépôts d'unités marines à l'est du trait de côte actuel, puis subsidence et/ou recouvrement général par des sédiments quaternaires. On peut également concevoir qu'à la suite d'un soulèvement lié au "rifting" du golfe, la ligne de rivage pliocène n'ait jamais dépassé, vers l'est, la position du trait de côte

actuel.

On reviendra sur la nature et sur l'amplitude des mouvements verticaux quaternaires de cette région après avoir examiné la position altimétrique des restes littoraux pléistocènes (et pliocènes) de Basse Californie (fig. 4.54).

(DEUXIEME PARTIE ; ETUDES REGIONALES)

4. LA CÔTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE

4.1. Introduction

4.2. La côte orientale de Basse Californie Nord

4.3. La région de Santa Rosalia

4.4. La côte nord-orientale de Basse Californie Sud

4.5. Le sud de la péninsule et du Golfe de Californie

4.6. Synthèse régionale

LA COTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE

4.1. INTRODUCTION

Des trois grandes bandes côtières qui bordent la péninsule de Basse Californie et le Golfe de Californie, la côte orientale de la péninsule est celle qui présente la plus grande unité morphoclimatique. Certains paysages littoraux des environs de Puertecitos, au sud du delta du Colorado, ont de nombreux points communs avec des régions côtières de la baie de La Paz, au sud-est de la péninsule.

Parmi les caractéristiques de l'ensemble de la côte orientale de Basse Californie, on pourrait citer l'étroitesse de la marge continentale, les reliefs, souvent escarpés, qui longent la presque totalité de la côte, la prédominance des roches volcaniques mio-pliocènes, le caractère protégé (des influences océaniques) des environnements climatiques et océanographiques, la rareté des constructions littorales holocènes (dunes, plages, lagunes, etc.), etc.

D'un point de vue morphotectonique, cette région est juvénile. A l'inverse de la côte orientale du golfe, l'accumulation de sédiments quaternaires, continentaux ou marins, est très minoritaire et limitée à certaines baies peu profondes et piémonts côtiers. Depuis le début de l'ouverture du golfe, avant le Pliocène, les phénomènes d'érosion ont été dominants. Cette particularité qui s'explique en partie par l'existence de mouvements verticaux plio-quaternaires et par l'importance des déformations liées à la séparation des plaques lithosphériques, est favorable à la formation de terrasses d'abrasion littorale quaternaires. Les emboîtements de terrasses marines sont nombreux, surtout dans la partie est-centrale de la péninsule.

Pour la description des vestiges littoraux quaternaires de la côte orientale de Basse Californie, on distinguera quatre subdivisions : le littoral de Basse Californie Nord au sud de San Felipe, la région de Santa Rosalia, le littoral de Basse Californie Sud entre San Lucas et la Paz, et enfin l'extrémité méridionale de la péninsule. Les îles du golfe seront traitées avec chacune des régions correspondantes. La fig. 4.1. constitue un index des cartes de localisation des principales terrasses marines et vestiges littoraux quaternaires étudiés.

4.2. LA_COTE_ORIENTALE_DE_BASSE_CALIFORNIE_NORD

4.2.1. Présentation

La côte orientale de Basse Californie Nord se prête mal à la conservation de vestiges de transgressions marines pléistocènes. Le caractère généralement abrupt des reliefs côtiers de cette région est dû à plusieurs facteurs tels

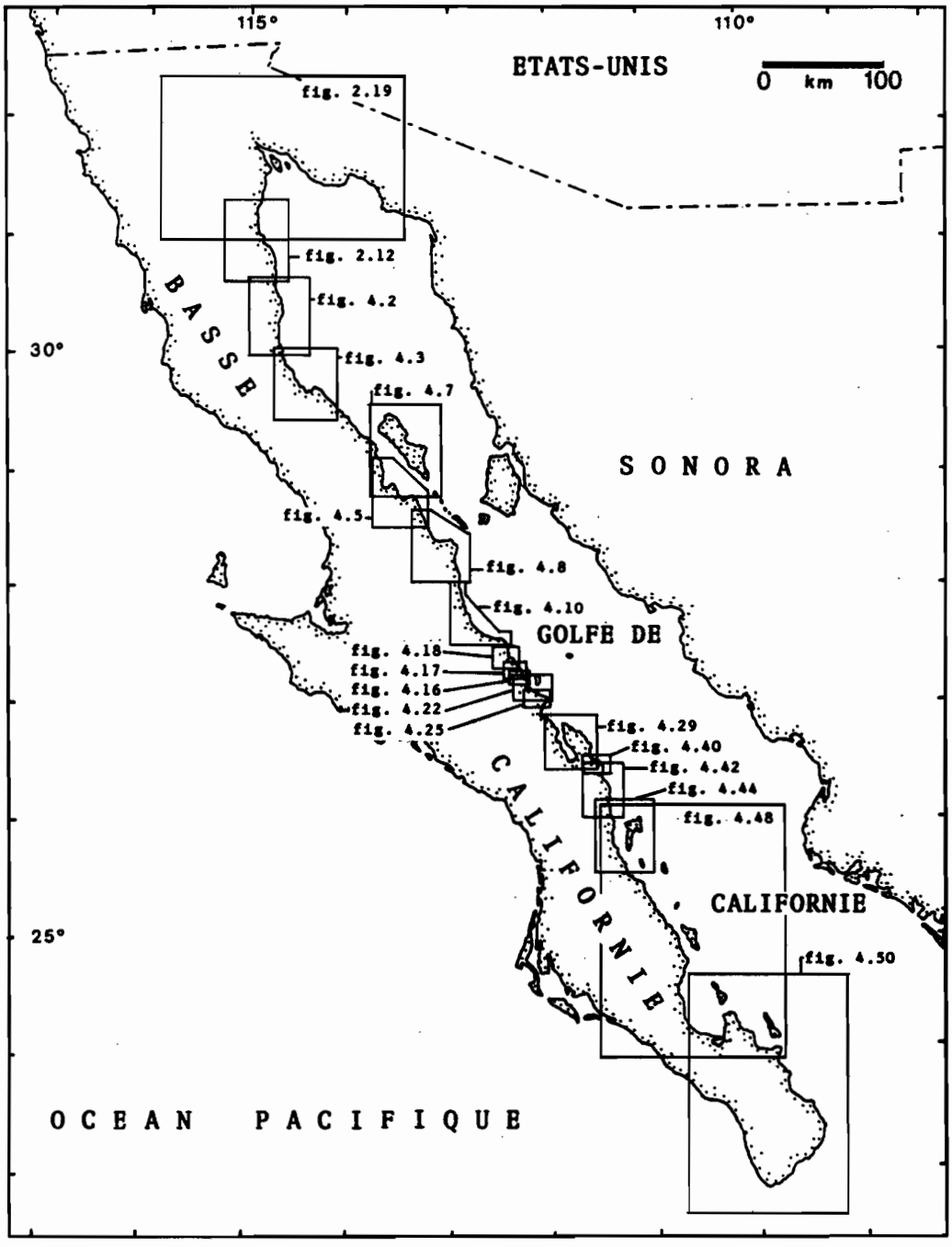


Fig. 4.1.- La côte orientale de la péninsule de Basse Californie : index des cartes de localisation des terrasses marines et vestiges de lignes de rivage quaternaires étudiés. Dans l'état de Basse Californie Nord, au nord du 28e parallèle, les fonds de ces cartes de localisation sont modifiés de Gastil et al. (1975) et indiquent la géologie. En Basse Californie Sud, les cartes sont de simples schémas de localisation d'échantillons et de sites étudiés.

que la nature du substratum (épaisses séries volcaniques mio-pliocènes), le contexte structural (zone de fractures parallèle au rivage), et les conditions morphoclimatiques particulières (forte aridité, érosion active, etc.). Cette morphologie défavorable explique également qu'une grande partie de cette région côtière soit d'accès difficile, ce qui en a limité la reconnaissance.

Depuis le delta du rio Colorado jusqu'à Puertecitos, le littoral est bordé par une plaine alluviale, de plusieurs kilomètres de large, s'élevant de manière régulière jusqu'au pied du front montagneux, souvent escarpé, des contreforts de la Sierra San Pedro Martir. A partir de Puertecitos vers le sud, jusqu'à Bahia San Rafael, les plaines côtières deviennent à la fois plus courtes, plus étroites, et plus rares, et les tronçons accores deviennent largement prédominants. Au sud de Bahia San Rafael, jusqu'à la région de Santa Rosalia, les reliefs côtiers s'amollissent, l'arrière-pays littoral étant de nature lithologique plus variée et étant souvent constitué par des séries marines pliocènes relativement friables (grès, marnes et argiles). C'est dans ce dernier tronçon de la côte que les terrasses marines ont été le mieux préservées.

La reconnaissance géologique de la région a été réalisée par Gastil et collaborateurs (1975). Les travaux portant sur les dépôts plio-quaternaires et leurs déformations ont été peu nombreux (Arnold, 1957 ; Gomez Dominguez, 1958 ; Aschmann, 1959, 1967 ; Sommer & Garcia, 1970 ; Dokka & Merriam, 1979, 1980). Sur le plan de la géomorphologie littorale, on citera les travaux de Wright et collaborateurs (1973) et de Lancin (1979).

4.2.2. La région de Puertecitos à Bahia de Los Remedios

4.2.2.1. Puertecitos

Au sud de San Felipe, la zone côtière est caractérisée par une série de vastes piémonts (fig. 2.12, 4.2) qui se terminent, le long du trait de côte, par une petite falaise littorale de formation récente. Ces piémonts (*bajadas*) s'adossent aux massifs volcaniques mio-pliocènes des sierras San Felipe et San Fermin, et à quelques buttes-témoins, souvent constituées de sédiments pliocènes marins ou continentaux (Gastil *et al.*, 1975). En plusieurs points entre San Felipe et Puertecitos, (notamment à 15 et 40 km au nord de Puertecitos), la piste principale longe, ou traverse, ces affleurements de grès fins gris clair et de grès grossiers à faune marine mal conservée.

A 3 km au nord-ouest de Puertecitos, un affleurement particulier présente une alternance monotone de lits de limons et d'argiles à gypse, sur 10 à 30 m d'épaisseur totale ; ces sédiments qui constituent une séquence deltaïque typique ont été attribués au Pliocène (Walker, 1967 ; Gastil *et al.*, 1975) mais semblent pouvoir être d'âge Pléistocène inférieur. La présence de ces dépôts deltaïques à 150 km au sud de l'embouchure du Rio Colorado, pose un problème paléogéographique ; compte tenu de la translation affectant la péninsule de Basse-Californie depuis plusieurs millions d'années, cette localité se trou-

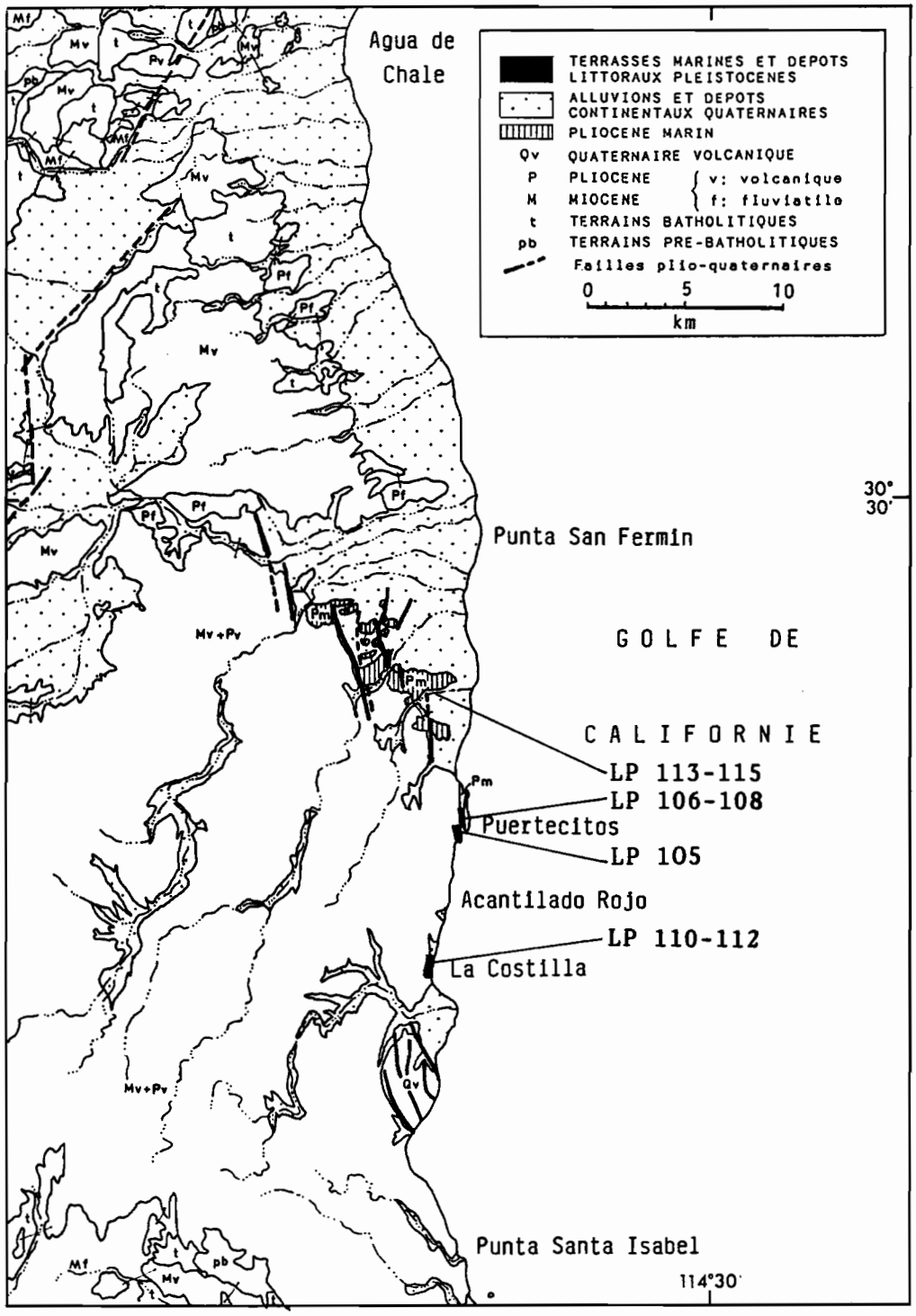


Fig. 4.2.- Carte géologique simplifiée de la région de Puertecitos (modifiée d'après Gastil et al., 1975), et localisation des seuls dépôts littoraux pléistocènes observés.

vait, au Pliocène (ou au Pléistocène inférieur), à une distance encore supérieure à celle qui la sépare, de nos jours, de l'embouchure du fleuve, à moins qu'une part importante des mouvements de translation se soit effectuée à l'ouest de l'affleurement. Selon une autre hypothèse s'appuyant sur des analyses paléomagnétiques (Strangway et al., 1971), le bloc côtier, limité à l'ouest par la faille San Pedro Martir, aurait subi une rotation de 30° environ (dans le sens des aiguilles d'une montre) depuis le Pliocène (Moore, 1973).

Les dépôts littoraux pléistocènes observés dans les environs de Puertecitos et La Costilla (fig. 4.2) sont essentiellement des grès littoraux fossilifères qui affleurent entre la ligne de rivage actuelle et quelques mètres au-dessus du NMM.

A Puertecitos, deux types de dépôts sont attribués à la même transgression marine : d'une part des grès conglomératiques, à Ostrea angelica et faune intertidale, visibles sur la rive nord-orientale de la baie, et d'autre part des sables limoneux brun-rouge, de faciès lagunaire, à Chione gnidia et C. californiensis qui affleurent autour de la piste d'atterrissage, au nord du village (LP 107). L'altitude maximale atteinte par le niveau de la mer, lors de cette transgression, est d'environ +6 m. Deux datations ^{14}C ont été effectuées par Thompson (1968), sur un test de Chione gnidia provenant probablement du nord du village (32 800 ±1 600 ans B.P.), et sur un test d'Ostrea angelica de l'autre localité (>= 40 600 ans B.P.). Ces résultats conduisent à attribuer ces restes de haut niveau marin à une transgression antérieure à 40 ka, probablement celle du maximum du dernier interglaciaire.

Au lieu-dit Playa La Costilla, deux unités ont été distinguées : des grès grossiers à débris coquilliers qui reposent, soit sur des alluvions et dépôts de pente, soit sur la seconde unité constituée par une couche de plus d'un mètre d'épaisseur de lamines sablo-limoneuses et argileuses à cristaux de halite et de gypse (milieu interdidal évaporitique). Le dépôt de plage qui est lié à un haut niveau marin supérieur de plus de 5 m au niveau actuel, est attribué au Pléistocène supérieur, comme les dépôts littoraux de Puertecitos. La séquence de platiers littoraux, qui est affectée par de petites failles (faibles rejets verticaux d'ordre centimétrique), est probablement contemporaine d'une phase de haut niveau marin du Pléistocène moyen.

4.2.2.2. Bahia San Luis Gonzaga

Au sud de Acantilado Rojo, et du cône basaltique (quaternaire) de Volcan Prieto, la côte change d'orientation de N-S à NNW-SSE (fig. 4.2). A partir de Punta Isabel, des plaines côtières résultant de la coalescence de cônes alluviaux prennent le relai des falaises littorales abruptes. Ces alluvions sont généralement entaillées par la mer holocène, sur plusieurs mètres de haut. Aucun affleurement de sédiments marins pléistocènes n'a été repéré dans les talus littoraux de cette région.

La baie de San Luis Gonzaga forme un rentrant dans le tronçon de la côte orienté NNW-SSE (fig. 4.3). L'arrière-

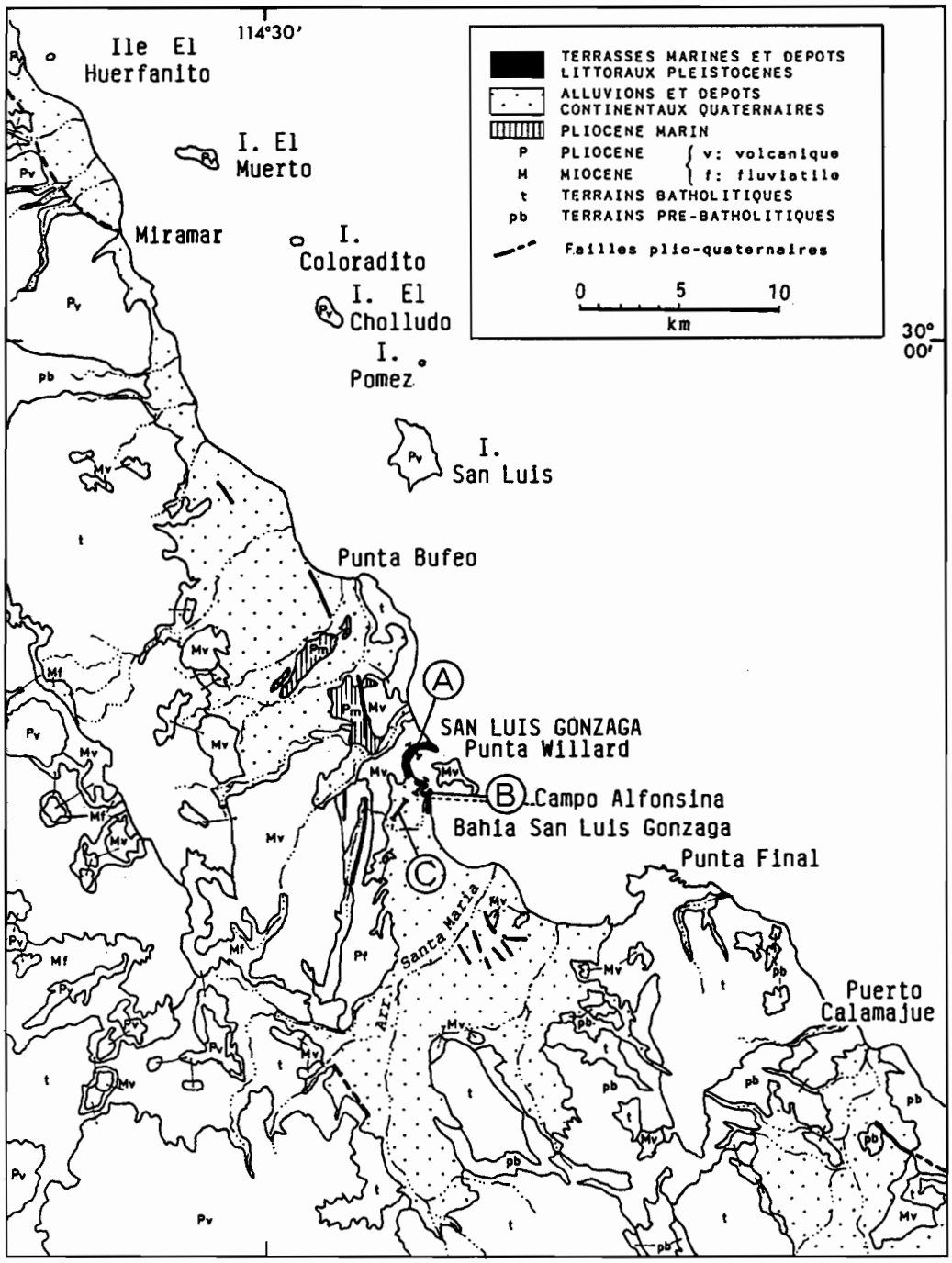


Fig. 4.3.- Carte géologique simplifiée de la région de San Luis Gonzaga (modifiée d'après Gastil et al., 1975), et localisation des dépôts littoraux pléistocènes étudiés. Voir coupes A, B et C, fig. 4.4.

pays de cette vaste baie est une plaine de plus de 10 km de large qui s'élève en pente régulière jusqu'à plus de +300 m d'altitude ; cette plaine est presque entièrement formée d'alluvions et de sédiments fluviatiles plio-quaternaires.

Au sud du principal axe de drainage, l'arroyo Santa Maria (= San Francisquito), de tels dépôts fluviatiles pléistocènes constituent des buttes-témoins en relief au-dessus de la plaine actuelle ; ces sédiments consolidés sont affectés par une série de failles récentes orientées NNW-SSE à N-S (fig. 4.3).

Dans la partie septentrionale de la Baie de San Luis Gonzaga, les traces d'un haut niveau marin pléistocène de +6 m sont multiples : lambeaux de terrasses d'abrasion entaillant le substratum volcanique (Punta Willard), dépôts de plage, plus ou moins conglomératiques sur substrat rocheux (village de San Luis Gonzaga), et grès infralittoraux (à l'ouest de la lagune de Campo Alfonsina) (fig. 4.4).

Les sédiments littoraux affleurant sous le village incluent une faune peu altérée dont de nombreux éléments se trouvent encore en position de vie (LQ 244, cf. tabl. A6.1-U). Ce dépôt a été identifié, à tort, comme un affleurement de sédiments marins pliocènes, sur la carte géologique de Gastil et collaborateurs (1975).

Les dépôts affleurant à l'ouest de Campo Alfonsina (LQ 245 et 246, cf. tabl. A6.1-V) ont une grande extension latérale et sont visibles jusqu'à une altitude de +5 m environ (fig. 4.3). Ils sont caractérisés par un faciès de fond de baie sableuse : granulométrie fine, débris d'algues calcaires très abondants, faune variée et typique d'un milieu infralittoral calme.

Des analyses aminostratigraphiques portant sur trois tests fossiles de la basse terrasse de Bahia San Luis Gonzaga (LQ 243g, LQ 244d et LQ 246a, paragr. 7.1.2.4.) suggèrent que celle-ci date du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e). La composition isotopique de l'oxygène du carbonate de deux autres tests des mêmes localités (LQ 244c et LQ 246d) est compatible avec la température relativement élevée qui est censée caractériser le S.I. 5e.

A 1 km à l'ouest de l'embranchement de la piste côtière principale et de la bretelle menant à Campo Alfonsina, sous une couverture alluviale, affleurent des grès littoraux grossiers, à passées fossilifères (LQ 248) dont l'altération est plus importante que celle des sédiments précédemment cités. L'altitude (+7 à +10 m ?) de ces dépôts, ainsi que la cimentation plus importante du sédiment et la dissolution partielle des coquilles fossiles conduisent à attribuer à cette unité un âge antérieur à celui de la terrasse de +6 m.

En résumé, on considère que, dans la région de Bahia San Luis Gonzaga, une basse terrasse, bien définie, atteignant +6 m d'altitude, est attribuable au S.I.5e, et qu'un affleurement isolé de sédiments apparemment plus anciens (dont l'altitude maximale n'est pas connue) pourrait être

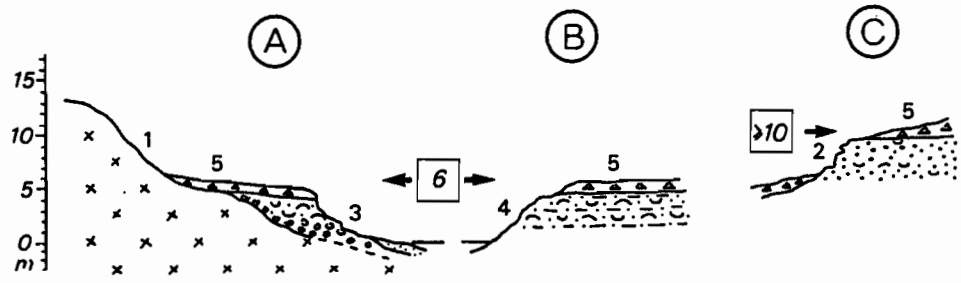


Fig. 4.4.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes dans les environs de Bahia San Luis Gonzaga (voir localisation de A, B et C, fig. 4.3).

1- Substratum volcanique ; (Mio-pliocène).
2- Calcirudite et grès grossiers, à algues calcaires (faciès littoral), peu fossilifère (coquilles altérées), LQ 248 ; (Pléist. moyen ?).
3- Grès et conglomérat littoraux, à faune bien préservée (Megapitaria squalida in situ, prédominant) LQ 242 à 244 ; (Pléist. sup.).
4- Sable fin, biogénique, à algues calcaires, avec faune de baie peu profonde, très abondante et bien préservée, LQ 245 et 246 ; (Pléist. sup.).
5- Alluvions peu consolidées ; (Pléist. sup.).

[Fig. 4.5. : voir p.248]

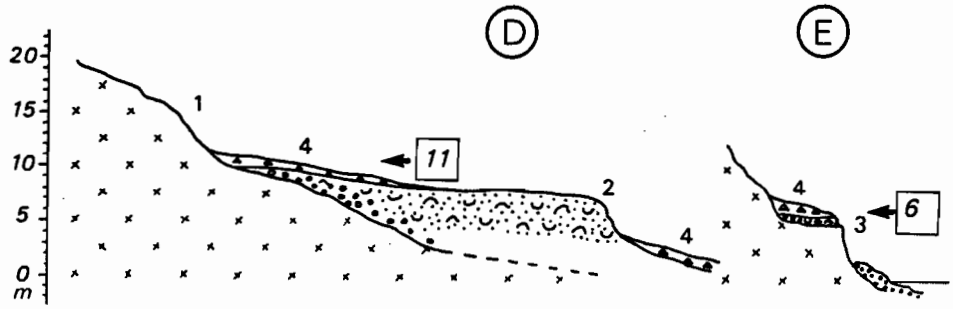


Fig. 4.6.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes au nord-est de Bahia de los Angeles (voir localisation de D et E fig. 4.5).

1- Substratum métamorphique ; (Paléozoïque).
2- Grès fin gris-vert, à faune abondante in situ (coquilles largement dissoutes, et souvent remplies de calcite recristallisée) LQ 250 à 255, LU 1124 et 1125 ; à proximité du paléo-rivage, grès conglomératique à Ostrea angelica ; (Pléistocène moyen ?).
3- Conglomérat littoral, peu consolidé et peu fossilifère ; (Pléist. sup.).
4- Alluvions et dépôts de pente ; (Pléist. moyen et sup.).

le témoin d'une transgression antérieure (Pléistocène moyen).

Selon Arnold (1957), trois autres terrasses plus élevées (atteignant +60 m, voire +90 m pour la plus ancienne) auraient laissé quelques vestiges dans la région de San Luis Gonzaga ; ces restes littoraux n'ont pas été observés dans le cadre de la présente étude.

4.2.2.3. Punta_Final-Bahia_de_los_Remedios

Entre Punta Final et Punta de Los Remedios, soit sur une distance de 90 km, la côte est accore et suit une direction NW-SE parallèle à l'une des principales directions de fracturation régionale. Ce tronçon de côte, peu favorable à la conservation de restes littoraux pléistocènes n'a pas été visité, sauf Puerto Calamajué (seul point accessible par piste). Dans cette localité, le seul vestige de dépôt littoral pléistocène a été observé dans la zone intertidale actuelle (entre -1 et +1 m), et se présente sous forme de grès de plage conglomératique consolidé, à rares fossiles préservés. Ce dépôt surmonté de petits galets et sables grossiers, non cimentés, de l'estran actuel est attribué à une transgression interglaciaire pléistocène (S.I. 5e ?).

Au sud de Punta de Los Remedios et jusqu'à Bahia de Los Angeles, les falaises côtières ne s'interrompent qu'à la latitude de Bahia de los Remedios. Cette baie est bordée à l'ouest par une longue bajada, à pente régulière, de plusieurs kilomètres de long. Auncun vestige littoral pléistocène n'y a été observé.

4.2.3. Bahia_de_Los_Angeles_et_Bahia_de_Las_Animas

4.2.3.1. Présentation

Les baies de Los Angeles et de Las Animas correspondent à deux grabens orientés N-S et se prolongent vers le sud par les vallées de Las Flores et de Las Animas (fig. 4.5). Le versant occidental du graben de Los Angeles est particulièrement abrupt ; la majeure partie des failles qui le sépare de la Sierra de la Libertad sont cependant masquées par des alluvions quaternaires récentes (fig. 4.5). Le chapelet d'îles du centre de la baie de Los Angeles constitue le prolongement du horst de la Sierra Las Animas.

Le détroit de Ballenas-Salsipuedes, parallèle aux côtes de la péninsule de Basse Californie et des îles Angel de la Guarda et San Lorenzo, est un fossé tectonique large de 13 à 30 km, et long de 150 km, dont la profondeur axiale dépasse 600 m et atteint 1450 m à l'ouest de l'île Salsipuedes. En de nombreux endroits, les falaises littorales bordant le détroit se poursuivent, avec des pentes topographiques similaires, jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres. Dans ce détroit, est localisée l'une des zones de fractures transformantes du système du Golfe de Californie (paragr. 1.2.2.4.). Les baies de Los Angeles et de Las Animas sont donc situées à l'intersection de deux systèmes de fractures, l'un N-S ou NNW-SSE et l'autre NW-SE.

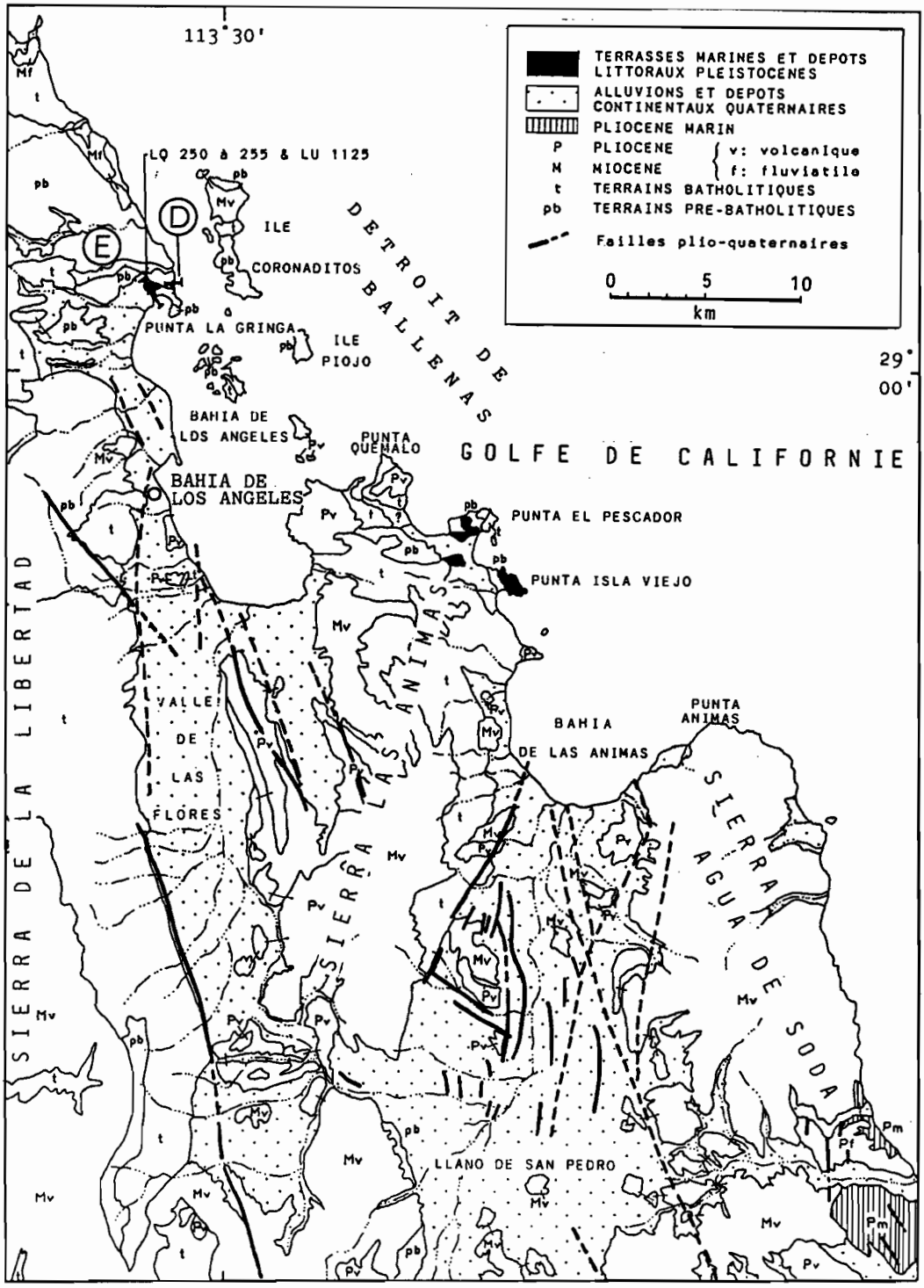


Fig. 4.5.- Carte géologique simplifiée de la région Bahia de Los Angeles-Bahia de Las Animas (modifiée d'après Gastil et al., 1975), et localisation des dépôts littoraux pléistocènes étudiés. Voir coupes D et E, fig. 4.6.

Des descriptions morphologiques détaillées de la région de Bahia de Los Angeles-Bahia de Las Animas, notamment en ce qui concerne les formes littorales holocènes et la dynamique côtière actuelle, ont été fournies par Lancin (1979).

La baie de Los Angeles et la quinzaine d'îles qui la ferment au nord-est et à l'est, sont pauvres en vestiges de transgressions marines pléistocènes. Pourtant sur les îles, comme le long de la baie, les formes littorales holocènes (telles que lagunes, flèches et cordons littoraux, plateformes d'abrasion, encoches marines, constructions liées aux mangroves) démontrent que la dynamique littorale est active. L'absence de formes littorales et de dépôts marins pléistocènes émergés sur le pourtour de la baie est surtout due à l'ennoyage de ces derniers par de fortes accumulations d'alluvions et de dépôts de pente.

> L'importance de l'activité fluviatile au Quaternaire se marque, dans cette région, par une grande extension des bajadas et par un système particulièrment développé de terrasses fluviatiles emboîtées. Par exemple, l'arroyo que longe la route d'accès à la baie de Los Angeles, est bordé par trois plateformes creusées dans le substratum granitique ou métamorphique, et sur lesquelles reposent plusieurs mètres de sédiments fluviatiles (incluant des blocs de diamètre décimétrique) ; la dénivelée moyenne séparant les terrasses successives est d'une vingtaine de mètres. D'autres manifestations de l'importance des apports de sédiments continentaux récents à la côte sont fournies par des traces d'érosion récente de remplissages fluviatiles et par la prédominance de matériel alluvial anguleux sur l'ensemble du littoral (zone intertidale) de la baie.

Tous ces indices concernant l'activité fluviatile quaternaire, ainsi que le grand développement (et la pente relativement forte) des bajadas bordant le rivage dans les baies de Los Remedios et de Los Angeles, suggèrent que des mouvements de surrection importants ont affecté la chaine côtière au Pléistocène (moyen et supérieur). Une partie au moins de ces mouvements est liée au jeu d'une famille de failles, orientées NNW-SSE à NW-SE, qui recoupent des dépôts continentaux quaternaires (fig. 4.5).

4.2.3.2. Les terrasses marines

Les seuls dépôts littoraux pléistocènes observés dans cette région affleurent à l'extrémité septentrionale de la baie (fig. 4.6). Au nord-est de la péninsule de la Gringa, une terrasse d'abrasion marine, de quelques mètres de largeur seulement, a été formée à +5 m d'altitude dans le substratum métamorphique (paléozoïque) et dans les conglomérats continentaux tertiaires (Gastil et al., 1975).

> Les dépôts littoraux associés à cette terrasse sont constitués de galets faiblement cimentés et de rares débris coquilliers, dont la puissance n'excède pas deux mètres, et qui sont cou-

verts par des dépôts de pente peu consolidés.

J'attribue cette terrasse au dernier interglaciaire (S.I. 5e), sur la base d'arguments morpho-stratigraphiques.

Au nord-ouest de Punta la Gringa, ont été préservés des affleurements, de plusieurs centaines de mètres carrés, de grès et conglomérats, à faune très altérée (LQ 250, 251 et 255, cf. tabl. A6.1-W). Ce dépôt, de milieu infralittoral, s'observe surtout entre +5 et +8 m d'altitude (fig. 4.6).

A proximité du paléo-rivage de cette terrasse, le sédiment est de granulométrie plus grossière et contient essentiellement une faune d'huitres (LQ 253, 254 et LU 1125). En dehors des huitres et pectens, la presque totalité des mollusques fossiles de ce dépôt présentent des tests recristallisés en calcite, ou dont l'aragonite originelle a été dissoute. Une telle altération n'a que rarement été observée dans des dépôts de basse terrasse marine, le long de la côte occidentale du Golfe de Californie.

Diverses analyses géochimiques réalisées sur des tests de Dosinia ponderosa (LQ 255) tendent à indiquer que ce dépôt est d'âge antérieur au Pléistocène supérieur.

Le rapport aIle/Ile est à la valeur d'équilibre (paragr. 7.1.2.4.). La teneur relativement élevée en ^{18}O du carbonate ($\delta^{18}O/_{PDB}$ = +0,21) pourrait traduire une paléo-température de l'eau inférieure à celle que l'on attribue généralement au S.I. 5e dans le Golfe de Californie (paragr. 9.2.1.2).

Les teneurs en magnésium et en strontium, ainsi que les proportions de calcite et d'aragonite (paragr. 8.2.1.2), de ces coquilles sont telles que, malgré la forte diagénèse affectant l'ensemble du dépôt, on peut considérer que les fragments de tests analysés sont formés d'aragonite originelle. Tous ces résultats conduisent à corréler le dépôt avec l'une des transgressions interglaciaires de la fin du Pléistocène moyen.

Dans la région de Bahia de Los Angeles, on distingue donc des dépôts littoraux pléistocènes appartenant à deux épisodes de haut niveau marin. Le premier, attribué au Pléistocène moyen, atteint une altitude de +11 m, et le second, que je propose de corréler avec le maximum marin du dernier interglaciaire, ne dépasse pas +6 m d'altitude. L'absence de traces de rivage quaternaires à des altitudes plus élevées est probablement due, d'une part, à des phénomènes d'érosion intense sur les reliefs rocheux et, d'autre part, à un ennoyage, sous les cônes alluviaux, des vestiges de transgressions du Pléistocène moyen.

Les dépôts marins pléistocènes (?) signalés par Gastil et collaborateurs (1975) au nord-ouest de Bahia de las Animas (Punta Isla Viejo et Punta El Pescador) (fig. 4.5) n'ont pas été étudiés dans le présent travail.

4.2.4. L'Ile Angel de la Guarda et Bahia San Rafael

L'île Angel de la Guarda est, par la taille (64 km de long et environ 10 km de large), la seconde du Golfe de Californie (fig. 4.7). Constituée presque entièrement de séries volcaniques mio-pliocènes (Phillips, 1968a ; Gastil et al., 1975), elle est aussi aride et présente des côtes aussi abruptes que la côte de Basse Californie Nord dont elle est séparée par le détroit de Ballenas.

Arnold (1957) signale l'existence de plusieurs terrasses d'abrasion au nord de Punta Los Machos, dans le nord-est de l'île ; selon cet auteur, les trois principales terrasses se situeraient à des altitudes respectives de +90 m, +60 m et +35 m. Par ailleurs, Emerson et Hertlein (1964) décrivent, au sud-est de l'île (localité SDNHM BE-F1, fig. 4.7), un dépôt de sables fins, peu consolidés, à faune peu abondante (Chione undatella, C. californiensis, Ostrea angelica et Argopecten sp.) qui pourrait être d'âge pléistocène ; cette unité affleurant à +15 m d'altitude, le long de la côte actuelle, serait couverte par un mètre de sédiment alluvial. On signalera que Durham (1950) attribuait à la formation Marquer (Pliocène supérieur ?) des dépôts similaires, dans la même région (localités UCMP A-3591, A-3592, A3593).

Dans l'île Partida, située au sud de l'île Angel de la Guarda (fig. 4.7) et qui culmine à +30 m, Beal (1948) mentionne l'existence de deux terrasses marines à +6 et +12 m. Selon Emerson et Hertlein (1964), une terrasse située au sommet de la falaise littorale, au sud-ouest de l'isthme qui divise l'île en deux, recouperait des sédiments pliocènes (localités SDNHM BE-F3 et CAS 38441). Le dépôt littoral non consolidé et peu fossilifère associé à cette terrasse, affleurerait à une vingtaine de mètres d'altitude, et mesurerait moins d'un mètre de puissance.

La région de Punta Animas, jusqu'au nord de Bahia San Rafael, est caractérisée par un relief côtier abrupt. L'érosion littorale et l'activité d'une famille de failles, orientées N-S à NNW-SSE (parallèles au trait de côte actuel) se conjuguent pour former des falaises de plusieurs centaines de mètres de haut. L'âge récent de certaines des failles affectant la zone littorale est attesté par des détournements de cours d'arroyos, l'existence de vallées suspendues jouxtant des zones d'effondrement récentes, des escarpements rectilignes barrant des cônes alluviaux non consolidés, etc. L'analyse de la fracturation, et notamment des déformations du nord-ouest de la baie de San Rafael, met en évidence la conjonction d'une extension E-W à NW-SE et de décrochements NW-SE (Angelier et al., 1981 ; Colletta comm. pers.).

Dans la partie occidentale de la baie de San Rafael, le sommet des affleurements de sédiments pliocènes marins forme souvent des replats morphologiques, à diverses altitudes, qui ont probablement été formés par la mer au Pléistocène.

> Ces surfaces, observées d'avion, n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée ; la nature peu résistante du substratum pliocène (grès, marnes et argiles) rend possible la préservation de surfaces d'abrasion littorale mais ne favo-

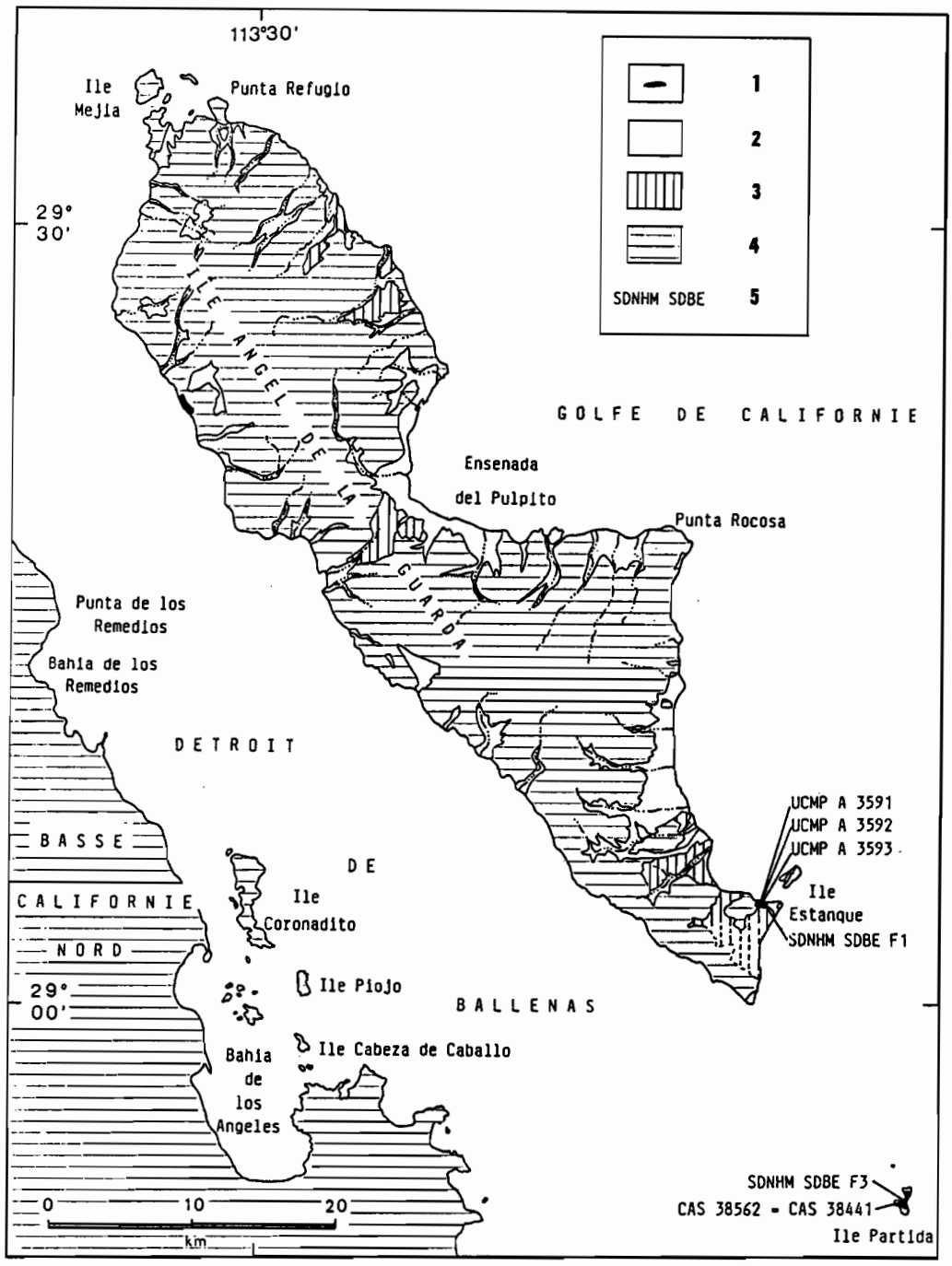


Fig. 4.7.- Localisation des sédiments plio-quaternaires dans l'île Angel de la Guarda (modifié d'après Gastil et al., 1975) et des sites fossilifères, décrits par Durham (1950) (sites UCMP) et Emerson & Hertlein (1964) (site SDNHM), dans les îles Angel de la Guarda et Partida.

1- Dépôt marin pléistocène. 2- Alluvions quaternaires. 3- Unités marines pliocènes (en tiretés : limites imprécises). 4- Substratum des sédiments pliocènes et quaternaires, essentiellement roches volcaniques mio-pliocènes. 5- Localité fossilifère étudiée par d'autres auteurs.

rise pas la conservation des lignes de rivage marquant le maximum des différentes transgressions (dépôts caractéristiques, pieds de paléofalaises, etc.).

L'altitude des plus hautes surfaces assimilables à des terrasses d'abrasion pléistocènes, dans cette partie de Bahia San Rafael, est de l'ordre de la centaine de mètres.

4.2.5. San Francisquito et El Barril

La région de San Francisquito (fig. 4.8) a gardé l'empreinte de plusieurs transgressions marines pléistocènes (voir photos aériennes obliques publiées par Lewis & Ebeling, 1973, p. 317, et par Gastil et al., 1975, fig. 33). Le substratum granitique de Punta San Gabriel et Punta Santa Teresa, ainsi que les schistes de Punta San Francisquito portent des traces d'abrasion marine à des altitudes d'environ +15, +40, +70, +90, +110 m. Ces traces de rivages, dépourvues de sédiments littoraux, ont mieux résisté à l'érosion qu'à l'ouest ou au sud de Punta San Francisquito où le substratum est composé de grès marins pliocènes (fig. 4.8).

Dans cette région, les sédiments pliocènes, de plusieurs dizaines de mètres de puissance, sont composés de limolites gris-vert, d'argiles à gypse (LQ 277 et 282), et de grès calcaires (LQ 278) à passées fossilifères (LQ 279 à 281, 284) où prédominent les pectens, huîtres et échinoïdes. L'altitude maximale de ces dépôts pliocènes dépasse +100 m.

Sur l'isthme séparant les baies de San Francisquito et Santa Teresa, plusieurs unités marines et continentales quaternaires affleurent à des altitudes variant de quelques mètres à plus d'une trentaine de mètres (fig. 4.9). Il n'a été possible de reconstituer qu'une partie de l'histoire de la sédimentation de ces dépôts, largement érodés, et de leurs corrélations avec les banquettes d'abrasion littorale mentionnées ci-dessus.

Les dépôts littoraux pléistocènes les plus récents (LQ 270 et 271, fig. 4.9, coupe F ; cf. tabl. A6.1-X) ont été identifiés sur les bords de la lagune asséchée du centre de l'isthme (piste d'atterrissage). Les sédiments peu consolidés, contenant des coquilles fossiles peu altérées et en position de vie, ont été observés jusqu'à une altitude de +11 m ; ils sont couverts par des sables dunaires faiblement cimentés, qui surmontent également la basse terrasse à Punta Gabriel. Cette unité infralittorale repose sur des argiles (LQ 256, 263, 264 et 269) localement fossilifères (LQ 265), appartenant problablement à deux cycles de sédimentation.

Des datations U/Th portant sur deux coquilles de Dosinia ponderosa (LQ 271a et b) ont fourni des âges apparents de 87 ±14 et 65 ±12 ka (paragr. 6.2.2.2), mais les fortes teneurs en uranium des tests conduisent à mettre en doute les résultats obtenus.

Les teneurs élevées en ^{18}O des (mêmes) deux tests LQ 271a et LQ 271b ($\delta^{18}O/_{PDB}$ = -0,03 et +0,32, paragr. 9.2.1.2) peuvent donner lieu à

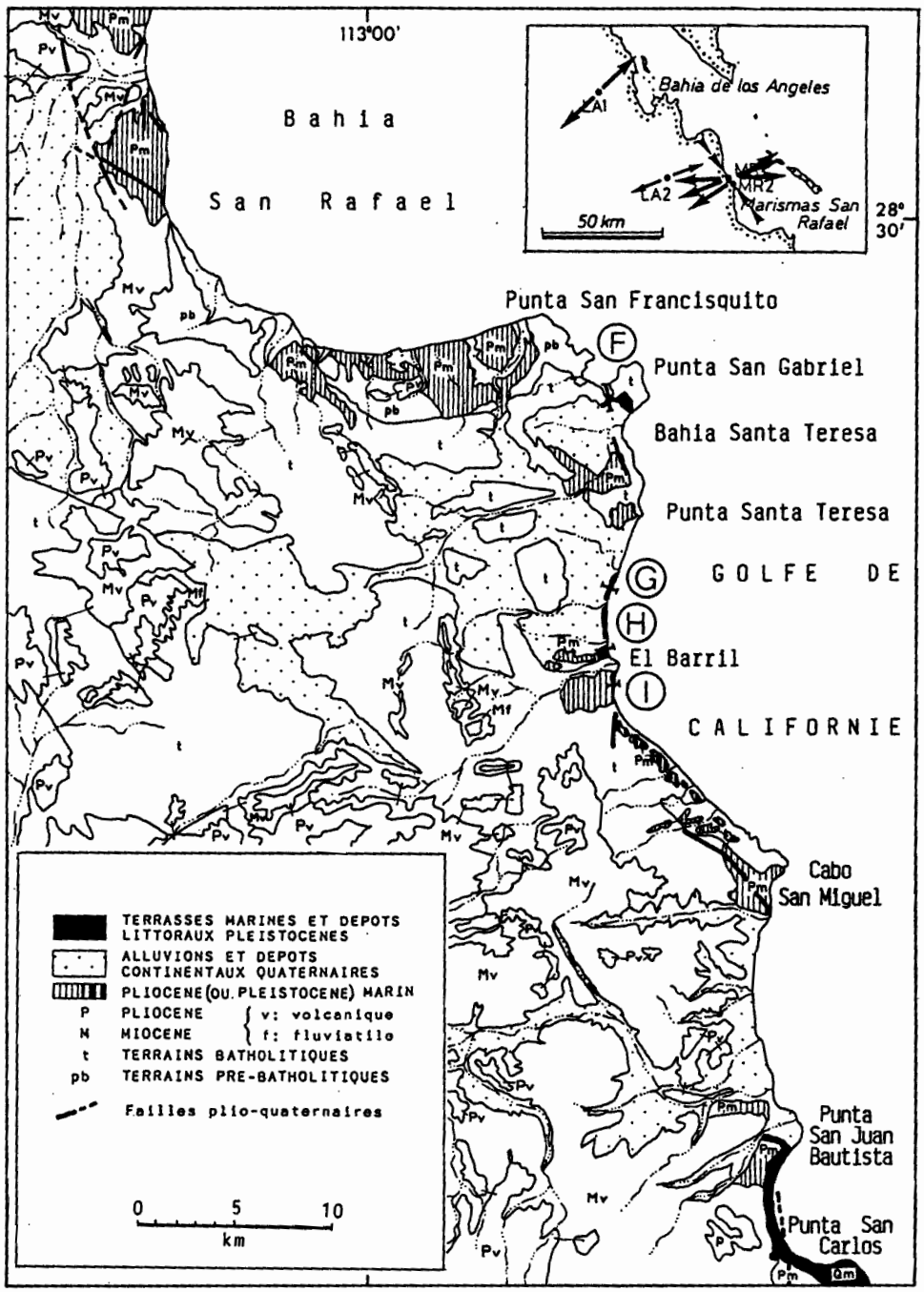


Fig. 4.8. - Carte géologique simplifiée de la région de Punta San Franciquito (modifiée d'après Gastil et al., 1975), et localisation des dépôts littoraux pléistocènes étudiés (voir coupes F, G, H et I, fig. 4.9).

Les terrasses d'abrasion marine pléistocènes (dépourvues de couverture sédimentaire) de Punta San Francisquito, Punta San Gabriel, Punta Santa Teresa, etc., ne sont pas indiquées. Les lambeaux de dépôts littoraux anciens affleurant entre El Barril et Cabo San Miguel, pourraient être d'âge pléistocène.

En haut, à droite, directions des contraintes déterminées sur quelques failles quaternaires de la région (Angelier et al., 1981).

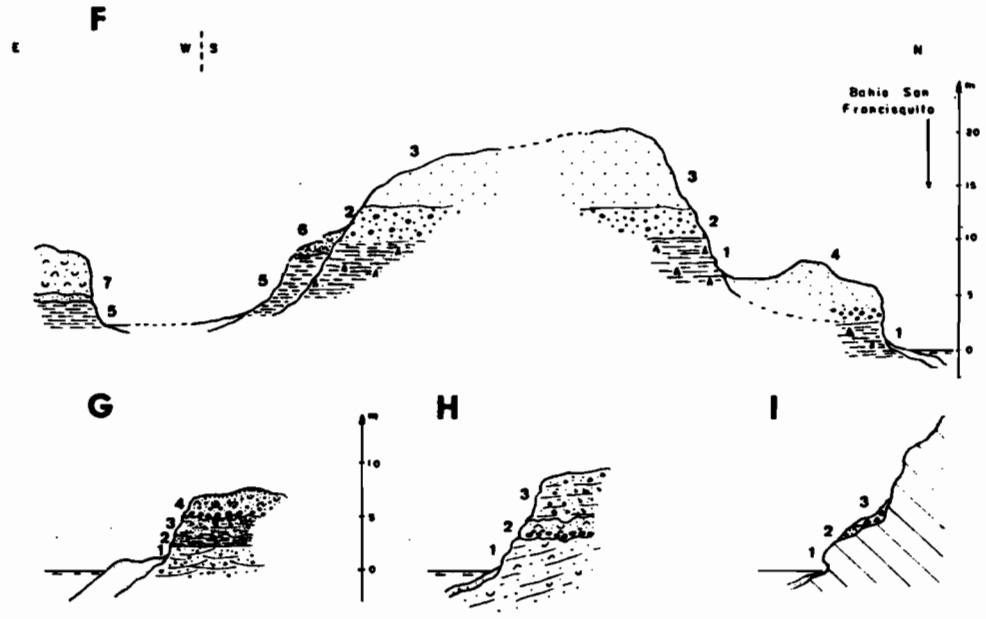


Fig. 4.9.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes de la région de San Francisquito (voir localisation fig. 4.8).

Coupe_F : 1- Argile limoneuse gris-vert, LQ 256 et 263 ; (Pléist. moyen ?). 2- Sables grossiers peu consolidés, gris-vert, à cailloutis granitiques et rares galets de calcaire gréseux (Pliocène) (LQ 262) et fossiles remaniés (LQ 259 à 261 : Patinopecten sp., Pecten vogdesi, Ostrea vespertina, Ostrea megodon, Dosinia ponderosa, Eucrassatella digueti, Placunanomia cumingii, Encope sp.) ; (Pléist. moyen). 3- Grès dunaires brun clair, à nodules calcaires, LQ 273 ; (Pléist. moyen). 4- Sables et graviers beiges alluviaux, LQ 257 ; (Pléist. sup. ?). 5- Limons argileux verts (LQ 264), à Ostrea angelica et Anomia adamas (LQ 256) et sables fins gris-vert, faiblement cimentés (LQ 269) ; (Pléist. moyen ou sup. ?). 6- Sables et graviers beige clair, à faune abondante, in situ (Chione californiensis prédominant) LQ 270 et 271 ; (Pléist. sup. ?). 7- Sables jaune verdâtre, mal classés, à galets et fossiles remaniés (LQ 266 et 267) et à faune bien préservée, in situ (Glycymeris maculata prédominant) LQ 268 ; (Pléist. sup.).

Coupe_G : 1- Alluvions sableuses à stratification entrecroisée ; (Pléist. moy.). 2- Limons "varvés", avec intercalations d'horizons sableux, lacustres (LQ 293a et 294a) ; (Pléist. moyen). 3- Alluvions grossières à blocs anguleux, discordants sur (2) ; (Pléist. moyen). 4- Conglomérat et grès mal classés, faiblement cimentés, mais fortement encroûtés en surface (LQ 292), à faune littorale abondante (LQ 290 et 291), souvent roulée (Glycymeris maculata) ; (Pléist. sup.).

Coupe_H : 1- Grauwacke à grain fin, grise, à Argopecten circularis LQ 286 ; (Pléist. moyen ?). 2- Séquence marine comprenant à la base un conglomérat à gros galets, des sables grossiers fossilifères (à Chione undatella et Turbo fluctuosus prédominants) LQ 287 ; (Pléist. sup. ?). 3- Alluvions légèrement consolidées, beiges, LQ 288 ; (Pléist. sup.).

Coupe_I : 1- Grès calcaire bioclastique, jaune vert, à Pecten sp., Ostrea vespertina et O. fisheri LQ 289 ; (Pliocène). 2- Conglomérat et grès de plage (Pléist. sup. ?). 3- Dépôts de pente et éboulis.

deux interprétations : soit elles reflètent le caractère évaporé d'un milieu lagunaire (au cours d'une phase de haut niveau marin qui pourrait être, éventuellement, celle du S.I. 5e), soit elles indiquent des conditions de paléotempératures moins élevées que les températures actuelles, plus compatibles avec une phase tardive (moins chaude) de haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5a/c).

Une autre séquence de dépôts littoraux, comprenant à la base des sédiments marins remaniés en milieu continental (LQ 258 et 259), et au sommet des éolianites relativement anciennes (LQ 273), est attribuable à une transgression antérieure à celle de la basse terrasse (fig. 4.9). Durant le dépôt de cette séquence littorale, le niveau marin semble avoir atteint une cote altimétrique égale ou supérieure à +15 m.

Au sud de Punta Santa Teresa, la baie qui s'étend jusqu'à El Barril (fig. 4.8), est bordée par des dunes holocènes et par un talus littoral d'une dizaine de mètres de haut. Le sommet du talus est constitué par une couche de sédiments littoraux fossilifères pléistocènes (LQ 290 et 291) (fig. 4.9, coupe G) ; cette unité affleurant entre +5 et +8 m, repose sur des alluvions peu anciennes, ou sur une unité d'argile lagunaire à évaporites (LQ 293a et 294a), ou encore sur le substratum pliocène.

A Rancho El Barril, ainsi qu'au sud de l'embouchure de l'arroyo Las Cuevitas, la coupe du talus littoral (fig. 4.9, coupe H) présente un dépôt littoral typique, avec un conglomérat de base (LQ 287, cf. tabl. A6.1-Y) reposant sur des grès et argiles pliocènes (LQ 286 à 289), et couvert par plusieurs mètres d'alluvions non consolidées (LQ 288). Immédiatement au sud-ouest de la piste d'atterrissage de El Barril, le sommet applani (+45 m environ) d'une colline de grès pliocènes constitue probablement la trace d'une abrasion marine pléistocène.

Sur 2 km au sud de l'embouchure de l'arroyo Las Cuevitas, la falaise côtière entaille essentiellement des séries pliocènes marines (et non, comme l'indique la carte géologique de Gastil et collaborateurs, 1975, des dépôts quaternaires marins). La seule terrasse marine observée est celle dont le bord interne (pied de falaise) est situé à moins de +10 m d'altitude (fig. 4.9, coupe I).

La région de San Francisquito mériterait de faire l'objet d'études plus détaillées, du point de vue des lignes de rivage quaternaires et des séquences sédimentaires pliocènes.

4.2.6. La région de Cabo San Miguel à Punta San Carlos

Pour la région située entre Rancho El Barril et Bahia Santa Ana, inaccessible par voie de terre, je rendrai brièvement compte des observations faites lors d'un survol à basse altitude.

Au nord-ouest de Cabo San Miguel, la côte est formée de granite et d'épaisses séries volcaniques mio-pliocènes sur lesquelles reposent des dépôts marins pliocènes subhorizontaux (fig. 4.8). Le toit de ces affleurements plio-

cènes se situe à environ +100 m. En plusieurs points de ce tronçon de côte, au nord-ouest de Cabo San Miguel, on distingue des traces de trois plateformes d'abrasion marine, à des altitudes évaluées à +10 (±5) m, +20 (±10) m et +50 (±15) m (voir également photo aérienne in : Lewis & Ebeling, 1974, p. 311).

Au sud de Cabo San Miguel, la région côtière est relativement basse et couverte d'alluvions quaternaires, de sorte que les restes de lignes de rivage pléistocènes y sont peu apparents.

Au sud du delta de San Juan Bautista, deux lignes de rivage pléistocènes sont marquées par d'anciens talus littoraux (altitudes estimées : +15 ±10 m et +30 ±15 m). Selon Gastil et collaborateurs (1975), l'ensemble de la baie de San Juan Bautista, entre la pointe du même nom et Punta San Carlos (= El Mojon) serait bordé de dépôts marins pléistocènes (fig. 4.8) ; ces sédiments seraient affectés par une faille orientée N-S.

A l'ouest de l'estero San Carlos (nord-ouest de Bahia Santa Ana), au moins deux terrasses bien préservées se trouvent à des altitudes estimées à +50 (±15) m et +75 (±20) m. Une troisième terrasse, plus récente, et couverte d'alluvions du Quaternaire supérieur, est largement développée le long du littoral.

4.2.7. Bahia Santa Ana

Deux zones ont été visitées dans la région de Bahia Santa Ana : l'une au nord-ouest de Punta Santa Ana (Los Tomatitos) et l'autre au sud-ouest de la baie (fig. 4.10).

A l'extrémité sud-occidentale de la baie, la seule terrasse observée a la forme d'une étroite banquette taillée dans le substratum volcanique, et se trouve entre +8 et +10 m d'altitude. Cette banquette d'abrasion, quasi-continue et souvent dépourvue de sédiments littoraux, est en partie couverte de dépôts de pente encroûtés (fig. 4.11, coupes D et E).

Dans la partie sud-occidentale de la baie, des lambeaux de terrasses marines ont été identifiés à +9, +17, +35 et +75 m (fig. 4.11, coupe C). La terrasse de +17 m, beaucoup plus large que la banquette de +9 m, est située au pied d'un escarpement de plus de 10 m de haut. La ligne de rivage de +35 m n'est pas bien définie morphologiquement ; elle est localisée au bord interne d'une terrasse d'abrasion sur laquelle ont été préservées deux autres traces de stationnement du niveau marin, à +32 et +30 m. La terrasse de +75 m a une morphologie caractéristique mais se trouve entièrement couverte de dépôts continentaux consolidés ; aucun sédiment littoral n'y a été observé.

Au nord-ouest de Punta Santa Ana, des dépôts littoraux reposant sur un substratum pliocène (?), et recouverts d'une puissante couche de sables éoliens (holocènes), affleurent entre +6 et +10 m (fig. 4.11, coupe B). Un test de Dosinia ponderosa de cette localité a fourni un âge apparent U/Th de 135 ±14 ka (paragr. 6.2.2.2).

Au nord du dernier affleurement, trois terrasses marines étagées ont été reconnues à +10, +18 et +50 m (fig. 4.11, coupe A). Les dépôts littoraux conglomératiques associés à la terrasse qui culmine à +18 m, mesurent deux

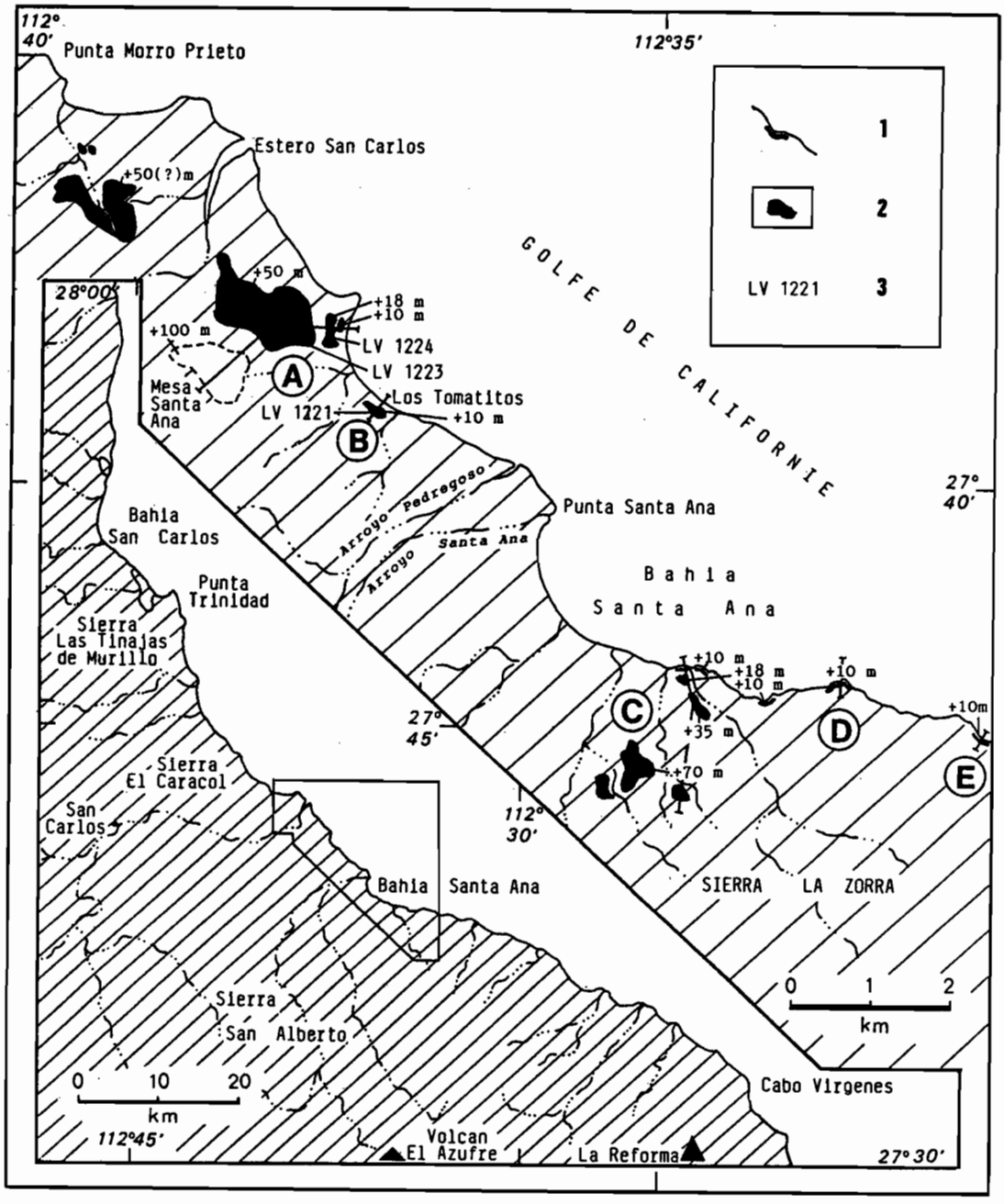


Fig. 4.10.- Schéma de localisation des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes étudiés dans la région de Bahia Santa Ana. Voir coupes A, B, C, D et E, fig. 4.11.
1- Terrasse ou banquette d'abrasion littorale récente (Pléistocène supérieur). 2- Terrasse marine ou dépôt littoral pléistocène. 3- Echantillon de faune et de sédiment littoral prélevé.

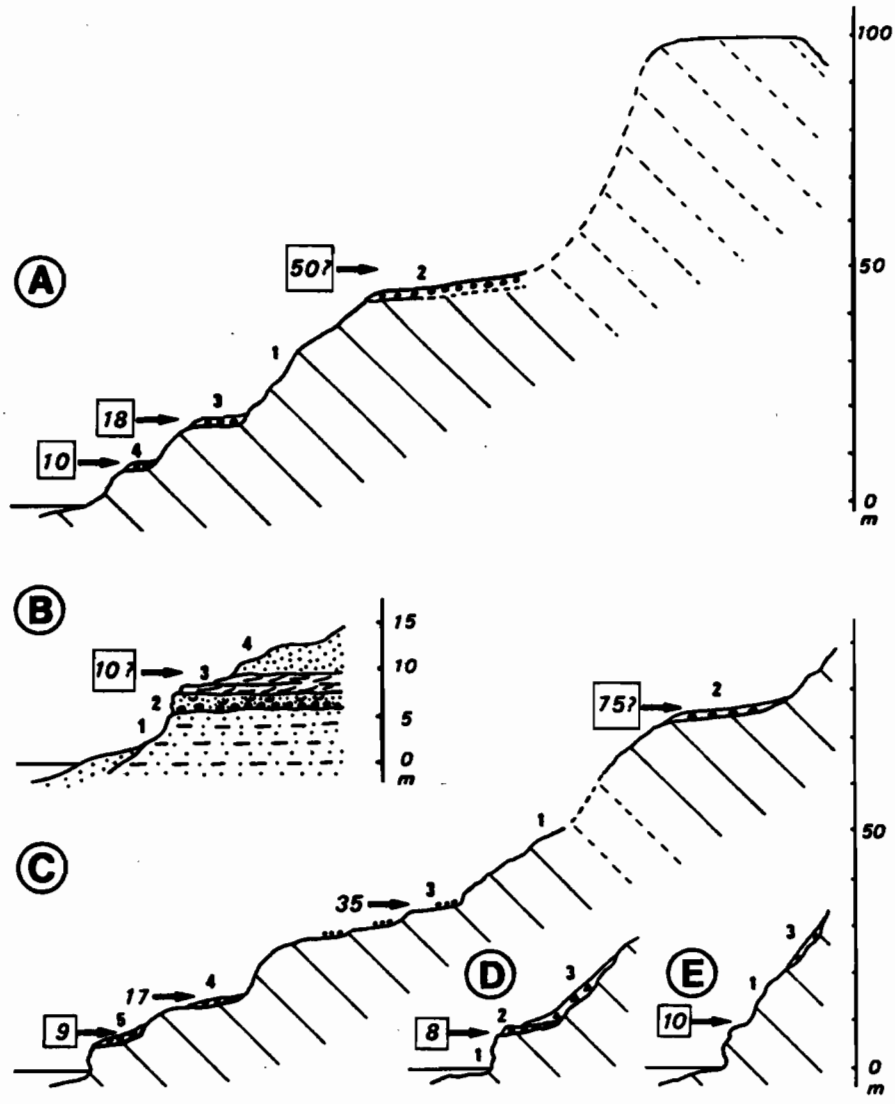


Fig. 4.11. - Coupes de dépôts littoraux et terrasses marines pléistocènes dans la région de Bahia Santa Ana (voir localisation de A, B, C, D et E, fig. 4.10).

Coupe A :
1- Substratum volcanique (pliocène ?). 2- Conglomérat fortement encroûté, à galets arrondis et matrice sablo-limoneuse, beige, à faune altérée (Dosinia ponderosa prédominant) LV 1213 ; (Pléistocène moyen). 3- Calcaire conglomératique à graviers et galets arrondis, beige, à faune légèrement altérée (Chione tumens prédominant) LV 1224 ; (Pléist. moyen ou sup. ?). 4- Conglomérat littoral faiblement consolidé ; (Pléist. sup.).

Coupe B :
1- Limon argileux laguno-marin (Pliocène ou Pléistocène). 2- Grès et conglomérat marins, fossilifères (Glycymeris sp., Dosinia ponderosa et Pecten vogdesi prédominants) LV 1221 ; (Pléist. sup. ?). 3- Grès littoraux à statification entrecroisée ; (Pléist. sup. ?). 4- Sables éoliens non consolidés ; (Holocène).

Coupe C :
1- Substratum volcanique (pliocène ?). 2- Cailloutis continentaux, encroûtés, recouvrant une terrasse d'abrasion marine (Pléist. moyen ?). 3- Galets marins épars sur une surface d'abrasion littorale ; (Pléist. moyen). 4- Lambeaux de conglomérat littoral au pied d'un paléo-talus côtier, sur une surface d'abrasion bien définie ; (Pléist. moyen ?). 5- Galets et coquilles marins encroûtés ; (Pléist. sup. ?).

Coupe D et E :
1- Substratum volcanique (Pliocène ?). 2- Conglomérat littoral encroûté, reposant sur une étroite banquette d'abrasion ; (Pléist. sup.). 3- dépôts de pente encroûtés ; (Quaternaire sup.).

mètres de puissance et contiennent une faune peu abondante et assez bien préservée (LV 1224, cf. tabl. A6.3-c). La terrasse de +10 m, également couverte de galets, est moins large et moins bien préservée que la précédente. Celle de +50 m mesure plusieurs centaines de mètres de large et présente des sédiments littoraux à faune très altérée (LV 1223, cf. tabl. A6.3-D). La Mesa de Santa Ana (fig. 4.10) dont la surface sommitale est sub-horizontale n'a pas été visitée mais pourrait être d'origine marine et constituer la plus haute terrasse de la région (+100/+125 m).

Ainsi dans l'ensemble de la baie de Santa Ana, la terrasse la mieux définie par sa morphologie est celle de +18 m. Malgré l'étroitesse de la banquette de +8/+10 m (notamment le long des côtes abruptes des sierras La Zorra et Los Coyotitos), et la faible puissance des dépôts associés aux lambeaux de terrasse de +9/+10 m (au nord-ouest et au sud-est de la baie Santa Ana), je propose de corréler ces vestiges littoraux avec le dépôt fossilifère de Los Tomatitos (LV 1221). La ligne de rivage de +10 m environ est provisoirement attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e), et celle de +18 m à une phase antérieure de haut niveau marin (S.I. 7 ?).

4.2.8. Synthèse morphostratigraphique

Bien qu'elles soient en nombre réduit, les localités étudiées sur la côte orientale de Basse Californie Nord, sont suffisamment éloignées les unes des autres pour fournir des indications sur la distribution générale des terrasses marines et le comportement tectonique récent de cette partie de la péninsule.

Les dépôts littoraux pléistocènes les plus récents, caractérisés par leur position morphostratigraphique, une cimentation faible des sédiments et une altération réduite des fossiles, sont identifiés sans difficulté particulière. La vigueur de l'érosion, qui s'accompagne d'une sédimentation importante d'alluvions, explique que ces dépôts soient beaucoup plus fréquemment préservés que ceux des transgressions antérieures. Par ailleurs les conditions diagénétiques ont été telles que les dépôts de faible altitude et d'âge ancien, se distinguent des plus récents par une dissolution notable, et des recristallisations partielles, des tests fossiles (en particulier des tests de mollusques aragonitiques).

Sur la base d'arguments morphostratigraphiques, j'attribue donc à ces dépôts littoraux pléistocènes les plus récents, un âge S.I. 5e. Cette interprétation n'est pas entièrement confirmée par les résultats d'analyses aminostratigraphiques et radiométriques U/Th. Sur huit analyses aminostratigraphiques effectuées, cinq échantillons fournissent des rapports aIle/Ile inférieurs à la valeur de l'équilibre racémique et compatibles avec l'interprétation proposée ; les trois autres échantillons doivent probablement leur état racémique à de fortes paléo-températures (paragr. 7.1.2.4). Les trois analyses radiométriques réalisées ont fourni des résultats variant de 65 à 135 ka (paragr. 6.2.2), mais la véracité des âges apparents les plus récents est mise en question.

San Felipe	Puerte-citos	Ba. San Luis Gonzaga	Bahia Los Ange--les	I.Angel de la Guarda	San Fran-cisquito	El Barril	Punta San Miguel	Estero San Carlos	Bahia Santa Ana	S.I.
+75	+6	+6	+6		+11	+8	~+10	~+10	+10	5
		>+10	+11	(+15?)*	~+15				+18	7 ?
				(+35?)*	~+40		~+20		+35	9 ?
		(+60?)*		(+60?)*	~+70	~+45	~+50	~+50	+50	11/13
				(+90?)*	~+90			~+75	+75	?
		(+90?)*			~+110				~+125	?

*Données de Arnold, 1957.

Tabl. 4.1 - Corrélations latérales et interprétations chronostratigraphiques proposées entre les principales terrasses marines pléistocènes observées sur la côte orientale de Basse Californie Nord entre San Felipe et Bahia Santa Ana. Les terrasses sont identifiées par les cotes altimétriques (en m) des traces du plus haut niveau marin de chaque transgression.

Dans la majeure partie de la région, la ligne de rivage que l'on attribue au maximum de la transgression du dernier interglaciaire se situe à +6/+8 m, tandis qu'elle atteint +10 m au sud, entre Punta San Miguel et Bahia Santa Ana (tabl. 4.1).

Les terrasses plus anciennes se trouvent à des altitudes comprises entre +10 et +125 m (tabl. 4.1). Ces traces de lignes de rivage reconnues lors de travaux antérieurs (Arnold, 1957 ; Gastil et al., 1975) ou dans le cadre d'un survol général de la région, n'ont été étudiées avec quelque détail que dans la baie de Santa Ana. Elles sont attribuées au Pléistocène moyen (et peut-être au Pléistocène inférieur pour les plus anciennes d'entre elles).

4.3. LA REGION DE SANTA ROSALIA

4.3.1. Introduction

La région de Santa Rosalia a fait l'objet d'une étude détaillée, parce qu'elle présente les terrasses marines pléistocènes les plus nombreuses et les plus élevées de l'ensemble du Golfe de Californie. L'analyse des mouvements verticaux de cette zone côtière a été accompagnée d'études structurales portant sur l'évolution géodynamique du bassin néogène de Santa Rosalia et du massif volcanique de la Reforma (Chorowicz et al., 1980, 1982a; Colletta et al., 1980, 1981a, 1981b ; Angelier et al., 1981).

Après l'accumulation d'épaisses séries sédimentaires cénozoïques, l'émersion du bassin de Santa Rosalia, et le creusement (corrélatif) de profondes vallées, ont facilité l'observation et la mesure des déformations ayant affecté cette partie de la bordure du Golfe de Californie.

Du fait de l'intérêt économique exceptionnel des gisements de cuivre découverts, à la fin du siècle dernier, dans ce bassin, la région de Santa Rosalia a été étudiée très tôt (Fuchs, 1886a, 1886b ; Saladin, 1892 ; Krusch, 1899 ; Heim, 1922 ; Touwaide, 1930 ; Locke, 1935). La reconnaissance géologique de la région, qui s'appuyait sur un grand nombre de sondages et d'observations minières, a été réalisée par Wilson (1948a, 1948b, 1948c), et collaborateurs (Wilson & Veytia, 1949 ; Wilson & Rocha Moreno, 1955, 1957). Ces auteurs ont défini les principales unités lithostratigraphiques néogènes, effectué un lever cartographique détaillé et proposé une interprétation de l'évolution sédimentaire et tectonique du bassin. Une partie de ces interprétations ont été modifiées ces dernières années, par l'obtention de nouvelles données stratigraphiques et paléontologiques, ainsi que par les résultats d'études microtectoniques et volcanologiques (Ortlieb & Colletta, 1984).

4.3.2. Le bassin néogène de Santa Rosalia

4.3.2.1. Cadre stratigraphique

Le substratum du bassin de Santa Rosalia est formé par des roches plutoniques faisant partie du batholite crétacé de Basse Californie et par une épaisse séquence

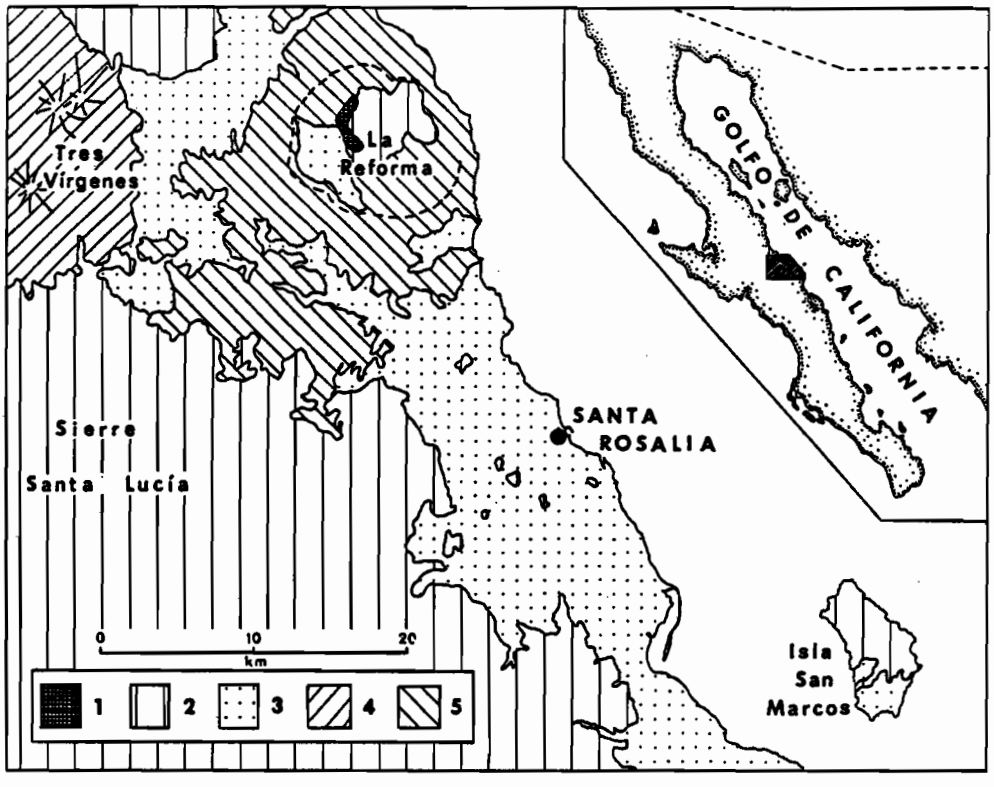


Fig. 4.12. - Cadre géologique du bassin de Santa Rosalia.
1- Unité de monzonite rattachable au batholite crétacé de Basse Californie. 2- Andésite de la Sierra Santa Lucia (="formation Comondu" de nombreux auteurs), d'âge oligo-miocène. 3- Formations sédimentaires de Cénozoïque supérieur et dépôts quaternaires. 4- Massif volcanique plio-quaternaire de Tres Virgenes. 5- Séquence volcanique fini-pliocène et quaternaire de La Reforma, avec indications du bord de la caldera (tiretés) et de l'extension des ignimbrites, au sud-est du massif.

volcanique oligo-miocène (fig. 4.12). Cette séquence, dépassant un millier de mètres, de roches volcaniques (andésites et basaltes) et volcanodétritiques (tufs, grès et conglomérats), connue sous le nom de "formation (ou groupe) Comondu" (Beal, 1948), est localement désignée par le nom d'"Andesite de la Sierra Santa Lucia" (Sawlan & Smith, 1984a).

La séquence sédimentaire formant le bassin de Santa Rosalia est essentiellement composée de grès et conglomérats, marins et continentaux, à matériel volcanoclastique. Cette séquence a été divisée par Wilson (1948), en quatre formations : Boléo, Gloria, Infierno et Santa Rosalia ; cet auteur attribua à ces formations les âges respectifs suivants : Pliocène inférieur, Pliocène moyen, Pliocène supérieur et Pléistocène inférieur (Wilson, 1948 ; Wilson & Veytia, 1949, Wilson & Rocha Moreno, 1955, 1957).

La formation Boléo, qui inclut le dépôt marin le plus ancien du bassin et plusieurs unités de tufs volcaniques, est probablement d'âge Miocène terminal (Ortlieb & Colletta, 1984).

La formation Gloria, ultérieurement rebaptisée formation Loma del Tirabuzon (Applegate & Espinoza Arrubarrena, 1981), ou formation Tirabuzon (Carreño, 1981), renferme à la fois une nanofaune correspondant à la limite Miocène/Pliocène (C. Muller, comm. pers., 1980 ; Colletta & Angelier, 1981), une microfaune couvrant la totalité du Pliocène (Carreño, 1981, 1982) et des restes de sélaciens suggérant un âge Pliocène moyen (Applegate, 1978 ; Applegate & Espinoza Arrubarrena, 1981 ; Espinoza Arrubarrena, 1981).

La formation Infierno constituée comme la formation "Gloria" de sables et conglomérats fossilifères, a été attribuée au Pliocène supérieur (Vokes in Wilson & Rocha Moreno, 1955).

La formation Santa Rosalia est constituée de sédiments littoraux grossiers et fossilifères, dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres ; dans sa définition originelle (Wilson, 1948), elle comprend également, au sommet, des dépôts conglomératiques continentaux.

> Plusieurs arguments m'ont amené à contester la validité du terme de "formation" appliqué à ces dépôts littoraux (Ortlieb & Malpica, 1978 ; Ortlieb, 1981b, 1984a). Les caractères lithologiques de ces dépôts, ainsi que leur contexte morphostratigraphique, font de cette unité des sédiments de terrasse marine caractéristiques. Cette unité ne diffère des autres dépôts de terrasse quaternaires (cf. infra), que par sa plus grande extension latérale (comparable à celle des trois autres formations "pliocènes" ; fig. 4.14) et son altitude maximale. Par ailleurs, le degré de préservation des fossiles de la "formation" Santa Rosalia, bien meilleur que celui des fossiles des trois formations antérieures et comparable à celui des faunes de terrasse, confirme l'attribution de ces dépôts au Pléistocène (et probablement à la fin du Pléistocène inférieur). On reviendra plus loin sur l'âge de ces dépôts, en les replaçant dans

le contexte d'ensemble des terrasses de la région.

4.3.2.2. La caldera de La Reforma et le massif des Tres Virgenes

Les bordures septentrionale et nord-occidentale du bassin de Santa Rosalia sont constituées par deux importants massifs volcaniques plio-quaternaires, le massif de Tres Virgenes à l'ouest, et celui de La Reforma à l'est (fig. 4.12).

Le massif de La Reforma est une structure volcanique circulaire d'une dizaine de kilomètres de diamètre, dont le sommet culmine à +1350 m, et qui est située à 20 km au nord de Santa Rosalia. Deux études volcanologiques y ont été consacrées récemment. Selon la première (Schmidt, 1975, Schmidt et al., 1977), ce massif est essentiellement constitué par une séquence andésitique interstratifiée dans les sédiments marins et continentaux mio-pliocènes du bassin et qui est localement traversée par plusieurs intrusions (Aro et Borrego, notamment). Ces auteurs considèrent que le massif a été découpé en divers blocs, par un ensemble de failles plio-quaternaires, et rejettent l'hypothèse qu'il puisse s'agir d'une caldera.

A l'inverse, Demant et Ortlieb (1979, 1981) et Demant (1981, 1984a, 1984b) soulignent que la structure circulaire du massif avec sa zone d'effondrement centrale d'une centaine de mètres de profondeur, la nature ignimbritique des dépôts émis (que Wilson, 1948, et Schmidt, 1975, associaient à tort au massif de Tres Virgenes), ainsi que l'existence de quatre dômes-coulées sur la bordure de la zone effondrée, sont tout à fait typiques d'une structure en caldera.

> La particularité de ce massif, qui explique en partie la controverse, est la présence d'un bloc central soulevé, dont l'altitude dépasse de près de 800 m celle du rebord de la caldera. Le soulèvement de ce bloc, qui a provoqué l'accumulation d'un vaste cône détritique dans le quart sud-occidental de la dépression caldérique ("Palmas Terrestrial Conglomerate" de Schmidt, 1975), est l'expression soit d'une seconde phase d'intumescence à l'aplomb de la chambre magmatique (à la suite d'une réalimentation de celle-ci), soit le résultat d'un rééquilibrage hydrostatique du bloc central ("resurgent doming", selon le modèle de Smith & Bailey, 1968; R. Smith et al., 1970) à la suite de l'effondrement en caldera. Demant (1981) privilégie la première hypothèse.

La colonne stratigraphique composite des massifs de La Reforma, établie par Demant (1984a), montre que l'activité volcanique débute dès le Pliocène supérieur par des dépôts de ponces, des intrusions et des coulées basiques sous-aquatiques à pillow-lavas (fig. 4.13), qui s'intercalent dans des dépôts sédimentaires riches en pectens (formation Infierno ?).

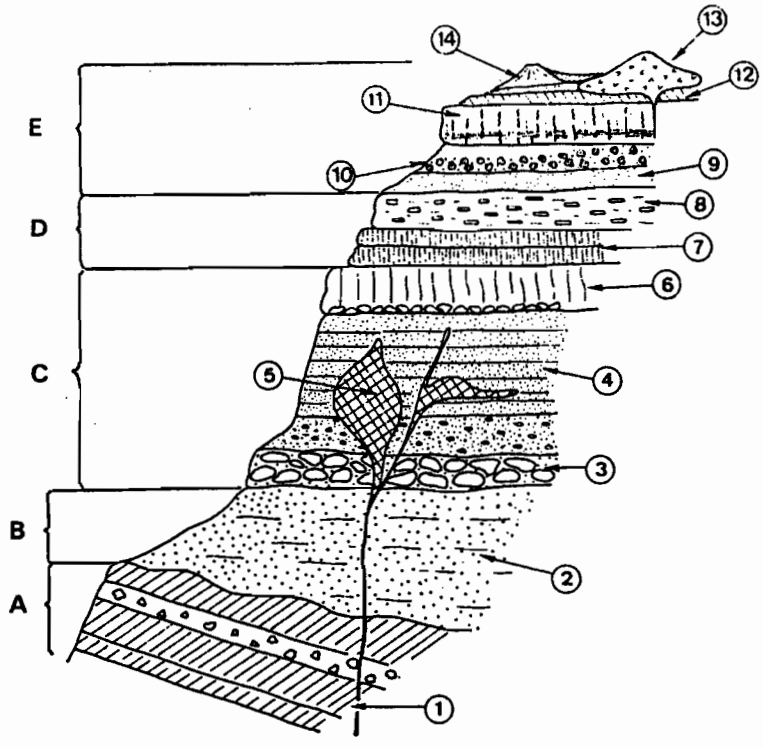


Fig. 4.13.- Colonne stratigraphique composite de la région de La Reforma, selon Demant, 1984a : A-"formation Comondu" (Miocène) ; B- formation Gloria (Pliocène inf. et moyen) ; C- Séquence volcanique sous-marine pliocène ; D- séquence volcanique subaérienne (Pléistocène inf.) ; E- séquence volcanique de la caldera de La Reforma (<1 M.a.).

1- Séquence calcoalcaline. 2- Grès et argiles marins, jaunâtres. 3- Coulée ponceuse. 4- Cendres et ponces aériennes. 5- Dykes, sills et lopolithes andésitiques. 6- Coulées de laves sous-marines andésitiques. 7- Coulées de laves sub-aériennes andésitiques. 8- Coulées dacitiques (riches en feldspaths). 9- Dépôts aériens rhyolitiques. 10- Cendres et scories de type strombolien. 11- Nappe ignimbritique avec niveau de vitrophyre. 12- Coulées de laves andésitiques. 13- Dômes rhyolitiques mis en place après la formation de la caldera, et ponces subaériennes associées. 14- Coulées de laves et cônes de scories récents.

Le massif de Tres_Virgenes est un alignement NNE-SSW constitué de deux cônes principaux, El Azufre et La Virgen. Ces appareils sont formés d'andésites, de dacites, et de basaltes. L'activité du cône principal qui culmine à plus de +2000 m, La Virgen, s'est manifestée au Quaternaire supérieur et peut-être même à une période historique (Mooser & Reyes, 1961 ; Ives, 1962), par des projections de ponces et de cendres et par des émissions de coulées basaltiques (Demant, 1975, 1981 ; Sawlan, 1981a, 1981b, 1982 ; Sawlan & Smith, 1984a).

4.3.2.3. Evolution_tectonique

A la suite des travaux récents, il est apparu que le bassin de Santa Rosalia s'est individualisé dès le Miocène, lors de l'invasion marine initiale du Golfe de Californie. Les premières manifestations de cette invasion marine correspondent à des encroûtements sous-marins, riches en éléments métalliques d'origine hydrothermale, tapissant un paléo-relief localement très accidenté par des jeux de failles (Wilson, 1948 ; Chorowicz & Lyberis, 1984). Ces encroûtements présentent de nombreuses similitudes avec ceux qui ont été décrits dans des zones d'ouverture océanique (Toth, 1980). La géométrie du bassin est conditionnée par la fracturation importante du substratum ("Andésite de la Sierra Santa Lucia") et par le basculement de blocs faillés (Colletta & Angelier, 1983 ; Angelier & Colletta, 1982), ainsi que par l'évolution du massif volcanique de La Reforma (à l'époque, en grande partie immergé).

Après un premier stade de remplissage du bassin, notamment par des tufs volcaniques (formation Boleo), la fracturation s'est poursuivie et deux cycles marins complets se sont succédés. Les larges régressions séparant les cycles, qui se marquent par un déplacement de la ligne de rivage de plusieurs kilomètres d'amplitude (jusqu'à la position approximative du trait de côte actuel, fig. 4.14), reflètent probablement des variations du niveau marin au Pliocène, et pas seulement des mouvements de surrection régionaux.

La phase d'intumescence de la caldera de La Reforma semble avoir eu une influence réduite dans la sédimentation du bassin si l'on en juge par la permanence des lignes de rivage des formations Boleo, Gloria, Infierno et Santa Rosalia (fig. 4.14). Après l'émission des ignimbrites de La Reforma, en revanche, un soulèvement général, accompagné d'un basculement vers l'est, s'est traduit par une exondation rapide du bassin. L'inclinaison vers l'est du glacis que constitue la "mesa supérieure" (Wilson, 1948) montre que le massif de La Reforma a lui-même été soulevé (de manière continue ?) durant la deuxième moitié du Quaternaire. L'étude des terrasses marines, le long de la côte, devrait permettre de préciser les modalités (variations dans le temps et dans l'espace) de ces mouvements verticaux.

Une analyse détaillée de la fracturation dans le bassin a permis de préciser les grands traits de l'évolution tectonique cénozoïque de cette région (Colletta et al., 1980, 1981a, 1981b ; Colletta & Angelier, 1981, Ange-

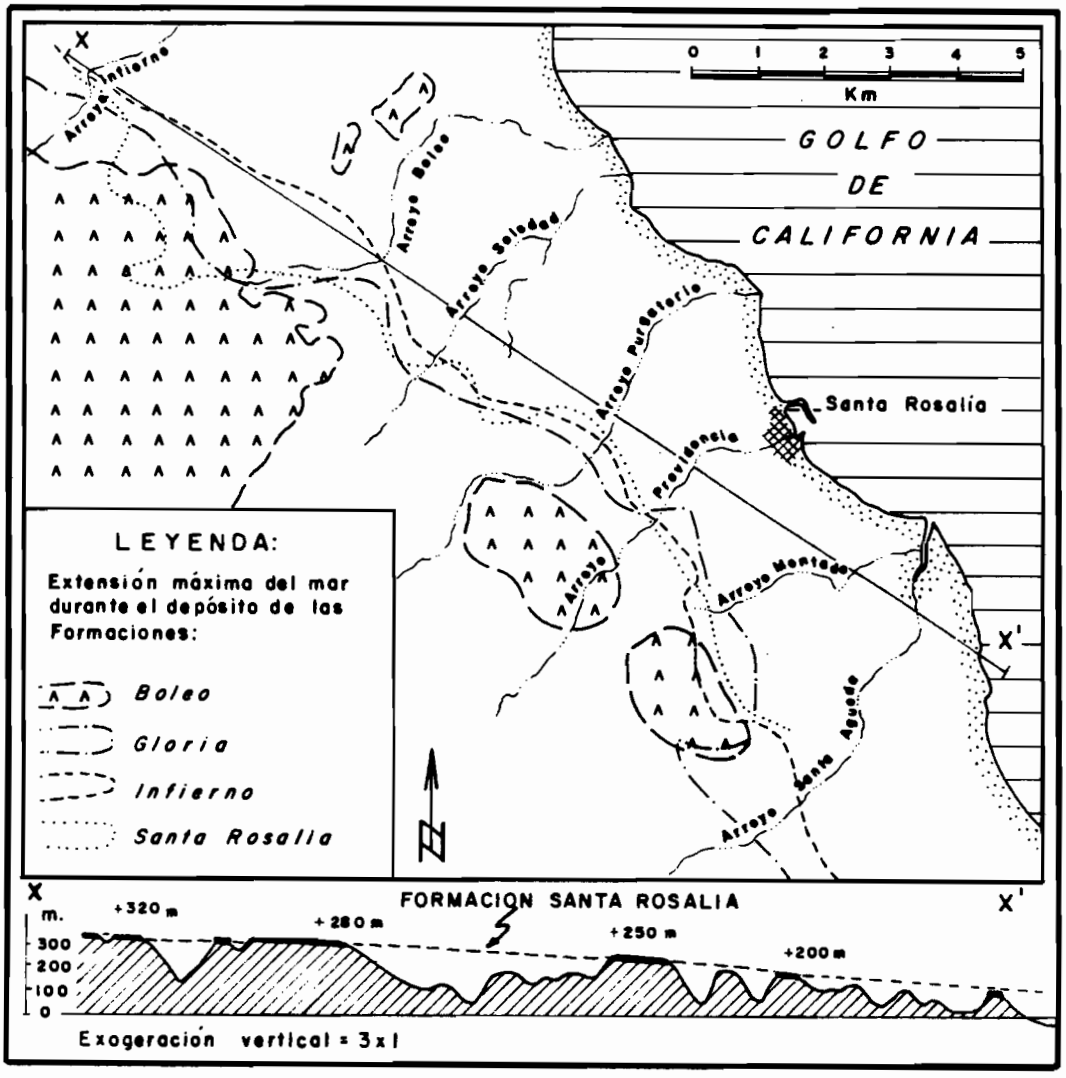


Fig. 4.14.- Position des lignes de rivage marquant l'extension marine maximale durant le dépôt des formations Boleo, Gloria, Infierno et Santa Rosalia, au sud-ouest du bassin de Santa Rosalia (modifié d'après Wilson, 1948, in : Ortlieb & Colletta, 1984).

XX' : profil topographique montrant la position altimétrique de la surface d'abrasion marine associée à la "formation" Santa Rosalia, et le soulèvement différentiel de la partie nord-occidentale du bassin au Quaternaire.

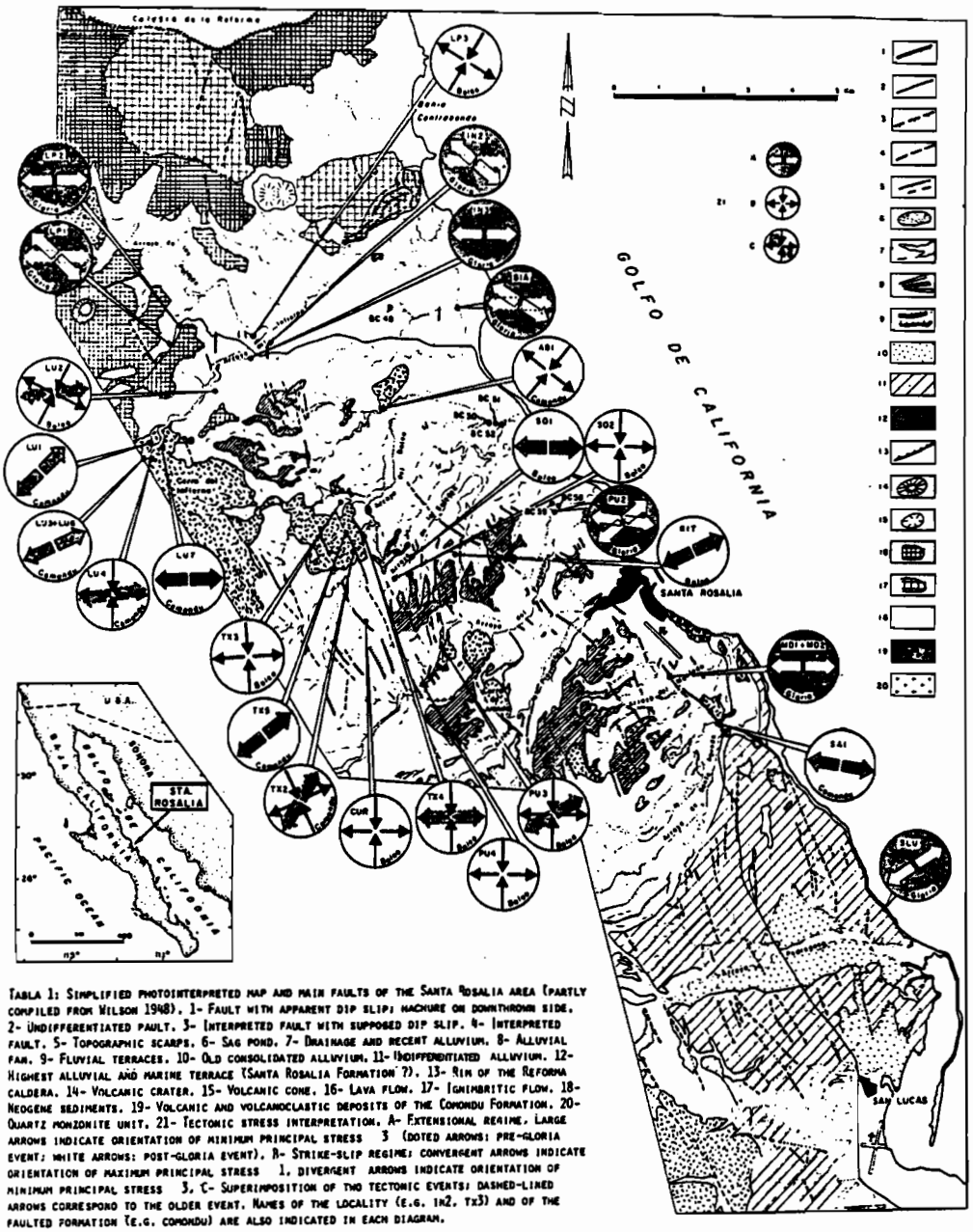


TABLA 1: SIMPLIFIED PHOTOINTERPRETED MAP AND MAIN FAULTS OF THE SANTA ROSALIA AREA (PARTLY COMPILED FROM WILSON 1948). 1- FAULT WITH APPARENT DIP SLIP; HACHURE ON DOWNTHROWN SIDE. 2- UNDIFFERENTIATED FAULT. 3- INTERPRETED FAULT WITH SUPPOSED DIP SLIP. 4- INTERPRETED FAULT. 5- TOPOGRAPHIC SCARPS. 6- SAG POND. 7- DRAINAGE AND RECENT ALLUVIUM. 8- ALLUVIAL FAN. 9- FLUVIAL TERRACES. 10- OLD CONSOLIDATED ALLUVIUM. 11- UNDIFFERENTIATED ALLUVIUM. 12- HIGHEST ALLUVIAL AND MARINE TERRACE (SANTA ROSALIA FORMATION ?). 13- RIM OF THE REFORMA CALDERA. 14- VOLCANIC CRATER. 15- VOLCANIC CONE. 16- LAVA FLOW. 17- IGNIMBRITIC FLOW. 18- NEOGENE SEDIMENTS. 19- VOLCANIC AND VOLCANOCLASTIC DEPOSITS OF THE COMONDU FORMATION. 20- QUARTZ MONZONITE UNIT. 21- TECTONIC STRESS INTERPRETATION. A- EXTENSIONAL REGIME; LARGE ARROWS INDICATE ORIENTATION OF MINIMUM PRINCIPAL STRESS 3 (DOTED ARROWS: PRE-GLORIA EVENT; WHITE ARROWS: POST-GLORIA EVENT). B- STRIKE-SLIP REGIME; CONVERGENT ARROWS INDICATE ORIENTATION OF MAXIMUM PRINCIPAL STRESS 1, DIVERGENT ARROWS INDICATE ORIENTATION OF MINIMUM PRINCIPAL STRESS 3. C- SUPERIMPOSITION OF TWO TECTONIC EVENTS; DASHED-LINED ARROWS CORRESPOND TO THE OLDER EVENT. NAMES OF THE LOCALITY (E.G. IN2, TX3) AND OF THE FAULTED FORMATION (E.G. COMONDU) ARE ALSO INDICATED IN EACH DIAGRAM.

Fig. 4.15.- Cadre tectonique du bassin de Santa Rosalia selon Colletta & Angelier (1981), montrant les principales unités morphotectoniques et failles plio-quaternaires (cartographiées en partie par Wilson, 1948).

L'étude des régimes de contraintes, reposant sur de nombreuses mesures micro-structurales, permet de mettre en évidence plusieurs régimes tectoniques depuis le Miocène. L'extension est représentée par les flèches larges (contrainte minimale principale) ; pour les décrochements, les flèches étroites convergentes indiquent l'orientation de la contrainte maximale, et les flèches étroites divergentes, l'orientation de la contrainte minimale principale. Dans les cas de régimes tectoniques multiphasés, les flèches en pointillés correspondent au régime le plus ancien. Le nom des unités déformées est indiqué dans les pastilles (Comondu, Boléo, Gloria).

lier et al., 1981 ; Chorowicz et al., 1980, 1982a, 1982b). L'analyse microtectonique portant sur près d'un millier de mesures de failles et de joints de tension (fig. 4.15) conduit à distinguer les principaux épisodes suivants :

- Fin du Miocène moyen et Miocène supérieur (10-6 M.a) : extension ENE-WSW, marquée par des failles à grand rejet, orientées NNW-SSE, et par des basculements vers l'est de blocs faillés ;
- Limite Miocène-Pliocène (6-5 M.a) : apparition de mouvements décrochants dextres, réactivant certaines failles antérieures ;
- Pliocène moyen et supérieur (4-2 M.a) : reprise d'une extension E-W, moins vigoureuse que celle de la fin du Miocène, se manifestant par des rejeux de failles et une première génération de joints de tension orientés N-S ;
- Quaternaire (1,8 M.a-actuel) : extension ESE-WNW, se marquant par une réactivation de failles anciennes et par une nouvelle génération de joints de tension (orientés N-S à NNE-SSW).

Parmi les fractures affectant des dépôts marins pléistocènes signalons les failles normales, orientées NW-SE à WNW-ESE, à rejets verticaux d'amplitude métrique, qui déforment la mesa supérieure au sud-ouest de Santa Rosalia (relai hertzien) et à 2,5 km au sud de l'embouchure de l'arroyo Santa Agueda (Ortlieb, 1984a ; fig. 4.17).

4.3.3. Les terrasses marines

4.3.3.1. Travaux antérieurs

Dans la région de Santa Rosalia, Wilson (1948) et Wilson et Rocha Moreno (1955) reconnurent seulement deux terrasses marines quaternaires : une haute terrasse située entre +80 et +100 m, où se trouve notamment la piste d'atterrissage de Santa Rosalia, et une basse terrasse de +20 à +40 m d'altitude où est construite une partie importante de la ville (et dénommée "mesa Francia" et "mesa Mexico", respectivement au nord et au sud de l'embouchure de l'arroyo Providencia). Les auteurs cités décrivirent également une "Mesa supérieure", surface relativement plane qui domine la région côtière dans les environs de Santa Rosalia, mais n'établirent pas formellement que celle-ci était d'origine marine, ni qu'elle était pénécontemporaine du dépôt de la "formation Santa Rosalia".

Sur la côte bordant le massif de la Reforma, au nord de Santa Rosalia, l'existence de plateformes marines étagées a été signalée par Bowden (1973), Wright et collaborateurs (1973), Schmidt (1975) et Schmidt et collaborateurs (1977). Les premiers de ces auteurs ne firent qu'observer ces terrasses sur des photographies aériennes (sans même toujours les identifier comme des terrasses marines), et les seconds se contentèrent d'en mentionner l'existence dans le cadre d'une étude volcanologique.

En 1978-79, une série de 9 profils perpendiculaires à la côte, recoupant les principales terrasses visibles entre Rancho Reforma et Caleta Santa Maria (fig. 4.18), et deux autres profils dans les environs de Santa Rosalia ont été relevés (Demant & Ortlieb, 1978, 1981 ; Ortlieb, 1981a, 1982b). Cette étude a été complétée, en 1981, par de nou-

velles observations, notamment sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio (Ortlieb, 1984a) et dans la région de Rancho Reforma.

On procèdera à une brève description morphostratigraphique des terrasses de chaque profil, en partant vers le nord de Santa Rosalia jusqu'à Rancho Reforma, avant d'aborder les problèmes de corrélation latérale et d'interprétation chronostratigraphique des vestiges de haut niveau marin pléistocènes dans cette région.

4.3.3.2. Santa_Rosalia_et_ses_abords

Trois profils perpendiculaires à la côte réunissent les principales observations de terrasses marines effectuées dans les environs de Santa Rosalia (fig. 4.16).

Le profil le plus méridional (A) regroupe les observations faites sur la rive méridionale de l'arroyo Santa Agueda (Estero San Luciano) et dans l'interfluve séparant les arroyos Santa Agueda et Montado. Le profil B débute à proximité de l'hotel El Morro, recoupe le terrain d'aviation, et se termine au sommet de la mesa supérieure. Le troisième profil (C) est situé sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio ; il est caractérisé par une séquence de terrasses basculées dont les altitudes croissent du sud (arroyo Providencia) vers le nord (arroyo Purgatorio).

Ces trois profils comptent sept à neuf terrasses principales (tabl. 4.2). On décrira ces terrasses en regroupant les deux (ou trois) plus basses, et les trois (ou quatre) terrasses suivantes, avant de s'intéresser à la mesa supérieure.

4.3.3.2.1. Les_basses_terrasses

La terrasse la plus basse et la plus récente est une banquette d'abrasion, mal préservée de l'érosion récente, le long des falaises côtières de Santa Rosalia, et qui atteint cependant plusieurs mètres de large sur la rive sud-orientale de l'estero San Luciano (fig. 4.16, profil A). A l'embouchure de l'arroyo Purgatorio, une terrasse d'abrasion (à +12 m), couverte de 4 ou 5 m de conglomérats fluvio-marins, à très rares débris coquilliers (LQ 312), constitue probablement un équivalent latéral de cette transgression pléistocène relativement récente.

La large surface sur laquelle est construite la partie haute de la ville de Santa Rosalia, s'étend entre +15 m, au sommet de la falaise littorale, et +40 m environ, au pied d'un escarpement d'une quarantaine de mètres de haut. Cette surface semble avoir été formée lors de deux (ou plusieurs) phases de haut niveau marin. Ce caractère composite est attesté à la fois par la coexistence de surfaces d'abrasion littorale distinctes (notamment au sud du port), par une succession de cordons littoraux (notamment au sud de l'estero San Luciano), et par l'interstratification de sédiments littoraux et continentaux dans certaines coupes (rive méridionale de l'estero San Luciano). On a également distingué, de part et d'autre de l'embouchure de l'arroyo

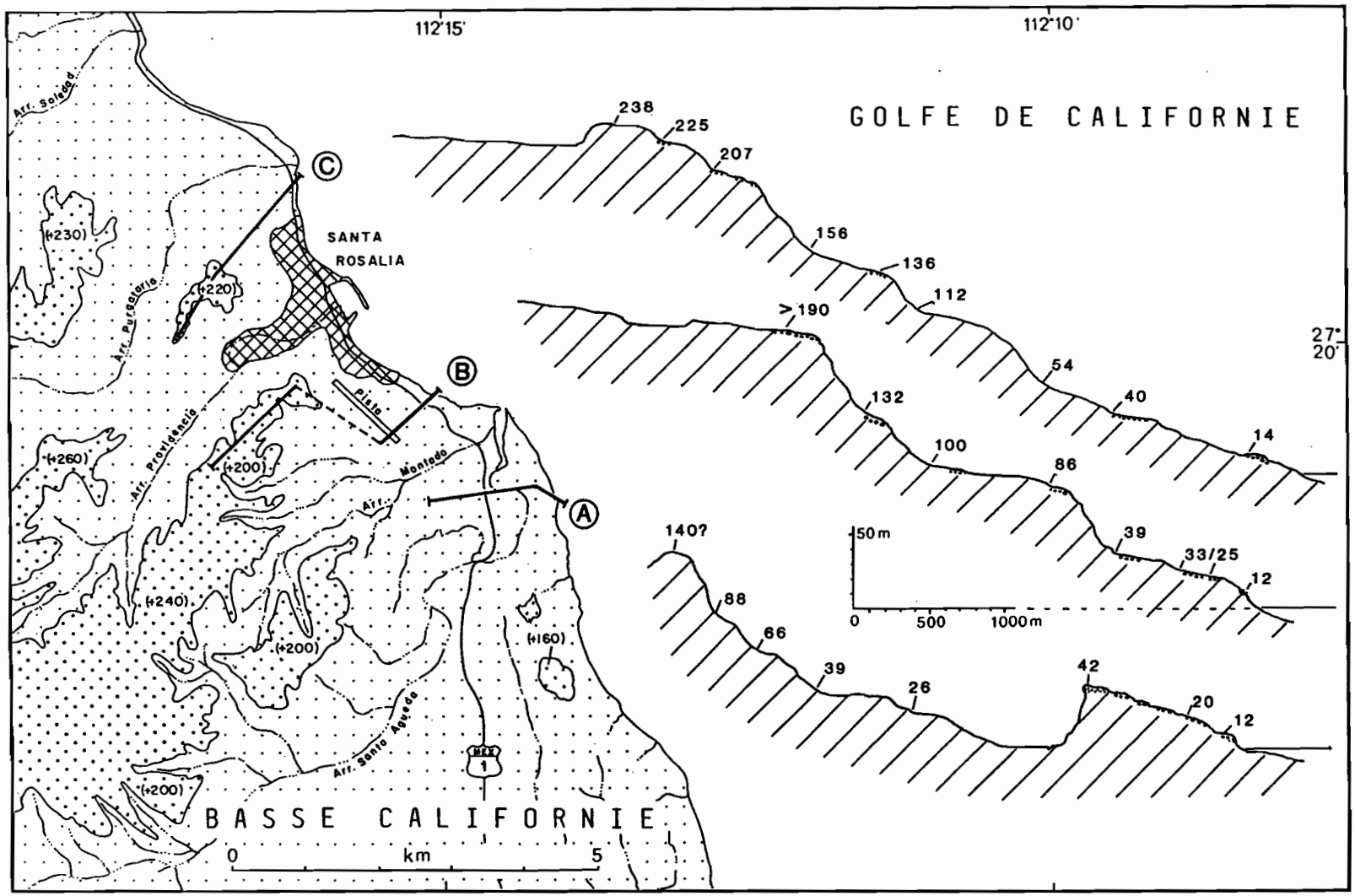


Fig. 4.16.- Les terrasses marines pléistocènes des environs de Santa Rosalia : profils A, B et C (voir tabl. 4.2). Les altitudes indiquées (en mètres) correspondent aux lignes de rivage identifiées. Dans la carte, les zones figurées en pointillés serrés représentent le restes de la mesa supérieure (voir également fig. 4.17).

Age supposé (S.I.)	A San Luciano	B Santa Rosalia	C Arroyo Purgatorio	D Santa Maria	E Punta Contrabando	F Las Cuevitas	G Punta Arena	H Punta Prieta	I Canon Diablo	J Cabo Virgenes S	K Cabo Virgenes N	L Rancho Reforma
21/23	> 160	> 190	> 238 > 225	> 170	(> 190) > 155		169^{+5}_{-7}	> 185	185^{+7}_{-7}	155^{+5}_{-7}	170^{+5}_{-5}	
15/17/19	(140)	132^{+5}_{-5}	207^{+6}_{-3}	138^{+2}_{-5}	129^{+5}_{-5}		156^{+4}_{-4}			148^{+5}_{-5}		110^{+7}_{-5}
11/13		100^{+6}_{-6}	156^{+5}_{-2}	110^{+2}_{-7}	103^{+5}_{-5}	124^{+9}_{-5}	134^{+4}_{-4}	(> 145)	116^{+2}_{-3}	117^{+7}_{-7}	124^{+2}_{-3}	75^{+5}_{-5}
11	88^{+7}_{-5}	86^{+6}_{-5}	136^{+5}_{-3}	100^{+3}_{-5}	92^{+5}_{-7}			129^{+11}_{-4}	104^{+2}_{-13}	97^{+2}_{-7}	108^{+2}_{-5}	65^{+5}_{-5}
9	66^{+6}_{-6}		112^{+5}_{-3}	62^{+4}_{-6}			65^{+5}_{-5}	77^{+2}_{-9}		74^{+6}_{-6}	79^{+2}_{-5}	54^{+5}_{-3}
7	39^{+5}_{-5}	39^{+3}_{-5}	54^{+3}_{-2}	40^{+10}_{-5}	40^{+2}_{-9}			43^{+5}_{-5}		54^{+2}_{-5}	53^{+2}_{-5}	38^{+4}_{-3}
5e	26^{+4}_{-4}	33^{+5}_{-5} 25^{+5}_{-2}	40^{+2}_{-5}	30^{+5}_{-5}	33^{+2}_{-8}	28^{+4}_{-4}	27^{+2}_{-5}	25^{+4}_{-5}		26^{+2}_{-2}	28^{+2}_{-4}	29^{+2}_{-6}
5a/c	12^{+5}_{-3}	12^{+2}_{-3}	16^{+2}_{-2}	13^{+2}_{-2}	12^{+2}_{-2}	10^{+2}_{-2}	10^{+2}_{-2}	(~12)	12^{+2}_{-2}		(~10)	

( ) : Ligne de rivage mal définie.

[_ _] : Compartiment faillé.

Tabl. 4.2.- Cotes altimétriques des lignes de rivage pléistocènes observées dans la région de Santa Rosalia-La Reforma (voir localisation des profils, fig. 4.16 et 4.18). Les corrélations entre les profils reposent à la fois sur des données morphostratigraphiques et sur des considérations géométriques (fig. 4.20). L'interprétation chronostratigraphique indiquée (colonne de gauche) reste hypothétique (voir texte).

Santa Agueda, deux terrasses morphologiquement bien différenciées, l'une entre +20 et +30 m et l'autre entre +35 et +40 m. A chacune d'elle est associé un dépôt littoral de un ou plusieurs mètres d'épaisseur, reposant sur une large surface d'abrasion (LU 1069 pour la plus basse terrasse, cf. tabl. A6.3-U). Enfin, à 2,5 km au sud de l'estero San Luciano, la base du talus côtier conserve (au-dessus d'une profonde encoche littorale actuelle, et des traces d'une étroite banquette d'abrasion à +3 m d'altitude), des lambeaux de terrasses marines emboîtées à +10 m (LQ 322 et 323) et à +18 m (LQ 321).

A Santa Rosalia (fig. 4.16, profil B), sur les mesas Francia et Mexico, des dépôts littoraux à faune bien conservée affleurent à des altitudes diverses : +30 m à l'entrée de l'hotel El Morro (LT 861, cf. tabl. A6.3-T), +17 m à une distance de 0,5 km au sud du port (LQ 313), et +22 m, sous les bâtiments de la direction de la Compania Minera de Santa Rosalia (LU 1005, cf. tabl. A6.3-S).

Trois tests de Chione sp. (LU 1005d, LT 861h/i) ont livré des résultats aminostratigraphiques compatibles avec un âge apparemment peu ancien (S.I. 5e ?) (paragr. 7.1.2.5). Par ailleurs, la composition isotopique de l'oxygène du carbonate de deux tests fossiles de cette terrasse (LT 861d/k, cf. paragr. 9.2.1.3), qui est voisine de celle mesurée sur des tests actuels (LQ 317, LU 1106a), semble confirmer que cette terrasse date de la phase de plus haut niveau marin du dernier interglaciaire.

Plus au nord-ouest, sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio (Profil C), la mesa Francia s'élève légèrement, et le seul dépôt littoral, bien préservé, qui lui est associé, affleure entre +37 et +40 m (dépôt de ligne de rivage). Une autre terrasse , dans laquelle est emboîtée la précédente, est caractérisée par un replat morphologique se terminant à +54 m, à la base d'un talus d'une cinquantaine de mètres de haut.

En résumé, trois basses terrasses sont distinguées dans la région de Santa Rosalia : la plus récente et la plus étroite atteint en général +12 m d'altitude (+16 m à l'arroyo Purgatorio), tandis que la deuxième et la troisième semblent être associées à des lignes de rivage de, respectivement, +25 m (+40 m dans le profil C) et +40 m (+54 m dans le profil C).

4.3.3.2.2 Les terrasses intermédiaires

La large terrasse où se trouve l'aéroport de Santa Rosalia s'étend entre +95 et +100 m (fig. 4.16, profil B). A la surface de ce large replat, aucun dépôt littoral n'est visible ; le seul affleurement de conglomérat littoral associé à cette terrasse a été observé dans un talus d'ancienne route, au sud-est de la piste d'atterrissage (environ +95 m).

A quelques mètres sous le rebord distal de cette grande terrasse, se trouve un petit replat couvert de grès littoraux riches en galets marins et blocs arrondis, et localement très fossilifères (LU 1007 et 1008, cf. tabl.

A6.3-Q). La ligne de rivage correspondant au maximum de cette phase de haut niveau marin, postérieure à celle de +100 m, est à environ +86 m.

Quatre tests de lamellibranches (appartenant à trois genres distincts) ont été soumis à une analyse aminostratigraphique (LU 1008a/c/l/i, paragr. 7.1.2.5.1), qui indique que le dépôt est probablement d'âge Pléistocène moyen.

Au-dessus de l'extrémité sud-orientale de la piste d'atterrissage, une plateforme d'extension limitée correspond à une autre terrasse ; le bord interne de cette surface d'abrasion, couverte de sédiments littoraux azoïques (LU 1006), est situé à +132 m. Le reste de la piste d'atterrissage est bordé, vers le nord-ouest, par un escarpement de près de 80 m qui atteint le rebord de la mesa supérieure.

Une petite entaille dans cet escarpement révèle l'existence d'une faille, orientée NW-SE (parallèle à la côte, et à l'escarpement) et affectant les formations Infierno et Gloria sous-jacentes ; il est possible que cette faille ait eu un faible rejeu au Quaternaire.

A l'ouest de l'embouchure de l'arroyo Santa Agueda (profil A), la terrasse de +39 m, déjà mentionnée, est dominée par une autre terrasse, bien préservée, culminant à +66 m. Au-dessus de cette dernière, des replats topographiques, à environ +88 et +140 m, dépourvus de dépôts littoraux caractéristiques, constituent apparemment des restes de surfaces d'abrasion littorale qui auraient été très érodés.

Sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio, un escarpement d'une cinquantaine de mètres sépare la terrasse de +54 m de la suivante (ligne de rivage à +112 m) ; cette dernière terrasse est bien développée ; la surface d'abrasion entaillant le substratum pliocène est couverte par 2 ou 3 m de conglomérat sableux encroûté. La forte pente topographique de cette terrasse vers le sud, supérieure à l'inclinaison naturelle de la surface d'abrasion (vers la mer) rend compte du basculement subi par la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio.

La grande terrasse suivante s'étend entre +142 et +156 m d'altitude. La cote de +156 m correspond à la rupture de pente, au pied du talus qui la limite vers l'intérieur, et non à une ligne de rivage bien identifiée. A l'extrémité distale de la terrasse, une étroite terrasse encastrée (+136 m), de 10 m de large et couverte de sédiments fossilifères (LV 1227, cf. tabl. A6.3-R) correspond à une trace de haut niveau marin d'âge (légèrement ?) postérieur à celui de la transgression responsable de la terrasse de +156 m.

Dans la partie occidentale du profil C, le bord interne de la terrasse suivante, bien identifiée par sa morphologie et par des dépôts caractéristiques, se trouve à +207 m. Sur cette plateforme, en contrebas de la ligne de rivage maximale, deux cordons littoraux (mesurant 3 à 5 m de haut) marquent probablement des phases de stationnement du niveau marin lors de la régression suivant la formation de la terrasse.

La morphologie, parfois très abrupte, de l'escarpement qui sépare le bord externe de cette dernière terrasse (vers +199 m) de la large terrasse postérieure (+156 m), permet de penser qu'il s'agit là d'un miroir de faille ; on ne dispose pas de preuves d'un rejeu de cette faille au Quaternaire mais cette possibilité est envisagée.

En résumé, les terrasses intermédiaires entre les basses terrasses de la région de Santa Rosalia et la mesa supérieure, sont au nombre de 4. La plus basse qui atteint +66 m dans le profil A (+112 m dans le profil C), est peu développée, ou totalement érodée (profil B). Les deux terrasses suivantes, qui présentent des relations morpho-stratigraphiques particulières, se trouvent à +86/+100 m (profil B) et à +136/+156 m (profil C). Au-dessus de la dernière terrasse mentionnée, qui se distingue à la fois par sa largeur et son absence de dépôts fossilifères est préservée une autre terrasse dont les lambeaux sont à +132 m (profil B), +140 (?) m (profil A) et +207 m (profil C).

4.3.3.2.3. La mesa supérieure et la "formation Santa Rosalia"

L'ensemble du bassin de Santa Rosalia est dominé par une large surface d'érosion, inclinée vers la mer, dont l'altitude diminue de près de +300 m au nord-ouest du bassin, à +150 m au sud de l'estero San Luciano (fig. 4.17). Cette surface est tapissée de dépôts continentaux superficiels de plusieurs mètres d'épaisseur ; en certains points, des sédiments littoraux typiques, fossilifères, sont préservés entre la surface d'abrasion et sa couverture continentale. Cette séquence de dépôts littoraux et continentaux a été dénommée "formation Santa Rosalia" par Wilson (1948) ; cependant en raison de l'ubiquité des dépôts conglomératiques continentaux plio-quaternaires dans le bassin, seule la présence du terme marin de la séquence et la position morphostratigraphique permettent d'identifier la "formation Santa Rosalia". Les affleurements de cette "formation" reconnus par Wilson (1948) et Wilson et Rocha Moreno (1955, 1957), ainsi que les localités fossilifères décrites par Vokes (in Wilson, 1948) (F6, F9 et F17, cf. tabl. A6.3-N) sont indiqués sur la fig. 4.17. En fait, les auteurs précités n'ont pas établi de corrélation claire entre la mesa supérieure et la "formation Santa Rosalia" et n'ont pas considéré que cette dernière "formation" constituait un dépôt de terrasse marine (Ortlieb, 1981b).

Parmi les dépôts littoraux assimilables à la "formation Santa Rosalia", non observés par Wilson et collaborateurs (op. cit.), on signalera ceux qui affleurent sur le bord de la mesa supérieure dominant la piste d'atterrissage de Santa Rosalia (LT 866, LU 1009 et LV 1226, cf. tabl. A6.3-P).

Les galets de cette unité (mesurant de un à trois mètres d'épaisseur) sont encroûtés, comme ceux des terrasses d'altitude inférieure ; les tests fossiles présentent un degré d'altération peu différent des autres terrasses marines de la

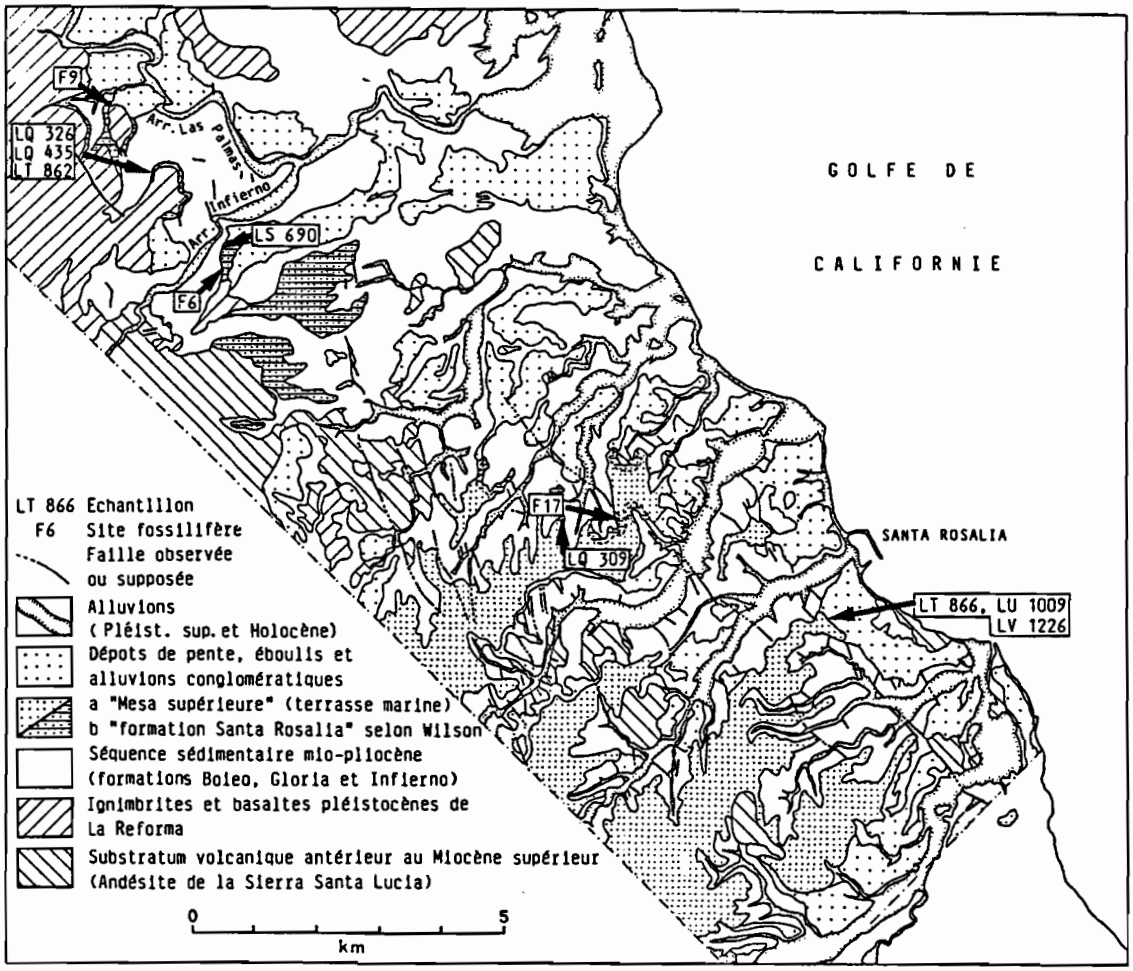


Fig. 4.17.- La mesa supérieure (surface morphologique généralement couverte d'alluvions) et la "formation" Santa Rosalia telle qu'elle a été cartographiée par Wilson (1948) (modifié d'après Wilson, 1948). On assimile la mesa supérieure à la plus ancienne terrasse marine pléistocène du bassin, et la "formation" Santa Rosalia aux dépôts littoraux associés à cette surface d'abrasion.

région. Il est à noter qu'une partie importante des débris coquilliers (notamment de Pecten sp.) formant la matrice de ce sédiment, provient du remaniement des unités fossilifères de la formation Infierno sous-jacente.

En dehors de la surrection et du basculement d'ensemble qu'elle a subi, la mesa supérieure présente peu d'évidence de déformations cassantes. Des escarpements de faille, suggérant des rejets verticaux de quelques mètres sont cependant visibles en plusieurs localités de la bordure de la mesa, notamment sur le lambeau de terrasse situé à 2,5 km au sud de l'estero San Luciano, et de part et d'autre du relais d'ondes hertziennes de Santa Rosalia (fig. 4.17). Une autre zone faillée, où des rejets verticaux ont été enregistrés depuis la formation de la mesa supérieure, s'étend sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio (profil C, fig. 4.16).

Le dépôt littoral le plus élevé (+238 m) observé sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio, parait coiffer un bloc soulevé en horst puisque aussi bien en amont que sur la rive septentrionale de l'arroyo, l'altitude de la mesa supérieure ne dépasse pas +220 m (fig. 4.16).

Au nord-ouest du bassin, l'un des affleurements des dépôts littoraux les plus élevés de cette "formation Santa Rosalia" (LQ 326, LQ 435, LT 862, cf. tabl. A6.3-M), est situé à une cote de +320 m (fig. 4.17). Dans cette localité (Cuesta del Infierno), les sédiments marins sont recouverts par une séquence volcanique correspondant à la phase d'éruption majeure de la caldera de La Reforma (fig. 4.13). Les coquilles du toit de l'unité marine ont été brûlées par les cendres et ponces émises lors des éruptions initiales de la caldera.

La séquence volcanique de la Cuesta de l'Infierno se termine par une unité de tuf ignimbritique soudé, de plus de 20 m d'épaisseur. L'importance du volume émis (5 à 10 km^3), ainsi que le fait que ces produits se soient déposés sur une vaste surface d'origine marine, expliquent la grande extension des affleurements d'ignimbrite issues de La Reforma au nord-ouest de Santa Rosalia (plus de 100 km^2) (fig. 4.12). L'âge des ignimbrites, et donc l'âge minimal du dépôt marin qu'elles recouvrent, n'est pas connu précisément. Un essai de datation de l'unité ignimbritique à donné des résultats aberrants en raison d'un excès d'argon radiogénique (Feraud, comm. pers.).

Les seuls âges dont on dispose concernent l'unité volcanique située directement sous les ignimbrites (Demant, 1981, 1984a, 1984b). Il s'agit de coulées dacitiques vitreuses riches en plagioclases (fig. 4.13), rattachées à la "formation Aro Volcanics" de Schmidt (1975). Les datations K/Ar réalisées sur ces roches ont fourni des âges de 1,09 $\pm$ 0,11 M.a. (Schmidt, 1975), 1,2 $\pm$0,1 M.a. (roche totale éch. 1082 Demant/Ortlieb) et 2,1 $\pm$0,2 M.a. (plagioclase, éch. 1082 D/O) (analyses Feraud).

Ces résultats conduisent à attribuer aux dépôts littoraux (post-Infierno) les plus élevés du bassin de Santa Rosalia, un âge minimal proche de la fin du Pléistocène inférieur (entre 1 et 0,7 M.a.).

Dans la région du Golfe de Californie, la mesa supérieure de Santa Rosalia est à la fois l'une des plus vastes terrasses marines pléistocènes, l'une des plus anciennes et celle dont les restes sont les plus élevés (+330 m environ). Ces caractéristiques sont dues au contexte stratigraphique particulier du bassin de Santa Rosalia, et aux mouvements verticaux, tant régionaux (de la marge de la péninsule), que locaux (déformations volcano-tectoniques liées à l'histoire de la caldera de La Reforma).

La dénivelée de 100/150 m existant entre la limite d'extension marine de la "formation Santa Rosalia" et le bord externe de la mesa supérieure reflète essentiellement l'amplitude d'un soulèvement différentiel de la bordure nord-occidentale du bassin (fig. 4.14). L'amplitude des mouvements de basculement ayant affecté la mesa supérieure ainsi que l'extension de la terrasse sont telles que l'altitude du bord interne de la plateforme (trace du maximum marin de la transgression) ne peut être comparée à celles des lignes de rivage des autres terrasses de la zone littorale (dont la largeur est d'ordre décamétrique). Dans le cadre de corrélations géométriques des terrasses, il est plus significatif de prendre en compte l'altitude du rebord externe de la mesa supérieure (+160 m dans le profil A, +200 m dans le profil B, et + 225 ? m dans le profil C) que la cote du plus haut lambeau de cette terrasse à 8 km du trait de côte actuel.

4.3.3.3. Punta et Caleta Santa Maria

4.3.3.3.1. Description des terrasses

Le profil D relevé à l'ouest de Punta Santa Maria (fig. 4.18), montre un emboîtement de huit terrasses marines généralement bien marquées par des replats morphologiques légèrement inclinés vers la mer. Cette séquence de terrasses repose sur des laves pliocènes et des basaltes pléistocènes provenant d'un des cônes périphériques de La Reforma (fig. 4.15 et 4.18). Les lignes de rivage des maxima de transgressions, localisées aux ruptures de pente entre les replats subhorizontaux et les falaises abruptes couvertes d'éboulis, sont identifiées par de minces accumulations de galets marins arrondis.

La première terrasse, qui forme la longue pointe de Santa Maria, est bordée par une falaise littorale, presque verticale, de plusieurs mètres de haut. Les dépôts littoraux associés à cette terrasse renferment quelques coquilles fossiles peu altérées (LQ 314 et 315, cf. tabl. A6.3-K). Du fait du recouvrement de matériel continental sur la partie interne de la pointe, la ligne de rivage contemporaine de ces dépôts n'est bien visible qu'en un point situé au nord-est de Caleta Santa Maria (fig. 4.18), à +13 m.

Comme à Santa Rosalia, la deuxième et la troisième terrasses ne sont pas aisément distinguées sur le terrain (la position des lignes de rivage des maxima des deux transgressions n'est donc pas bien définie), à tel point

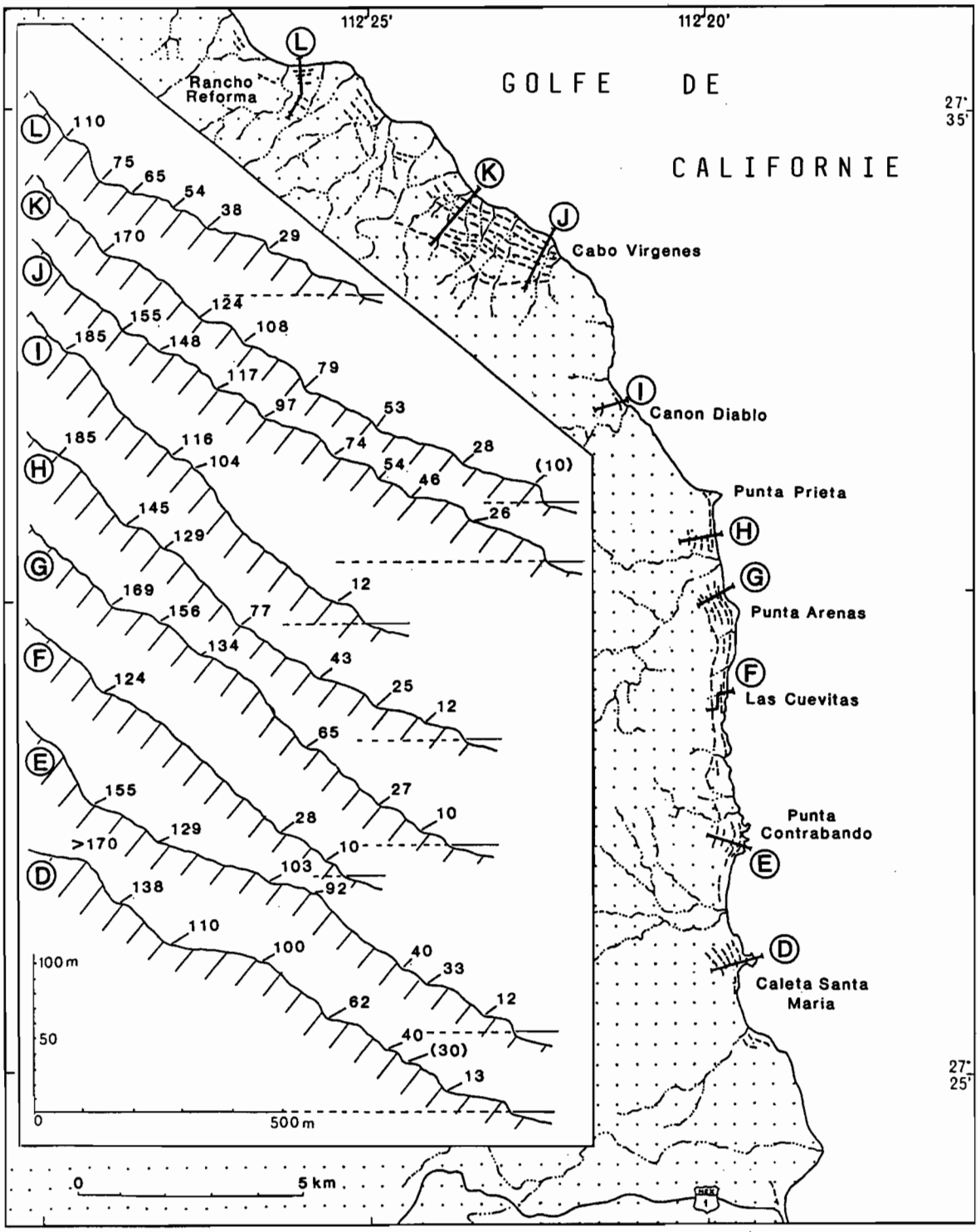


Fig. 4.18.- Les terrasses marines pléistocènes de la côte du massif de La Reforma : profils D à L (voir tabl. 4.2). Les altitudes indiquées (en mètres) correspondent aux lignes de rivage identifiées (en tiretés dans la carte).

que certains dépôts littoraux affleurant entre +20 et +30 m pourraient être corrélés avec l'une ou l'autre des terrasses.

Il en est ainsi pour les 2 à 3 m de sables fins fossilifères (LQ 437 et LU 1156, cf. tabl. A6.3-H), recouverts par 2 m de conglomérat littoral (LQ 436 et 438) qui recouvrent la plateforme (environ +25 m) située immédiatement au nord-ouest de Punta Santa Maria ; la bonne préservation des dépôts, et leur relative abondance, permettent de les associer à la deuxième terrasse.

La troisième terrasse atteignant +40 m d'altitude est identifiée par un replat morphologique, en arrière du piton volcanique de Punta Santa Maria, et par un dépôt de blocs et galets arrondis, de plus de 2 m d'épaisseur, affleurant au sommet du chemin muletier provenant de Caleta Santa Maria.

La quatrième terrasse du profil D est constituée par une plateforme, de largeur réduite, dont l'altitude maximale (ancien pied de falaise) atteint +62 m.

La plateforme suivante dans ce profil est très large et apparait composite. L'ancien pied de falaise matérialise une limite d'extension marine située à +110 m. Au milieu de la surface d'abrasion de la terrasse (+105 m environ) subsistent des restes d'un cordon littoral, tandis que sur le bord externe de la terrasse (+100 m) affleure un dépôt littoral, à rares débris coquilliers (LT 863, cf. tabl. A6.3-F). Il apparaît ainsi que cette cinquième terrasse présente des vestiges d'au moins deux pulsations positives de la mer qui pourraient s'être produites au cours d'une même période interglaciaire. Cette terrasse, qui se distingue des autres par sa largeur, semble se prolonger vers le nord, au-delà de l'arroyo Contrabando (profil H et G), à une altitude voisine.

La sixième terrasse est de largeur réduite. Des débris de Conus sp. et Turbo fluctuosus, très encroûtés sont associés à la ligne de rivage située à +138 m.

La dernière terrasse du profil est une surface inclinée correspondant, au moins en partie, à une surface de coulée volcanique. Néanmoins, la présence de galets et graviers marins, à débris coquilliers, sur le rebord de cette surface (+166 m) indique clairement qu'elle a été recouverte par la mer au Quaternaire au moins dans sa partie la plus basse. La position maximale atteinte par ce haut niveau marin est supérieure ou égale à +170 m.

Au sud de Caleta Santa Maria, dans le vaste delta de l'arroyo Las Palmas, deux des grandes buttes témoins constituées de lutites pliocènes (formation Gloria) conservent, en surface, des dépôts littoraux rattachés à au moins deux (et probablement trois) transgressions pléistocènes. Ces buttes témoins ont une disposition (perpendiculaire au cours de l'arroyo) et une forme très allongée (orientées N-S) qui indiquent qu'il s'agit de blocs faillés, limités par des fractures sub-méridiennes recoupant l'actuel delta de Las Palmas. On remarque que dans la butte la plus grande, un talus de plusieurs mètres de haut, également orienté N-S, pourrait avoir une origine tectonique.

Les dépôts de la terrasse la plus élevée, à plus de +30 m d'altitude, sont des sables grossiers à coquilles fossiles altérées. Les vestiges de la ligne de rivage du maximum de cette transgression, dont l'altitude pourrait atteindre +40 m (?), n'ont pas été identifiés sur le terrain. Les dépôts très fossilifères qui couronnent la butte la plus proche du rivage (LQ 295 et 296, cf. tabl. A6.3-I). sont attribués à une transgression plus récente (altitude +20 m).

D'autres dépôts récents ont été étudiés dans le talus côtier bordant la partie sud-occidentale de la baie (fig. 4.19). Sur une unité de sables et graviers marins (LQ 298), repose, en discordance érosionnelle, une série de sables et conglomérats, fluvio-marins à la base (LQ 299, LU 1104) et infralittoraux au sommet (LQ 303, LU 1105, cf. tabl. A6.3-J).

Le contact entre les deux unités se trouve à +6 m et la seconde unité affleure jusqu'à +14 m. La séquence se termine à +16 m environ par un dépôt continental fortement encroûté (LQ 300). L'unité marine la plus récente ne contient des fossiles, en position de vie, que dans sa partie supérieure. L'unité inférieure de la séquence, érodée à +6 m d'altitude, semble ne pas être beaucoup plus ancienne que l'unité supérieure et constitue probablement un témoin de haut niveau marin du dernier interglaciaire.

L'altération relative des sédiments et des faunes, ainsi que la position morphostratigraphique des affleurements examinés dans la région de Punta Santa Maria et du delta de l'arroyo Las Palmas, suggèrent que trois phases de haut niveau marin pléistocènes ont laissé des traces à des altitudes comprises entre +10/+15 m et +40 m environ. Le maximum de la dernière transgression en date est identifié à +13 m dans le profil D, et à +15 m au sud de Caleta Santa Maria. Une autre transgression est caractérisée par des dépôts fossilifères atteignant +20/+30 m. Une autre phase de haut niveau marin, dont les témoins les plus élevés s'observent jusqu'à +40 m d'altitude, est antérieure aux deux autres, et date probablement de l'avant-dernier interglaciaire.

4.3.3.3.2. Les_données_géochronologiques

Huit mesures radiométriques U/Th ont été effectuées sur des échantillons de deux dépôts de terrasses de cette région de Santa Maria (paragr. 6.2.2.2).

Dans le dépôt littoral le plus récent, affleurant au sud de Caleta Santa Maria, trois tests de Dosinia ponderosa (LQ 303a et b, LU 1105c) ont fourni des âges apparents de 58 ±6 ka, 61 ± 5 ka et 73 ±6 ka, et deux tests d'échinoïdes (Dendraster sp.) (LU 1105f et h) ont livré des résultats de 122 ±11 et 60 ±4 ka (paragr. 6.2.2.2).

L'ensemble de ces résultats semble indiquer que le haut niveau marin pléistocène dont les traces sont observées jusqu'à +14 m, date de 60 ka environ, et que l'un des tests d'échinodermes, plus ancien (122 ka), a probablement été remanié.

1 - Sables grossiers et graviers a stratification oblique, peu fossilifères sauf au toit (niveau a *Pecten vogdesi*) (LQ 298); 2 - Sables, graviers et galets fluvio-marins, a passées fossilifères (LQ 299, 301); 3 - Sables et galets littoraux fossilifères (LQ 303, LU 1105); 4 - Sables et graviers fluviatiles; 5 - Conglomérat continental encroûté (LQ 300).

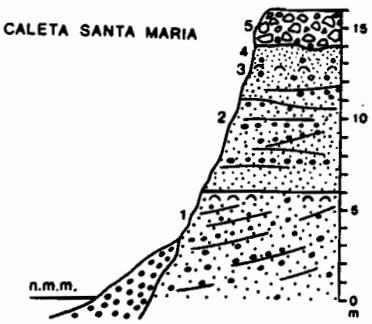


Fig. 4.19.- Coupe du talus littoral au sud de Caleta Santa Maria, montrant une double séquence de sédiments littoraux récents (Pléistocène supérieur ?).

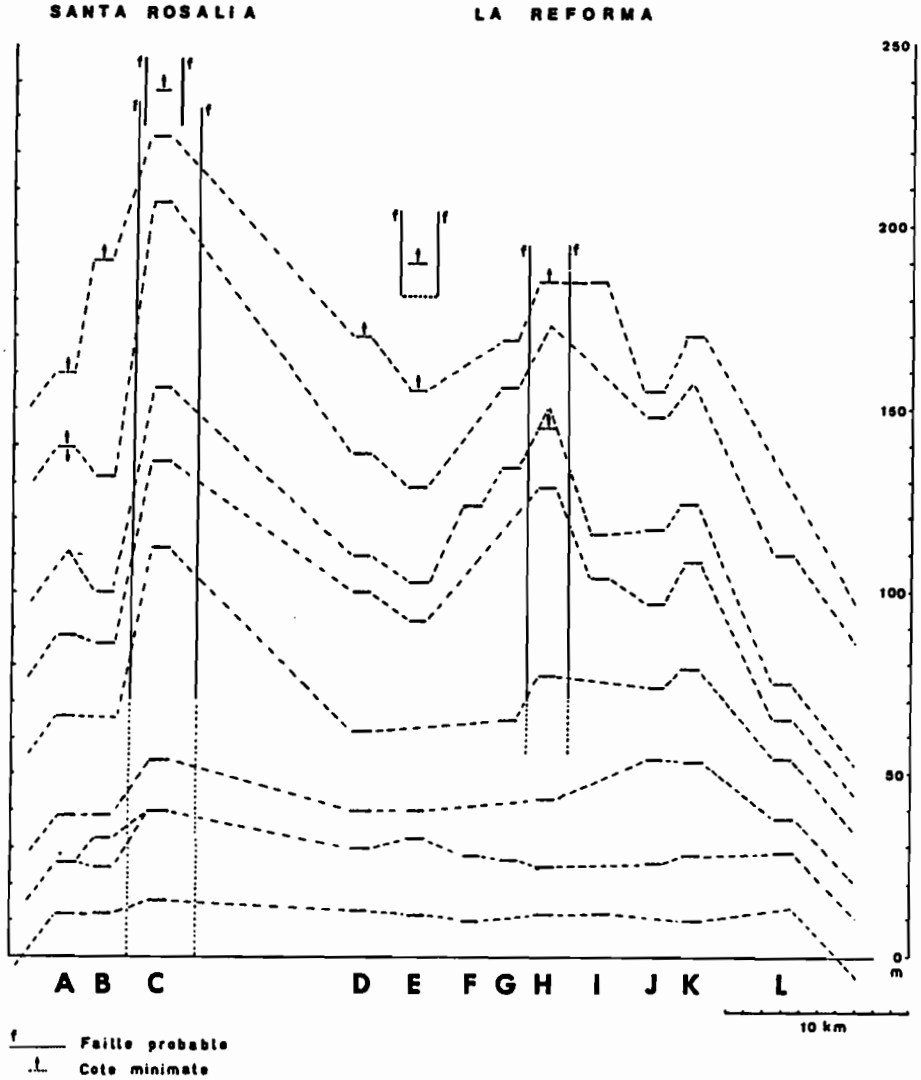


Fig. 4.20.- Diagramme des corrélations latérales de terrasses marines pléistocènes de la région de Santa Rosalia (profils, A, B et C, fig. 4.16) et de La Reforma (profils D à L, fig. 4.18). Voir tabl. 4.2.

Trois tests de Chione californiensis (LU 1156a, b et c), prélevés in situ, dans les dépôts de la terrasse située immédiatement au nord-ouest de Punta Santa Maria (altitude : +30 m environ), livrent des âges apparents U/Th de 159 +24/-9 ka, 131 ±15 ka et 263 +50/-35 ka (paragr. 6.2.2.2). L'étalement même de ces âges apparents conduit plutôt à corréler cette terrasse avec un haut niveau marin de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7).

Des analyses aminostratigraphiques ont été effectuées sur trois tests de Chione sp. prélevés sur la basse terrasse de Punta Santa Maria (LQ 315 a/b/c), et sur un échantillon de Dosinia ponderosa du sommet du talus littoral de Caleta Santa Maria (LU 1105a) (paragr. 7.1.2.5.1). Les trois premiers résultats permettent de confirmer l'attribution de la basse terrasse au dernier interglaciaire, sans toutefois indiquer clairement s'il s'agit du S.I. 5e ou d'une phase de haut niveau marin postérieure au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5a/c). Le résultat concernant l'échantillon LU 1105a (rapport aIle/Ile indiquant une racémisation totale) ne permet pas d'interprétation chronologique, mais tend à exclure que ce dépôt date de 60 ka comme le suggèrent les datations radiométriques.

4.3.3.4. La côte orientale de la Reforma

Les terrasses marines de la zone côtière comprise entre Punta Contrabando et Canon Diablo (fig. 4.18), ont été étudiées le long de cinq profils (E à I).

4.3.3.4.1. Punta Contrabando

Dans le profil E relevé à Punta Contrabando (fig. 4.18), les deux terrasses les plus basses sont bien marquées dans la topographie, et présentent des accumulations de sédiments littoraux relativement épaisses. Le bord interne de ces terrasses est situé, respectivement, à +12 et +33 m. La terrasse suivante (+40 m), visible surtout au nord de la pointe, est presque totalement couverte de dépôts de pente. Au nord-ouest de la pointe, au-dessus d'un escarpement important se détachent nettement, trois terrasses emboîtées, de plusieurs dizaines de mètres de large ; elles se différencient par leur altitude (+103 m, +129 m, et +155 m) et par l'épaisseur (croissant avec l'altitude) des dépôts continentaux qui les surmontent. La terrasse atteignant +155 m est située au pied d'un escarpement d'une centaine de mètres de haut et semble donc constituer le plus ancien vestige de haut niveau marin du profil. Cependant, un replat morphologique proche, d'environ +190 m d'altitude, est susceptible de représenter une autre terrasse (à moins que cette plateforme ne soit un panneau faillé et surélevé de la terrasse de +155 m ?).

Au-dessus de Punta Contrabando, la principale surface est située à environ +95 m d'altitude ; un dépôt de galets et graviers littoraux, à rares fossiles (LQ 444), affleure à l'extrémité distale de la terrasse (+92 m). Cet affleurement pourrait constituer un vestige de transgression marine distincte de celle qui atteint +103 m.

Ainsi dans le profil E les principales lignes de rivage sont observées à +12, +33, +40, +92/+103 m, +129 et

+155/+190 m, les mieux marquées dans le paysage étant celles de +33 et +92/+103 m.

4.3.3.4.2. Las_Cuevitas

Au lieu-dit Las Cuevitas, (fig. 4.18, profil F), une falaise littorale vive, verticale, recoupe une terrasse d'abrasion située à environ +9 m ; à quelques centaines de mètres au nord de Las Cuevitas, le talus littoral cède la place à une plage sableuse adossée à un dépôt conglomératique marin, peu fossilifère, dont le toit est à +8 m d'altitude et qui est recouvert par 3 à 4 mètres de dépôts de pente. La ligne de rivage du maximum de la transgression contemporaine de ces dépôts et de la formation de la terrasse d'abrasion est située à environ +10 m.

Deux autres lambeaux de terrasses sont identifiés à +28 m et +124 m. Légèrement au sud de Las Cuevitas, la terrasse de +28 m domine le trait de côte actuel, la terrasse inférieure ayant disparu. Au sommet de l'escarpement côtier, un replat topographique, couvert par une puissante croûte calcaire et situé vers +170 m, semble constituer les restes d'une haute terrasse marine.

4.3.3.4.3. Punta_Arena

A l'ouest de Punta Arena, et sur la rive méridionale de l'arroyo du même nom (fig. 4.18, profil G), la plus haute terrasse (+169 m) est définie par des dépôts littoraux typiques ; ces derniers atteignent 2 m d'épaisseur et reposent sur une surface d'abrasion bien marquée. Troi autres épaulements topographiques auxquels sont associés des galets et blocs arrondis, sont observés en contrebas, à +156 m, +134 m et +65 m. En bordure du littoral actuel, deux terrasses emboîtées, avec dépôts littoraux, d'une centaine de mètres de large chacune, atteignent des altitudes maximales de +27 et +12 m ; la plus élevée des deux est la mieux préservée. Sur le terrain, la corrélation latérale est bien établie entre cette terrasse, culminant à +27 m, et celles situées à des altitudes voisines, à Las Cuevitas (profil F) et Punta Prieta (profil H). Les dépôts littoraux (LS 689) de la terrasse la plus récente sont encroûtés et surmontés par des dépôts continentaux ou des sables littoraux holocènes.

4.3.3.4.4. Punta_Prieta

La pointe Prieta (= "brune") doit son nom à la couleur des coulées de basaltes provenant d'un cône pléistocène proche de la côte et culminant à près de +400 m. Cet appareil est l'une des plus récentes manifestations d'activité volcanique du massif de La Reforma (Schmidt, 1975 ; Demant, 1981, 1984). Il repose sur une surface assimilée à la plus haute terrasse de la région (cf. profil I) ; une partie des coulées s'est déposée sur plusieurs terrasses marines en marches d'escalier. La dernière des quatre coulées principales a probablement été émise peu de temps avant la formation d'une terrasse de +25 m.

Un essai de datation K/Ar de cette dernière coulée (échant. 546 D/0) s'est révélé infruc-

tueux, du fait d'une très forte pollution d'argon atmosphérique (Féraud, comm. pers., 1981).

La plateforme qui constitue la pointe Prieta est composite ; la surface plane, recouverte d'une mince couche de galets et s'élevant à une dizaine de mètres d'altitude (maximum +12 m) juste au-dessus des falaises vives, est attribuée à une phase récente de haut niveau marin, tandis que la majeure partie de la plateforme plus élevée, qui s'étend jusqu'à +25 m, au pied d'un talus recouvert d'éboulis volcaniques, semble avoir été formée par une transgression antérieure (de plus longue durée ?).

Sur la rive méridionale de l'arroyo de Punta Prieta, épargnée par les épanchements basaltiques, trois terrasses couvertes par des conglomérats littoraux encroûtés, ont été observées à des altitudes de +43, +77 et +129 m (profil H).

Un replat situé à +59 m pourrait matérialiser une phase de stationnement du niveau marin mais ne parait pas constituer une terrasse proprement dite. L'altitude du bord interne d'une autre terrasse, dans laquelle est emboîtée celle de +129 m, n'a pu être mesurée (cote supérieure à +145 m).

Les indices les plus élevés de transgression marine se présentent sous la forme de galets d'origine littorale, à +185 m environ, localisés dans un sillon creusé par l'une des dernières coulées ; il est probable que ces vestiges littoraux sont associés à la surface d'abrasion marine constituant le substratum du cône basaltique.

Une dénivelée importante relevée dans ce profil entre +50 et +90 m correspond probablement à un miroir de faille qui aurait été recouvert par l'une des coulées. Le rejeu de cette faille, orientée N-S, et liée à l'histoire récente de la caldera de La Reforma, a vraisemblablement décalé la séquence de terrasses marines de ce profil.

4.3.3.4.5. Cañon Diablo

Dans le profil I, relevé sur la rive septentrionale de Cañon Diablo (fig. 4.18), les deux plus hautes terrasses distinguées (+185 et +116 m) sont de larges surfaces se prolongeant sur l'autre rive vers le sud (Punta Prieta, profil H).

La haute terrasse (+185 m) est identifiée par sa morphologie et par la présence de galets (dont certains de galène qui provient d'un gisement proche) et de blocs arrondis de dimensions métriques.

Un lit de galets marins, à rares débris coquilliers, à une douzaine de mètres (+104 m) sous le rebord de la surface inférieure, semble constituer un dépôt littoral distinct de celui de la terrasse de +116 m.

La plus basse terrasse du profil est une étroite banquette d'abrasion couverte de dépôts de pente fortement encroûtés. Son altitude est de +12 m. La forme abrupte des falaises côtières et l'abondance des dépôts de pente expliquent que seules les deux terrasses de grandes dimensions

et les vestiges du plus récent haut niveau marin aient été conservés dans cette partie de la côte.

4.3.3.5. La_côte_septentrionale_de_La_Reforma

4.3.3.5.1. Cabo_Virgenes

Une exceptionnelle série de terrasses d'abrasion marine a été préservée entre Cabo Virgenes (= Punta El Gato) et l'embouchure de l'arroyo Las Palmitas (fig. 4.18). Ces terrasses emboîtées ont été creusées dans les andésites probablement liées à la formation Aro (Schmidt, 1975). Leur bord interne est limité par un ancien talus littoral dont la hauteur va diminuant, des terrasses les plus basses (15 m) aux plus élevées (quelques mètres). Les plateformes d'abrasion, planes et inclinées vers la mer, sont jonchées de galets arrondis, dont la patine et le degré d'altération croissent avec l'altitude (et l'âge) des terrasses. Ces terrasses sont totalement dépourvues de fossiles, ce qui exclut toute possibilité de datation de carbonates biogéniques. Le fait que les terrasses aient des largeurs comparables est attribué, d'une part à l'homogénéité du substratum, et d'autre part à une similitude de durée des phases de haut niveau marin pléistocènes (périodes interglaciaires). L'homogénéité du substratum et la régularité de l'érosion se manifestent également par la continuité des terrasses sur plusieurs kilomètres.

Deux profils transversaux ont été relevés, l'un à proximité de l'embouchure de l'arroyo Las Palmitas (K), et l'autre à Cabo Virgenes (J). Dans ces deux profils, les quatres terrasses inférieures sont bien définies et leur bord interne est identifié avec une précision d'ordre métrique (fig. 4.18, tabl. 4.2), tandis que les deux (voire trois) terrasses supérieures sont moins bien marquées.

La plus basse terrasse est limitée, à son bord interne, par une paléo-falaise d'une quinzaine de mètres de haut, et à son bord distal par le talus littoral actuel, vertical, qui mesure près de 10 m de haut. L'altitude du bord interne de la terrasse est de +26/+28 m.

Cette basse terrasse semble avoir été formée lors de l'épisode de haut niveau marin le plus récent.

Le seul indice d'éventuel haut niveau marin postérieur est constitué par un dépôt de grès à matériel fluviatile, qui pourrait avoir été cimenté en milieu littoral, affleurant jusqu'à environ +6 m à proximité du profil K. Comme la falaise actuelle mesure une dizaine de mètres d'altitude au nord-ouest de Cabo Virgenes, tout vestige de haut niveau marin d'altitude inférieure ou égale à +10 m a pu être érodé.

La deuxième terrasse, atteignant +54 m environ, est limitée par un ancien talus littoral de 5 à 10 m de haut. En plusieurs endroits, la plateforme est interrompue par un ressaut topographique de 1 m de haut et par une concentration linéaire de galets, à une altitude de +46 m (profil J) ; cette trace d'ancien cordon littoral marque une phase de haut niveau marin distincte de celle qui a conduit à la formation de la terrasse. Le fait que la trace de station-

nement du niveau marin soit discrète, ou localement tout à fait absente (profil K), suggère qu'il s'agit d'une phase de haut niveau marin antérieure au maximum de la transgression.

Les lignes de rivage des troisième et quatrième terrasses sont situées respectivement à +74/+79 m et +97/+108 m. Leurs altitudes un peu plus élevées dans le profil B que dans le profil C, traduisent un léger basculement vers le sud de l'ensemble des terrasses après leur formation.

Au-delà de la quatrième terrasse, l'érosion a rendu plus délicate l'identification des limites d'extension des transgressions pléistocènes. A Cabo Virgenes (profil J), des concentrations de galets marins, assimilables à d'anciens cordons littoraux, sont observées à environ +107 m, +121 m et +132 m, et des escarpements correspondant peut-être à des talus littoraux ont été notés à +148 m et +154 m ; à +148 m, l'escarpement ne mesure que 1 ou 2 m de haut, tandis qu'à +154 m le talus couvert d'éboulis s'élève sur plus de 50 m. La cote de +154 m marque probablement la limite d'extension marine pléistocène. Dans le profil K, le bord interne de la cinquième terrasse est bien identifié à +124 m ; au-delà, s'étend une large surface, irrégulière, où très peu de galets ont été préservés, et atteignant +167 m (au pied d'un talus de plus de 20 m de haut).

La limite d'extension des mers quaternaires semble donc bien marquée dans cette région, et s'élève d'environ +155 m à +170 m du sud au nord. Je n'ai pu déterminer si la surface d'abrasion marine située entre cette limite marine et la cinquième terrasse (qui n'est bien marquée que dans le profil K) résulte d'une ou plusieurs transgressions.

Au nord-ouest du delta de l'arroyo Las Palmitas, sur l'interfluve qui sépare ce dernier de l'embouchure de l'arroyo La Reforma, des traces de plusieurs lignes de rivage, d'altitude inférieure à +50 m, sont visibles mais se prêtent mal à une étude morphostratigraphique.

4.3.3.5.2. Rancho Reforma

La dernière séquence de terrasses examinée au nord-est de La Reforma, a été relevée au sud et à l'est de Rancho Reforma (fig. 4.18, profil L). Les deux terrasses les plus développées sont situées à près de +35 et +70 m d'altitude. Au-dessus de +75 m, le seul indice de transgression marine pléistocène observé correspond à un petit dépôt de sables et galets encroûtés (à Ostrea megodon ; LV 1225) et à quelques balanes fixées sur des blocs roulés, à une altitude de +110 m. La haute terrasse morphologiquement bien définie est limitée par un ancien pied de falaise à +74 m. Cette terrasse est caractérisée par une large surface d'abrasion taillée dans le substratum volcanique et un dépôt conglomératique peu fossilifère d'un mètre de puissance.

Il n'a pas été déterminé si un dépôt marin affleurant à +65 m, au pied d'un petit talus littoral, est pénécontemporain de la transgression ayant atteint +74 m (phase ultérieure de haut niveau marin au sein d'un même cycle inter-

glaciaire) ou s'il s'agit des restes d'une transgression ultérieure.

Une ligne de rivage distincte, à +54 m, est identifiée par un replat topographique couvert de galets marins et des restes de cordon littoral.

La deuxième terrasse bien marquée de la région, dont les vestiges se présentent aussi bien sous forme de lambeaux de surface d'abrasion littorale, que d'affleurements de dépôts littoraux à rares débris coquilliers, atteint une altitude maximale de +38 m. En contrebas de cette terrasse, dont le bord interne est matérialisé par un talus d'une dizaine de mètres de haut, on distingue une autre ligne de rivage, à environ +29 m. Des dépôts littoraux affleurant à moins de +20 (ou +18) m, pourraient constituer les vestiges d'une phase distincte de haut niveau marin. Dans les environs de Rancho Reforma, le rivage est bordé par une falaise littorale d'une quinzaine de mètres de haut, au sommet de laquelle affleurent des sables et galets peu consolidés appartenant à la dernière transgression pléistocène.

A Punta Morro Prieto, 3 km à l'ouest-nord-ouest de Rancho Reforma, la seule banquette d'abrasion visible dans la falaise littorale se trouve à +15/+18 m d'altitude. Plus au nord, jusqu'à Bahia Santa Ana (paragr. 4.2.7), la Sierra de los Coyotitos se termine par une côte accore, très escarpée, où les seuls vestiges de haut niveau marin préservés sont ceux d'une basse terrasse récente (+12/+10 m d'altitude).

4.3.3.6. Corrélations latérales et interprétations morphostratigraphiques

Au cours de mes travaux dans la région, j'ai été amené à proposer une première interprétation chronostratigraphique des séries de terrasses de Santa Rosalia et de La Reforma (Ortlieb, 1981b, 1982a, 1984a). Par la suite, l'obtention de plusieurs résultats géochronologiques et la prise en compte de données géochimiques et paléoclimatiques, ainsi que des données morphostratigraphiques supplémentaires, m'ont conduit à réviser cette première interprétation.

4.3.3.6.1. Les basses terrasses

4.3.3.6.1.1. Problèmes de corrélations latérales et données géochronologiques

Dans l'interprétation dite "de 1981", la terrasse la plus basse avait été attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire. Cette corrélation conduisait à considérer que dans presque tous les profils au sud de Cañon Diablo (profil I), la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire se trouvait à +12 m, et qu'à Cabo Virgenes, elle était surélevée à +26/+28 m (tabl. 4.2, et fig. 4.18). Plusieurs arguments ont remis en cause cette interprétation.

Sur le plan des datations radiométriques, cinq résultats attribuent un âge très jeune, de l'ordre de 60 (?) ka, à des dépôts littoraux atteignant +15 m d'altitude, au sud de Caleta Santa Maria (LQ 303 et LU 1105, paragr. 6.2.2.2).

Sur le plan des analyses aminostratigraphiques, des fossiles de la seconde terrasse de Santa Rosalia (LT 861, LU 1005, paragr. 7.1.2.5.1) ont livré des rapports aIle/Ile inférieurs aux valeurs d'équilibre. A moins de considérer que, pour des raisons diagénétiques particulières, des tests de Chione sp. datant de l'avant-dernier interglaciaire (?) ne soient pas parvenus à l'équilibre d'épimérisation de l'isoleucine, on est conduit à attribuer la deuxième terrasse de Santa Rosalia à une transgression du dernier interglaciaire .

Par ailleurs, l'étude de la composition isotopique de l'oxygène des tests de mollusques fossiles du golfe favorise l'attribution de la deuxième terrasse de Santa Rosalia au dernier interglaciaire dans la mesure où seuls des fossiles de cette période S.I. 5e sont caractérisés par des valeurs aussi négatives ($\delta^{18}O/_{PDB} = -1\ ^{\circ}/_{oo}$) que celles décelées dans les tests actuels (paragr. 9.2.2.3).

Enfin, d'un point de vue morphologique, la terrasse la mieux marquée et la plus large des basses terrasses dans la région de Santa Rosalia-La Reforma, n'est presque jamais celle de +9/+12 m mais celle qui la surmonte, généralement vers +25 m.

4.3.3.6.1.2. Interprétations morphostratigraphiques

Dans plusieurs localités, la position précise de la ligne de rivage attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire n'a pu être déterminée ni sur des critères morphologiques, ni grâce aux dépôts littoraux associés (au sud de l'embouchure de l'arroyo Santa Agueda, sur les mesas Francia et Mexico, sur la pointe Santa Maria elle-même, et dans les environs de Rancho Reforma). Dans ces localités, il semble que les vestiges de haut niveau marin des deux derniers interglaciaires se trouvent à des altitudes voisines.

Au contraire, dans d'autres localités, la morphologie particulièrement nette de l'une des deux plus basses terrasses constitue un argument déterminant pour son attribution à la dernière transgression majeure (S.I. 5e) ; ceci est notamment le cas sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio (profil C) et dans les environs de Cabo Virgenes (profils J et K).

Dans deux régions, caractérisées par d'abruptes falaises littorales, la seule basse terrasse observée est située à +12 m (profil I) et à +10 m (profil L) : s'agit-il là de témoins du même haut niveau marin (S.I. 5a/c) que celui dont les traces s'observent à une altitude semblable dans le reste de la région (+10/12 m), ou de restes du principal haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) ? Le résultat de datation U/Th disponible dans la baie de Santa Ana (LV 1221 : 135 $\pm$14 ka) conduit plutôt à corréler ces lambeaux de terrasses de +10/+12 m avec le maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) (paragr. 4.2.7).

La terrasse antérieure à celle du maximum marin du dernier interglaciaire est morphologiquement bien différenciée en certains points (profils A, C, H, L, J). Les bonnes conditions de préservation des formes d'érosion littorale de la région de Cabo Virgenes permettent de distinguer deux

phases de haut niveau marin sur la deuxième terrasse de cette localité. Cette double fluctuation du niveau de la mer au cours d'une même période interglaciaire pourrait expliquer que dans plusieurs localités, où le substratum est plus tendre (telles qu'au sud de l'embouchure de l'arroyo Santa Agueda, sur les mesas Francia et Mexico, et à Rancho Reforma), la délimitation des surfaces d'abrasion des deux derniers hauts niveaux marins interglaciaires soit rendue délicate.

En résumé, j'attribue un âge S.I. 5a/c à la terrasse marine la plus récente, qui dans la zone comprise entre Cabo Reforma et l'arroyo Santa Agueda, se trouve à +10/+12 m (sauf à l'arroyo Purgatorio où elle atteint +16 ? m). La ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) est située entre +25 et +33 m (sauf à l'arroyo Purgatorio où elle atteint +40 m). Celle du maximum marin de l'avant-dernier interglaciaire est localisée entre +39 et +54 m. Rappelons que selon l'hypothèse chronostratigraphique proposée pour la baie de Santa Ana, au nord de La Reforma (paragr. 4.2.7), la ligne de rivage du S.I. 5e se trouve à +10 m et celle du S.I. 7 à +18 m.

4.3.3.6.2. Les hautes terrasses

4.3.3.6.2.1. Critères de corrélation latérale

Les grandes dimensions de l'une des plateformes d'abrasion et la présence de dépôts fossilifères abondants en position particulière par rapport à cette plateforme, légèrement en contrebas du bord distal de la terrasse, se retrouvent dans la plupart des profils (fig. 4.16 et 4.18) : B (+100 et +86 m), C (+156 et +136 m), D (+110 et +100 m), E (+103 et +92 m), I (+116 et +104 m), J (+117 et +97 m), K (+124 et +108 m) et L (+74 et +65 m). Ces particularités morphologiques constituent l'un des principaux critères de corrélation latérale entre les séquences de terrasses.

Un autre critère de corrélation utilisé est l'altitude du vestige de transgression marine le plus élevé de chaque région. Dans certains profils, l'une des terrasses les mieux développées est la plus ancienne ; la meilleure illustration en est la mesa supérieure des environs de Santa Rosalia (surface associée à la "formation Santa Rosalia" de Wilson, 1948). Cette terrasse atteint une altitude de plus de +160 m dans le profil A, et de plus de +190 m dans le profil B. Plus au nord, des témoins d'une haute terrasse très développée sont observés à > +170 m (profil D), > +155 (profil E), +169 m (profil G), > +185 m (profil I). Dans les autres profils, les vestiges littoraux les plus élevés ont souvent été reconnus à des altitudes voisines des précédentes : plus de +185 m (profil H), +155 m (profil J) et +170 m (profil K).

4.3.3.6.2.2. Interprétations morphostratigraphiques

Si la troisième terrasse de Santa Rosalia (la seconde à Cabo Virgenes) est attribuée à l'avant-dernier interglaciaire (S.I.7), il est raisonnable d'attribuer à la ter-

rasse immédiatement antérieure un âge S.I. 9 (tabl. 4.2, fig. 4.20). Cette terrasse est bien individualisée, et se caractérise par un développement moindre que les basses terrasses (et surtout bien moindre que la vaste terrasse qui la domine). L'altitude de son bord interne est d'environ +65 m à Santa Rosalia et à Punta Santa Maria (+112 m à l'arroyo Purgatorio), et de +75 m sur la côte orientale de La Reforma (+54 m à Rancho Reforma).

Les relations morphostratigraphiques particulières qui lient l'une des plus larges terrasses de la région, souvent observée à une centaine de mètres d'altitude, et un dépôt littoral épais, localisé sous le rebord externe de cette dernière, ont été soulignées lors de la description des profils et de l'établissement de corrélations latérales. Ces relations pourraient être la marque d'une double phase de haut niveau marin au cours d'une période interglaciaire. Le grand développement de la plateforme supérieure indique que la durée de la transgression a été plus longue que celles des autres périodes interglaciaires, ou encore qu'il y a eu réoccupation par la mer d'une plateforme d'abrasion littorale. La durée plus longue de la phase interglaciaire du S.I. 11 (fig. 1.2 et A1.5) et la succession de pulsations positives du niveau marin qui la caractérise, pourraient donc être à l'origine de cette double terrasse. Par ailleurs, la faible hauteur et la largeur réduite du "pic" figurant le S.I. 13 dans la courbe isotopique de Shackleton & Opdyke (1973) (fig. 1.2), permettent d'envisager qu'en fonction des vitesses de soulèvement régional la trace de cette phase interglaciaire se situe à une altitude voisine de celle de la grande terrasse du S.I. 11 (fig. 4.21). L'altitude de la plateforme principale que l'on propose de corréler avec le début du S.I. 11 (et le S.I. 13 ?), est comprise entre +100 et +135 m, dans l'ensemble de la région (+156 m à l'arroyo Purgatorio et +75 m seulement à Rancho Reforma).

La terrasse généralement étroite qui surmonte la large plateforme (du S.I. 11/13 ?) est hypothétiquement attribuée au S.I. 15. Son altitude varie de +130 à +160 m (+207 m à l'arroyo Purgatorio, et +110 m à Rancho Reforma).

La terrasse la plus élevée, de grande amplitude, du bassin de Santa Rosalia, pourrait être composite et avoir été formée lors de plusieurs phases de haut niveau marin interglaciaires (qui, compte tenu des mouvements verticaux de la région, se seraient succédées à des cotes altimétriques voisines). Cette hypothèse s'appuie sur le fait que dans certains profils (C, E ?, J, et K) cette terrasse présente plusieurs lignes de rivage successives entre la limite marine quaternaire régionale et la terrasse attribuée au S.I. 15. Cette terrasse est probablement antérieure au S.I. 17 (interglaciaire court caractérisé par une faible remontée du niveau marin selon la courbe isotopique V28-238 de Shackleton et Opdyke, 1973, cf. fig. 1.2). Rappelons que cette terrasse est pénécontemporaine de l'explosion ignimbritique initiale de la caldera de La Reforma, et que cette dernière date de moins de 1 M.a. (paragr. 4.3.3.2.3). Le long de la côte, l'altitude de cette terrasse varie de +155 m à +190 m (+225/+238 m à l'arroyo Purgatorio). Sous l'effet de soulèvements volcano-tectoniques (à proximité du rebord de la caldera), cette terrasse atteint sa cote

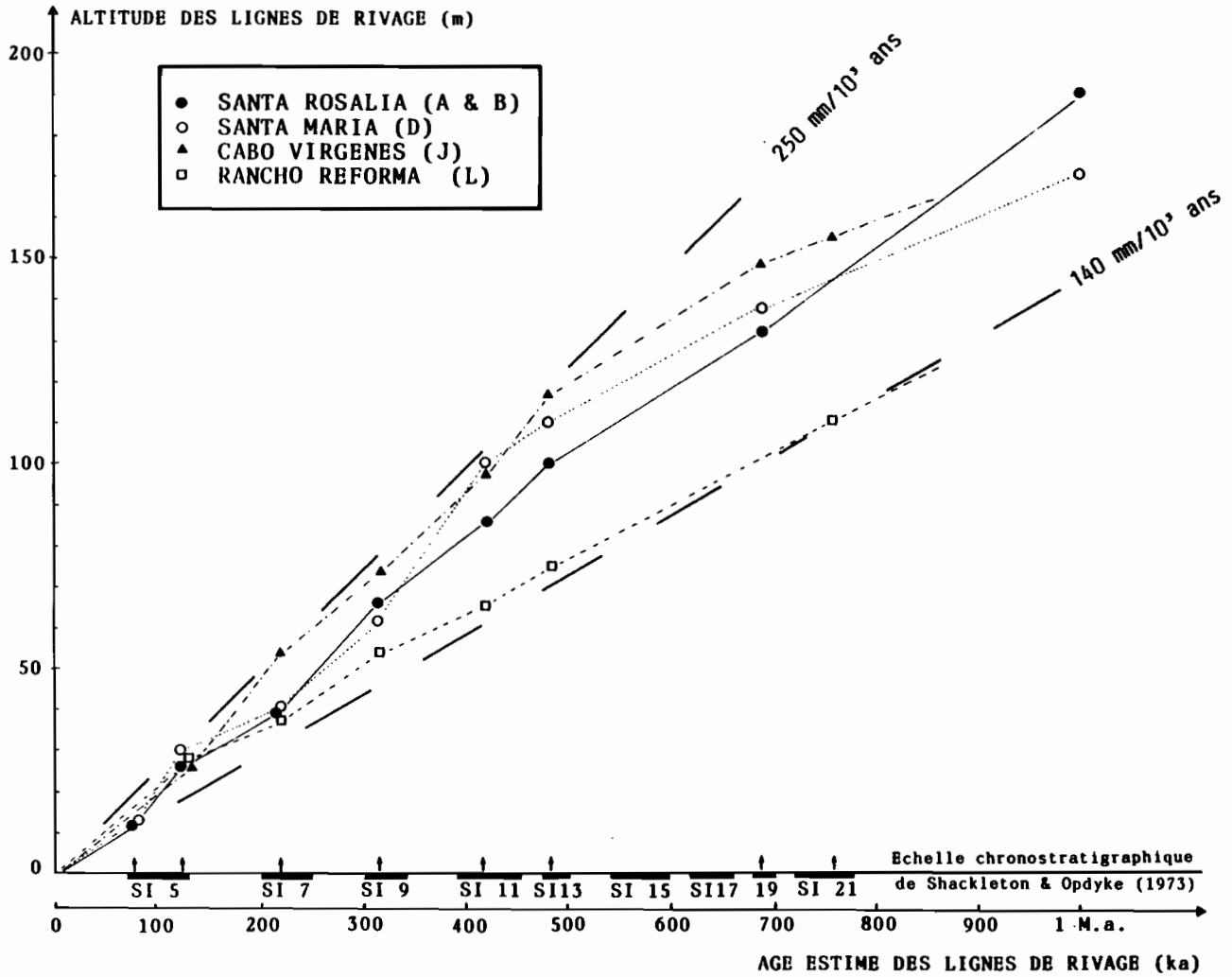


Fig. 4.21.- Vitesses de surrection des régions littorales de Santa Rosalia-La Reforma déduites de l'interprétation chronologique des terrasses marines des profils (fig. 4.16 et 4.18, tabl. 4.2.) et des corrélations latérales proposées (fig. 4.20).

maximale observée (+330 m environ).

En conclusion, la région côtière de Santa Rosalia-La Reforma a enregistré les traces de huit lignes de rivage pléistocènes qui semblent pouvoir être corrélées avec la plupart des phases de haut niveau marin du Pléistocène moyen et supérieur.

4.4. LA_COTE_NORD-ORIENTALE_DE_BASSE_CALIFORNIE_SUD

4.4.1. Introduction

La région côtière comprise entre Santa Rosalia et Loreto est riche en terrasses marines et en restes de dépôts littoraux pléistocènes.

Sur le substratum volcanique oligo-miocène ("formation Comondu") ce sont surtout les terrasses d'abrasion littorale qui ont été préservées, tandis que les affleurements de dépôts sédimentaires sont mieux conservés lorsqu'ils surmontent des affleurements de Pliocène marin.

Un autre caractère de cette région, favorable à la préservation de restes littoraux pléistocènes, est sa morphologie variée ; cette partie du Golfe de Californie compte à la fois de grandes baies sableuses, des zones à falaises escarpées, de vastes péninsules, des lagunes de tailles variées, ou encore de larges plaines alluviales et deltaïques.

Cette région est aussi celle où ont été réalisés les principaux travaux antérieurs relatifs au Pliocène et au Pléistocène marins du Golfe de Californie. Ces études, où la paléontologie tient la place prépondérante, ont été effectuées au cours de plusieurs campagnes océanographiques du milieu du siècle (Anderson, 1950 ; Durham, 1950 ; Hertlein, 1957 ; Emerson, 1960b ; Emerson & Hertlein, 1964).

4.4.2. San_Lucas

Dans la partie méridionale du bassin de Santa Rosalia, au sud de l'arroyo Santa Agueda, les reliefs formés par les sédiments mio-pliocènes s'abaissent progressivement jusqu'à ce que ces derniers soient totalement recouverts par de vastes nappes d'alluvions quaternaires, dans la région de San Lucas-San Bruno (fig. 4.22). Sur la côte, les dernières collines, constituées de grès et conglomérats des formations "Gloria" et Infierno, ont été largement érodées et présentent des falaises sub-verticales de plusieurs dizaines de mètres de haut.

Dans le prolongement de ces falaises, plus au sud, a été édifié, à l'Holocène, un cordon littoral de 5 km de long isolant la peu profonde lagune de San Lucas.

Dans les environs de Laguna San Lucas, plusieurs types de vestiges de transgressions pléistocènes ont été préservés : de vastes affleurements de sables lagunaires, des terrasses d'abrasion creusées dans le substratum pliocène, ou encore des buttes témoins formées de sédiments marins relativement consolidés.

La rive sud-occidentale de la lagune, relativement plate et couverte d'alluvions quaternaires, ne se prête pas

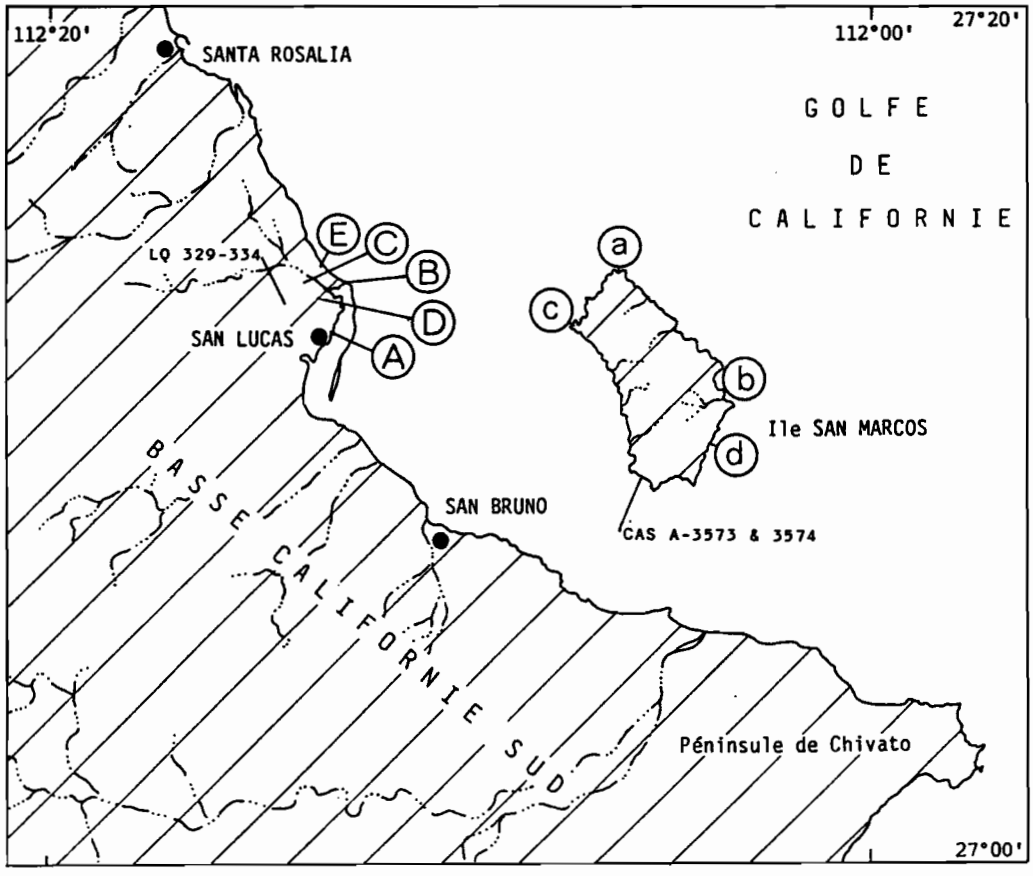


Fig. 4.22. - Carte de localisation des coupes de dépôts littoraux pléistocènes étudiés (fig. 4.23 et 4.24), dans la région de San Lucas et de l'île San Marcos.

à la conservation de terrasses marines pléistocènes. Au nord-est du village, le long de la lagune, apparaissent deux unités marines emboîtées de faible altitude (fig. 4.23, coupe A). L'unité la plus récente affleurant à moins de +2 m est formée de calcarénite à stratification entrecroisée, riche en tests de Chione californiensis (LU 1109). L'unité plus ancienne, dont les affleurements sont visibles au moins jusqu'à +8 m, est un conglomérat littoral, fossilifère, où dominent des tests de Dosinia ponderosa et Megapitaria aurantiaca en position de vie (LU 1110).

Des analyses aminostratigraphiques montrent que seuls les tests de Chione californiensis de l'unité la plus récente (LU 1109a) ne sont pas parvenus à l'équilibre racémique, ce qui laisse penser que celle-ci date du dernier interglaciaire et que l'autre unité est d'âge antérieur (paragr. 7.1.2.5.2.).

Sur le flanc de la colline s'élevant au nord-ouest de la lagune, de vastes affleurements de sédiments lagunomarins encroûtés, ont été observés à une altitude de +12 à +17 m environ (fig. 4.22). Ces dépôts sableux fins sont très fossilifères (LQ 329 à 334, cf. tabl. A6.3-W). Compte tenu de l'altération des fossiles et de leur encroûtement, ces sédiments sont attribuables à une transgression marine relativement récente mais antérieure au Pléistocène supérieur.

La partie nord-orientale de la même colline supporte deux terrasses marines emboîtées, bien marquées , culminant à +10 et +21 m (fig. 4.23, coupe D). La plus élevée, formant un entablement sommital, est constituée par un conglomérat, très encroûté, à coquilles marines mal préservées. La basse terrasse, en contrebas, est couverte de grès calcaires et calcirudites, à faune altérée mais relativement abondante (LQ 416, cf. tabl. A6.3-Y).

Les autres reliefs bordant les platiers d'inondation qui prolongent vers le nord la lagune de San Lucas, ont également été entaillés par des terrasses marines (et fluviatiles). La terrasse la plus développée est située à +25 (±5) m d'altitude, au sommet des falaises littorales (fig. 4.23, coupe E).

La faune des dépôts associés à cette terrasse (LQ 409 et 410, cf. tabl. A6.3-V) et notamment les blocs de coraux, présentent des états de préservation différents, de sorte que l'on envisage de les attribuer à au moins deux phases de haut niveau marin pléistocènes. Que cette terrasse soit composite, ou non, elle constitue le prolongement vers le nord de la terrasse de +21 m, située à quelques centaines de mètres au sud-ouest.

Aux abords des platiers d'inondation, affleurent des sédiments infralittoraux et laguno-marins faiblement cimentés. L'un des affleurements se présente en butte-témoin, immédiatement au nord du cordon littoral limitant la lagune de San Lucas (fig. 4.22, 4.23, coupe B).

Ces sédiments littoraux, très fossilifères (LQ 404 à 406, cf. tabl. A6.3-X), reposent sur un substratum d'âge probablement pliocène et sont recouverts par une couche de cailloutis

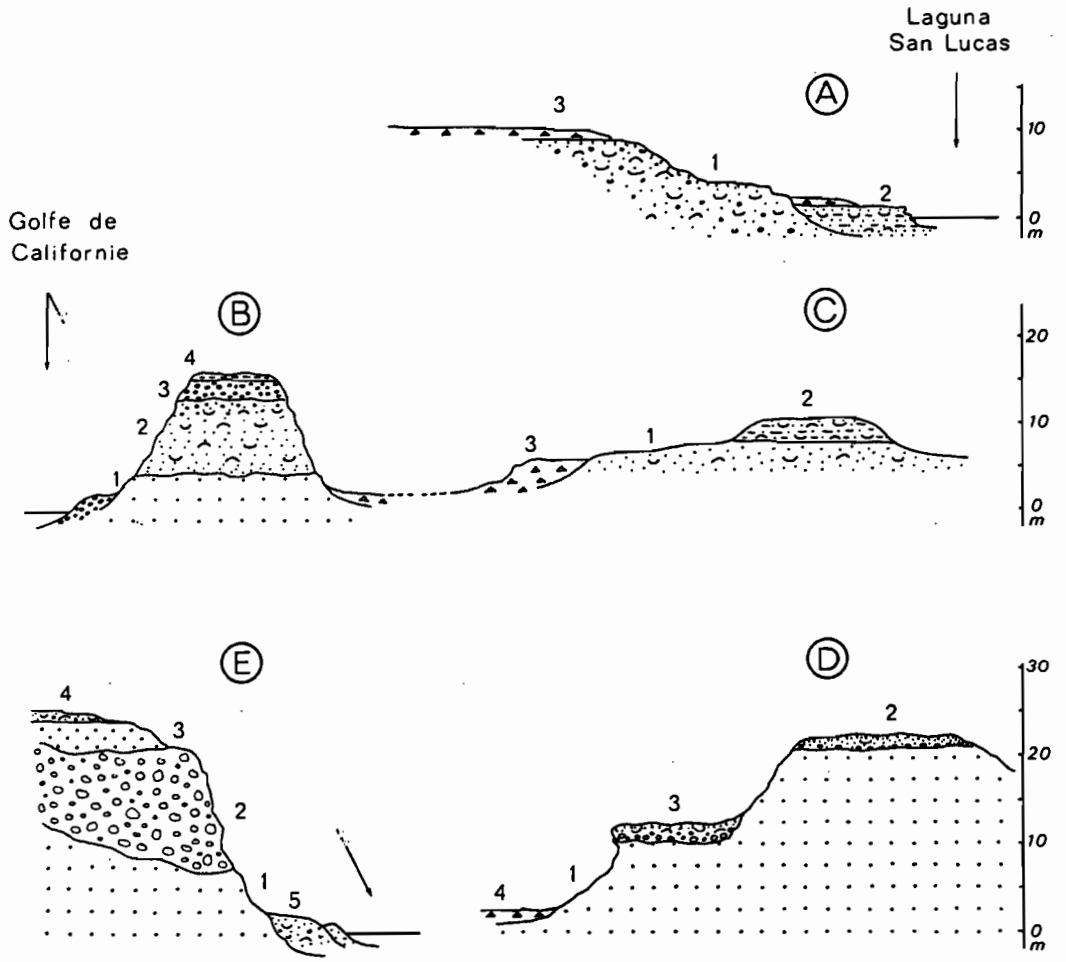


Fig. 4.23.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes dans la région de Laguna San Lucas (voir localisation des coupes fig. 4.22).

Coupe A : 1- Conglomérats et grès fossilifères LU 1110, à faune altérée (Dosinia ponderosa et Megapitaria aurantiaca prédominants) ; (Pléist. moyen ?). 2- Calcarénite à stratification entrecroisée, à Chione californiensis, LU 1109 ; (Pléist. sup. ?). 3- Alluvions.

Coupe B : 1- Substratum gréso-calcaire ; (Pliocène ou Pléistocène ?). 2- Sables infra-littoraux, à nombreux débris d'algues calcaires, coraux, coquilles, à faune variée, LQ 403 à 406, se terminant, au sommet par un niveau de sables grossiers littoraux à galets, LQ 407 ; (Pléist. sup.). 3- Galets fluviatiles, graviers et limons continentaux ; (Pléist. sup.). 4- Couche d'occupation humaine (limons et coquilles consommées) ; (Holocène).

Coupe C : 1- Sables infra-littoraux à Dosinia ponderosa in situ, LQ 410 ; (Pléist. sup.). 2- Sables et limons lagunaires, beiges, fossilifères (Dosinia ponderosa, Chione sp., et Anomia sp. in situ), LQ 414-415 ; (Pléist. sup.). 3- Conglomérat fluviatile ; (Pléist. sup.).

Coupe D : 1- Grès et calcaire jaunes, à pectens et huîtres ; (Pliocène). 2- Conglomérat et grès encroûtés, peu fossilifères ; (Pléist. moyen). 3- Calcarénite et grès calcaire encroûtés LQ 416 ; (Pléist. moyen ?). 4- Alluvions (Pléist. sup.).

Coupe E : 1- Grès et calcaire jaunes, à pectens, huîtres, échinodermes et moules internes de coquilles de mollusques ; (Pliocène, formation Gloria). 2- Conglomérat (continental) ; (Pliocène). 3- Grès et calcaires à moules internes de coquilles de lamellibrances ; (Pliocène, formation Infierno). 4- Conglomérats et grès calcaires très encroûtés fossilifères (Dosinia ponderosa, Chione californiensis et Olivella spicata prédominants), LQ 408 à 411 ; (Pléist. moyen). 5- Calcarénite à Chione californiensis et Dosinia ponderosa in situ, LQ 413 ; (Pléist. moyen ou sup. ?).

fluviatiles et de limons brun-rouge, continentaux.

Un autre affleurement important de ces dépôts s'observe dans l'interfluve des deux arroyos débouchant dans les platiers (fig. 4.23, coupe C).

La séquence sédimentaire inclut des sables marins fins à faune variée (LQ 414 et 415, cf. tabl. A6.3-X) puis des sables et limons lagunaires à Anomia adamas (LQ 417) et enfin des sables à Tagelus californianus et Chione sp.. La ligne de rivage contemporaine de ces dépôts n'a pas été observée mais l'altitude du toit des sédiments et le faciès de ces derniers permettent de reconstruire un paléo-niveau marin à +14 m. La faible cimentation des sédiments et l'altération limitée des fossiles conduisent à distinguer ces dépôts laguno-marins de ceux qui couvrent la terrasse de +10 m et qui semblent être d'âge antérieur.

Les analyses aminostratigraphiques (LQ 415a/b, paragr. 7.1.2.5.2) permettent d'attribuer ces sédiments laguno-marins non cimentés au dernier interglaciaire, tandis que des déterminations radiochronologiques U/Th indiquent que les unités LQ 406 et 415 pourraient dater de 60 (?) ka (paragr. 6.2.2.2).

La teneur relativement élevée en ^{18}O de deux tests fossiles (LQ 415a et b) prélevés dans la butte-témoin peut être liée soit à un paléo-environnement lagunaire (eaux évaporées) soit à des conditions de paléo-températures moins élevées qu'actuellement (auquel cas une corrélation chronostratigraphique avec le S.I. 5a/c devient envisageable).

En résumé, les environs de San Lucas, ne sont pas caractérisés par un emboîtement de terrasses marines comparable à ceux des zones littorales de Santa Rosalia et de La Reforma. Les analyses géochronologiques effectuées indiquent que des dépôts littoraux attribuables au dernier interglaciaire affleurent à des cotes décroissantes de +14 m au nord de la lagune à +2 (?) m à la latitude du village de San Lucas ; comme aucun dépôt marin pléistocène n'est visible au sud de la lagune, jusqu'à San Bruno, et que l'arrière-pays est entièrement formé de vastes dépôts alluviaux et deltaïques quaternaires, on suppose qu'un enfoncement local s'est produit dans cette région au Quaternaire.

Au nord de la lagune, des vestiges d'au moins trois phases de haut niveau marin, d'âges antérieurs au Pléistocène supérieur, ont été préservés à environ +10 et +25 ou +30 m.

4.4.3. L'île San Marcos

L'île San Marcos est essentiellement constituée de roches volcaniques ("formation Comondu") qui forment des falaises abruptes le long de la côte (fig. 4.22). En de nombreux points, le talus littoral recoupe une terrasse marine dont la surface s'élève jusqu'à environ +10 m (fig.

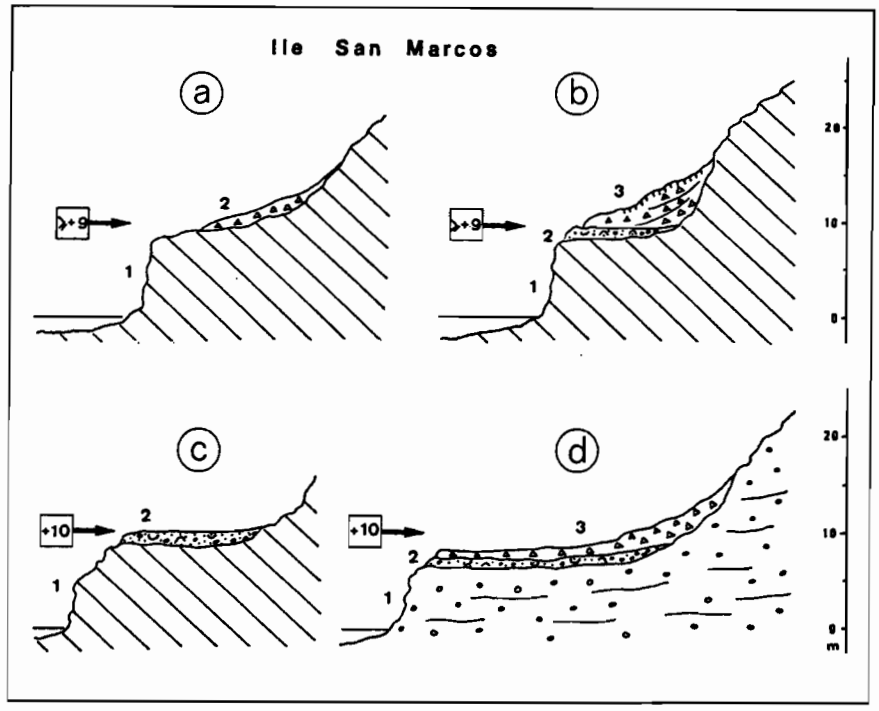


Fig. 4.24.- Coupes de la terrasse marine de +9/+10 m, d'âge Pléistocène supérieur, de l'île San Marcos (voir localisation fig. 4.22).

Coupe a :
1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Dépôts de pente reposant en partie sur une terrasse d'abrasion marine.

Coupe b :
1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Grès bioclastique et conglomératique à coquilles presque toutes roulées (Glycymeris sp. prépondérants), LQ 399. 3- Dépôts de pente stratifiés, faiblement consolidés et encroûtés en surface.

Coupe c :
1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Sables et graviers légèrement cimentés et encroûtés, fossilifères (Chione tumens et Turbo fluctuosus prédominants), LQ 398.

Coupe d :
1- Conglomérat continental ; (Pliocène). 2- Grès et conglomérat, encroûtés, à faune littorale abondante (Chione tumens, Megapitaria squalida, Oliva spicata, Turbo fluctuosus prédominants) (LQ 400, 401, 402). 3- Dépôts de pente.

4.24). Les restes de cette terrasse sont bien développés sur les côtes septentrionale, orientale, et méridionale de l'île (fig. 4.22). En certains points, notamment au nord de l'île, cette terrasse d'abrasion, unique, mesure plusieurs dizaines de mètres de large.

Les dépôts littoraux associés à la terrasse sont rares sauf au sud-est de l'île où une faune relativement abondante a été récoltée (LQ 398, 399, 400 à 402 ; cf. tabl. A6.4-C). Dans tous les cas, l'ancien pied de falaise est couvert de dépôts de pente partiellement encroûtés.

Anderson (1950) et Durham (1950) ont mentionné une altitude de +6 m pour cette terrasse mais cette cote correspond à l'altitude du bord externe de la terrasse, au sommet du talus littoral actuel ; la cote de +10 m indiquée ici s'applique à la trace du haut niveau marin contemporain de la formation de la terrasse.

En l'absence de données géochronologiques, et sur la base d'arguments morphologiques, j'attribue cette terrasse au dernier interglaciaire (S.I. 5e).

La seule autre trace de haut niveau marin pléistocène, observée par Anderson (1950), est une étroite banquette d'abrasion emboîtée, vers +4,5 m, dans la terrasse principale, à l'extrême sud-ouest de l'île (localités UCMP A-3573 et A-3574, Durham, 1950, cf tabl. A6.4 -A/B,).

Le large piémont s'étendant au sud-est de l'île sur la basse terrasse et s'élevant jusqu'à près de +20 m d'altitude, pourrait masquer des traces de haut niveau marin d'altitude supérieure à +10 m et (d'âge antérieur au S.I. 5).

4.4.4. La péninsule de Chivato

4.4.4.1. Présentation

Au sud de Laguna San Lucas, la côte forme une vaste langue de terre s'enfonçant dans le Golfe de Californie et se terminant par les pointes de Chivato et de Santa Inès (fig. 4.22 et 4.25). A l'extrémité de la péninsule de Chivato, s'élèvent des reliefs constitués par un substratum volcanique ("formation Comondu") et par une couverture de grès calcaires pliocènes. A l'est des pointes de Chivato et Santa Inès, émergent, de quelques mètres à peine, les îlots de Santa Inès (altitude maximale : +10 m).

La partie occidentale de la péninsule de Chivato est peu élevée, et ennoyée sous les alluvions grossières provenant de la Sierra Santa Lucia. Quelques rides topographiques constituées de sédiments pliocènes, et limitées par une famille de failles de direction NNW-SSE interrompent cette vaste plaine d'épandages fluviatiles.

Du fait de sa position géographique, et de son orientation E-W, la péninsule de Chivato a été le siège d'accumulations répétées, au cours du Quaternaire, de grandes quantités de sables éoliens. Ces sables se présentent sous forme d'éolianites pléistocènes perchées, d'épais manteaux de sables, consolidés ou non, et de massifs dunaires holocènes (surtout sur la côte septentrionale de la péninsule) (fig. 4.25).

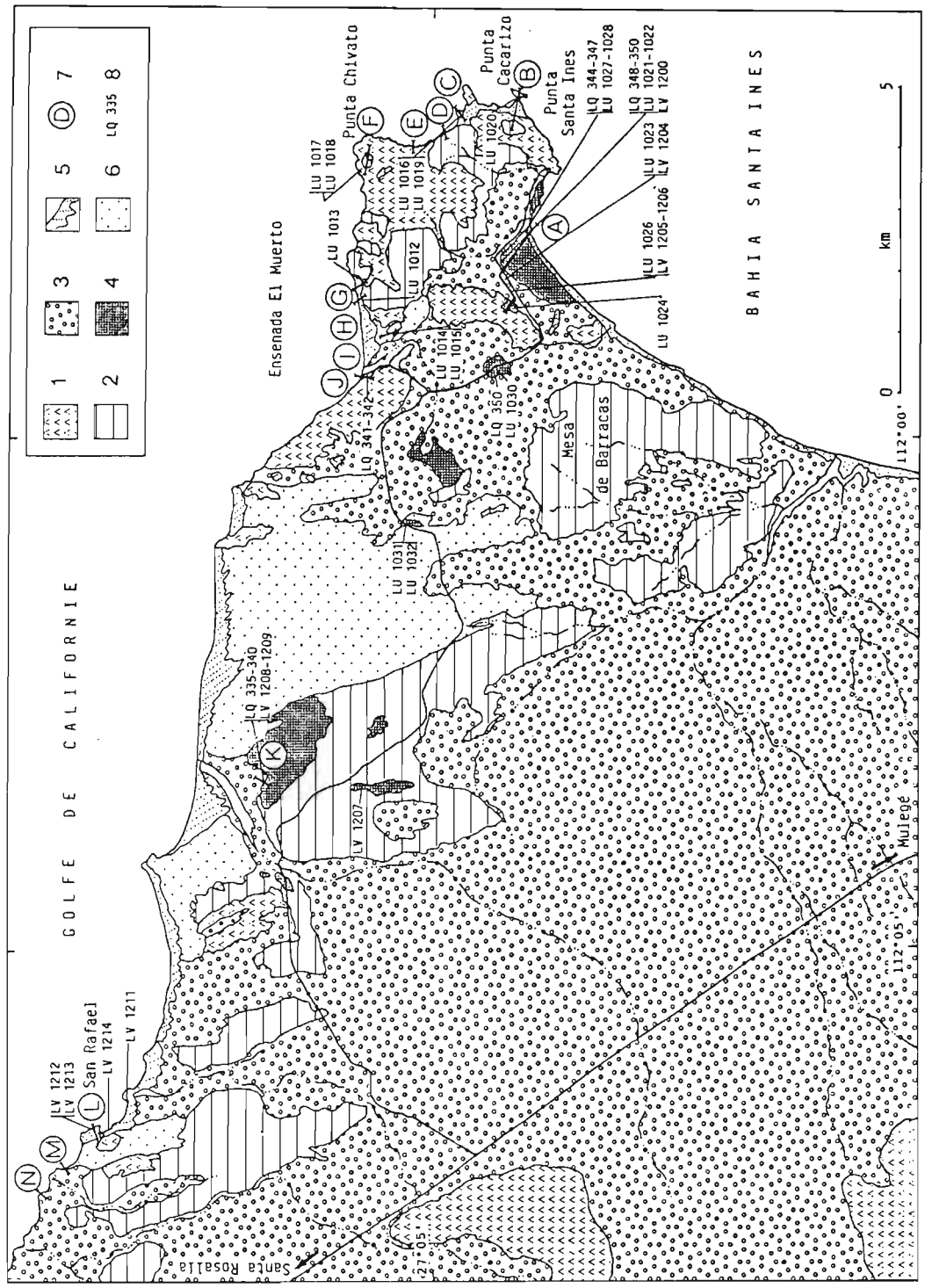


Fig. 4.25. - Localisation des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes étudiés dans la péninsule de Chivato. Voir coupe A, fig. 4.26 ; coupes B à F, fig. 4.27 ; coupes G à N, fig. 4.28.

1- Formation volcanique et volcano-clastique oligo-miocène (F. Comondu). 2- Grès et calcaires marins et éoliens, pliocènes. 3- Alluvions quaternaires. 4- Grès et calcaires marins, localement encroûtés, pléistocènes. 5- Sables éoliens du Quaternaire supérieur. 6- Sables éoliens quaternaires (indifférenciés). 7- Coupes de dépôts littoraux quaternaires (fig. 4.26, 4.27 et 4.28). 8- Echantillons de sédiments et de faunes littoraux pléistocènes prélevés.

La péninsule de Chivato n'a pas encore fait l'objet d'études géologiques particulières (cartographie détaillée, géologie du Quaternaire, géomorphologie), mais seulement de travaux de reconnaissance, déjà anciens (Beal, 1948 ; Anderson, 1950 ; Durham, 1950). Les dépôts littoraux et terrasses d'abrasion pléistocènes sont relativement nombreux dans l'ensemble de la péninsule sauf dans sa partie sud-occidentale. Les observations faites sont regroupées par zones géographiques : au sud-est, à l'est, au nord et au centre de cette langue de terre.

4.4.4.2. Les terrasses marines

4.4.4.2.1. Le nord de la baie de Santa Inès

La région située à l'extrême nord de la baie de Santa Inès et à l'ouest de la piste d'atterrissage (Playa la Ramadita) offre une coupe exemplaire de terrasse marine largement développée (fig. 4.26). Cette vaste terrasse, légèrement inclinée vers la mer, et couverte d'une couche d'alluvions, est entaillée par quelques arroyos récents. Ces coupes d'arroyos permettent d'établir que les dépôts littoraux n'affleurant que jusqu'à +5 m d'altitude dans le talus littoral actuel appartiennent à la même unité stratigraphique que ceux qui s'observent, en amont, jusqu'à une cote de +15 m. La contemporanéité de ces dépôts est confirmée à la fois par la pétrographie des sédiments, par l'état de préservation de la faune et par des analyses aminostratigraphiques (paragr. 7.1.2.5.3). La cote altimétrique de la ligne de rivage associée à cette terrasse est de +17 m. A 1 km à l'est, immédiatement au nord de l'hôtel Borrego de Oro, l'ancien pied de falaise de la même terrasse se trouve à une altitude de +10 m seulement.

Les dépôts littoraux sont des sables et calcarénites, faiblement cimentés, très riches en débris d'algues calcaires, et à faune variée et abondante (LQ 344, 346, LU 1027, 1028 prélevés dans le talus côtier actuel, cf. tabl. A6.4-G ; LQ 348, 350, LU 1021, LU 1022, LV 1200 prélevés à +15 m environ, cf. tabl. A6.4-H).

La faune de cette unité a également été décrite par Hertlein (1957) (loc. CAS 34163, cf. tabl. A6.4-F) et par Durham (1950) (loc. UCMP A-3582 et A-3584, cf. tabl. A6.4-D/E).

Au nord de la limite d'affleurement des dépôts de la basse terrasse, quatre unités marines antérieures ont été distinguées (fig. 4.26). La plus ancienne affleure entre +42 et +45 m et consiste en un lit d'argile sableuse à Ostrea palmula (LU 1025) ; elle repose sur des grès calcaires pliocènes, et est attribuée au Pliocène ou au Pléistocène inférieur.

La deuxième unité (LU 1024), qui surmonte la précédente, forme un entablement à +45/+50 m d'altitude ; c'est un calcaire infralittoral, compact, peu fossilifère (cf. tabl. A6.4-Q,).

La troisième unité (LU 1026, LV 1205 et 1206) qui affleure entre +20 et +25 m, est largement masquée par des dépôts continentaux au pied des reliefs ; c'est un calcaire

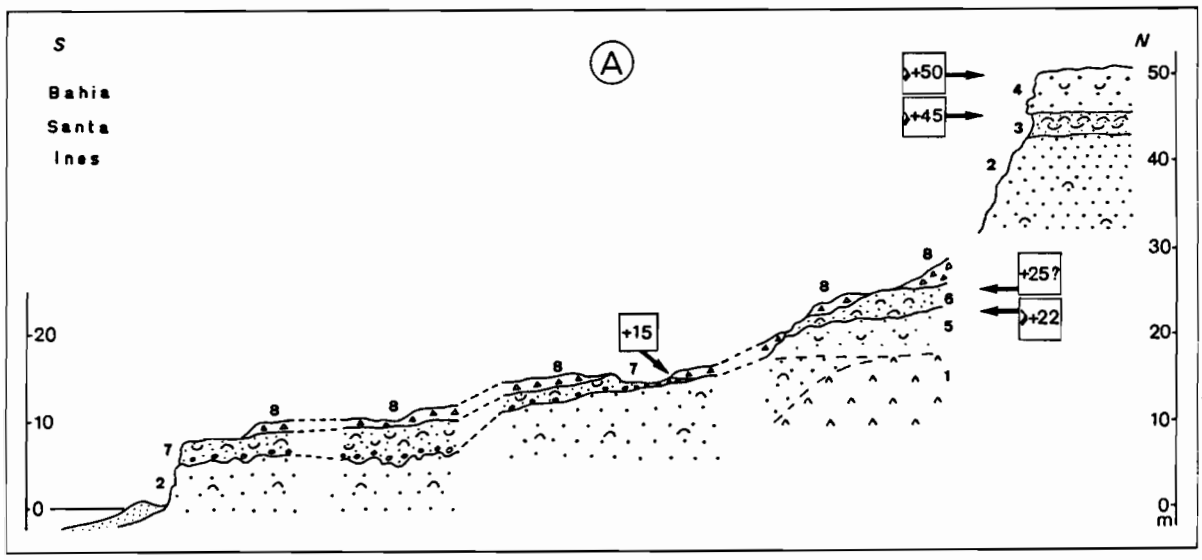


Fig. 4.26.- Coupes des dépôts littoraux pléistocènes affleurant dans la région septentrionale de la baie de Santa Inès (voir localisation de la coupe A fig. 4.25).

1- Socle volcanique ; ("formation Comondu").

2- Grès et calcaire gréseux marins, à fossiles dissous, LQ 343, LV 1201 ; (Pliocène).

3- Argile sableuse jaune et niveaux de lumachelle à Ostrea palmula, LU 1025 ; (Pliocène ou Pléist. inf. ?).

4- Calcaire gréseux, compact, beige, à faune rare (Chione californiensis et Strombus cf gracilior prédominants), LU 1024 ; (Pléist. inf. ?).

5- Calcarénite à débris algaires et coralliens, peu fossilifère, LU 1026, LV 1205 et 1206 ; (Pléist. moyen ?).

6- Sable fin, limoneux, beige, à débris algaires, peu fossilifère (Chione undatella et Strombus galeatus essentiellement), LU 1023 et LV 1204 ; (Pléist. moyen ?).

7- Calcarénite, couleur crème, faiblement cimentée à débris algaires. A la base lit conglomératique. Faune très abondante, souvent in situ, bien conservée et variée ; (Pléist. sup.), LQ 344 à 347 et LU 1027 et 1028 à proximité de la côte actuelle, et LQ 348, 350, LU 1021 et 1022, LV 1200 près de l'ancienne ligne de rivage (tabl. A 6.4-G/H).

8- Dépôts de pente, LQ 349 ; (Pléist. sup. et Holocène).

à faune peu abondante et altérée (comparable à LU 1024), attribuable au Pléistocène moyen.

Un autre dépôt fossilifère, à faune bien préservée (LU 1023 et LV 1204, cf. tabl. A6.4-P), enfoui sous les alluvions superficielles et dépôts de pente, repose sur la dernière unité mentionnée (LU 1026, etc.) à environ +20/+25 m ; ce dépôt n'a été identifié que par quelques fossiles prélevés en sub-surface. La position du dépôt et l'état de préservation de sa faune conduisent à lui attribuer un âge relativement récent mais antérieur à celui de la basse terrasse ; cependant, le résultat d'une analyse aminostratigraphique tend à indiquer qu'il s'agit d'un dépôt contemporain de la basse terrasse (cf. infra et paragr. 7.1.2.5.3).

Une autre formation littorale, de type éolianite à hélicidés (LU 1029), forme de grands entablements au sommet des dépôts pliocènes, en particulier au nord-est de la piste d'atterrissage ; ces éolianites, d'âge Pléistocène inférieur ou moyen, s'observent à des altitudes variant de +40 à +70 (?) m.

Anderson (1950) signale qu'une ligne de rivage du Pléistocène "inférieur" est située, dans cette région, vers +96 m (sans indiquer sa localisation précise). Par ailleurs, on signalera que la Mesa de Barracas, à 4 km au sud-ouest de Punta Santa Inès, qui présente un sommet plat à une altitude de +80 m, est susceptible d'avoir été érodée par la mer au début du Pléistocène (bien que, selon Durham, 1950, seuls y affleurent des dépôts attribuables à la formation Marquer du Pliocène moyen ?).

4.4.4.2.2. L'extrémité orientale de la péninsule

A Punta Santa Inès, les principaux vestiges de transgressions pléistocènes sont une terrasse d'abrasion (+8 m environ), uniquement couverte de dépôts de pente, et un affleurement de sédiments infralittoraux (LU 1020, cf. tabl. A6.4-O), ne dépassant pas +3 m d'altitude et localisé à l'est du tombolo de Punta Cacarizo (fig. 4.27).

La presqu'île de Punta Cacarizo, constituée de calcaires pliocènes, présente une surface plane, à environ +5 m d'altitude résultant probablement d'une érosion marine pléistocène (peut être la même que celle qui est responsable de la plateforme atteignant +8 m ?).

A Punta Chivato trois terrasses marines pléistocènes, avec dépôts littoraux associés, ont été distinguées (fig. 4.27, coupes C à F). La basse terrasse, dont l'altitude maximale varie de +10 à +15 m, présente une surface d'abrasion, plane et bien développée, qui a localement plusieurs dizaines de mètres de large. Elle est parfois couverte de sédiments littoraux (LU 1016, cf. tabl. A6.4-M) passant progressivement à des grès dunaires (LU 1019).

Un autre lambeau de terrasse a été observé à +25 m environ, au sud de Punta Chivato. Le dépôt conglomératique associé à cette ancienne ligne de rivage contient de rares fossiles plus altérés que ceux de la basse terrasse.

Des dépôts littoraux pléistocènes anciens occupent la partie la plus élevée de la topographie (+70/+75 m), au

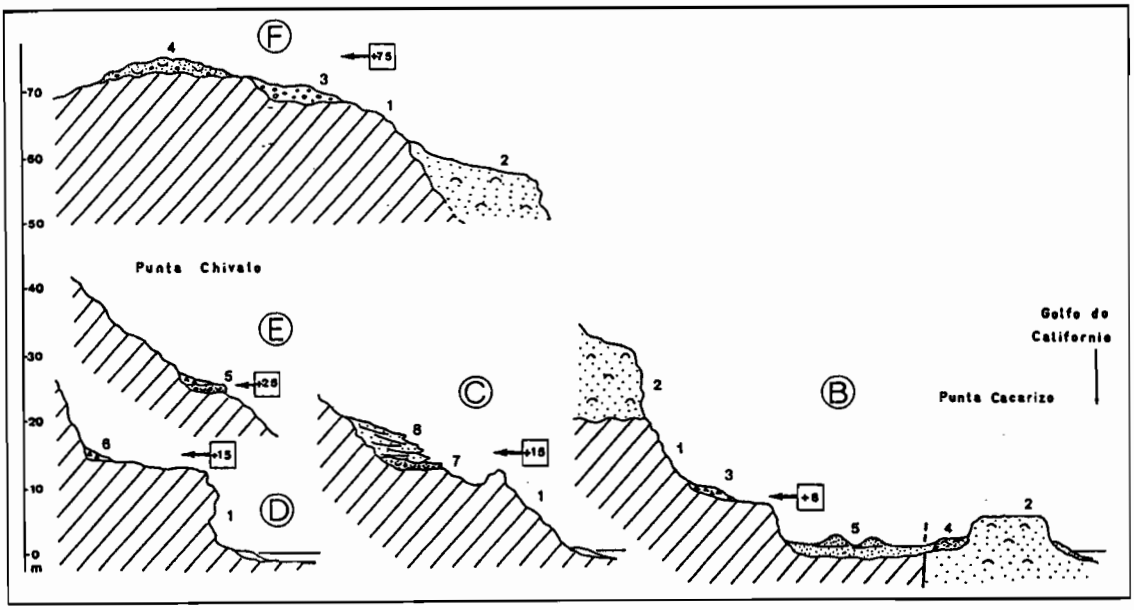


Fig. 4.27.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes à la pointe occidentale de la péninsule de Chivato (voir localisation des coupes B à F, fig. 4.25).

Coupe B :

1- Substratum volcanique ("formation Comondu").

2- Calcaires gréseux et conglomératiques, à moules internes de tests marins, LV 1203 ; (Pliocène ?).

3- Banquette d'abrasion littorale (Pléistocène) recouverte d'éboulis.

4- Sables et limons bruns, et graviers encroûtés, fossilifères LU 1120 (faune variée, incluant des tests de Codakia distinguenda en connexion anatomique) ; remaniement partiel ? (Pléistocène supérieur).

5- Sables dunaires et littoraux (Holocène).

Coupe C, D, E et F :

1- Substratum volcanique ("formation Comondu").

2- Grès calcaires, à pectens et tests dissous d'autres lamellibranches, (Pliocène ?).

3- Conglomérat et grès à ciment calcaire, LU 1018 ; (Pliocène ?).

4- Accumulation de galets arrondis (littoraux) et de débris coquilliers très encroûtés, LU 1017 ; les tests de lamellibranches en connexion anatomique (Codakia distinguenda prédominant) et de gastéropodes (Turbo fluctuosus) renferment un sédiment calcarénitique grossier, jaunâtre ; (Pléistocène moyen ?).

5- Dépôt littoral à galets typiques et fragments coquilliers encroûtés, reposant sur une banquette d'abrasion, et recouvert d'éboulis ; (Pléist. moyen).

6- Plateforme d'abrasion littorale dépourvue de sédiments marins (Pléist. moyen).

7- Sables, graviers et galets arrondis, peu cimentés, fossilifères (Glycymeris gigantea, Anadara multicostata et Trigonio-cardia biangulata prédominants) LU 1016 ; (Pléist. sup.).

8- Calcarénite gréseuse, d'origine éolienne, LU 1019 ; (Pléist. sup.).

sud-ouest de Punta Chivato ; ces calcaires gréseux et conglomératiques qui renferment des tests de mollusques très altérés (LU 1017, cf. tabl. A6.4-N), reposent sur une surface d'abrasion entaillant aussi bien le substratum volcanique que des conglomérats (mio-pliocènes ?) et des calcaires gréseux marins pliocènes (fig. 4.27).

4.4.4.2.3. La côte septentrionale de la péninsule

A Ensenada El Muerto (3 km à l'ouest de Punta Chivato, fig. 4.25), des restes de terrasses marines, d'altitudes distinctes, et plusieurs unités d'éolianites et de dépôts de pente pléistocènes ont été observés (fig. 4.28). A l'est de la baie, une terrasse bien marquée, s'élevant à +15 m (localement +18 m ?), recoupe le substratum volcanique et des calcaires gréseux attribués au Pliocène ; les dépôts associés à cette terrasse (LU 1012), qui sont peu fossilifères et faiblement cimentés, sont surmontés par des éolianites et des dépôts de pente stratifiés (LU 1013). Au sud de la baie, et en arrière d'un champ de dunes holocènes (ou fini-pléistocènes), une épaisse séquence de dépôts de pente, d'éolianites avec passées de cailloutis et de sables éoliens non cimentés, surmonte une terrasse d'abrasion marine dont l'altitude ne semble pas dépasser +10 m ; les dépôts associés à cette terrasse (LU 1014, cf. tabl. A6.4-J, fig. 4.28) contiennent une faune réduite dont l'état de préservation est semblable à celui de la faune de la terrasse de +15/+18 m.

A l'est de la baie, la seule terrasse observée, à +11 m d'altitude maximale (pied de falaise) ne supporte que des dépôts littoraux très altérés et encroûtés (LQ 341 et 342, cf. tabl. A6.4 -J).

Les relations morphostratigraphiques entre ces lambeaux de terrasses suggèrent qu'il s'agit de témoins d'une même terrasse légèrement déformée, et non de vestiges de deux transgressions pléistocènes distinctes.

> Le fait que les dépôts littoraux de la terrasse de +11 m (à l'ouest de la baie) apparaissent plus altérés que ceux de la terrasse de +15/+18 m, est attribué à une météorisation plus intense des premiers, non protégés par des dépôts de talus. D'autre part, je suppose que la séquence d'une quinzaine de mètres de haut qui recouvre la terrasse, dans le sud de la baie, n'indique pas nécessairement un âge antérieur à celui du dernier interglaciaire.

Selon cette interprétation, la même basse terrasse atteint une altitude de +15/+18 m, comparable à celle des vestiges de haut niveau marin à Punta Chivato et à l'ouest de Punta Inès, tandis que dans le reste de la baie, son altitude ne dépasse pas +11 m.

Sur le reste de la côte septentrionale de la péninsule de Chivato, des dépôts littoraux, que je corrèle avec la basse terrasse (la plus récente), affleurent en plusieurs localités, à des altitudes variant de +2 à +10 m (fig. 4.25). Ces dépôts faiblement consolidés, à fossiles peu altérés (LQ 339 et 340, LV 1208, 1209, 1212, 1213, fig. 4.28 ; cf. tabl. A6.4-I/L) ne sont généralement surmontés

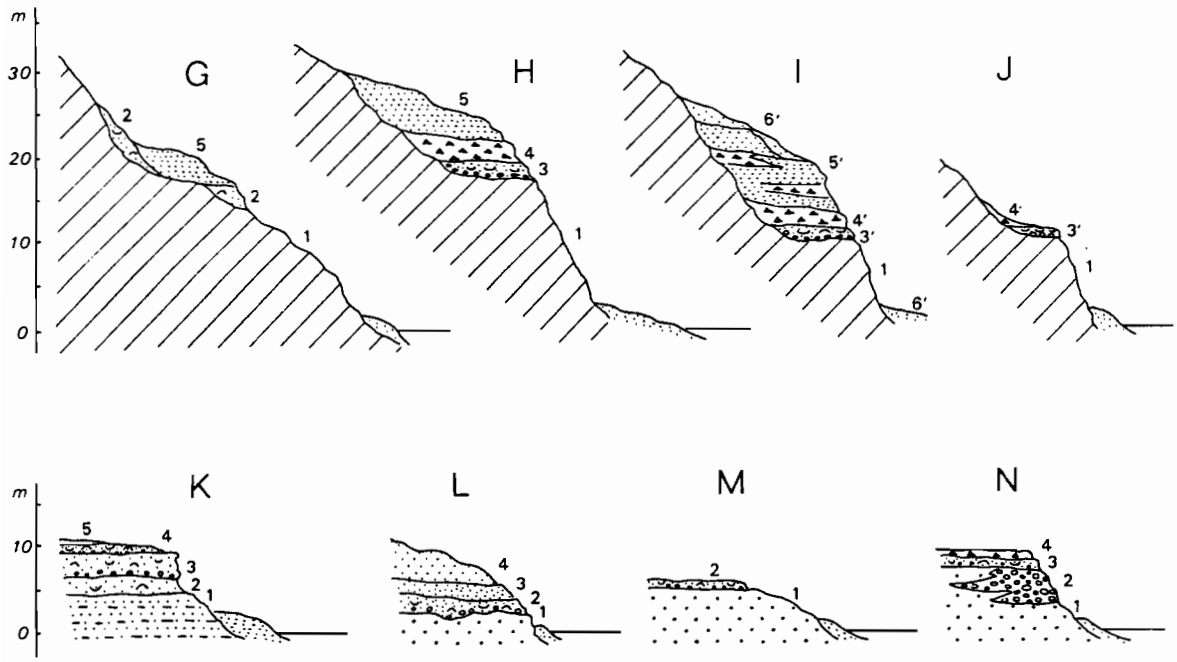


Fig. 4.28. - Coupes de dépôts littoraux pléistocènes sur la côte septentrionale de la péninsule de Chivato (voir localisation des coupes G à N, fig. 4.25).

Coupes G, H, I et J :

1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu").

2- Calcarénite et calcaire gréseux, à débris coralliens et à tests dissous ; (Pliocène ?).

3- Sables et graviers faiblement cimentés, avec rares débris bioclastiques et peu fossilifères (Turbo fluctuosus prédominant), LU 1012 ; (Pléist. sup.).

4- Dépôt de pente à matrice limoneuse ; (Pléist. sup.).

5- Biocalcarénite, à éléments bien classés (0,5 mm) et arrondis, faiblement cimentés (éolianite), LU 1013 ; (Pléist. sup.).

3'- Grès et conglomérats, à débris bioclastiques et fossilifères, LQ 341 et 342, LU 1014 ; (Pléist. sup.).

4'- Dépôt de pente stratifié (3 couches successives) ; (Pléist. sup.).

5'- Biocalcarénite d'origine éolienne, incluant des passées d'éboulis, LU 1015 ; (Pléist. sup.).

6'- Sables éoliens non cimentés ; (Holocène).

Coupe K :

1- Sable argileux et limons lagunaires, LQ 335 ; (Pléist. moyen ?). 2- Calcarénite à huîtres ; (Pléist. moyen ?). 3- Calcaire bioclastique gris-beige, conglomératique à la base, fossilifère, très largement encroûté, LQ 337 ; (Pléist. moyen). 4- Sables limoneux et galets arrondis, localement très fossilifères (Chione undatella prédominant), LQ 339 et 340, LV 1208 et 1209 ; (Pléist. sup.). 5- Alluvions récentes ; (Pléist. sup. et Holocène).

Coupe L :

1- Calcarénite et calcaire gréseux, jaunâtres, à tests de mollusques dissous et à coquilles de pectens ; localement passées lumachelliques, et lentilles de conglomérats ; (Pliocène). 2- Galets et sables faiblement cimentés, fossilifères, à blocs de coraux roulés, LV 1212 et 1213 ; (Pléist. sup.). 3- Sables supra-littoraux, azoïques ; (Pléist. sup.). 4- Sables de dunes littorales ; (Holocène).

Coupe M :

1- Calcarénite et calcaire gréseux ; (Pliocène). 2- Grès et conglomérat ; (Pléist. sup.).

Coupe N :

1- Calcarénite et calcaire gréseux ; (Pliocène). 2- Lentilles de conglomérat ; (Pliocène). 3- Grès et conglomérat littoral ; (Pléist. sup.). 4- Alluvions ; (Pléist. sup.).

que par une mince couche d'alluvions, ou par des sables éoliens. Ces sédiments marins attribués au Pléistocène supérieur reposent en discordance érosionnelle sur diverses unités stratigraphiques du Pliocène ou du Pléistocène inférieur ou moyen (LQ 337, LQ 335 et 336) (fig. 4.28).

L'altitude maximale à laquelle sont observés ces dépôts littoraux récents est de +10 m, sans que l'on ait pu établir précisément la cote de la ligne de rivage du maximum de la transgression correspondante (+11 ou +12 m ?).

En un point de la côte, à 2 km à l'ouest du campement San Rafael, une faille orientée NE-SW, affectant le substratum pliocène, semble avoir été légèrement réactivée depuis la fin du Pléistocène moyen : les dépôts littoraux de la basse terrasse ne sont pas à proprement parler déplacés, mais au droit de la faille, ils buttent contre le compartiment soulevé d'une quinzaine de centimètres.

4.4.4.2.4. La_partie_centrale_de_la_péninsule

En arrière de la ligne de rivage actuelle, des sables éoliens attribués, pour l'essentiel, à la fin du Pléistocène supérieur, recouvrent une grande partie des zones basses de la péninsule de Chivato.

Certains indices de transgressions marines pléistocènes ont été observés, au sommet de quelques buttes témoins, à des altitudes variant de +20 à +45 m. Ces dépôts marins pléistocènes (calcaires, calcarénites et grès conglomératiques) se différencient des grès calcaires pliocènes sur lesquels ils reposent en discordance, par leur faciès typiquement littoral et par une faune variée, et très altérée (LU 1031, LV 1207, fig. 4.25 ; cf. tabl. A6.4 -R).

Les dépôts littoraux les plus élevés, observés au sommet de buttes allongées N-S à NNW-SSE, sont tellement encroûtés ("calcretes") que les fossiles ont presque totalement disparu (LU 1032). L'origine marine de ces dépôts très altérés est attestée par la présence de galets marins abondants, et par la morphologie des surfaces d'abrasion entaillant le substratum miocène (volcanique) ou pliocène (calcaires gréseux).

Sur le plan pétrographique, ces sédiments littoraux pléistocènes présentent des bioclastes aragonitiques qui ne sont pas totalement micritisés (à la différence des sédiments pliocènes), et des ciments calcisparitiques ou calcimicrosparitiques plus développés que les sédiments du Pléistocène supérieur, ou de la fin du Pléistocène moyen. Les encroûtements qui affectent ces dépôts se caractérisent, en lames minces, par des amas et larges enveloppes calcimicritiques, des pisolites sur fond cryptocristallin, des développements de colonies de cyanophycées (Rivulariacées) (LU 1031, LU 1032).

Les dépôts pléistocènes les moins anciens du centre de la péninsule affleurent à des altitudes d'environ +18 m, et sont de type laguno-marin (granulométrie fine, faune

typique, etc.) (LQ 351, LU 1030, cf. tabl. A6.4-K). Ces sédiments qui, sous les sables dunaires, semblent avoir une grande extension, se sont déposés à une époque où l'extrémité de la péninsule de Chivato constituait une île. Une corrélation latérale, fondée surtout sur leur faciès sédimentaire, le type de faune, et l'état de préservation des fossiles, est proposée entre ces dépôts et ceux (dont la position morphostratigraphique reste incertaine) qui sont situés au nord-ouest de la piste d'atterrissage de Santa Inès (LU 1023, LV 1204, cf. fig. 4.26). Leur âge serait donc contemporain, ou de peu antérieur, à celui de la basse terrasse.

4.4.4.3. Interprétations morphostratigraphiques

4.4.4.3.1. Données géochronologiques sur la basse terrasse

Des arguments morphostratigraphiques permettent d'attribuer un âge S.I.5 à la basse terrasse de cette région. Plusieurs analyses géochronologiques ont été réalisées sur des échantillons provenant de la localité située à l'ouest de Punta Santa Inès, notamment pour déterminer si, malgré leur étendue, ces dépôts ont été formés lors de la même phase de haut niveau marin.

Trois datations U/Th ont été effectuées sur des fossiles de la basse terrasse, à l'ouest de Punta Santa Inès : un test de mollusque (LU 1021a), un test d'échinoderme (LU 1022d) et un test de corail (LU 1021b) (paragr. 6.2.2.2). Les âges apparents obtenus sont respectivement : 127 ±16 ka, 122 ±27 ka et 48 ±4 ka.

Bien qu'il présente quelques signes de recristallisation (4 % de calcite), le premier échantillon fournit le résultat le plus fiable (sur le plan analytique) ; le test d'échinoderme renferme une proportion notable de ^{232}Th, et le test de corail contient 7 % de calcite.

Des analyses aminostratigraphiques ont été réalisées sur des échantillons de Dosinia ponderosa et de Chione sp. recueillis, à +5 m d'altitude, à l'extrémité distale de la terrasse (LU 1027a et LU 1028a) et à +15 m, à proximité de la paléoligne de rivage (LU 1021a et LU 1022c) ; les rapports aIle/Ile dont les valeurs sont proches de la valeur d'équilibre racémique, suggèrent que tous ces échantillons sont d'âge S.I. 5e (paragr. 7.1.2.5.3).

Deux échantillons (LU 1016a et c) provenant de la basse terrasse, au sud de Punta Chivato, présentent des rapports aIle/Ile légèrement plus élevés que les précédents, qui peuvent s'expliquer par des conditions de gisement moins favorables (enfouissement moindre et plus grande exposition aux agents météoriques) ; ces derniers résultats sont donc compatibles avec un âge S.I. 5e.

Le résultat de l'échantillon LU 1023b, recueilli dans un contexte stratigraphique douteux, à plus de +20 m d'altitude, au nord de la baie de Santa Inès indique que le test pourrait être contemporain de la basse terrasse ; malgré son enfouissement (de l'ordre de 2 m ?), il est peu probable que cet échantillon de Chione sp., présentant un rapport aIle/Ile (0,94) semblable à ceux des échantillons de la basse terrasse, date de la période interglaciaire

antérieure (S.I. 7 ?).

L'ensemble des analyses géochronologiques effectuées sur des coquilles de la basse terrasse établit donc que lors du maximum marin du S.I.5e, le niveau de la mer a atteint +17 m (au moins au sud-est de la péninsule).

4.4.4.3.2. Morphostratigraphie des autres terrasses

Alors que la basse terrasse, dont l'altitude maximale varie de +10 à +18 (?) m est datée du maximum marin du dernier interglaciaire, on remarque qu'aucune trace d'éventuel haut niveau marin postérieur au dernier interglaciaire n'a été clairement identifiée.

Indépendamment du résultat aminostratigraphique de l'échantillon LU 1023b, on peut attribuer certains vestiges de ligne de rivage de +25 m à une transgression précédent celle du dernier interglaciaire (S.I. 7 ou 9 ?), tout au moins dans les environs de Punta Chivato et Punta Santa Inès.

Les terrasses d'altitude comprises entre +30 et +45 m, observées à l'ouest de Punta Santa Inès et dans la partie centrale de la péninsule, sont attribuées au Pléistocène moyen.

La terrasse la plus élevée et la plus ancienne qui ait été identifiée se situe à +75 m (Punta Chivato), mais on rappellera qu'Anderson (1950) mentionnait l'existence possible d'une ligne de rivage vers +100 m.

4.4.5. La région de Bahia Concepcion

4.4.5.1. Présentation et travaux antérieurs

La baie Concepcion est un golfe en doigt de gant, peu profond (40 m maximum), long de 35 km et large de 5 km ouvert vers le nord sur la baie de Santa Inès (fig. 4.29). Ce golfe étroit est bordé à l'ouest par une côte découpée entaillant des massifs volcaniques, tandis qu'à l'est et au sud de larges piémonts séparent les fronts montagneux de la côte, basse et rectiligne. Cette dissymétrie morphologique marquée est due à la fois au contexte structural et à des raisons océanographiques (orientation de la côte par rapport aux vents dominants, aux courants, etc.).

Les principaux travaux de reconnaissance géologique ont été effectués par Mc Fall (1968) et sont consacrés à la structure et la stratigraphie des épaisses séries volcaniques de la "formation (ou groupe) Comondu". Quelques études ultérieures concernent également les déformations tectoniques de la région (Minch & James, 1974 ; Angelier *et al.*, 1981 ; Chorowicz & Rangin, 1982) (fig. 4.30) et la chronologie des unités volcaniques (Chavez, 1978 ; Castil *et al.*, 1979).

Selon Mc Fall (1968), un décrochement dextre d'une amplitude de 30 (?) km se serait produit entre la péninsule de Concepcion et la rive occidentale de la baie (mesure du rejet horizontal déduite du déplacement d'un axe anticlinal affectant la "formation Comondu"). Selon certains auteurs (Hamilton, 1971 ; Minch & James, 1974 ; Minch, 1975) cette structure ferait partie d'une zone de fractures majeure bordant la moitié méridionale de la péninsule ; Minch et

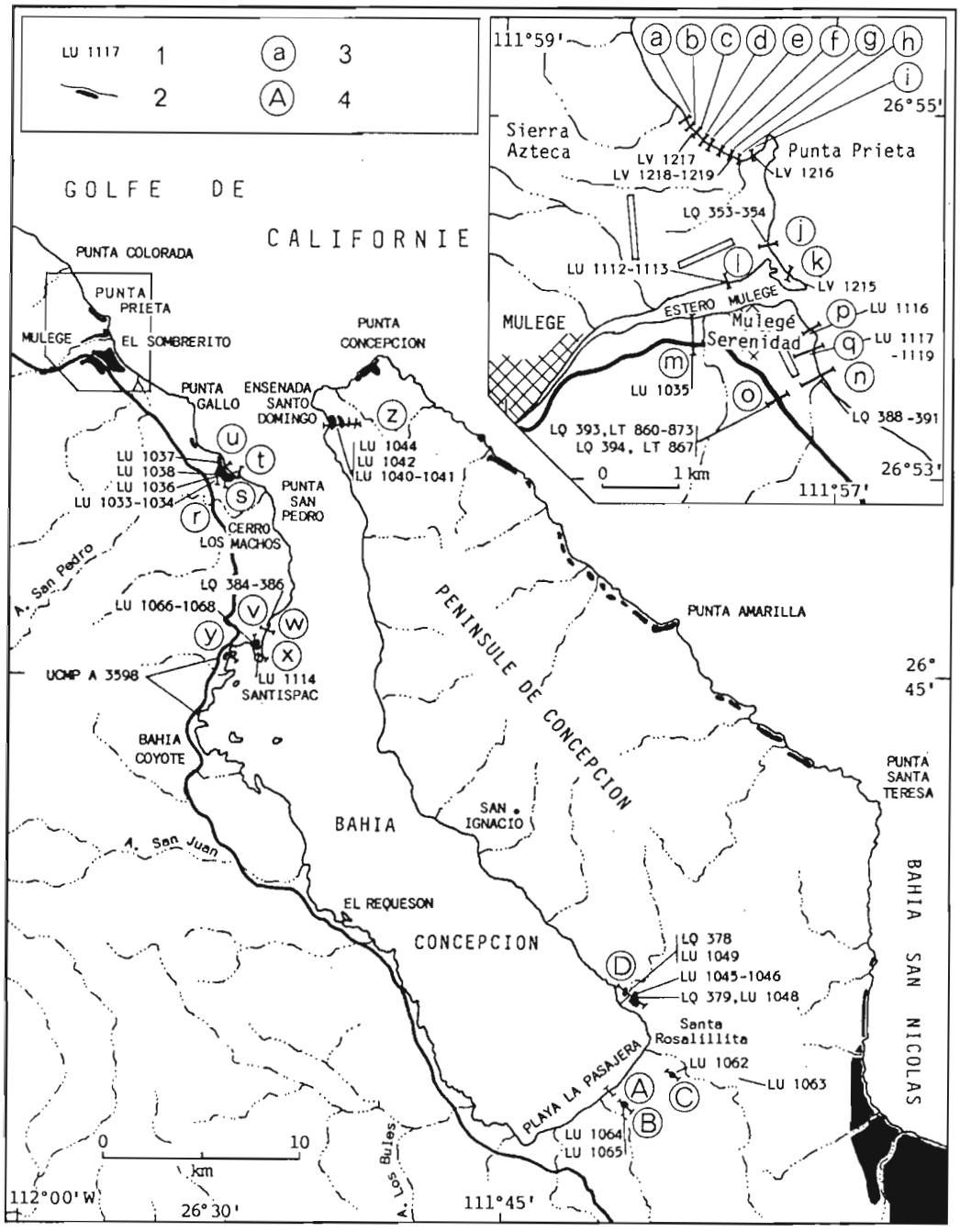


Fig. 4.29.- Localisation des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes étudiés dans la région de Bahia Concepcion et Mulegé ; voir fig. 4.31 à 4.39).

1- Echantillons de sédiment et de faune littoraux pléistocènes prélevés. 2- Terrasses marines pléistocènes. 3- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes (cf. fig. 4.31, 4.32, 4.33, 4.35, 4.36, et 4.37). 4- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes du sud de la baie (cf. fig. 4.38 et 4.39).

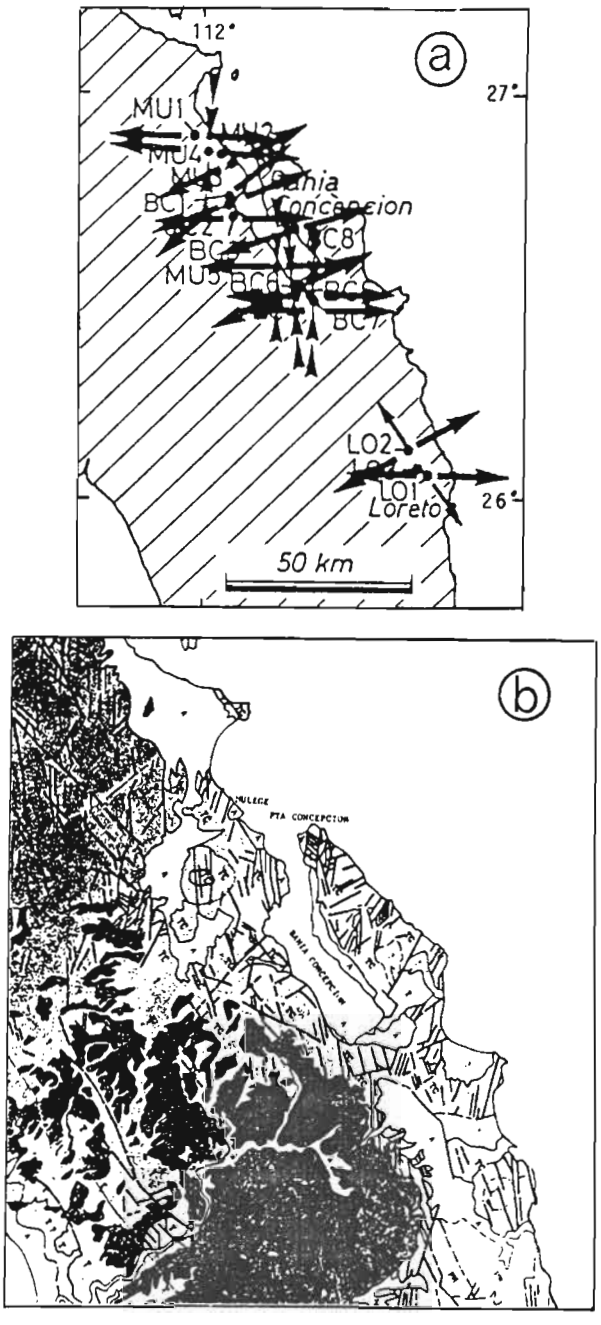


Fig. 4.30. - Fracturation cénozoïque de la région de Bahia Concepcion :

a : Directions des contraintes principales maximales et minimales déduites d'analyses microtectoniques dans des terrains d'âge Cénozoïque supérieur, selon Angelier et collaborateurs (1981).

b : Carte photo-interprétée à partir de documents ERTS, selon Chorowicz et Rangin (1982).

James (1974) croient pouvoir préciser que toutes les terrasses marines pléistocènes sont situées sur le compartiment oriental, soulevé récemment, de cette zone de fracture. Dans la région de Bahia Concepcion, tout au moins, ce décrochement reste hypothétique, et de toute manière n'est pas aussi récent que le considérait Mc Fall (Angelier et al., 1981 ; Colletta, comm. pers.).

Mc Fall (1968), qui partageait les conceptions de Wittich (1920) et Beal (1948) au sujet d'une émersion très récente de la péninsule de Basse Californie, mentionna l'existence d'au moins 13 terrasses marines quaternaires ("fairly recent") dont l'altitude varierait de +6 à +270 m. Cet auteur, qui se référait probablement aux séries de terrasses de Bahia San Nicolas (cf. paragr. 4.4.6.) pensait que celles-ci avaient été formées lors d'une longue série de mouvements de surrection (en saccades) de la péninsule de Concepcion. Il envisageait également d'attribuer une origine marine (quaternaire ?) à des surfaces de mesas du sud-ouest de la baie, situées à près de +900 m.

Pour illustrer l'instabilité tectonique de cette région, il cite l'existence d'une crise sismique (série de 36 séismes), en 1942, à la pointe septentrionale de la péninsule (Mina Gavilan) et d'un autre séisme, en mars 1930 (qui fut précédé par une émission de gaz et de fumerolles durant plusieurs jours) à 1,5 km au sud-ouest de Punta Pulpito (fig. 4.40).

Les principaux affleurements de sédiments pliocènes marins sont situés à la pointe (Punta Aguja) et à la base (rancho Santa Rosalillita) de la péninsule de Concepcion (fig. 4.29). Au sud de la péninsule, Mc Fall (1968) décrivit une séquence de 30 mètres de puissance, de grès, conglomérats et calcirudites, à pectens et huîtres (Argopecten abietis, Ostrea heermanni, O. californica osunai, selon Hertlein, 1966). Ces dépôts marins (LU 1063) atteignent environ +50 m d'altitude, et reposent sur une série de calcaires et tuffs beiges à roses, d'origine vraisemblablement lacustre.

Dans cette région, les localités intéressantes du point de vue des terrasses et dépôts littoraux pléistocènes, sont situées au nord-ouest (entre Mulegé et Santispac), au nord-est (Ensenada Santo Domingo) et au sud (Playa La Pasajera) de la baie Concepcion (fig. 4.29).

4.4.5.2. Les terrasses marines

4.4.5.2.1. La baie au nord de Mulegé

Les environs de Mulegé sont particulièrement riches en restes de dépôts littoraux pléistocènes. Le talus littoral bordant la baie située à l'ouest de Punta Prieta (au nord de Mulegé) montre une séquence de dépôts littoraux et continentaux pléistocènes appartenant à deux cycles marins (fig. 4.31).

Au-dessus du socle volcanique ("formation Comondu") ou de dépôts continentaux d'âge Pléistocène inférieur (?), repose une première unité marine composée par un conglomérat de base, des calcarénites très fossilifères (LV 1217, cf. tabl. A6.5-L), et des lentilles de conglomérat gros-

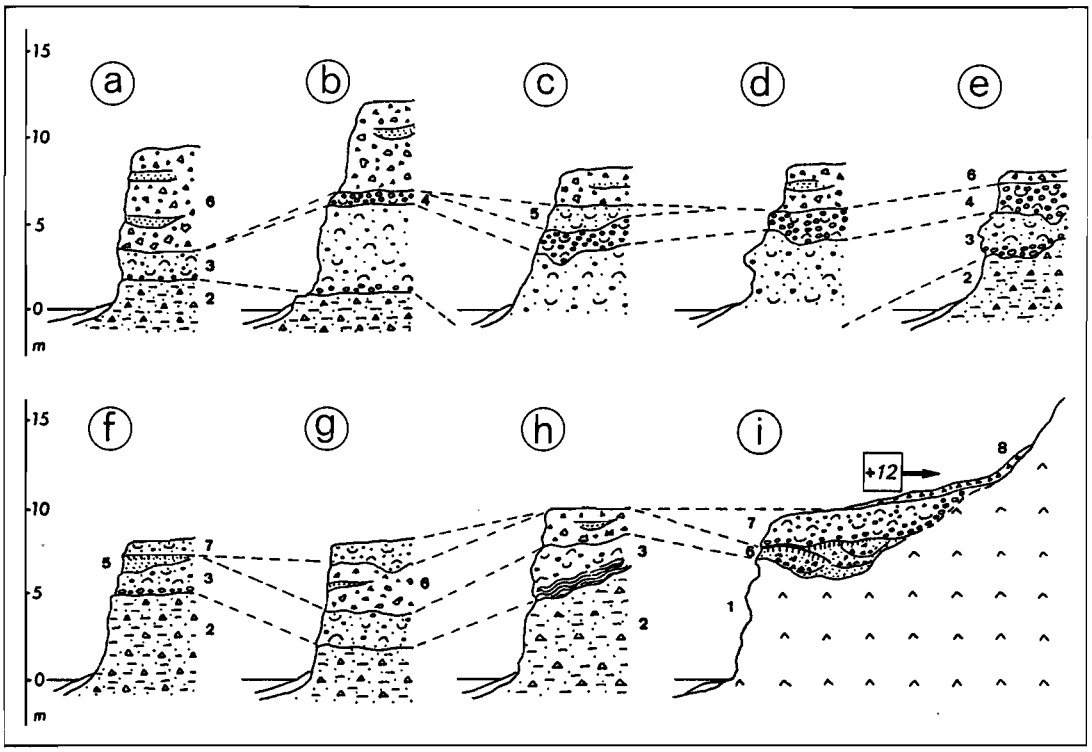


Fig. 4.31.- Coupes sériées de dépôts littoraux pléistocènes au nord de Mulegé (voir localisation des coupes a à i, fig. 4.29).

1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu", Oligo-miocène).

2- Conglomérat continental, à matrice sablo-limoneuse ; (Pliocène - Pléistocène inférieur ?).

3- Calcarénite et grès calcaire, beiges, fossilifères (Glycymeris gigantea prédominant), à faune relativement bien préservée, in situ, LV 1217 ; à la base lit conglomératique, riche en blocs de coraux (Porites californica) et en tests d'échinodermes (Encope sp.) ; (Pléist. moyen ?).

4-Conglomérat, grès et calcirudite littoraux ; (Pléist. moyen ?).

5- Calcarénite et grès calcaire, beiges, fossilifères; (Pléist. moyen ?).

6- Conglomérat fluviatile et lentilles sableuses ; (fin du Pléist. moyen ?).

7- Galets arrondis et sables littoraux, gris-brun, faiblement cimentés, et localement très fossilifères (Dosinia ponderosa et Chione undatella prédominants), LV 1216, 1218 et 1219 ; (Pléist. sup.).

8- Alluvions et dépôts de pente peu consolidés ; (Pléist. sup.).

sier ; dans le talus littoral, ces sédiments marins sont visibles jusqu'à une altitude de +10 m environ, mais la position du niveau marin maximal associé à ce dépôt n'est pas connue. La position morphostratigraphique de cette unité et la préservation relativement bonne des fossiles laissent croire que ces dépôts datent de la fin du Pléistocène moyen (S.I. 7 ?).

L'unité marine plus récente (LV 1216, 1218, 1219, (cf. tabl. A6.5-J), affleure dans la partie méridionale de la baie, au-dessus des alluvions et dépôts de pente encroûtés surmontant l'autre unité. La ligne de rivage correspondant à cette transgression est bien définie, à +12 m, sur le bord interne de la terrasse d'abrasion observable au sud-est de la baie (Punta Prieta) (fig. 4.29). Cette dernière unité qui est surmontée de sédiments continentaux localement encroûtés, est attribuée au dernier interglaciaire (S.I. 5e).

4.4.5.2.2. L'estuaire de rio Mulegé

Sur la rive méridionale de l'estuaire du rio Mulegé, ainsi que sur le flanc de la presqu'île El Sombrerito (coupes k et m, fig. 4.32) , une banquette d'abrasion marine supporte une couche peu épaisse de sédiments lagunomarins, fossilifères, et encroûtés en surface (LU 1035, LU 1215, cf. tabl. A6.5-A/B). La ligne de rivage associée à cette terrasse est située à +11 ou +12 m (fig. 4.32).

Sur la rive septentrionale de l'estuaire, est préservée une séquence, d'une douzaine de mètres de haut, de sédiments fluviatiles, marins et laguno-marins (coupes j et l, fig. 4.32). En amont, l'essentiel des dépôts sont fluviatiles tandis qu'au débouché de l'estuaire, les sédiments marins (LQ 353 à 355, LU 1112, LU 1113, cf. tabl. A6.5-C/D/E) prédominent et ne contiennent que quelques intercalations de sédiments terrigènes à cailloutis subanguleux.

Des analyses aminostratigraphiques (LU 1112b, LU 1112c et LU 1113a, cf. paragr. 7.1.2.5.4) montrent que cette séquence fluvio-marine appartient à un seul épisode de haut niveau marin, et que cet épisode est probablement celui du dernier interglaciaire.

4.4.5.2.3. Mulegé-Serenidad

De part et d'autre de la piste d'atterrissage de Mulegé-Serenidad (fig. 4.29), plusieurs unités stratigraphiques marines affleurent à des altitudes inférieures à +15 m (fig. 4.33).

Les vestiges de la transgression pléistocène la plus récente (LQ 394, LT 867, LU 1117 à 1119, cf. tabl. A6.5-F/G/H), s'observent entre +9 et +13 m. Ces dépôts, peu consolidés, à faune bien préservée, occupent la position stratigraphique la plus élevée et sont corrélés avec ceux qui affleurent dans l'estuaire du rio Mulegé (S.I. 5e).

Sur quatre échantillons de Chione (LU 1117c, LU 1119a, b et c, cf. paragr. 7.1.2.5.4) soumis à une analyse aminostratigraphique, un seul test a fourni un résultat non racémique qui conforte

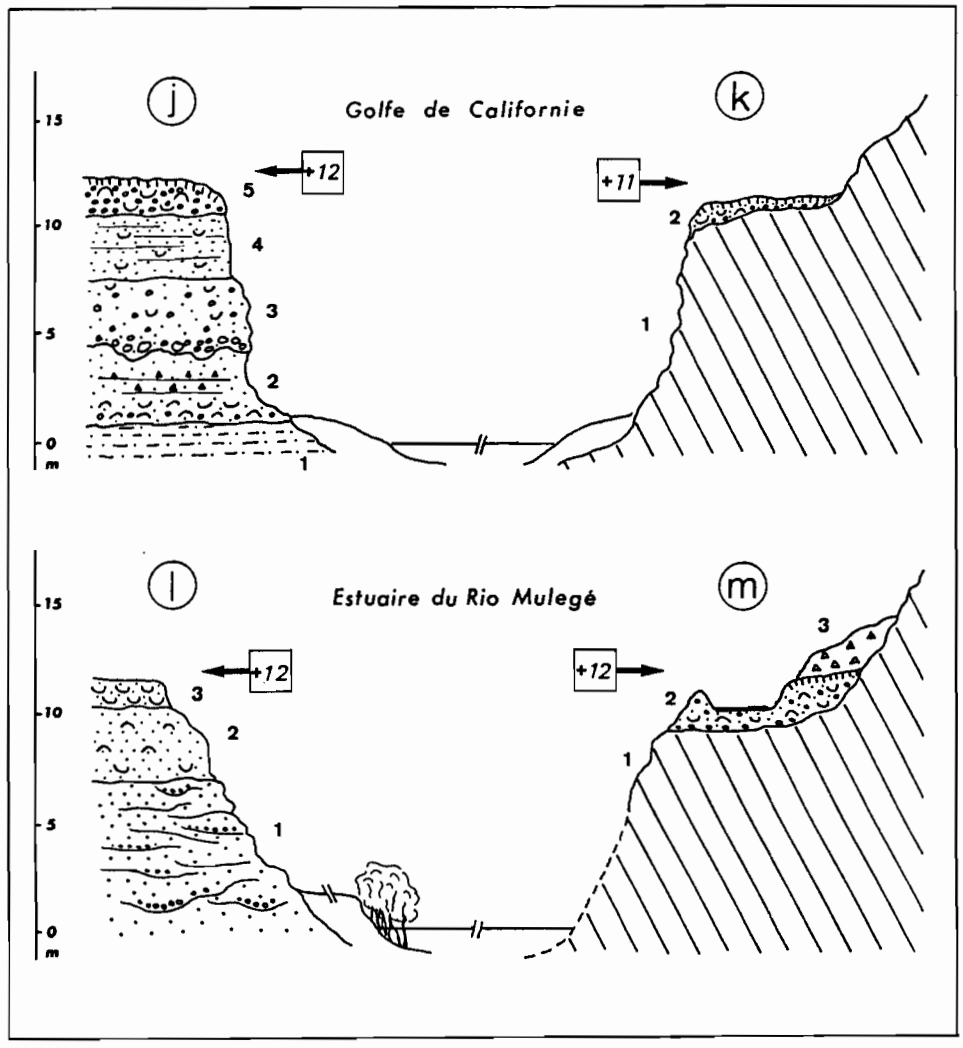


Fig. 4.32.- Coupes de dépôts littoraux et estuariens du Pléistocène supérieur, dans l'estuaire du Rio Mulegé (voir localisation des coupes j à m, fig. 4.29).

Coupe_j : (séquence estuarienne) :
1- Sable argileux de couleur chocolat. 2- Sable argileux et graviers brun clair à passées de cailloutis subanguleux rhyolitiques, et à lits riches en Anomia adamas et Ostrea angelica, LQ 353. 3- Conglomérat à éléments arrondis et matrice sableuse peu fossilifère. 4- Sable beige finement stratifié, à Chione sp. 5- Graviers subarrondis et sable fin beige, à faune abondante de petites coquilles (souvent roulées) (Prototheca asperrima et Hipponix pilosus prédominants), LQ 354.

Coupe_k :
1- Substratum andésitique ("formation Comondu"). 2- Sables et galets largement encroûtés, fossilifères, à Chione undatella et Cerithium stercusmuscarum prédominants, LV 1215.

Coupe_l : (séquence fluvio-marine) :
1- Alternance de sables grossiers gris et de graviers et galets subarrondis, fossilifères (Prototheca grata prédominant), LU 1113 : dépôt d'estuaire. 2- Sable fin, de couleur chocolat, fossilifère (Tagelus californianus, T. affinis, Chione gnidia et C. amathusia), LU 1112. 3- Sable limoneux très riches en Tagelus californianus.

Coupe_m :
1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Conglomérat hétérométrique mal consolidé à matrice sablo-limoneuse, fossilifère (Cardita affinis, Prototheca grata, P. asperrima, Ostrea palmula et Nerita funiculata prédominants) ; toit du dépôt encroûté, LU 1035. 3- Dépôt de pente et éboulis faiblement cimentés.

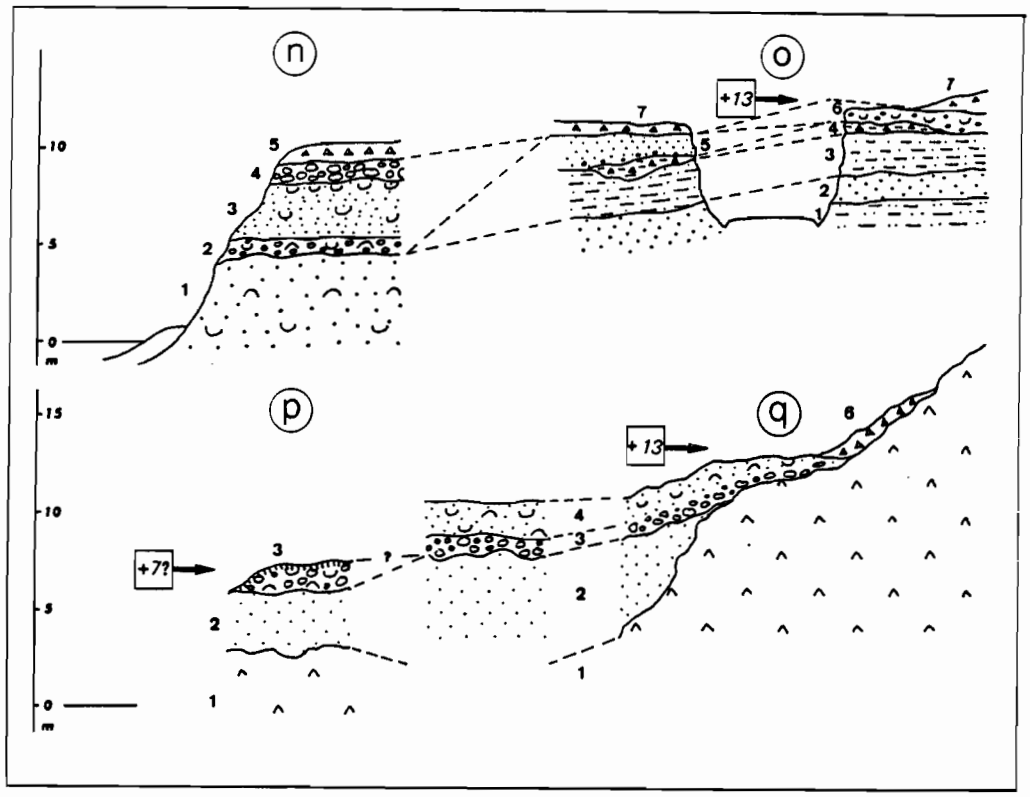


Fig. 4.33.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes à Mulegé Serenidad (voir localisation des coupes n à q, fig. 4.29).

Coupe n :

1- Grès à graviers arrondis, jaunâtres, avec moules internes de tests de lamellibranches en connexion anatomique et à coquilles d'huîtres, LQ 388 ; (Pléist. inf. ou Pliocène). 2- Conglomérat basal à galets centimétriques arrondis, à matrice sableuse peu indurée, fossilifère (Glycymeris sp. et huîtres dominants) ; (Pléist. moyen ?). 3- Sable beige fossilifère (Chione subrugosa, Glycymeris maculata, Oliva incrassata, Polinices recluzianus et Strombus gracilior prédominants), LQ 389, 390, 391 ; dépôt infralittoral ; (Pléist. moyen ?). 4- Conglomérat à blocs décimétriques, riche en huîtres, largement encroûté ; (Pléist . moyen ou sup.). 5- Dépôt de pente à éléments subanguleux et à matrice limoneuse ; (Quaternaire sup.).

Coupe o :

1- Sable limoneux beige, partiellement consolidé, LT 870 ; (Pliocène ?). 2- Sables limoneux et argileux beiges et brun clair, à passées fossilifères (Ostrea angelica, O. palmula, Tagelus sp. prédominants), LQ 393, LT 868, LT 871, LT 872 (Pléist. moyen ?). 3- Argile sableuse ocre jaune, LT 869 (Pléist. moyen ?). 4- Lentille de conglomérat (fluviatile ?) ; (Pléist. moyen ?). 5- Sables et galets subarrondis, partiellement indurés, gris violacé, peu fossilifères (Tagelus sp. dominants), LT 873 ; (Pléist. moyen ?). 6- Sables, graviers et galets littoraux, beiges, encroûtés en surface, fossilifères (Chione californiensis et Strombus gracilior prédominants), LQ 394, LT 867 ; (Pléist. sup.). 7- Dépots de pente, encroutés en surface ; (Quatern. sup.).

Coupe p :

1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Sable marin jaune, avec taches d'oxydation ; (Pléistoc. moyen ?). 3- Grès et conglomérat, encroûtés, à faune assez peu variée, in situ (Chione gnidia, Chama mexicana, Tivela sp. et Lucina sp.), LU 1116 ; (Pléist. sup. ? ou moy. ?).

Coupe q :

1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Sables beiges peu consolidés avec horizons de galets ; (Pléist. moyen ?). 3- Conglomérat hétérométrique (éléments décimétriques subarrondis, graviers et sables), riches en débris coquilliers et tests roulés (milieu littoral) ; (Pléist. sup. ?). 4- Conglomérat de base (blocs décimétriques) surmontés de sables, graviers et galets, peu consolidés, localement encroutés. Faune variée et débris coquilliers abondants (Chione californiensis, Cardita affinis, Glycymeris maculata et Turbo fluctuosus prédominants), LU 1117 et 1119. Dépot littoral passant progressivement à un dépôt de type infralittoral, et de milieu calme ; (Pléist. sup.). 5- Dépôts de pente, éboulis ; (Quatern. - sup.).

l'attribution du dépôt au S.I. 5e.

Il est probable que les sables fossilifères et conglomérats (LQ 389 à 391, cf. tabl. A6.5-I), affleurant en bordure du rivage actuel, à Mulegé-Serenidad, soient à rattacher à ce même épisode de haut niveau marin (S.I. 5e). En revanche, du fait de l'encroûtement relativement épais qui marque le dépôt LU 1116 (cf. tabl. A6.5-K) (coupe p, fig. 4.33), il est possible que celui-ci soit antérieur au dernier interglaciaire (S.I. 7 ?).

L'âge de la séquence de sédiments laguno-marins surmontée par les dépôts du dernier interglaciaire, dans la coupe de la route (LT 868 à 873, LQ 393) et le long du rivage (LQ 388), n'est pas déterminé avec précision : Pléistocène inférieur ou moyen, (ou encore Pliocène, selon Minch & Leslie, 1979). Au km 132 de la route, cette série de sédiments est affectée par un décrochement sénestre (fig. 4.30 et 4.34 ; Angelier et al., 1981).

4.4.5.2.4. Cerro Los Machos

Au sud de Mulegé Serenidad, le trait de côte actuel est bordé par un long cordon de dunes, qui se transforme en champ dunaire à l'ouest de Punta Gallo (= Perico) (fig. 4.29) ; une partie des sables éoliens fixés de ce champ dunaire ont été mis en place à la fin du Pléistocène supérieur sous l'influence de vents dominants du N ou du NE. Au sud de Punta Gallo, jusqu'à Cerro Los Machos, la côte est abrupte et rocheuse, puis devient basse au droit du delta que forme l'arroyo San Pedro.

A 1,5 km au sud-est du relais hertzien de Tiburones, au pied du Cerro Los Machos, trois générations de dépôts littoraux pléistocènes ont été reconnues. La transgression la plus récente a laissé des banquettes d'abrasion et des dépôts littoraux fossilifères (LU 1037, LU 1039, cf. tabl. A6.5-M), atteignant au maximum +15 m d'altitude (fig. 4.35).

Cette unité marine récente repose, vers +6 m d'altitude sur une séquence antérieure comprenant, à la base, des sédiments marins à faune altérée (LU 1038, cf. tabl. A6.5-N), et au-dessus, une couche d'alluvions fortement encroûtées. Cette séquence, d'âge probablement Pléistocène moyen, est en discordance érosionnelle sur des sédiments pliocènes.

Les dépôts littoraux pléistocènes les plus élevés (+25 à +33 m) affleurent à environ 1 km au sud-ouest de la baie et de Cerro Los Machos (fig. 4.35). Leur lithologie et leur faune fossile (LU 1033, LU 1034, LU 1036, cf. tabl. A6.5-O/P) en font des unités distinctes de celles qui affleurent dans le talus côtier. Il est probable que ces unités aient un âge Pléistocène moyen. Ces sédiments marins reposent sur des conglomérats continentaux affectés par des décrochements d'âge pléistocène.

Il est à noter que dans cette région, les échantillons de Chione sp. soumis à des analyses aminostratigraphiques (LQ 1037a, LU 1036a/b/c, cf. paragr. 7.1.2.5.4) sont caractérisés par des valeurs de rapports aIle/Ile particulièrement élevées (supérieures aux valeurs théoriques d'épimérisation, cf. annexe A7).

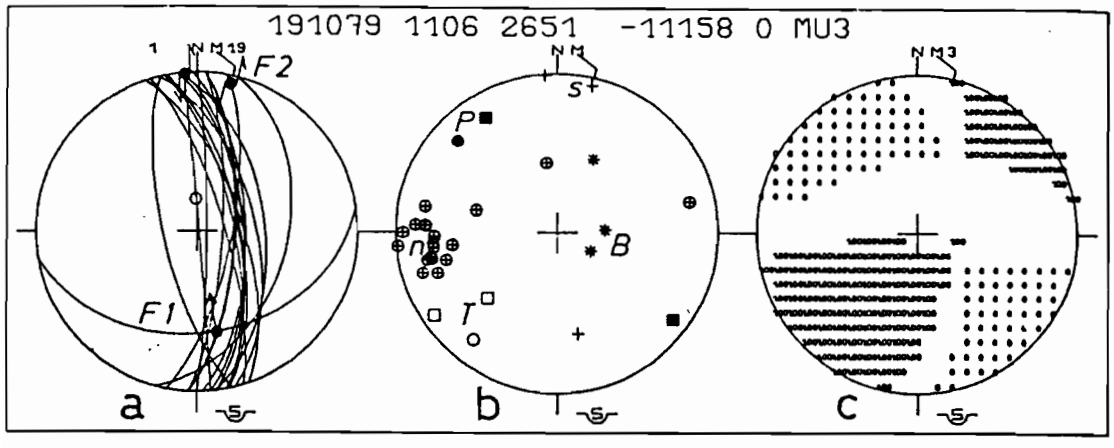


Fig. 4.34.- Analyse microstructurale de failles decrochantes senestres affectant des unités plio-quaternaires au sud de Mulegé (Angelier et al., 1981).

Projections de Schmidt (hémisphère inférieur). a: plans de faille, stries et poles de stratification. b: axes liés aux mouvements des failles (n : pôles des plans de faille ; s: stries ; B, P_i et T : axes correspondant aux solutions de mécanismes au foyer). c: diagramme définissant l'orientation des contraintes maximale (σ_1) et minimale (σ_3), selon la méthode des dièdres droits.

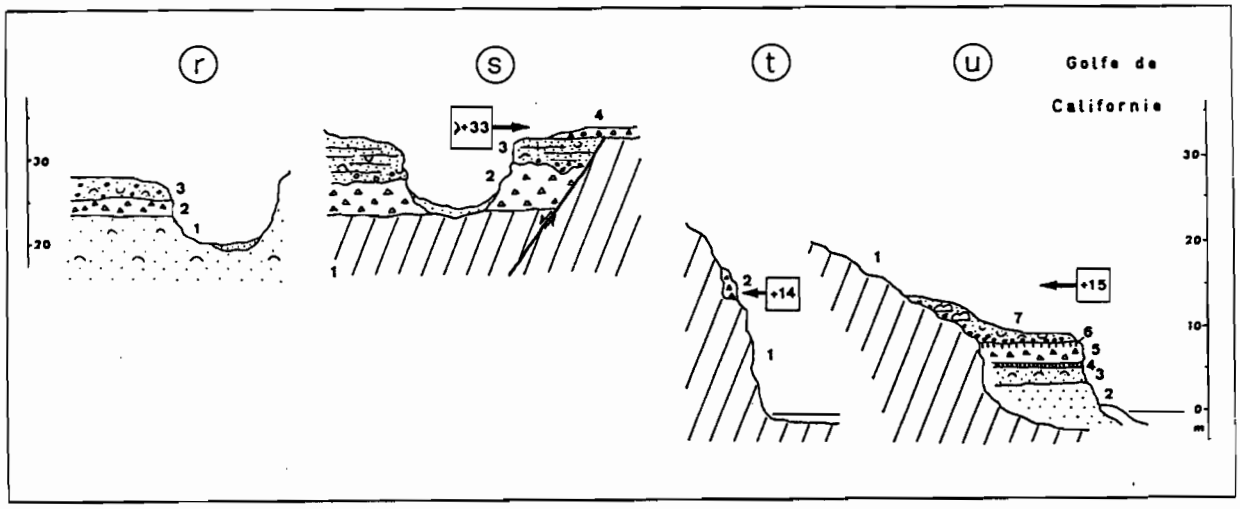


Fig. 4.35.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes des environs de Cerro Los Machos (voir localisation des coupes r à u, fig. 4.29).

Coupe_r :
1- Sables marins ; (Pliocène ?). 2- Brèche alluviale ; (Pléist. moyen ?). 3- Grès biodétritique et arkosique hétérogénétique, faiblement consolidé, fossilifère (Chione californiensis, C. amathusia et Strombus cf subgracilior prédominants), LU 1033 et 1034 ; (Pléist. moyen).

Coupe_s :
1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Brèche alluviale ; (Pléist. moyen ?). 3- Grès et conglomérats faiblement cimentés, fossilifères (Trigoniocardia biangulata prédominants) à tests altérés, LU 1036 ; (Pléist. moy.). 4- Dépôts de pente ; (Quaternaire sup.).

Coupe_t :
1- Socle volcanique ("formation Comondu"). 2- Banquette d'abrasion littorale couverte d'éboulis ; (Pléist. sup. ?).

Coupe_u :
1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Grès jaune ; (Pliocène ?). 3- Calcaire gréseux pulvérulent, gris rosé, fossilifère (Pecten vogdesi et moules internes de Cardium sp., Glycymeris sp., et Tagelus sp.) LU 1038 ; (Pléist. moy.). 4- Encroûtement calcaire épais. 5- Dépôt alluvial stratifié ; (fin du Pléist. moy.). 6- Encroûtement calcaire pelliculaire. 7- Galets arrondis et sables limoneux très fossilifères (Chione tumens, C. amathusia, Nerita scabricosta et Porites californica prédominants), LU 1037, et 1039 ; (Pléist. sup.)

D'un autre côté, les teneurs en ^{18}O de tests fossiles de la terrasse la plus récente (LU 1037a/b) sont légèrement supérieures à celles de tests actuels (LU 1115a/b, cf. paragr. 9.2.1.3) mais compatibles avec une attribution de cette terrasse à la phase de plus haut niveau marin du dernier interglaciaire.

4.4.5.2.5. Santispac

Dans la baie de Santispac, plusieurs indices d'anciennes lignes de rivage pléistocènes sont visibles au-dessus de la banquette littorale actuelle (fig. 4.36). La ligne de rivage la plus élevée, qui se marque par une terrasse d'abrasion relativement large et quelques dépôts littoraux mal préservés, est située à +12 m.

Les vestiges de la seconde ligne de rivage (+6 m environ) se manifestent par une encoche dans le talus littoral, ou par une étroite banquette d'abrasion, ou encore par des affleurements de dépôts littoraux (LQ 384 et 385, LU 1114, cf. tabl. A6.5-Q/R).

Un affleurement de calcarénite très fossilifère (LU 1066 à 1068, cf. tabl. A6.5-S), situé entre +3 et +6 m, sur le flanc septentrional de la presqu'île de Santispac (= Punta Piedrita) (fig. 4.29), est rattaché à cette transgression : toutefois la forte altération qui affecte ce dépôt rend envisageable son attribution à une transgression relativement ancienne (contemporaine de la formation de la terrasse de +12 m ?). Du fait de l'altération générale des fossiles, l'analyse aminostratigraphique ne permet pas de confirmer la corrélation latérale proposée entre les dépôts LU 1066 et LU 1114 (paragr. 7.1.2.5.4).

Malgré la présence d'encroûtements épais, la relative préservation de la faune et des formes de relief associées à la phase de haut niveau marin de +6 m, contraste avec la rareté des dépôts contemporains de la phase de haut niveau marin de +12 m.

Indépendamment du problème morphostratigraphique particulier posé par le dépôt LU 1066-1068, deux interprétations chronostratigraphiques des terrasses de +6 et +12 m sont envisagées.

Par comparaison avec les autres dépôts du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) dans la région de Bahia Concepcion, on peut considérer que la terrasse de +12 m date du dernier interglaciaire (S.I. 5e). Dans ce cas, l'érosion serait responsable de la disparition générale des dépôts littoraux associés à cette ligne de rivage.

Selon une autre interprétation, le fait que seuls les dépôts associés à la ligne de rivage de +6 m soient bien préservés, conduit à attribuer ces derniers au S.I. 5e, et la terrasse de +12 m à un interglaciaire antérieur (S.I. 7 ou 9). Cette seconde interprétation implique que le

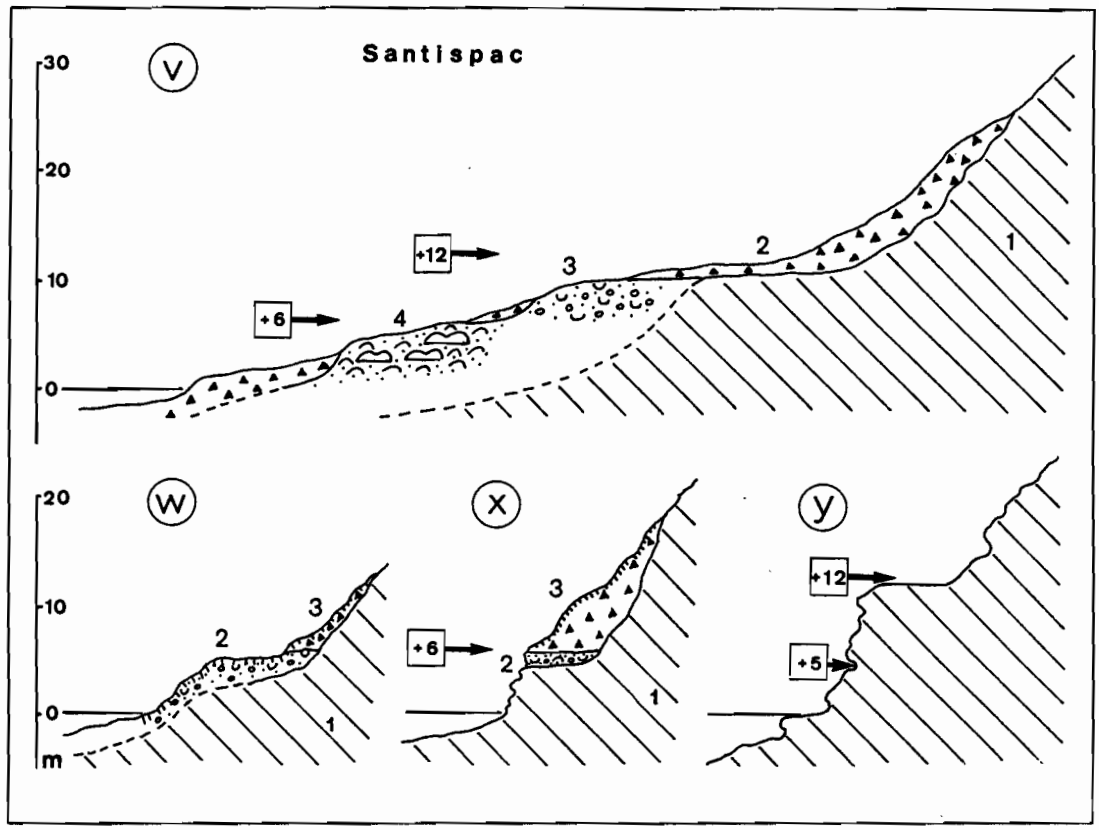


Fig. 4.36. - Coupes de dépôts littoraux pléistocènes des environs de Santispac (voir localisation des coupes v à y fig. 4.29).

Coupe_v :
1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Terrasse d'abrasion marine couverte de dépôts de pente ; (Pléist. sup. ?). 3- Grès grossiers graveleux, à galets arrondis, à matrice sablo-limoneuse, et fossilifères ; (Pléist. moyen ou sup. ?). 4- Calcarénite biodétritique (débris d'algues, de coraux et de tests de mollusques), très fossilifère (Porites californica et gros lamellibranches en connexion anatomique), LU 1066, 1067, 1068 ; Pléist. moyen ou sup. ?).

Coupe_w :
1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Calcaire bioclastique, très encroûté, LQ 384, 385 ; (Pléist. sup. ?). 3- Dépôts de pente encroûtés, LQ 386 ; (Quaternaire sup.).

Coupe_x :
1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Brèche à matrice sablo-limoneuse, fossilifère (Codakia distinguenda, Chama sp. in situ), localement très encroûtée, LU 1114 ; (Pléist. sup. ?). 3- Dépôts de pente encroûtés.

Coupe_y :
Banquette d'abrasion et encoche littorales (Pléist. moyen ? et sup.).

comportement tectonique de la zone de Santispac ait été distinct de celui du reste de la baie de Concepcion.

Dans la première interprétation mentionnée, la ligne de rivage de +6 m, assez bien préservée, serait attribuable à une phase de haut niveau marin postérieure à celle du S.I. 5e (S.I. 5a et/ou c). Or, rappelons qu'aucun vestige de haut niveau marin postérieur à la basse terrasse bien définie, n'a été observé, ni dans la péninsule de Chivato, ni dans les environs de Mulegé.

L'analyse aminostratigraphique n'est pas de grand secours pour lever l'indétermination morphostratigraphique : dans la seule localité de Santispac (LU 1114) qui ait livré des rapports alle/Ile inférieurs à la valeur d'équilibre racémique, l'un des échantillons (Codakia distinguenda LU 1114a) présente un rapport alle/Ile exceptionnellement "faible" (0,81) qui serait compatible avec un âge S.I. 5 a ou c, tandis que l'autre échantillon (Chione sp., LU 1114b) fournit un résultat (probablement plus fiable) suggérant un âge S.I. 5e (paragr. 7.1.2.5.4).

En définitive, on retiendra l'hypothèse que la ligne de rivage de +6 m est celle du maximum marin du dernier interglaciaire. Le rejeu de l'une des failles observées dans les environs immédiats de Santispac (Angelier et al., 1981) a probablement provoqué un léger abaissement relatif des vestiges littoraux qui dans le reste de la région, s'observent jusqu'à des altitudes de +10/+15 m.

Au sud de Santispac, sur la côte occidentale de Bahia Concepcion, je n'ai observé aucun lambeau de terrasses marines. Les seules formes littorales remarquables (trottoirs construits, encoches avec taffoni, lagunes et tombolos, etc.) sont de construction récente (fig. 1.15).

Pourtant, Anderson (1950) mentionne l'existence de terrasses couvertes d'une fine couche de sédiments fossilifères, à +3 et à +6 m, dans la baie del Coyote (fig. 4.29) (peut-être y a-t-il confusion de toponymie, et ces dépôts sont ceux décrits à Santispac (voir similitude des faunes de cette localité et de UCMP/A-3598, cf. tabl. A6.5-T, Durham, 1950).

4.4.5.2.6. La côte nord-orientale de Bahia Concepcion

Le flanc nord-occidental de la péninsule de Concepcion est caractérisé par un ample piémont mourant en pente douce le long du rivage actuel. Ce n'est qu'à proximité de l'extrémité septentrionale de la péninsule de Concepcion, à Ensenada Santo Domingo notamment, que l'on observe des dépôts marins pliocènes (Vokes in Durham, 1950, et Hertlein in Mc Fall, 1968) et quaternaires. Les vestiges de transgressions pléistocènes se présentent sous forme de terrasses emboîtées ou de superpositions d'unités marines (fig. 4.37). Comme dans la localité proche de Santispac, une incertitude subsiste quant à l'âge relatif des dépôts lit-

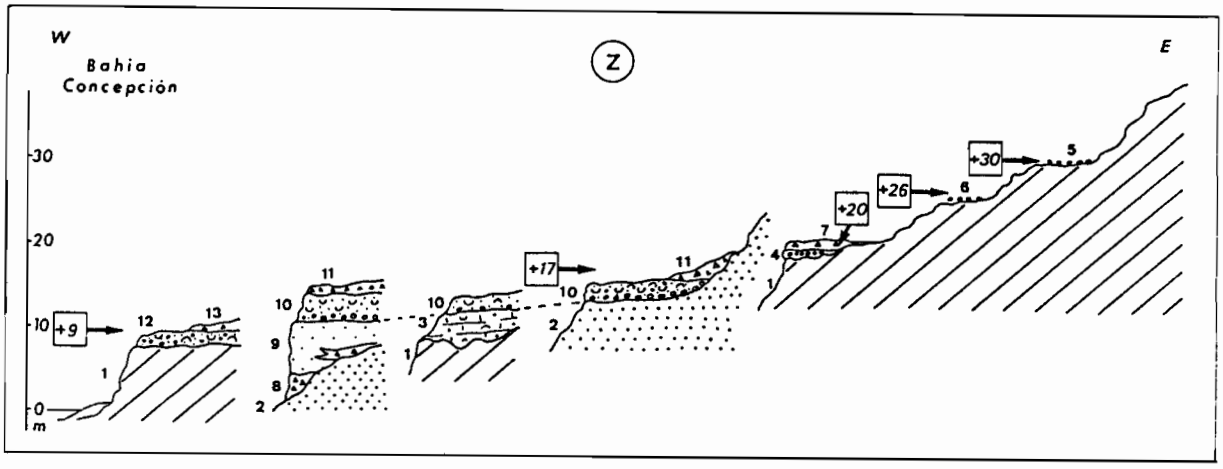


Fig. 4.37.- Coupe de dépôts littoraux et de terrasses marines pléistocènes à Bahia Santo Domingo, au nord-est de Bahia Concepcion (voir localisation de la coupe z, fig. 4.29).

1- Série volcanoclastique rougeâtre ; (formation Pelones du Groupe Comondu). 2- Grès et calcarénite gris clair ; (Pliocène ?). 3- Calcaire biodétritique très largement recristallisé (ciment, bioclastes et coquilles entières), très fossilifère (Ostrea fisheri et O. megodon prédominants), LU 1044 ; (Pliocène ou Pléistocène inférieur ?). 4- Galets littoraux d'âge ancien ; (Pliocène ou Pléist. inf. ?). 5- Plateforme d'abrasion marine recouverte de galets littoraux ; (Pléist. moyen ?). 6- Plateforme d'abrasion marine et galets littoraux (Pléist. moyen). 7- Surface d'abrasion marine recoupant le dépôt (4) plus ancien, recouverte de dépôts de pente ; (Pléist. moyen ?). 8- Alluvions et dépôts de pente ; (Pléist. moyen ?). 9- Grès dunaires, LU 1043 ; (Pléist. moyen ?). 10- Conglomérat encroûté, à matrice sableuse fine et biodétritique, à nombreuses Codakia distinguenda in situ, LU 1042 ; (Pléist. moyen ou sup.). 11- Dépôts de pente ; (Pléist. sup. ?). 12- Conglomérat à galets hétéromorphes et grès fin beige rosé, partiellement encroûté, très fossilifère (Megapitaria squalida, M. aurantiaca, Dosinia ponderosa, Oliva spicata et O. porphyria prédominants), LU 1040 et 1041 ; (Pléist. sup. ?). 13- Dépôts de pente ; (Pléist. sup. ?).

toraux les plus récents de la localité de Santo Domingo.

Le dépôt littoral pléistocène de moindre altitude (+9 m au maximum) repose sur une surface d'abrasion entaillant le substratum volcanique, à proximité du trait de côte. Le sédiment de cette unité (LU 1040, LU 1041 ; cf. tabl. A6.5-Y) est abondamment fossilifère et partiellement encroûté.

Une datation U/Th de test de Dosinia ponderosa (LU 1041c) a fourni un âge apparent de 194 +43/-31 ka, compatible avec une attribution à l'avant-dernier interglaciaire (cf. paragr. 6.2.2.2). Une telle interprétation n'est cependant confirmée par aucune des trois mesures aminostratigraphiques réalisées dans cette localité (LU 1040a, 1040b, 1041a, cf. paragr. 7.1.2.5.4).

L'autre dépôt littoral relativement récent (LU 1042, cf. tabl. A6.5-Z) affleure entre +10 et +17 m. Sa puissance et son extension sont supérieures à celles du dépôt associé à la ligne de rivage de +9 m. Il repose en discordance sur plusieurs unités marines et continentales du Pliocène et du Pléistocène inférieur (?) et/ou moyen (LU 1044, cf. tabl. A6.5-Z') (fig. 4.37).

Les relations morphostratigraphiques de ce dépôt littoral (LU 1042) avec la terrasse de +9 m n'ont pas été élucidées. La position altimétrique du dépôt (identique à celle du dernier interglaciaire située au nord de Bahia Santa Inès) et le fait qu'un test de Codakia (LU 1042a, cf. paragr. 7.1.2.5.4) ne soit apparemment pas parvenu à l'équilibre racémique permettent d'envisager d'en faire un témoin de la transgression du dernier interglaciaire. Ni le degré de consolidation des sédiments, ni l'altération des faunes ne sont déterminants pour établir la chronologie relative de ces dépôts et de ceux de la terrasse de +9 m.

Une part des incertitudes géochronologiques de ces deux unités est liée à une altération diagénétique particulière des fossiles (attestée par des rapports aIle/Ile exceptionnellement élevés de LU 1040b et LU 1041a, et une forte teneur en strontium de LU 1042a, cf. paragr. 7.1.2.5.4 et 8.2.1.3).

Trois autres terrasses d'abrasion ont été observées à +20, +26 et +30 m d'altitude (fig. 4.37). Les deux plus élevées, taillées dans le substratum volcanique, comportent quelques galets marins non cimentés en surface et semblent être assez anciennes (au sein du Pléistocène moyen).

La terrasse de +20 m recoupe à la fois le substratum volcanique et un dépôt littoral antérieur, d'âge pliocène (?) (Durham, 1950, Mc Fall, 1968) ou pléistocène ; les dépôts associés à cette phase de haut niveau marin à +20 m sont très peu abondants.

4.4.5.2.7. L'extrémité méridionale de Bahia Concepcion

Les vestiges de transgressions pléistocènes étudiés dans la partie méridionale de la baie, sont localisés à

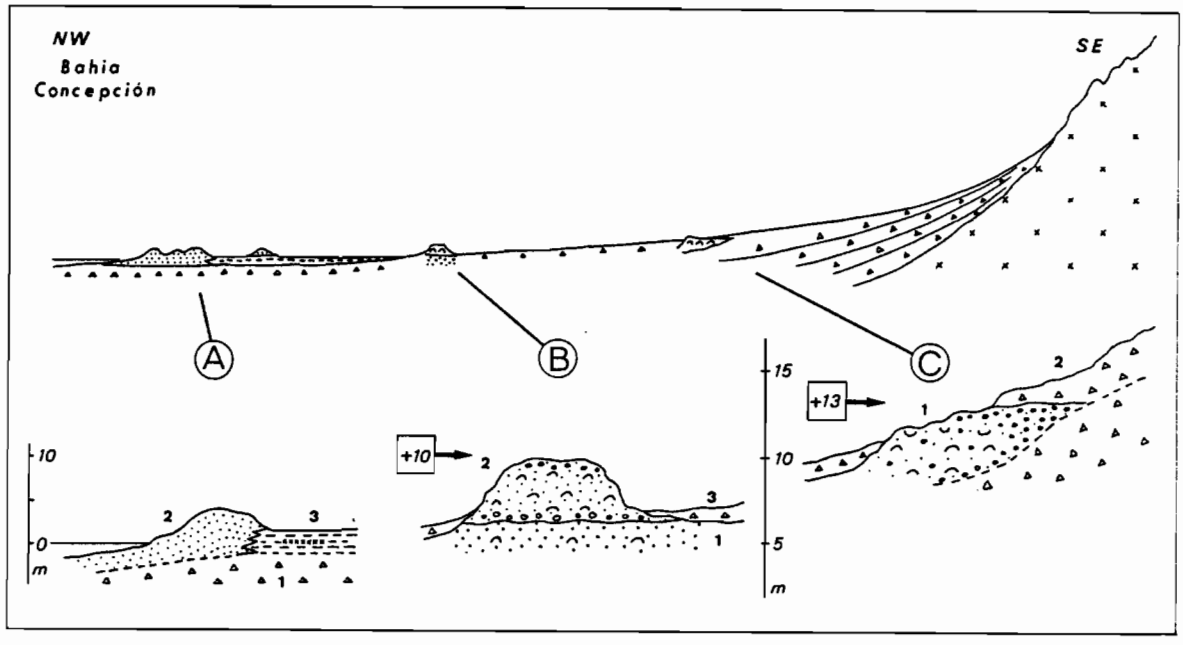


Fig. 4.38. - Coupes de dépôts littoraux pléistocènes à l'extrémité méridionale de Bahia Concepcion (voir localisation des coupes A, B et C, fig. 4.29).

Coupe A :
1- Alluvions pré-holocènes. 2- Cordon dunaire holocène. 3- Sables limoneux et argiles lagunaires ; passées d'argiles verdâtres à débris végétaux (Holocène).

Coupe B :
1- Calcaire gréseux, à coquilles dissoutes (sauf Pecten sp.) ; (Pléist. moyen ou inf. ?). 2- Calcaire gréseux et conglomératique, encroûté en surface, fossilifère (Chione californiensis et Megapitaria squalida prédominants), LU 1064 et 1065 ; (Pléist. sup.). 3- Dépôt de pente et alluvions ; (Quaternaire sup.).

Coupe C :
1- Sable beige et galets arrondis, faiblement cimentés, fossilifères (Chione californiensis prédominant), LU 1062 ; (Pléist. sup. ?). 2- Dépôts de pente ; (Quaternaire sup.).

l'extrémité sud-orientale de celle-ci (rancho Santa Rosalillita) et sur le piémont qui domine le fond de la baie (Playa La Pasajera).

Au sud de la baie, en arrière du cordon littoral holocène, deux unités de sédiments marins pléistocènes sont distinguées (fig. 4.38). L'unité la plus récente se présente à la base du piémont sous forme de buttes témoins dont l'altitude ne dépasse pas +10 m. Le calcaire gréseux et conglomératique, à faune bien conservée (LU 1064, LU 1065, cf. tabl. A6.5-V), qui constitue ces buttes témoins, repose sur un autre calcaire plus ancien, à faune largement dissoute et d'âge indéterminé (Pléistocène inférieur ou moyen ?). Un affleurement isolé de sables et graviers, faiblement cimentés et à faune bien préservée (LU 1062, tabl. A6.5-U), est corrélé avec les dépôts de la butte témoin ; il marque probablement la position de la ligne de rivage du maximum de la transgression à +13 ±2 m. Ces dépôts littoraux, affleurant jusqu'à +13 (?) m d'altitude, datent vraisemblablement du dernier interglaciaire.

Cette interprétation s'appuie à la fois sur la morphostratigraphie des dépôts, sur l'une des trois analyses aminostratigraphiques réalisées (test de Codakia distinguenda LU 1064a non parvenu à l'équilibre racémique, cf. paragr. 7.1.2.5.4) et sur la similitude des teneurs en ^{18}O des tests fossiles (LU 1065a/b) et actuels (LU 1115a/b) de la région (paragr. 9.2.1.3).

Le fort alluvionnement qui a eu lieu dans cette partie de la baie, comme sur la bordure occidentale de la péninsule de Concepcion, est responsable de l'enfouissement de la plupart des vestiges de lignes de rivage pléistocènes antérieures au S.I. 5.

Au sud-est de la baie de Concepcion, à proximité de Rancho Santa Rosalillita, s'observe le cas où des dépôts littoraux, d'âges relativement récents l'un et l'autre, ont atteint une cote altimétrique voisine, et où le plus récent des deux occupe une position altimétrique légèrement supérieure (fig. 4.39). L'unité la plus récente est constituée de grès et conglomérats faiblement cimentés (LU 1045, LU 1046, cf. tabl. A6.5-W) ; elle repose en discordance érosionnelle sur des calcaires marins (pliocènes ?) (LQ 378, LU 1049) et sur des sédiments littoraux très fossilifères et légèrement plus altérés (LQ 379, LU 1048, cf tabl. A6.5-X). La plus ancienne des deux unités pléistocènes affleure entre +5 et +10 m, tandis que la plus récente atteint une altitude de +12 m.

Un échantillon (LU 1046a,) associé à la ligne de rivage de +12 m fournit un résultat aminostratigraphique compatible avec un âge S.I. 5e (cf. paragr. 7.1.2.5.4). La plus grande consolidation des sédiments et le degré d'altération supérieur des faunes de l'unité antérieure indiquent que celle-ci n'a pas été formée lors de la même période interglaciaire ; on l'attribue donc à l'un des derniers hauts niveaux marins du Pléistocène moyen.

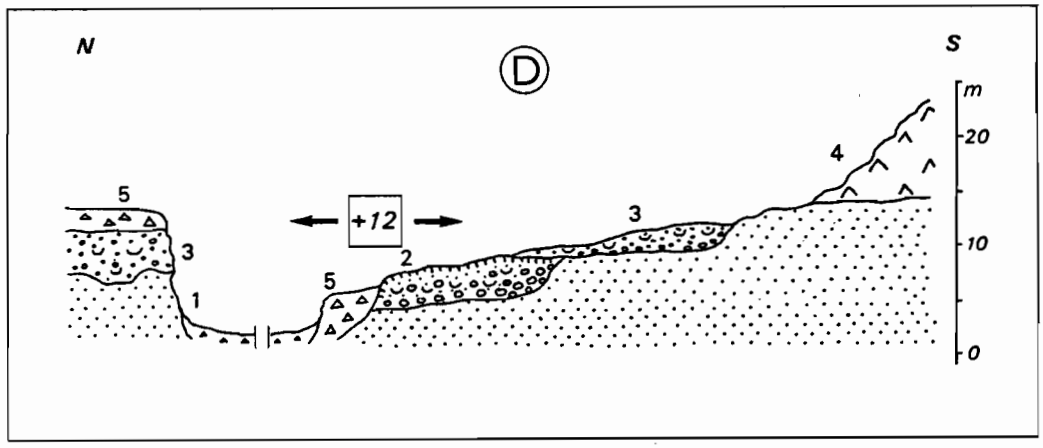


Fig. 4.39.- Coupe de dépôts littoraux pléistocènes à proximité de Rancho Santa Rosalillita, au sud-est de Bahia Concepcion (voir localisation de la coupe D, fig. 4.29).

1- Calcaires et grès bioclastiques, gris clair à beiges, fossilifères, à tests altérés et largement dissous (Pecten sp. et Dosinia ponderosa prédominants), LU 1047 ; (Pliocène ?). 2- Conglomérat à blocs décimétriques et calcaire gréseux, très fossilifères (Periglypta multicostata, Chione undatella et Porites californica prédominants), LQ 379 et LU 1048 ; (Pléist. moyen ?). 3- Galets arrondis, graviers et sables peu cimentés, fossilifères (Chione sp., Megapitaria squalida et Porites sp. prédominants), LU 1045 et 1046 ; (Pléist. sup.). 4- Eboulis volcaniques. 5- Alluvions et dépôts de pente ; (Pléist. sup.).

4.4.5.3. Synthèse des interprétations morphostratigraphiques

Les problèmes d'interprétation géochronologique et morphostratigraphique se posent avec une acuité particulière dans la baie de Concepcion, notamment pour l'identification des lignes de rivage des deux derniers interglaciaires et pour l'établissement de corrélations latérales entre les dépôts littoraux. Les méthodes géochronologiques utilisées ne sont pas suffisamment précises pour lever certaines indéterminations morphostratigraphiques. Outre les problèmes rencontrés avec la méthode radiométrique U/Th, il apparait que la méthode aminostratigraphique est moins performante que dans d'autres régions, probablement parce que la totalité de la baie s'est trouvée émergée durant la quasi-totalité du Quaternaire supérieur et que par conséquent, cette région a subi des températures plus élevées qu'ailleurs, le long de la côte.

Les localités où l'identification des traces du niveau marin maximum du dernier interglaciaire est la mieux assurée, sont celles du nord-ouest de la baie (aux environs de Mulegé : +12 m, à Cerro Los Machos : +15 m), et de son extrémité méridionale (+13 m environ). A Santispac, la ligne de rivage du S.I. 5e se trouve, selon les hypothèses envisagées, soit à +6 m, soit à +12 m ; de même, à Santo Domingo, cette ligne de rivage est située soit à +9 m, soit à +17 m. Malgré la faiblesse des arguments géochronologiques disponibles, on propose qu'à Santispac, la terrasse du S.I. 5e soit la plus basse (+6 m) et qu'à Ensenada Santo Domingo, ce soit celle qui atteint +17 m.

Les témoins de transgressions du Pléistocène moyen (et inférieur ?) ont été plus souvent reconnus sous forme d'unités stratigraphiques recoupées par la mer lors de transgressions ultérieures (et notamment du S.I. 5e) que sous forme de terrasses soulevées. Les plus hautes lignes de rivage, définies par des surfaces d'abrasion littorale, ne dépassent pas +33 m (au sud de Cerro Los Machos) et +30 m (Punta Santo Domingo). La rareté de ces indices, ainsi que l'absence de terrasses plus élevées, traduisent de mauvaises conditions de préservation des terrasses marines anciennes (reliefs abrupts, érosion active, etc.).

Cependant, même si l'érosion est suceptible d'expliquer l'absence de hautes terrasses, il semble peu probable que cette région ait subi de forts soulèvements durant le Quaternaire. On considère ainsi que les faibles altitudes où l'on observe une grande partie des sédiments marins pliocènes et plusieurs dépôts littoraux pléistocènes, indiquent que cette région a enregistré des mouvements de surrection plus faibles qu'au nord et au sud de la baie.

4.4.6. La région de Bahia San Nicolas

4.4.6.1. Présentation

La côte orientale de la péninsule de Concepcion, d'accès difficile, a fait l'objet d'un survol à basse altitude ; sur ce tronçon de côte prédominent les falaises littorales taillées dans le substratum volcanique. La seule terrasse marine relativement bien définie, visible en plusieurs points, se trouve à une altitude évaluée à +15 $\pm$5 m.

Au sud de Rancho San Sebastian, cependant, la baie de San Nicolas présente des séries de lignes de rivage quaternaires. Ces vestiges d'anciens rivages ne sont pas toujours observés sous la forme de terrasses d'abrasion emboitées (comme à Santa Rosalia et La Reforma), et sont souvent constitués par des cordons littoraux de blocs et galets arrondis. Une quinzaine de cordons ont ainsi été dénombrés notamment dans la région comprise entre les arroyos Saucito et Jacobo (fig. 4.40). Je considère que certains de ces cordons, morphologiquement les mieux définis, marquent des limites de transgressions marines (maxima interglaciaires) et que d'autres, d'importance moindre, correspondent à des fluctuations du niveau marin d'ordre secondaire (périodes de halte ou de remontée du niveau lors de phases régressives).

Les terrasses marines et dépôts littoraux de cette région ont été étudiés le long de plusieurs transverses perpendiculaires à la côte. On ne présentera ici que les deux transverses les plus représentatives (A et B, fig. 4.40) et les coupes de quelques localités-clefs (fig. 4.41).

4.4.6.2. Les terrasses marines

Les restes littoraux les plus élevés, d'âge Pléistocène inférieur probable, se trouvent au nord de l'arroyo San Sebastian, au nord-est de la baie San Nicolas (fig. 4.40). Ces dépôts (qui n'ont pas été étudiés en détail) constituent des entablements très fortement encroûtés, à une centaine de mètres d'altitude.

Au sud-ouest de Rancho San Nicolas, les vestiges, mal préservés, des lignes de rivage les plus élevées ont été observés à environ +72 et +90 m. A ces altitudes, les traces d'anciens hauts niveaux marins ne sont identifiées que par l'existence de replats topographiques (substratum volcanique) et par la présence de galets arrondis d'origine marine. Des dépôts littoraux élevés, d'épaisseur métrique, affleurent, à +65 m environ, à l'est et à l'ouest de l'arroyo San Nicolas, et notamment à proximité de la piste d'atterrissage de San Nicolas.

Ces dépôts (LU 1056) sont des calcaires conglomératiques et biodétritiques présentant plusieurs phases d'encroûtement (les bioclastes y sont généralement recristallisés en calcite néomorphique, ou sont en cours de micritisation). Dans l'affleurement visité sur la rive sud-orientale de l'arroyo San Nicolas, quelques tests de mollusques ont été préservés (LU 1058, cf. tab. A6.6-I) ; dans cette même localité, la ligne de rivage n'est pas bien marquée dans la topographie mais se situe probablement vers +65 m.

En descendant vers la mer le long du profil B (fig. 4.40), le dépôt littoral suivant, à faune fossile peu abondante, est situé à environ +53 m. Cette trace de ligne de rivage est corrélée avec le dépôt (de 3 m de puissance) culminant à +50 m dans le profil A, et avec une surface d'abrasion (dépourvue de sédiments) à +50 m sur la rive septentrionale de l'arroyo Saucito.

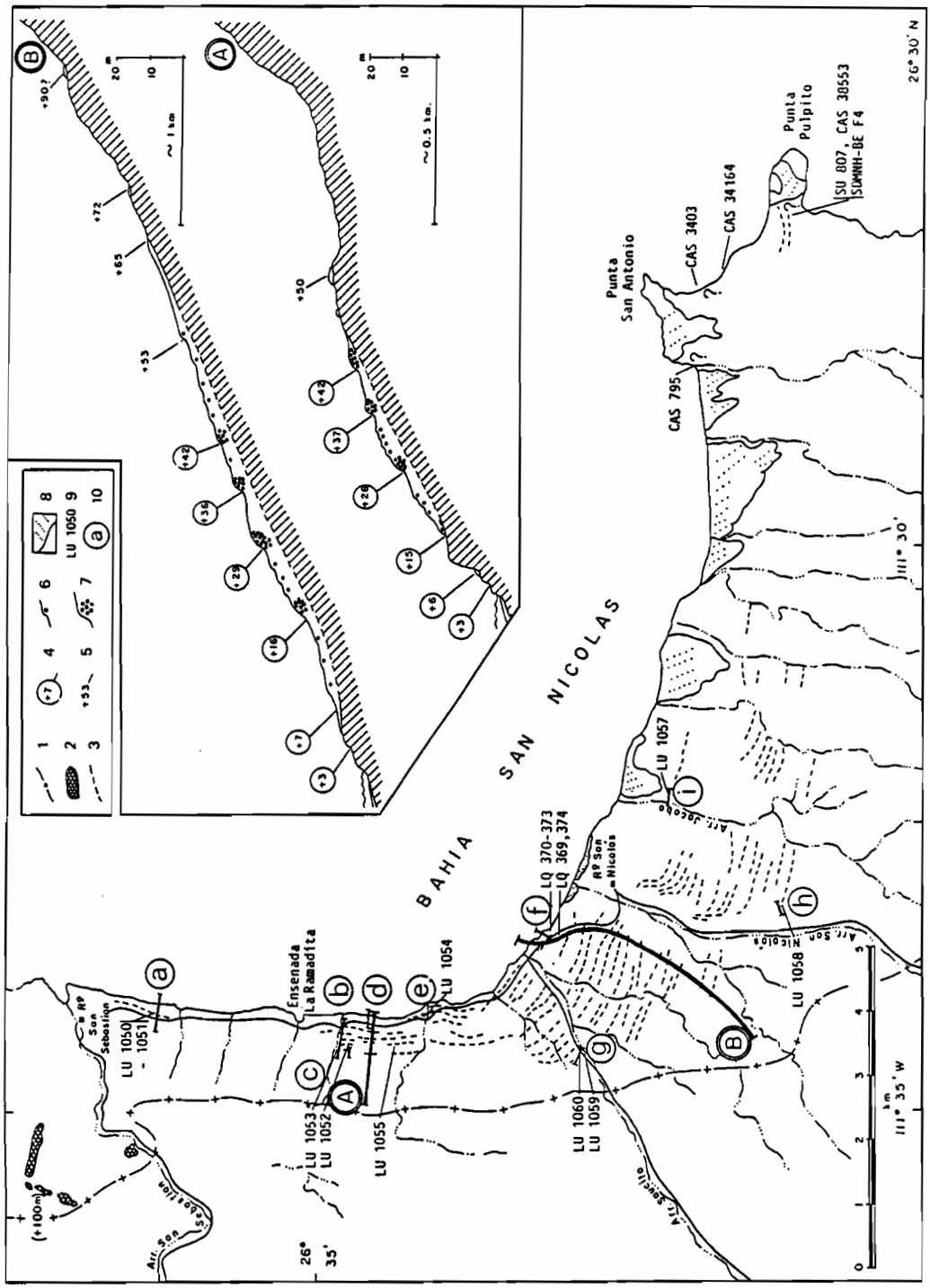


Fig. 4.40.- Les terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes de Bahia San Nicolas : carte de localisation des profils A et B, des coupes de détail a à i (fig. 4.41), des échantillons de faunes et de sédiments prélevés, et des localités fossilifères étudiées par Grant & Hertlein (1938), Durham (1950), Hertlein (1957) et Emerson & Hertlein (1964), dans la région de Punta Pulpito.

1- Limite approximative des lignes de rivages quaternaires. 2- Hautes terrasses marines, à dépôts fortement encroûtés (Pléistocène inférieur ?). 3- Lignes de rivage pléistocènes visibles sur photos aériennes. 4- Cote altimétrique (m) de ligne de rivage bien définie marquant le maximum d'une transgression. 5- Cote altimétrique (m) de ligne de rivage marquant une phase de stationnement du niveau marin. 6- Cordon littoral simple. 7- Cordon littoral important (accumulation de galets de plus de 3 m d'épaisseur). 8- Sables éoliens (Quaternaire supérieur ?). 9- Echantillon de faune et/ou de sédiment prélevé. 10- Coupes de détail de dépôts littoraux, cf fig. 4.41.

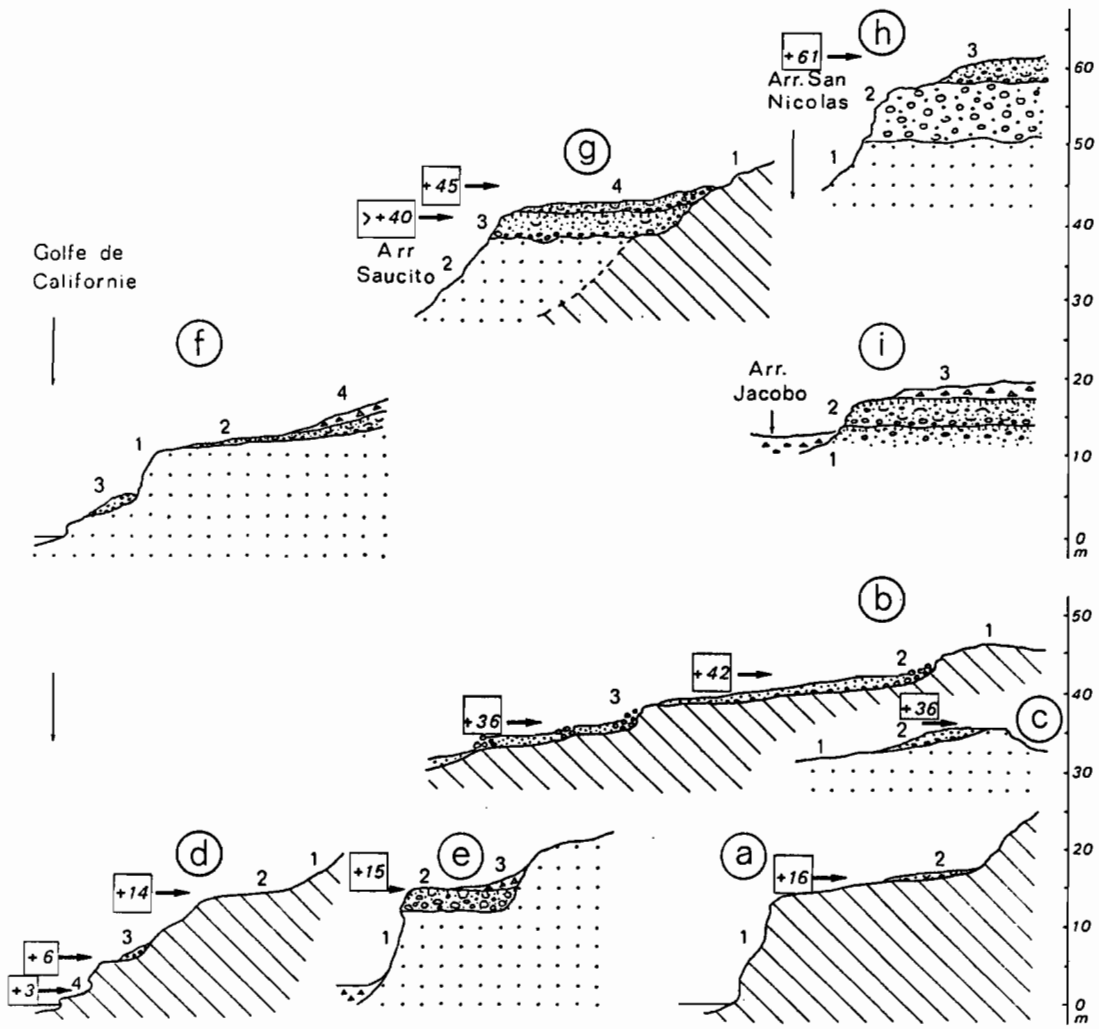


Fig. 4.41.- Coupes de dépôts littoraux et de terrasses marines pléistocènes dans la baie de San Nicolas (voir localisation fig. 4.40).

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 4.41.

Coupe_a :
1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Sables, graviers et galets littoraux, encroûtés et fossilifères (Porites californica, Codakia distinguenda et Turbo fluctuosus prédominants), LU 1050 et 1051 ; (Pléist. sup.).

Coupe_b :
1- Substratum volcanique ("formation Comondu"). 2- Conglomérat à galets littoraux et calcarénite fossilifère (Spondylus ursipes et Cardita megastropha prédominants), LU 1052 ; (Pléist. moyen). 3- Blocs et galets arrondis, avec matrice sablo-limoneuse, peu fossilifères (Chione tumens prédominant), LU 1053 ; (Pléist. moy.).

Coupe_c :
1- Substratum gréseux à pectens ; (Pliocène). 2- Galets littoraux et grès à rares débris coquilliers, LU 1055 ; (Pléist. moy.).

Coupe_d :
1- Substratum de grès rouges volcanoclastiques ; ("formation Comondu"), ou localement : grès jaunes à pectens ; (Pliocène). 2- Terrasse d'abrasion littorale, dépourvue de sédiments. 3- Galets littoraux sur une banquette d'abrasion. 4- Encoche littorale ancienne.

Coupe_e :
1- Grès jaunes à pectens, avec passées conglomératiques ; (Pliocène). 2- Conglomérat à blocs de plusieurs décimètres de diamètre, à matrice sableuse, encroûté en surface, fossilifère (Codakia distinguenda prédominant), LU 1054 ; (Pléist. sup.). 3- Dépôt de pente ; (Pléist. sup.).

Coupe_f :
1- Grès calcaire à pectens, échinodermes et tests très altérés de mollusques, LQ 369 et 374 ; (Pliocène ? ou Pléist. inf. ?). 2- Grès et conglomérat littoraux , largement encroûtés, à faune mal préservée, LQ 370 à 373 ; (Pléist. moyen). 3- Conglomérat à fossiles remaniés et à Chione sp. in situ, LQ 376 ; (Pléist. moyen ou sup. ?). 4- Dépôt de pente ; (Pléist. sup.).

Coupe_g :
1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Grès jaunes à pectens ; (Pliocène). 3. Calcaire gréseux et bioclastique, à faune altérée, LU 1059, reposant sur un conglomérat de base ; (Pléist. moyen). 4- Grès et conglomérat littoraux, fossilifères à faune mieux préservée que dans (3), LU 1060 ; (Pléist. moyen).

Coupe_h :
1- Grès jaunes à pectens ; (Pliocène). 2- Conglomérat marin ou fluviatile ; (Pléist. inf. ?). 3- Grès conglomératique à faune très altérée, LU 1058 ; (Pléist. moyen).

Coupe_i :
1- Grès conglomératique à faune très altérée ; (Pléist. inf. ?). 2- Grès et conglomérats fossilifères, à Dosinia ponderosa et Nodipecten subnodosus abondants, LU 1057 ; (Pléist. moyen ?). 3- Alluvions ; (Pléist. moyen et sup.).

La ligne de rivage pouvant correspondre à un maximum de la phase de haut niveau marin ultérieure se situe à +42 m environ, dans les deux profils.

Dans le profil B, cette ligne de rivage se manifeste par une accumulation de galets, légèrement fossilifère, de plus de 2 m de haut. Dans le profil A, la cote de +42 m correspond à la position d'un cordon littoral limitant, vers l'amont, un replat d'une centaine de mètres de large constitué par des dépôts littoraux (LU 1052, cf. tabl. A6.6-E) tapissant une surface d'abrasion.

Sur la rive septentrionale de l'arroyo Saucito, un dépôt sableux, à faune relativement bien préservée (LU 1061, cf. tabl. A6.6-K), limité par un cordon de galets (1,5 m de haut), affleure également entre +41 m et +44 m. Ce dernier dépôt repose sur une unité marine pléistocène, antérieure, composée d'un conglomérat de base et de 4 m de grès et calcaires très fossilifères (fig. 4.41, coupe g), à faune altérée (LU 1059, LU 1060, cf. tabl. A6.6-J).

Les vestiges de la ligne de rivage formée apparemment juste après celle de +42 m se trouvent à +37 m environ.

Dans le profil B, le cordon littoral qui marque ce rivage, mesure environ 5 m de haut. Dans le profil A, cette ligne de rivage est caractérisée à la fois par un talus littoral creusé dans le substratum volcanique, par une accumulation de blocs et galets, et par un dépôt de sédiments fins (fig. 4.41, coupe b), à rares fossiles (Dosinia ponderosa in situ, LU 1053, cf. tabl. A6.6-C) recouvrant une surface d'abrasion. A près d'1 km au sud du profil A, cette ligne de rivage et les dépôts qui lui sont associés sont bien développés (LU 1055, cf. tabl. A6.6-D) (fig. 4.41, coupe c).

La ligne de rivage suivante, en continuant de descendre, se situe à +25/+28 m. Elle se marque également dans les deux profils par une accumulation de blocs (de taille décimétrique) et de galets marins.

Parmi les terrasses d'altitude inférieure à +25 m, la plus large et la mieux préservée, dans l'ensemble de la région, se trouve à +15/+16 m.

Au sud de Rancho San Sebastian, cette terrasse est la seule visible au-dessus du platier littoral actuel ; au bord interne de la terrasse, la surface d'abrasion supporte des sables et galets fossilifères et légèrement encroûtés (LU 1050, LU 1051, cf. tabl. A6.6-A) (fig. 4.41, coupe a). Qu'elle soit taillée dans le substratum volcanique ou dans les grès pliocènes (dont Mc Fall, 1968, fournit une coupe de détail), la partie externe de cette terrasse est généralement dénudée. Dans les profils A et B, la ligne de rivage de +16 m est caractérisée par un vaste replat morphologique et par un cordon de plusieurs mètres de haut. Les dépôts les mieux préservés sont observés dans des rentrants de

vallées ; à 1 km au sud du profil A, de tels sédiments fossilifères (LU 1054, cf. tabl. A6.6 -B) mesurent au moins 2 m de puissance (fig. 4.41 , coupe e).

Dans la partie de la baie comprise entre les deux profils A et B, des indices de deux phases de stationnement du niveau de la mer ont été observés à +6 et +3 m (fig. 4.41, coupe d).

Les indices situés à +3 m sont constitués par une encoche littorale ou une étroite banquette creusée dans les grès pliocènes. La trace de rivage de +6 (±1) m consiste en une banquette plus importante, parfois limitée par un talus littoral bien marqué et supportant localement des dépôts peu consolidés (LQ 376).

La baie de San Nicolas se termine à l'est par les pointes Santa Antonita (= Santo Antonio) et Pulpito (fig. 4.40). Sur le piton volcanique de Punta Pulpito, s'appuient les mêmes unités marines pliocènes et pléistocènes que dans la partie centrale de la baie. Plusieurs études paléontologiques sur les grès fossilifères constituant la base de la falaise littorale ont été effectuées et ont abouti à des interprétations chronostratigraphiques différentes (localités SU 807, CAS 38553, SDMNH BE-F4, cf. tabl. A6.6-L).

Grant et Hertlein (1938) ainsi qu'Emerson et Hertlein (1964) attribuaient cette unité au Pliocène, tandis que Durham (1950) y voyait plus probablement un dépôt pléistocène. Dans une autre localité 0,8 km à l'ouest de Punta Santa Antonita (CAS 795), la faune du substratum des basses terrasses présente des éléments communs avec celle de la formation San Diego (Californie) et pourrait donc être d'âge pliocène (Hanna & Hertlein, 1927 ; Durham, 1950).

Enfin, à 1,5 km au nord-ouest de Punta Pulpito, Hertlein (1957) décrivit deux autres unités superposées (CAS 34036, 34164, cf. tabl. A6.6-N/M), observées dans une coupe d'arroyo, dont les faunes seraient pléistocènes.

On retiendra donc que le substratum non volcanique des terrasses marines de la baie de San Nicolas est d'âge pliocène, mais qu'en certains points il peut y avoir superposition de dépôts littoraux pléistocènes (tels LQ 370 à 373, cf. tabl. A6.6-G, reposant sur LQ 374, cf. tabl. A6.6-H, ou comme dans le cas du dépôt LU 1057, cf. tabl. A6.6-F, surmontant une autre unité pléistocène).

4.4.6.3. Interprétations morphostratigraphiques

La bordure de la baie de San Nicolas a donc conservé les vestiges d'une dizaine de lignes de rivage principales.

L'analyse aminostratigraphique permet d'identifier sans ambiguité la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire à +16 (±1) m (LU 1051a, LU 1054d, et LU 1050a, paragr. 7.1.2.5.5). Tous les échantillons de mollusques provenant de terrasses plus élevées (LU 1053a/d, LU 1059a/b, et LU 1058b/c) révèlent des valeurs de rapports aIle/Ile proches de celle de l'équilibre racémique et sont donc antérieurs au Pléistocène supérieur.

Un fragment de corail (LU 1050d) de la même basse terrasse fournit un âge apparent U/Th de 131 ± +36/-26 ka, compatible avec l'attribution de cette terrasse au dernier interglaciaire (S.I. 5e) (paragr. 6.2.2.2).

L'étude de la composition isotopique de l'oxygène du carbonate de tests fossiles provenant de différentes terrasses de la région confirme cette interprétation chronostratigraphique (paragr. 9.2.1.3). Les échantillons de la basse terrasse, de +15/+17 m, (LU 1050a, LU 1051a et LU 1054e) présentent des teneurs en ^{18}O significativement inférieures (de l'ordre de 1 ‰) à celles des échantillons de terrasses plus élevées (LU 1053, LU 1057c/d et LU 1059a/b).

Le fait que les traces de lignes de rivage de +3 et +6 m sont moins marquées que celle de +16 m, alors que de rares dépôts y sont conservés, laisse supposer que celles-ci ont pu être formées postérieurement à la terrasse de +16 m (S.I. 5a et/ou c ?).

Pour ce qui concerne les lignes de rivage de +25/+28, +37, +42, +53, +65, +72 et +90 (et +100 ?) m, les relations morphostratigraphiques établissent que leur âge relatif croit avec l'altitude. Cependant on ne dispose ni de données géochronologiques, ni de critères pétrographiques, paléontologiques ou morphologiques qui permettent de mesurer le laps de temps écoulé entre les phases de construction de chaque cordon littoral.

La terrasse de +65 m qui est morphologiquement bien marquée, pourrait correspondre à la trace de deux ou plusieurs hauts niveaux marins (S.I. 11 et 13 ?). Au-delà de +65 m, les lignes de rivage ne sont pas bien définies. Les restes de Pléistocène (inférieur ?) marin, les plus élevés, sont situés vers +90/+100 m.

4.4.7. Bahia_San_Juanico

Dans la partie méridionale de la baie de San Juanico (fig. 4.42), trois lambeaux de terrasses marines pléistocènes ont été reconnus (fig. 4.43, coupe A). Le plus récent est un dépôt calcaire et conglomératique, fortement encroûté (LV 1234, cf. tabl. A6.6-O) reposant sur une large surface d'abrasion ; la ligne de rivage maximale associée à cette basse terrasse se situe vers +21 m (fig. 4.43, coupe A). La seconde terrasse est constituée par un replat morphologique, vers +27 m, sans dépôt littoral. Le troisième témoin de haut niveau marin pléistocène est défini par une encoche littorale bien marquée et par la présence de galets marins arrondis (+36 m).

L'importance de l'encroûtement du dépôt et l'état d'altération des faunes tendent à indiquer que la terrasse de +21 m est d'âge antérieur au Pléistocène supérieur. Dans cette partie de la baie de San Juanico, la transgression du dernier interglaciaire semble ne pas avoir laissé de trace. Les trois terrasses observées dans cette région seraient donc toutes du Pléistocène moyen.

4.4.8. San_Bruno_Buenavista

La région de San Bruno Buenavista offre plusieurs affleurements de sédiments littoraux pléistocènes et une

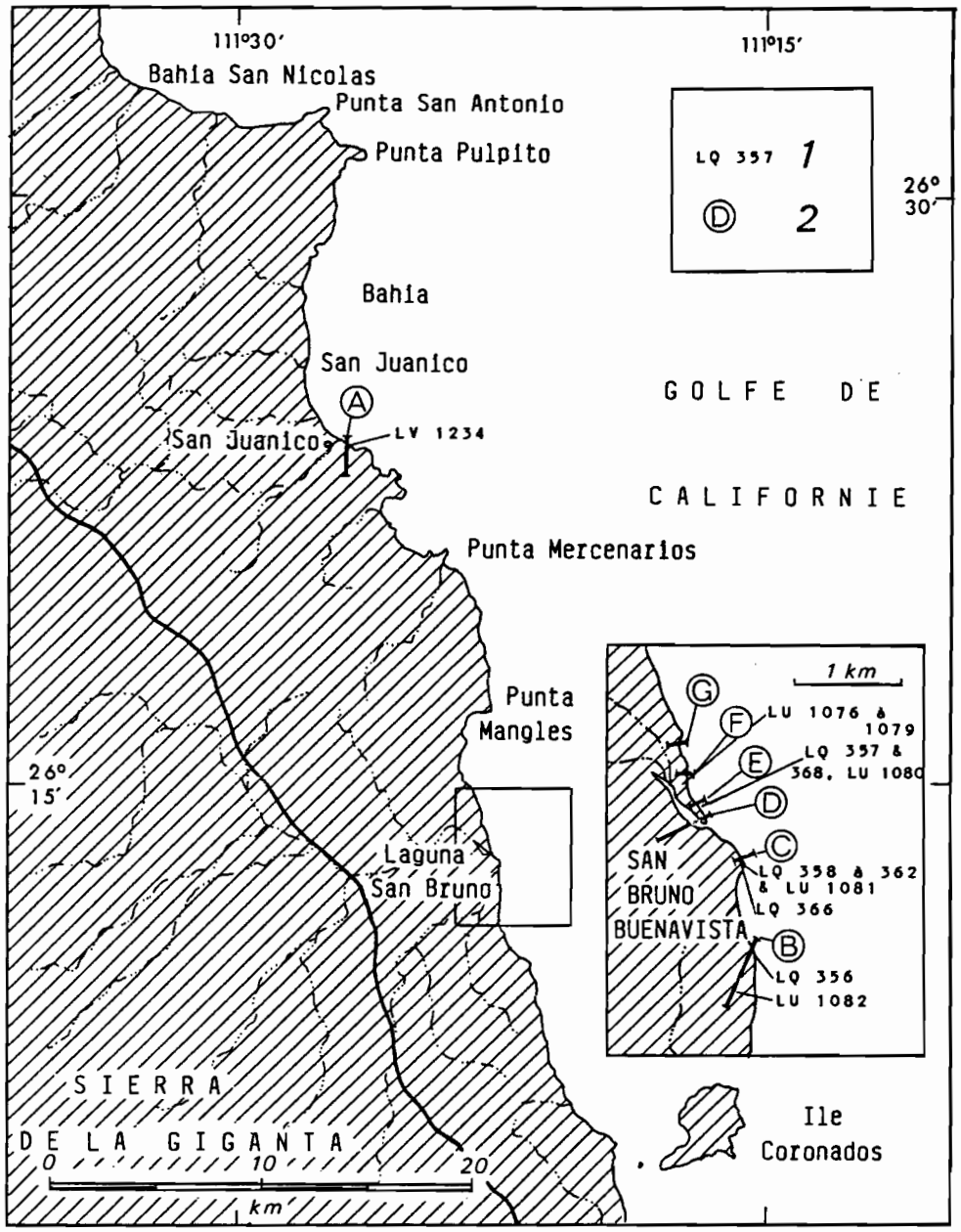


Fig. 4.42.- Localisation des dépôts littoraux et terrasses marines pléistocènes étudiées (2) (cf fig. 4.43), ainsi que des échantillons de faunes et sédiments littoraux pléistocènes prélevés (1), dans la région de Bahia San Juanico et San Bruno Buenavista.

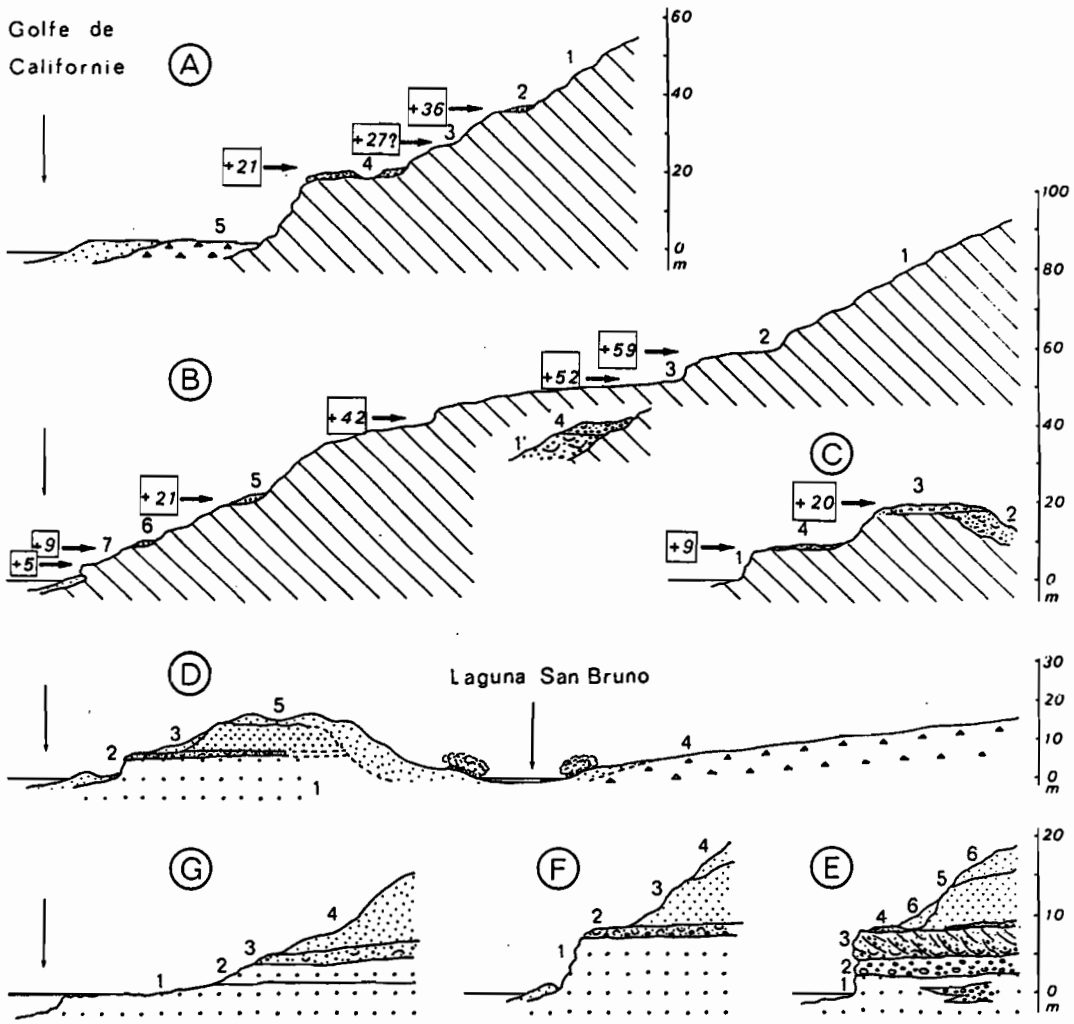


Fig. 4.43.- Coupes de dépôts littoraux et de terrasses marines pléistocènes des régions de Bahia San Juanico (coupe A) et de San Bruno Buenavista (coupes B à G) (voir localisation fig. 4.42).

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 4.43.

Coupe_A : 1- Substratum volcanique et volcano-clastique ; (Mio-pliocène). 2- Galets marins épars sur une surface d'abrasion littorale ; (Pléist. moyen ?). 3- Surface d'abrasion littorale (?) mal définie. 4- Calcaire conglomératique à blocs de taille décimétrique, fortement encroûté et fossilifère (coquilles souvent enrobées de calcite sur près d'un centimètre d'épaisseur), LV 1234 (Pléist. moyen). 5- Alluvions ; (Pléist. sup. essentiellement).

Coupe_B : 1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"), et localement gréseux (Pliocène) (1'). 2- Surface d'abrasion littorale mal définie. 3- Terrasse d'abrasion littorale localement bien marquée, avec pied de falaise couvert de calcaire conglomératique peu fossilifère. 4- Conglomérat fortement encroûté, à très grosses huîtres (Ostrea fisheri), LU 1082 ; (Pléist. moyen) reposant soit sur une surface d'abrasion (substratum volcanique) soit sur des calcaires conglomératiques attribués au Pliocène (1'). 5- Galets marins épars sur une surface d'abrasion ; (Pléist. moyen). 6- Conglomérat et grès calcaires, faiblement cimentés, à coquilles roulées (Glycymeris sp.), LQ 356 ; (Pléist. sup.). 7- Banquette d'abrasion.

Coupe_C : 1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Calcaires, grès et conglomérats, à faune mal préservée ; (Pliocène et/ou Pléist. inf. ou moyen). 3- Calcaire bioclastique et conglomérat très encroûté, fossilifère, LQ 358 à 362, LU 1081 ; (Pléist. moyen). 4- Conglomérat faiblement cimenté, à coquilles généralement roulées, LQ 366 ; (Pléist. sup.).

Coupe_D : 1- Calcaire bioclastique et conglomératique ; (Pliocène ?). 2- Grès et conglomérats fossilifères, peu consolidés ; (Pléist. sup.). 3- Eolianites à passées graveleuses, orangé ; (Pléist. sup.). 4- Alluvions ; (Pléist. moyen et sup). 5- Sables éoliens, non cimentés ; (Holocène).

Coupe_E : 1- Calcaire bioclastique, à coquilles dissoutes avec lentilles de conglomérats ; (Pliocène ?). 2- Conglomérat à blocs de taille décimétrique ; (Pléist. inf. ou moyen). 3- Grès calcaire et calcarénite, à stratification oblique (30°), comportant à la base un niveau riche en Ostrea cf. fisheri à coquilles très épaisses, LQ 368 et LU 1080 ; (Pléist. moyen). 4- Conglomérat et calcarénite fossilifère (Codakia distinguenda, Periglypta multicostata, Dosinia ponderosa et Cerithium uncinatum prédominants), LQ 367 ; (Pléist. sup.). 5- Eolianites ; (Pléist. sup.). 6- Sables dunaires non cimentés ; (Holocène).

Coupe_F : 1- Calcaire infra-littoral à coquilles dissoutes ; (Pliocène). 2- Grès et conglomérat littoraux, irrégulièrement encroûtés fossilifères (Codakia distiguenda, Chione tumens et C. undatella prédominants), LU 1076 à 1079 ; Pléist. sup.). 3- Eolianites ; (Pléist. sup.). 4- Sable dunaire ; (Holocène).

Coupe_G : 1- Calcaire bioclastique à algues calcaires et coquilles dissoutes ; (Pliocène). 2- Calcarénite à pectens et coquilles dissoutes d'autres mollusques ; (Pliocène). 3- Calcarénite et grès calcaire à coquilles très altérées ; (Pliocène ou Pléist. inf. ?). 4- Sables dunaires ; (Holocène).

série de terrasses marines emboîtées s'élevant jusqu'à +60 m. Les premiers ont été étudiés de part et d'autre de l'embouchure de la petite lagune de Buenavista (fig. 4.42).

Au nord-est de l'embouchure de cette lagune, un ensemble de sables dunaires (holocènes et du Pléistocène supérieur) repose sur une terrasse marine dont l'altitude, mesurée sur le talus littoral actuel, s'élève à +5/+8 m (fig. 4.43, coupe D).

La surface d'abrasion de la terrasse recoupe soit des unités pliocènes (?) (calcaires bioclastiques, grès et calcarénites à coquilles de mollusques aragonitiques totalement dissoutes), soit des grès et conglomérats à Ostrea cf. fisheri (LQ 368, LU 1080) attribués au Pléistocène moyen (ou inférieur ?) (fig. 4.43, coupes E, F et G). Les dépôts associés à la terrasse marine sont très fossilifères (LQ 367, LU 1076 à 1079, cf. tabl. A6.6-P/Q).

Au sud-est de la lagune, une petite butte-témoin, formée de roches volcaniques, présente des restes de deux transgressions pléistocènes (fig. 4.43, coupe C). La plus basse terrasse s'élève jusqu'à +9 m (pied de falaise) ; elle constitue l'équivalent latéral de celle mentionnée ci-dessus.

Les dépôts sont plus conglomératiques et les fossiles plus roulés (LQ 366, cf. tabl. A6.6-R) que dans le dépôt décrit précédemment.

La seconde terrasse, au sommet de la butte, atteint une altitude de +20 m ; ses dépôts sont très fortement encroûtés en surface, mais les fossiles sont relativement bien préservés en profondeur (LQ 358 à 362, LU 1081, cf. tabl. A6.6-S).

Les résultats d'analyses aminostratigraphiques de tests fossiles des deux terrasses (LU 1077b et LU 1076d et LU 1081b) ne permettent pas d'interprétation chronologique (paragr. 7.1.2.5.6). Cependant la morphostratigraphie des unités et le degré d'altération des sédiments et des faunes conduisent à attribuer la basse terrasse (+9 m) au dernier interglaciaire (S.I. 5e) et la terrasse de +20 m à un interglaciaire de la fin du Pléistocène moyen. L'attribution de la basse terrasse à la phase de plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) est confirmée par la teneur en ^{18}O de deux tests fossiles (LU 1076d et LU 1077b, cf. paragr. 9.2.1.3).

Au sud de la baie de Buenavista, la côte devient rocheuse et abrupte ; immédiatement au sud de la plage, la falaise a conservé des lambeaux de cinq terrasses successives (fig. 4.43, coupe B). Les deux terrasses inférieures, bien définies, et situées à +9 et +21 m, sont corrélées avec celles mentionnées ci-dessus.

De minces dépôts sont associés à chacune d'elles (LQ 356 pour la basse terrasse, cf. tabl. A6.6-R).

On ajoutera qu'une étroite banquette littorale est présente en contrebas de la basse terrasse, à +5 m d'altitude.

La troisième terrasse, en altitude, est située à +41 (±1) m ; le dépôt associé (LU 1082), qui mesure jusqu'à 5 m de puissance, est caractérisé par la présence de très grosses huîtres (Ostrea fisheri). La terrasse suivante est une surface d'abrasion littorale, pratiquement dépourvue de sédiments marins, et atteignant localement 40 m de large ; le bord interne de cette terrasse est situé à +52 m. Le dernier lambeau de terrasse, identifié par sa morphologie et par la présence de sables et galets cimentés, très peu fossilifères, se trouve à environ +59 m d'altitude.

Par corrélation avec les autres dépôts de la baie, on considère que la terrasse de +9 m date du S.I. 5e, et que les témoins de lignes de rivage de +21, +41, +52 et +59 m sont attribuables à différentes transgressions interglaciaires du Pléistocène moyen. La banquette de +5 m, visible en plusieurs points de la baie pourrait avoir été formée lors d'une phase de haut niveau marin postérieure à celle du S.I. 5e (S.I. 5a ou c).

4.4.9. La région de Loreto-Puerto Escondido

4.4.9.1. Présentation

Le bassin de Loreto, dont les dimensions et l'âge sont comparables à ceux du bassin de Santa Rosalia (paragr. 4.3.2), est situé à l'est du grand escarpement de la Sierra Giganta, c'est-à-dire à l'est d'une zone de fracture majeure. Ce bassin de Loreto a subi un plissement général en anticlinal et une importante fracturation le long de failles orientées N-S et NW-SE ; les rejets verticaux cumulés de cette famille de failles sont de l'ordre de 1000 à 2 000 m (Minch & Leslie, 1979). Ces déformations sont probablement actives puisque la région a connu quelques séismes dont celui de 1877 qui a détruit une partie de l'ancienne capitale de Basse Californie, et notamment son église.

Le bassin a été rempli depuis le Miocène (moyen ?) par une épaisse séquence détritique (1400 m, selon Anderson, 1950) dans laquelle sont interstratifiées des couches de matériel volcanique (Gastil et al., 1979 ; Minch, 1979). Le sommet des dépôts marins pliocènes affleurant au nord-ouest de Loreto, atteint environ +200 m d'altitude.

La ville de Loreto est construite sur une large plaine deltaïque quaternaire faisant suite à un piémont de 15 km de long. Vers le sud, la plaine côtière devient de plus en plus étroite puis disparaît, à la latitude de Ligui.

La plaine côtière située au sud de Loreto (aéroport) est formée par une longue série de cordons littoraux holocènes, parallèles au rivage actuel, et séparés par des sillons lagunaires. Ces constructions littorales, formées à partir d'apports fluviatiles de la Sierra de la Giganta, traduisent une progradation de la côte qui n'est pas liée à des mouvements relatifs récents du niveau marin ; en effet, on observe d'une part que la cote altimétrique du sommet des cordons (environ +3 m) est la même, des plus anciens aux plus récents d'entre eux, et d'autre part qu'une seule encoche littorale, bien mar-

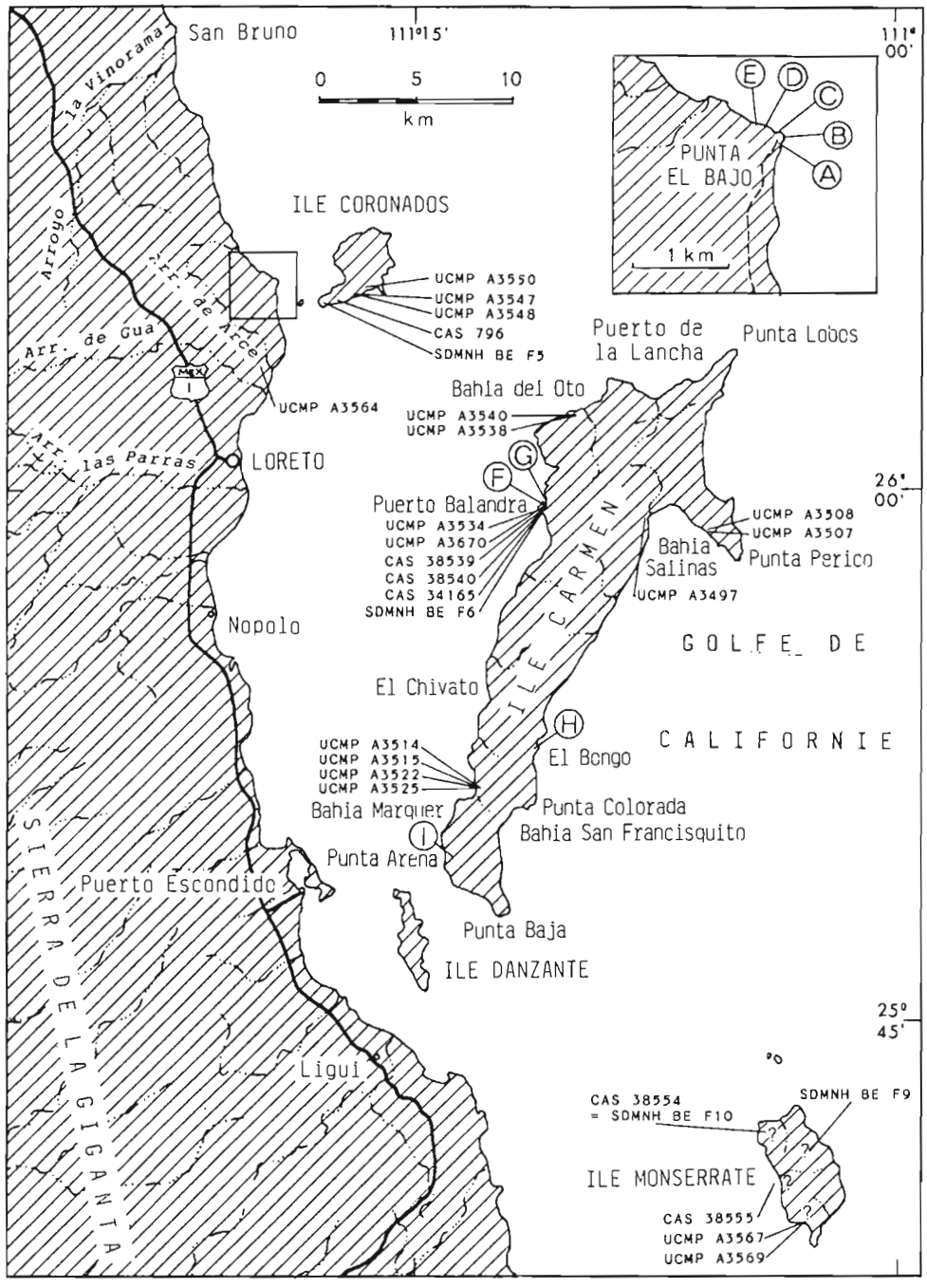


Fig. 4.44. - Localisation des dépôts littoraux pléistocènes étudiés à Punta El Bajo (fig. 4.46) et dans l'île Carmen (fig. 4.47), et des sites fossilifères, décrits antérieurement par divers auteurs, dans les iles Coronados, Carmen et Monserrate, et au nord de Loreto (fig. 4.45).

quée, est visible (au niveau des hautes eaux moyennes) au pied des falaises vives des environs de Nopolo (fig. 1.9).

Les dépôts littoraux pléistocènes émergés n'ont été observés, dans cette région, qu'au nord de Loreto, dans les environs des arroyos Arce et Gua (Hanna & Hertlein, 1927) à Punta El Bajo, et à Puerto Escondido (fig. 4.44). Sur les berges de l'arroyo de Arce, Anderson (1950) et Durham (1950) décrivirent la superposition, en discordance angulaire, de sédiments littoraux pléistocènes (localité UCMP A 3564, fig. 4.45) sur une épaisse séquence attribuée au Pliocène moyen et supérieur. Dans la péninsule de Puerto Escondido, Anderson (1950) a reconnu deux terrasses marines dont les altitudes maximales seraient de +33 m et +6 m.

4.4.9.2. Punta El Bajo

Au lieu-dit El Bajo (= Punta Tierra Firme) (fig. 4.44), au moins trois unités marines pléistocènes ont été distinguées (fig. 4.46).

L'unité la plus récente est un dépôt de terrasse atteignant +8 m d'altitude. Ces sédiments (LU 1158 à 1160, LU 1162 à 1165, LU 1168 et 1169) sont faiblement cimentés, encroûtés en surface, et à faune abondante et bien préservée (cf. tabl. A6.7-A/-B). Ils reposent en discordance sur des calcaires algaires à huîtres et pectens (LU 1166 et 1167) ou sur une autre unité de grès et calcarénites littoraux (LU 1170 et 1171, cf. tabl. A6.7-C), et se trouvent emboîtés dans une terrasse culminant à une douzaine de mètres d'altitude et couverte de sédiments très encroûtés, à faune mal préservée (LU 1161, cf tab. A6.7-D).

La chronostratigraphie des dépôts antérieurs à l'unité la plus récente, reste à préciser. Un échantillon de coraux (Porites californica, LU 1170) de l'un de ces dépôts littoraux recoupés par la terrasse récente, a fourni un âge apparent U/Th supérieur ou égal à 200 ka (chap. 6.2.2.2). Compte tenu de sa position et de la relative préservation des sédiments et faunes, il est probable que cette unité (LU 1170 et 1171) date de l'un des deux avant-derniers interglaciaires (S.I. 7 ou 9). Cette unité repose elle-même en discordance érosionnelle sur un calcaire organogène à Lyropecten subnodosus, Ostrea cf. fisheri (de très grandes dimensions, pluridécimétriques) et fantômes de coquilles de mollusques aragonitiques (LU 1166 et 1167), d'âge Pléistocène moyen ou inférieur.

Les conditions d'affleurement des unités marines pléistocènes n'ont pas permis de déterminer précisément la cote atteinte par le niveau marin lors de chacune des transgressions. La terrasse la plus récente, que l'on attribue au S.I. 5e, atteint +8 m d'altitude ; le dépôt riche en coraux qui date peut être du S.I. 7, est visible au moins jusqu'à +5 m mais a été partiellement érodé. Enfin la terrasse de +12 m marque l'altitude minimale atteinte par la mer lors d'une transgression d'âge antérieur ou égal au S.I. 9. Une reconnaissance ultérieure devrait être faite à l'est du cap de El Bajo, car le relief de l'arrière-pays

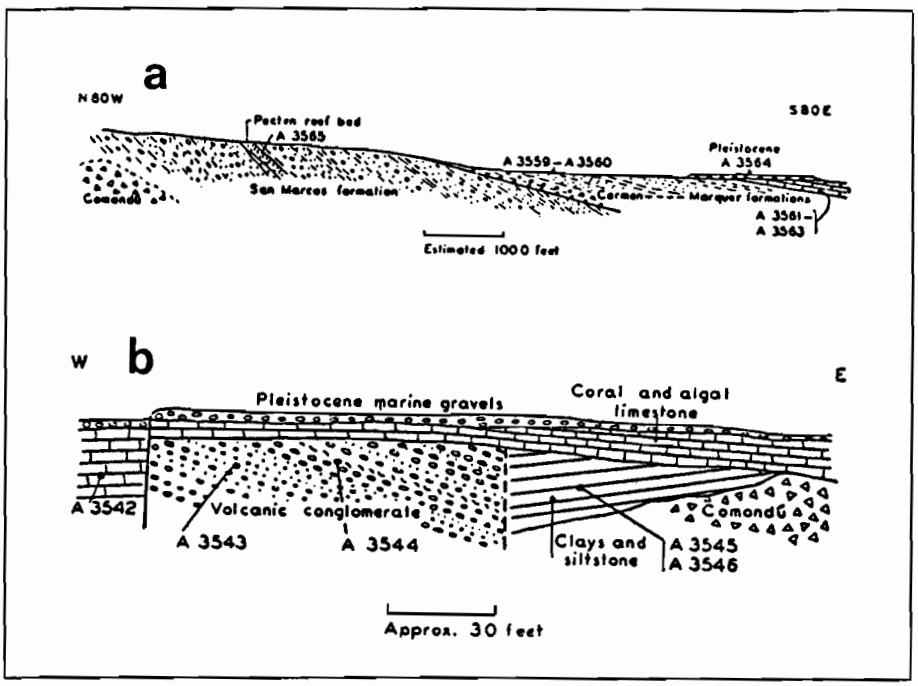


Fig. 4.45. - Relations stratigraphiques des unités marines cénozoïques des régions de Loreto- île Coronados, selon Anderson (1950).

a : coupe schématique des dépôts (mio-?) pliocènes marins affleurant le long de l'arroyo Arce, au nord de Loreto, (Noter à droite, la localité fossilifère UCMP A 3564, d'âge pléistocène, Durham, 1950) ;

b : coupe schématique relevée dans les falaises littorales du sud de l'île Coronados.

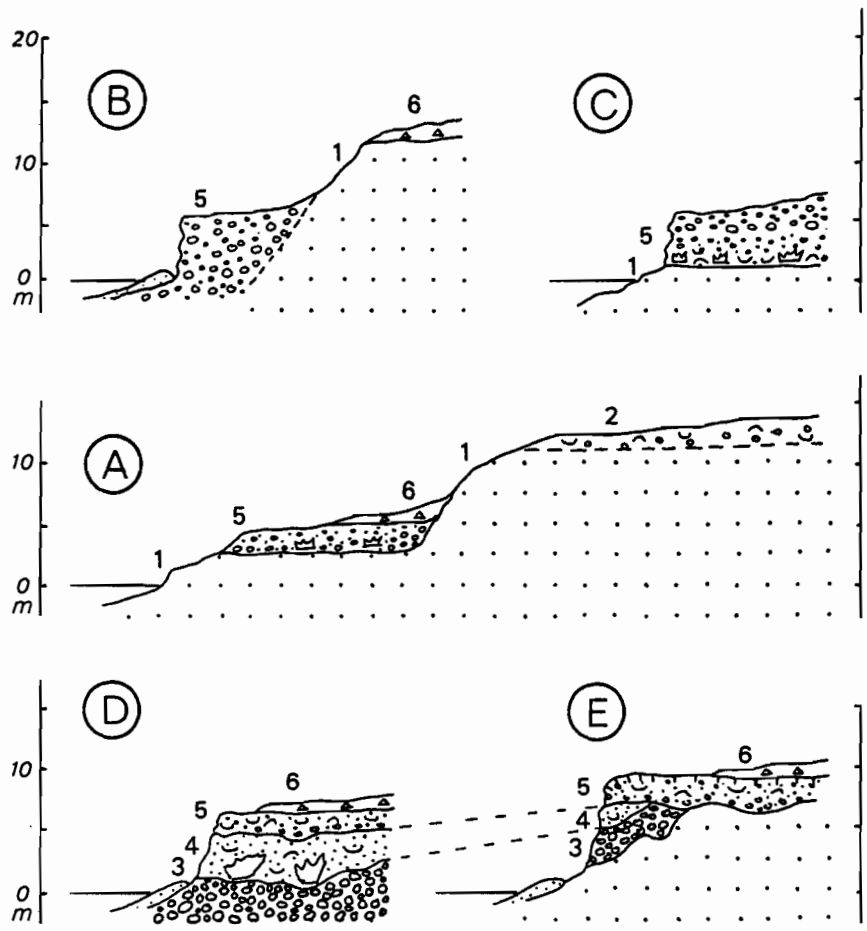


Fig. 4.46.- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes de Punta El Bajo, au nord de Loreto (voir localisation des coupes A à E, fig. 4.44).

1- Calcaire bioclastique, à débris algaires, jaune, à lentilles conglomératiques, fossilifère (Lyropecten subnodosus, Ostrea fisheri et tests dissous d'autres lamellibranches, LU 1166 et 1167 ; (Pliocène ou Pléist. inf.).

2- Calcaire gréseux, bioclastique, à moules internes de coquilles, LU 1161 ; (Pléist. inf. ou moyen), (pourrait être postérieur à (3) et (4)).

3- Conglomérat à galets marins ; (Pléist. moyen ?).

4-Calcaire et grès, localement très riches en coraux (Porites californica) et à faune littorale in situ (Ostrea palmula et Chione undatella), LU 1170 et 1171 ; (Pléist. moyen).

5-Unité comprenant des conglomérats à matrice sableuse fine et à fossiles encroûtés (Chione tumens et Turbo fluctuosus) LU 1162, et des calcarénites et grès littoraux fossilifères (Codakia distinguenda, Porites californica, Chione undatella et Turbo fluctuosus prédominants) LU 1158 à 1160, LU 1163 à 1165 et LU 1168 et 1169 (Pléist. sup.).

6-Alluvions et autres dépôts continentaux ; (Pléist. moyen et sup.).

côtier parait mieux se prêter à la conservation de terrasses marines (cf. San Bruno Buenavista).

4.4.10. L'Île Coronado

L'Île Coronado est un cône andésitique pléistocène de 300 m de haut, reposant sur un socle volcanique ("formation Comondu") (Beal, 1948) et sur des calcaires marins d'âge pliocène ou pléistocène inférieur (Anderson, 1950 ; Durham, 1950).

> Selon Durham (1950), ces calcaires antérieurs à certaines coulées andésitiques (localités UCMP A-3547, A-3548 et A-3550 cf. tabl. A6.7-H) ressemblent fortement (lithologie et faune) à des dépôts de la formation Marquer (Pliocène supérieur), mais la présence de Encope grandis subsp. inezana permet de les attribuer au Pléistocène "inférieur". Ces dépôts correspondent apparemment à l'unité décrite par Hanna et Hertlein (1927) et attribuée au Pliocène (loc. CAS 796, cf. tabl. A6.7-I).

Par ailleurs, deux terrasses avec dépôts littoraux et éolianites ont été signalées sur le flanc sud-oriental de l'île, à environ +43 et +30 m (Beal, 1948 ; Anderson, 1950 ; Durham, 1950). Ces terrasses sont affectées par des fractures orientées N-S à NNW-SSE et présentant des rejets verticaux de plus d'1 m (Anderson, 1950). Une partie des laves du volcan pourrait avoir été émise entre la formation de la première et de la seconde de ces terrasses (ibid).

Une troisième et dernière terrasse, de faible altitude (+7 m) a été signalée par Emerson et Hertlein (1964) à la pointe méridionale de l'île (localité SDNHM BE-F5).

> Le dépôt très fossilifère (cf. tabl. A6.7-G) qu'ils attribuent au Pléistocène "supérieur" (= moyen et supérieur), du fait de la composition de la faune et de sa position morphostratigraphique, serait (selon ces auteurs) l'équivalent latéral du calcaire fossilifère des localités UCMP A-3547, A-3548 et A-3550 (et CAS 796 ?). En fait, la richesse de la faune (et sa préservation apparemment bonne) ainsi que la faible altitude de cette unité, suggèrent qu'elle soit relativement jeune (S.I. 5 ou 7 ?). On signalera que les coraux de cette unité présentent une morphologie particulière (en "pinnacle") (Squires, 1959), semblable à celle observée (dans le dépôt daté > 200 ka) dans la proche localité de El Bajo.

En résumé, dans cette île (que je n'ai pas visitée), il semble y avoir, au moins, trois terrasses, vers +7, +30 et +43 m, mais les données disponibles ne permettent ni de leur assigner un âge précis ni de considérer que ces cotes correspondent à la trace du maximum des transgressions pléistocènes. Retenons également que des failles récentes ont déformé certaines terrasses.

4.4.11. L'île Carmen

4.4.11.1. Présentation

L'île Carmen, mesurant 27 km de long et 3 à 8 km de large, est essentiellement constituée de roches volcaniques de la "formation Comondu", sur lesquelles affleurent des séries marines pliocènes. Dans sa partie nord-orientale, une structure en graben abrite une vaste saline (exploitée depuis plusieurs siècles).

Cette île a fait l'objet d'études antérieures nombreuses, notamment pour ce qui concerne la stratigraphie du Pliocène marin (Hanna & Hertlein, 1927 ; Anderson, 1950 ; Durham, 1950 ; Emerson & Hertlein, 1964 ; Ingle, 1974) et le gisement de halite (Grewingk, 1848 ; Cook, 1908 ; Hisazumi, 1930 ; Kirkland et al., 1963, etc.).

Des études micropaléontologiques sur les dépôts du Pliocène supérieur de l'île (Natland, 1950 ; Ingle, 1974) ont mis en évidence l'existence de mouvements verticaux importants relativement récents (Moore, 1973). Des corrélations avec des unités forées dans le bassin de Guaymas (site 479 DSDP) ont permis de préciser que le soulèvement de l'île était d'une amplitude supérieure ou égale à 500 m et datait du début du Pléistocène (Matoba & Yamaguchi, 1982 ; Matoba & Oda, 1982).

Les terrasses marines pléistocènes, repérées dès 1924 par Johnston, ont donné lieu à plusieurs études paléontologiques dont on rappellera ci-dessous les résultats essentiels.

On passera rapidement en revue, les principaux indices de hauts niveaux marins pléistocènes, en commençant par le nord de l'île, et en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre.

4.4.11.2. Les terrasses marines

Sur la côte septentrionale de l'île, le talus littoral recoupe une basse terrasse (+3 à +6 m d'altitude) recouverte par une épaisseur variable de dépôts de pente. Dans la Bahia del Oto (fig. 4.44), une surface d'abrasion marine (à +4 m d'altitude, dans le talus littoral) est couverte par plusieurs mètres de dépôts de pente eux-mêmes surmontés par plus de 10 m d'éolianites ; dans ce contexte morphostratigraphique il est probable que la surface d'abrasion soit d'âge antérieur au S.I. 5. Dans cette même baie, Durham (1950) signale la superposition d'éolianites à Bulimulus sp. (localité UCMP A-3540) sur un dépôt marin fossilifère d'âge Pléistocène inférieur ou moyen (localité UCMP A-3538 cf. tabl. A6.7-J). A Puerto de la Lancha (fig. 4.44), où affleurent également des éolianites jusqu'à +50 m d'altitude, une haute terrasse marine pléistocène serait préservée vers +80 m (Anderson, 1950).

Sur la côte nord-orientale de l'île , Anderson (1950) signale la présence de deux terrasses marines à +90 et +6 m (à Punta Perico), et celle d'un banc de limolite massive, basculé vers l'ouest, d'âge Pléistocène "inférieur" (à l'est de Bahia Salinas) ; cette dernière unité (localité UCMP A-3507) est surmontée par un dépôt marin postérieur (localité UCMP A-3508 cf. tabl. A6.7-K) (ibid.).

Au sud-ouest de la saline, la côte présente de nombreux vestiges d'une (ou de deux ?) basse(s) terrasse(s) taillée(s) dans le substratum volcanique, à des altitudes variant entre +6 et +10 m. Dans certains cas, on observe une étroite banquette attribuable au Pléistocène supérieur, tandis qu'en d'autres localités, la surface d'abrasion marine visible en coupe dans le talus littoral est surmontée d'une épaisse couche de dépôts continentaux consolidés et pourrait être plus ancienne. Plus au sud dans la région d'Arroyo Blanco, Anderson (1950) mentionne l'existence de terrasses étagées à +9, +36 et +60 m.

A El Bongo, des traces de trois hauts niveaux marins ont été conservées à +10, +17 et +45 (±5) m (fig. 4.47, coupe H). La haute terrasse, dépourvue de sédiments littoraux, semble ancienne. Sur la terrasse de +17 m, qui localement mesure plusieurs dizaines de mètres de large, la ligne de rivage est marquée par un ancien pied de falaise et par une accumulation de galets et blocs arrondis. La terrasse de +10 m, visible au sommet de la falaise littorale abrupte, est mal définie. Le rivage actuel, à El Bongo, est caractérisé par une encoche littorale et une terrasse d'abrasion remarquablement plane, atteignant 20 ou 30 m de large, et située au-dessus du niveau des basses eaux (fig. 1. 9).

Entre Punta Colorado et l'extrémité méridionale de l'île (Punta Baja), les seuls lambeaux de terrasses observés sont situés entre +5 et +10 m (altitude minimale, mesurée dans le talus littoral). L'arrière-pays de la baie San Francisco est formé par un vaste piémont (bajada) s'élevant jusqu'à une centaine de mètres d'altitude, qui a masqué toutes traces d'autres hauts niveaux marins pléistocènes. Sur le flanc oriental de Punta Baja, une étroite banquette d'abrasion se poursuit sur plus d'1 km, à +3/+4 m d'altitude, en contrebas d'une basse terrasse bien développée (+10 m d'altitude). Du côté occidental de Punta Baja, seule une basse terrasse d'environ +10 m d'altitude est visible.

Au nord de Punta Arena, où le substratum est de nature volcanique, a été observée la plus complète série de terrasses marines de l'île (fig. 4.47, coupe I). Les trois terrasses les plus larges, mais qui sont pratiquement dépourvues de sédiments littoraux, se trouvent à environ +15, +30 et +57 m. Au sommet du profil étudié, à +80 et +106 m environ, deux replats, sur lesquels ne subsistent que de rares galets sub-arrondis et quelques fragments de croûte calcaire, constituent probablement des témoins de hauts niveaux marins pléistocènes. Dans la falaise littorale, à la base du même profil, on distingue au-dessus de la large encoche littorale actuelle, trois autres encoches à des altitudes de +4, +6 et +9 m ; la plus élevée d'entre elles (+9 m) s'agrandit vers le nord et se transforme en banquette d'abrasion.

La baie Marquer (= Bahia del Marquès des anciennes cartes) (fig. 4.44), est le stratotype de la formation Marquer (Pliocène supérieur ?) de Durham (1950). Selon Anderson (1950), au moins trois terrasses sont préservées dans les environs de cette baie : à +100 m une très vaste terrasse, à +90 m une terrasse distincte également bien développée, et à +6 m une étroite banquette d'abrasion. Des indices d'une quatrième terrasse auraient été trouvés à

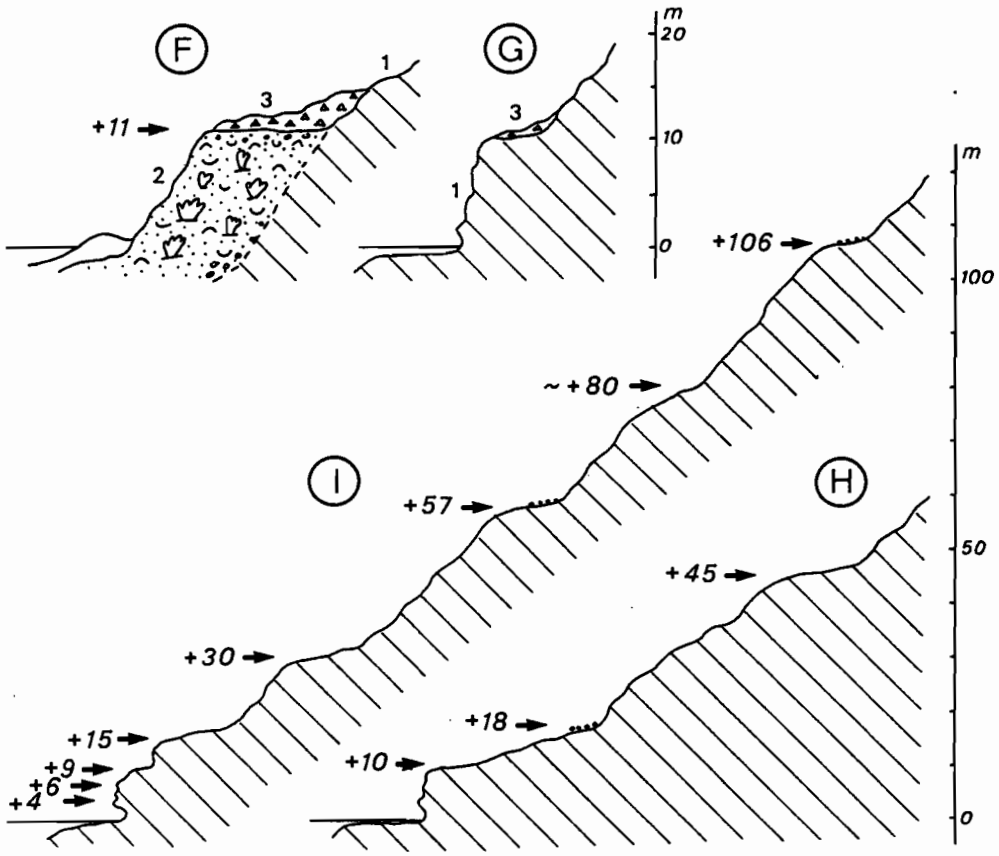


Fig. 4.47.- Coupes de dépôts littoraux et de terrasses marines pléistocènes de l'île Carmen (voir localisation des coupes F à I, fig. 4.44). Les cotes altimétriques (m) indiquées ont été mesurées au bord interne des terrasses.

Coupes F et G :

1- Substratum volcanique ; ("formation Comondu"). 2- Calcaire corallien (Porites californica) et bioclastique LV 1233, contenant des galets littoraux et une faune plus diversifiée au sommet LV 1232 ; (Pléist. moyen ou sup., et non pliocène comme l'ont supposé plusieurs auteurs). 3- Dépôt de pente ; (Pléist. sup. ?).

l'embouchure de certains arroyos, jusqu'à +3 m d'altitude. La faune des dépôts associés à ces terrasses a été étudiée par Durham (1950) (localités UCMP A-3514, 3515, 3522 et 3525, cf. tabl. A6.7-L). Un examen rapide (sans descendre à terre) m'a conduit à distinguer une surface d'origine probablement marine, vers +40/+50 m, et une terrasse bien formée, avec dépôts associés, à +15 m environ. Au nord de la baie, dans les environs de El Chivato, ont été observées trois terrasses dont les altitudes sont évaluées à +8, +30 et +70 (?) m.

La rive sud-orientale de la baie de Puerto Balandra, au nord-ouest de l'île (fig. 4.44) montre une séquence de dépôts infralittoraux, riches en coraux, dont le toit est, à +10 m, couvert par un mètre de sédiments continentaux. De part et d'autre de cet affleurement, dans la moitié septentrionale de la baie, est préservée une banquette d'abrasion à +9/+10 m d'altitude (fig. 4.47, coupes G et F). Ces restes littoraux ont fait l'objet de plusieurs interprétations chronostratigraphiques.

Selon Hanna et Hertlein (1927) (loc. CAS 830 ; cf. tabl. A6.7-M), Durham (1950) et Anderson (1950) (localités UCMP A-3534 et A-3670 (cf. tabl. A6.7-O/Q) et, enfin, selon Emerson et Hertlein (1964) (localités CAS 38539 et SDMNH-BE-F6a ; CAS 38540 et SDMNH BE-F6b) (cf. tabl. A6.7-P/R), ces dépôts infralittoraux appartiendraient à la formation Marquer (Pliocène supérieur ?) et auraient été érodés vers +12 (?) m d'altitude lors d'une phase de haut niveau marin pléistocène. Seul Hertlein (1957) attribua ces mêmes dépôts ("affleurement entre le niveau de la mer actuel et une altitude de +15 m") au Pléistocène (localité CAS 34165, cf. tabl. A6.7-N). J'ai également étudié ce dépôt (LV 1232 et 1233, cf. tabl. A6.7-S). La faible altération des fossiles et du sédiment, l'abondance et la composition de la faune, ainsi que la morphologie de l'affleurement, me conduisent à partager l'interprétation de Hertlein (1957) et à attribuer cette unité au Pléistocène moyen ou supérieur, et non au Pliocène.

Par ailleurs, l'interprétation selon laquelle le dépôt fossilifère serait recoupé par une surface d'abrasion d'âge nettement posterieur, prête à discussion. La banquette d'abrasion, visible au nord-est et à l'ouest de l'affleurement principal, me semble être pénécontemporaine du dépôt considéré. Or, si la séquence de sédiments infralittoraux n'a pas été érodée lors d'une phase ultérieure de haut niveau marin (+10/+12 m), on pourrait envisager d'en faire un témoin du dernier interglaciaire.

A l'appui de cette hypothèse, on remarque qu'aucune trace d'autre haut niveau marin pléistocène n'est observée dans la baie, alors que la ligne de rivage actuelle est caractérisée par une encoche et un platier littoraux bien définis.

4.4.11.3. Interprétations morphostratigraphiques

En conclusion, plusieurs lignes de rivage pléistocènes ont été enregistrées sur l'île Carmen. Les informations dont on dispose ne permettent que rarement de déterminer avec précision la cote atteinte par chacun des hauts niveaux marins.

La terrasse la mieux représentée autour de l'île se trouve à +10 m environ. Malgré l'absence de données géochronologiques sur cette basse terrasse, je considère que c'est le témoin de la transgression du dernier interglaciaire. Dans quelques localités, caractérisées par un substratum relativement tendre, des encoches littorales, ou de petites banquettes d'abrasion, ont été formées vers +3 et +6 m ; ces traces de courtes phases de haut niveau marin sont vraisemblablement récentes et postérieures au S.I. 5e.

La deuxième terrasse en altitude, est située à +15/+18 m. Le fait qu'elle soit rarement visible dans les localités où se sont accumulés des dépôts continentaux du Quaternaire supérieur conduit à lui attribuer un âge antérieur au Pléistocène supérieur (S.I. 7 ou 9).

Une troisième terrasse, observée surtout sur la côte sud-occidentale de l'île, est préservée à +30 m environ. Les terrasses plus élevées ne sont ni suffisamment bien définies, ni assez nombreuses pour que des corrélations puissent êtres établies ; des vestiges de hauts niveaux marins ont été signalés à des altitudes proches de +45, +60, +75, +90 (?) et +100 (?) m. L'ensemble des auteurs s'accordent pour évaluer à environ +100 m l'altitude des plus hautes traces de transgressions pléistocènes dans cette île.

4.4.12. Les îles Monserrate, San Diego et San José

4.4.12.1. L'île Monserrate

Selon Anderson (1950), plusieurs terrasses marines pléistocènes ont été soulevées, à des altitudes variables, dans la partie sud-orientale de l'île Monserrate (fig. 4.44). Les deux plus hautes terrasses couvertes de galets ont été observées par cet auteur à +210 et +170 m d'altitude. Le lambeau de terrasse de +170 m serait limité par une faille de direction NNW-SSE. Emerson et Hertlein (1964) signalent cependant qu'un "dépôt de terrasse", à +180 m d'altitude (localité SDMNH BE-F9), ne contenant que Argopecten cf. abietis pourrait dater du Pliocène.

La terrasse la plus récente, non affectée par les failles, se situerait à +12 m d'altitude (Anderson, 1950). Les dépôts associés (localités UCMP A-3567 et A-3569, cf. tabl. A6.7-V) comprennent une faune du Pléistocène "supérieur" (= Pléistocène moyen ou supérieur) (Durham, 1950).

D'autres dépôts de cette même basse terrasse ont été étudiés par Emerson et Hertlein (1964), à l'ouest (localité CAS 38554 et SDMNH BE-F10, cf. tabl. A6.7-T) et au nord-ouest de l'île (localité CAS 38555, cf. tabl. A6.7-U). Emerson et Hertlein (1964) ne précisent pas l'altitude de la ligne de rivage correspondant à cette terrasse (+10/+12 m ?).

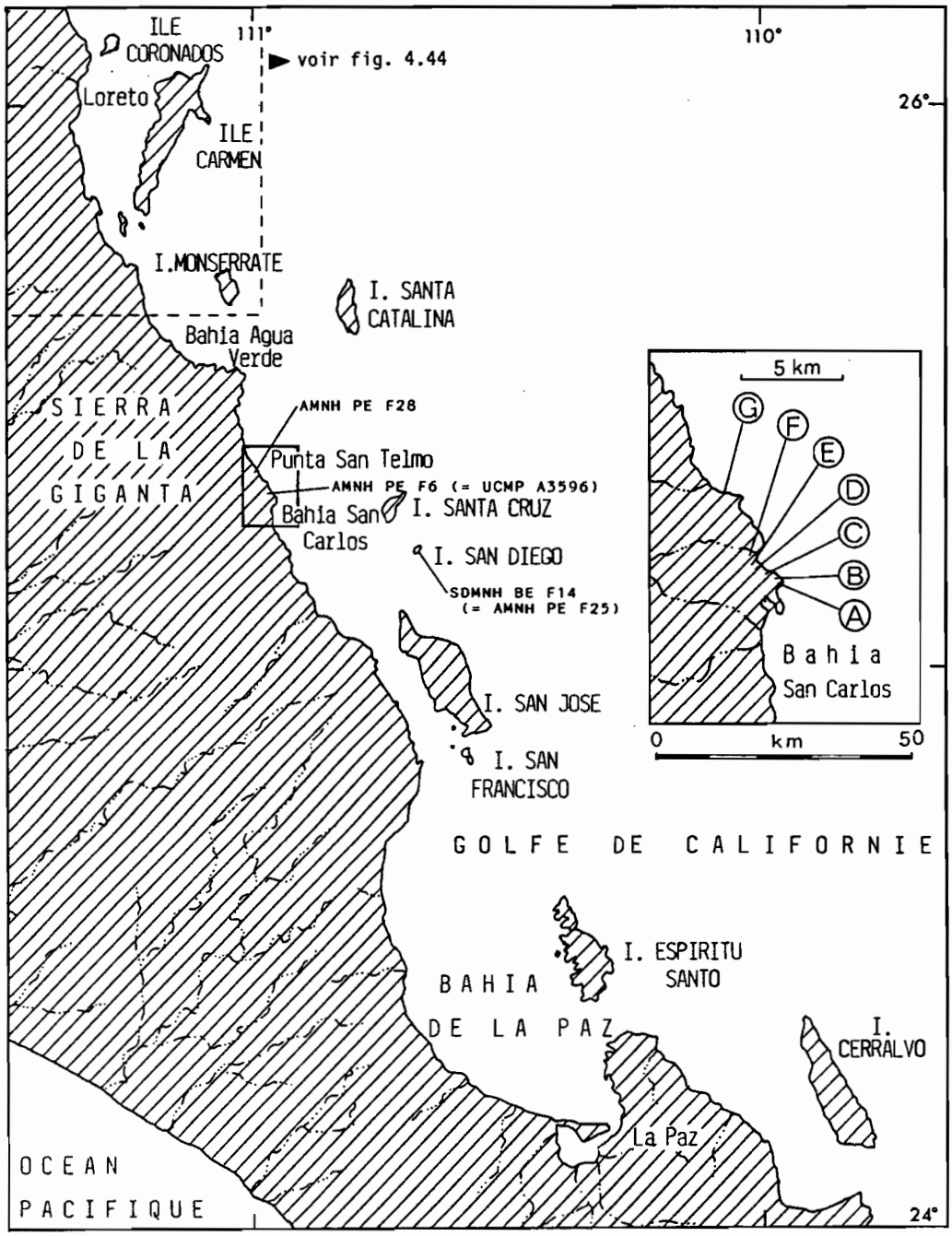


Fig. 4.48.- Localisation des dépôts littoraux quaternaires de Punta San Telmo (coupes A à G, fig. 4.49) et de l'île San Diego, respectivement étudiés par Anderson (1950), Durham (1950) et Squires (1959), et par Emerson & Hertlein (1964).

4.4.12.2. L'Île San Diego

A l'extrême sud-ouest de l'île granitique de San Diego (fig. 4.48), une basse terrasse, recouverte de dépôts fossilifères (localités SDMNH BE-F14 et AMNH PE-F25, cf. tabl. A6.7-W) a été étudiée par Squires (1959) et Emerson et Hertlein (1964). D'après les indications de ces auteurs, la ligne de rivage maximale associée à cette terrasse se situe à +9 m.

4.4.12.3. L'Île San José

Au nord-est de l'île San José (Arroyo de la Aguada), Emerson et Hertlein (1964) signalent (sans autres précisions) la présence de terrasses d'abrasion marine recoupant des dépôts pliocènes et qui atteignent +165 m d'altitude (localités SDMNH BE-F11 et F11a, CAS 38548 et 38549).

L'absence de basse terrasse sur la côte occidentale de l'île San José s'explique par une sédimentation importante d'alluvions et de colluvions sur la large bajada séparant le trait de côte du front montagneux. Vue depuis la mer, la côte occidentale de cette île présente la même physiographie que la rive occidentale de la péninsule Concepcion, ou les rives du Détroit del Infiernillo (Sonora).

4.4.13. Punta San Telmo

Au sud de Ligui, la Sierra de la Giganta se rapproche du littoral, et la côte devient abrupte. Le tronçon littoral compris entre Ligui et la Baie de La Paz, que l'on ne peut atteindre que par la mer, n'a pas été étudié en détail. Anderson (1950), Durham (1950) et Squires (1959) décrivirent des dépôts littoraux pléistocènes affleurant dans la baie située entre Bahia San Carlos et Punta San Telmo (localités AMNH PE-F26, UCMP A-3596) et à 6 km au nord de San Telmo (localité AMNH PE-F28) (cf. tabl. A6.7-E/F ; fig. 4.48).

Selon Squires (1959) ces dépôts ne seraient couverts que par des alluvions "holocènes" ; or les alluvions qui mesurent plusieurs mètres de puissance, pourraient, en fait, être d'âge Pléistocène supérieur (fig. 4.49). Pour Anderson (1950), les dépôts littoraux seraient tronqués vers +6/+8 m d'altitude, par une surface d'abrasion supportant des sédiments marins plus récents ; cette dernière interprétation est la plus vraisemblable.

Je considère donc que les dépôts mentionnés datent probablement de la fin du Pléistocène moyen (S.I. 7 ou 9), et qu'ils sont surmontés par des sédiments attribuables à la transgression du dernier interglaciaire ; l'altitude de la trace du niveau marin du S.I. 5 pourrait être légèrement supérieure à +8 m, et coinciderait presque avec le toit de dépôts du S.I. 7 ou 9.

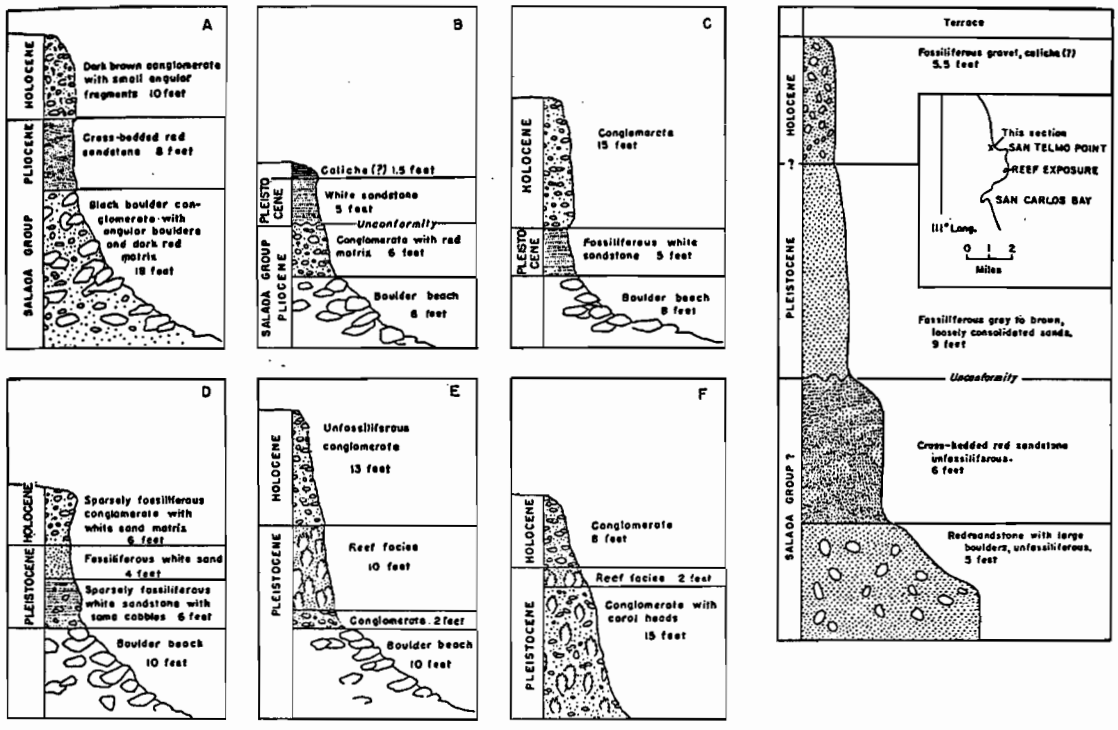


Fig. 4.49. - Coupes de dépôts littoraux quaternaires des environs de Punta San Telmo, selon Squires (1959) (voir localisation fig. 4.48).

L'attribution à l'Holocène des unités conglomératiques (parfois fossilifères) du sommet des coupes doit probablement être revue ; certaines de ces unités datent vraisemblablement du dernier interglaciaire, et non des derniers 10 000 ans.

4.4.14. Synthèse morphostratigraphique

Dans la région s'étendant de la Lagune San Lucas à Punta San Telmo et dans les îles voisines, les restes de transgressions pléistocènes sont nombreux et à des altitudes variées, les plus élevés d'entre eux affleurant à des cotes dépassant la centaine de mètres. Les vestiges littoraux les moins érodés, apparemment peu anciens, sont observés à des altitudes comprises entre +10 et +35 m.

A la différence de ce que l'on observe sur la côte de Sonora Central, il n'y a pas une basse terrasse aisément identifiable que l'on peut suivre de proche en proche ; dans plusieurs localités de la région, a été mise en évidence une superposition de sédiments littoraux, d'âges interglaciaires distincts. Cette disposition des unités marines pléistocènes rend plus difficiles l'établissement de corrélations latérales et l'interprétation chronostratigraphique.

4.4.14.1. Les séries de terrasses

Deux régions ont enregistré des séries de terrasses emboîtées remarquables : Bahia San Nicolas et l'Île Carmen. A Bahia San Nicolas, la trace du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) a été identifiée, à +16 m, à l'aide d'arguments morphologiques et géochronologiques (analyses aminostratigraphiques et radiométriques). La série de huit lignes de rivage antérieures au Pléistocène supérieur, matérialisées soit par des cordons littoraux, soit par des dépôts de terrasses, a été formée par un nombre indéterminé de transgressions interglaciaires du Pléistocène moyen. Il est probable que certaines de ces lignes de rivage ne correspondent pas à des maxima interglaciaires, mais seulement à l'une ou l'autre phase de haut niveau marin qui ont accompagné le maximum marin de certaines périodes interglaciaires.

Pour des raisons de similitude morphologique avec la terrasse de l'aéroport de Santa Rosalia (+100 m ; paragr. 3.3.2.2), je propose d'attribuer un même âge (S.I. 11, et 13 ?) à la terrasse, largement développée, de +60 m d'altitude, qui borde la baie de San Nicolas. A partir de cette corrélation latérale hypothétique, et en tenant compte de l'interprétation chronostratigraphique proposée dans la région de Santa Rosalia, je suppose que les traces de hauts niveaux marins des S.I. 7 et 9 se trouvent respectivement à +25/+28 m et +37/+42 m, et que les deux ou trois interglaciaires antérieurs au S.I. 13 correspondent aux lignes de rivage de +72, +90 et > +100 m (tabl. 4.3).

Dans l'Île Carmen, où plusieurs failles importantes semblent avoir rejoué au Quaternaire, les corrélations latérales et les interprétations morphostratigraphiques des terrasses marines sont particulièrement sujettes à caution. Le profil relevé au nord de Punta Arena montre cependant six terrasses emboîtées entre +9 et +106 m, suffisamment espacées les unes des autres pour avoir été formées lors de périodes interglaciaires distinctes. Dans cette île, la terrasse la mieux préservée, que je propose de corréler avec le plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e), est observée à +9/+11 m (tabl. 4.3). Si, dans la

San Lucas	Ile San Marcos	San Bruno	S E Penins. Chivato	Mulégé	Cerro Los Machos	Santis-Pac	Ens.Sto Domingo	S Ba. Concep-cion	Bahia San Nicolas	Bahia San Juanico	San B. Buena Vista	El Bajo	Ile Coro-nados	Ile Carmen	I.Monser rate-San Diego	Pto.Es-condido Pta.San Telmo	Ile San José	S.I.
	+5?								+6					+3/+6				5a
+15/+2	+10?	⩾+10	+15/+18	+12	+15	+6 (ou/et +12)	+17	+13	+16		+9	+9	⩾+7*	+9/+11	+9/+12*	+8*		5e
>+17/+10	>+10	>+10	+25	(+7?), >+12		+2 (ou/et +6)	+20		+25/ +28	+21		>+12		+15/ +18		> +10*		7
+20		>+37					+26		+37/ +42	+27	+21		~+30*	+27/ +33		+33*		9
+25			+45/ +50		~+35		+30		+53/ +65	+36	+41/ +52		~+43*	+45/ +60				11/13
									+72/ +90		+59			+70/ +80				⩾15
		>+40	+75/ (+100?)						>+100					~+106	+170*		+165?*	⩾19

* Selon divers auteurs (Anderson,1950; Durham,1950;Squires, 1959; Emerson & Hertlein,1964).

Tabl. 4.3 - Corrélations latérales et interprétations chronostratigraphiques proposées pour les principales terrasses marines pléistocènes observées sur la côte nord-orientale de Basse Californie Sud, entre San Lucas et Punta San Telmo, et dans les îles proches. Les terrasses sont identifiées par les cotes altimétriques (en m) des traces du plus haut niveau marin de chaque transgression.

région de Punta Arena, on attribue un âge S.I. 5e à la banquette d'abrasion de +9 m, on est conduit à attribuer les terrasses de +15 et +30 m aux transgressions des S.I. 7 et 9 ; d'un autre côté, si l'on se fonde sur des arguments géométriques (plus grand développement de la terrasse de +15 m, par rapport à celle de +9 m), pour corréler la terrasse de +15 m et la phase de niveau marin maximal du dernier interglaciaire, on est plutôt amené à attribuer les terrasses de +30 m et +57 m aux S.I. 7 et S.I. 9. Dans l'une ou l'autre des hypothèses, les terrasses les plus élevées (+80, +106 m) sont attribuables à des phases de haut niveau marin de la première moitié du Pléistocène moyen.

4.4.14.2. La terrasse du dernier interglaciaire

La terrasse marine du maximum marin du dernier interglaciaire a pu être identifiée, grâce à des mesures géochronologiques, dans quelques unes des localités de la région (San Lucas, Punta Chivato, Mulegé, Bahia San Nicolas). Dans d'autres localités, la corrélation proposée (tabl. 4.3) avec cette même phase de haut niveau marin du S.I. 5e ne repose que sur des arguments morphostratigraphiques (îles San Marcos, San Bruno, Cerro Los Machos, extrémité méridionale de Bahia Concepcion, San Bruno Buenavista). Dans quelques cas, enfin, l'attribution d'un âge S.I. 5e à certains dépôts littoraux pléistocènes n'est que supposée, et reste à confirmer (Santispac, Ensenada Santo Domingo, Puerto Escondido, Punta San Telmo, îles Coronado, Monserrate, et San Diego).

Dans la partie septentrionale de la région, de San Lucas à Bahia San Nicolas, la trace du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire se trouve entre +10 et +15 m. Dans la partie méridionale de la région (San Bruno Buenavista à Punta San Telmo) et dans les îles proches, ces vestiges s'observent à une altitude, légèrement inférieure, d'environ +9 m (tabl. 4.3).

4.4.14.3. Les terrasses du Pléistocène moyen (et inférieur?)

Les dépôts littoraux antérieurs à ceux du dernier interglaciaire, et d'âge assez peu ancien, ont été observés, dans l'ensemble de la région, à des altitudes comprises entre +10 et +25 m. Bien que ne disposant pas de données géochronologiques précises, on les attribue à l'un des deux avant-derniers interglaciaires (S.I. 7 et S.I. 9).

En dehors des localités à terrasses étagées multiples (Bahia San Nicolas, Ile Carmen) on a pu distinguer, dans certaines régions, plusieurs terrasses et dépôts littoraux attribuables à différentes phases de haut niveau marin du Pléistocène moyen (tabl. 4.3). Ces vestiges de transgressions interglaciaires se trouvent à des altitudes de +30 à +50 m environ.

Les plus anciens restes de terrasses marines pléistocènes gisent à des altitudes de l'ordre de +70/+100 m. Ils datent probablement du début du Pléistocène moyen ou de la fin du Pléistocène inférieur. Les dépôts littoraux atteignant +165/+170 m, dans les îles Monserrate et San José, ne sont pas sûrement d'âge pléistocène et doivent probablement

leur position élevée à des rejeux importants de failles récentes.

4.5. LE SUD DE LA PENINSULE ET DU GOLFE DE CALIFORNIE

4.5.1. Introduction

4.5.1.1. Présentation de la région

Pour reprendre une image de Hammond (1954), la péninsule de La Paz (fig. 4.50) forme comme un poing fermé au bout du bras que représente la Basse Californie. La région située au sud-est de La Paz constitue une entité géographique, distincte, à plus d'un titre, du reste de la péninsule de Basse Californie. Sur le plan structural, il s'agit d'un bloc granitique et métamorphique mésozoïque (54-88 M.a., Gastil et al., 1976) séparé de l'isthme de La Paz par la faille du même nom ; cet isthme est formé de séries sédimentaires cénozoïques sub-horizontales culminant à environ +400 m. Cette extrémité méridionale de la péninsule de Basse Californie est la seule région à l'ouest du Golfe de Californie où n'affleurent pas d'épaisses séries volcaniques cénozoïques.

Le relief de la péninsule de La Paz, qui reflète à la fois les particularités du substratum et une histoire tectonique plus complexe que le reste de la péninsule de Basse Californie, est caractérisé par une grande variété de formes (Hammond, 1954).

Par sa position latitudinale, également (le tropique du Cancer passe à 80 km au sud de La Paz), cette région se distingue du reste de la péninsule : le climat y est plus clément qu'au nord, et la flore comme la faune comprennent de nombreuses espèces inconnues dans les régions plus septentrionales (Wiggins, 1960a, 1960b ; Shreve & Wiggins, 1964).

4.5.1.2. Cadre géologique

La couverture sédimentaire du socle batholithique est d'âge mio-pliocène. Les séries sédimentaires les plus épaisses, se sont accumulées à l'ouest de la faille de La Paz , dans le bassin de La Paz, et dans le bassin d'effondrement de San José del Cabo, entre les sierras de La Victoria (= de La Laguna) et de La Trinidad (fig. 4.50). Dans ce dernier bassin, le remplissage sédimentaire, totalisant près de 1 500 m de puissance, comprend de la base au sommet :

- une unité alluviale, du Miocène moyen et supérieur (Coyote redbeds),
- un cycle marin complet comprenant un terme transgressif du Miocène supérieur-Pliocène inférieur (formation Trinidad), puis un terme régressif du Pliocène (supérieur ?) (formation Salada),
- et une autre unité alluviale d'âge quaternaire ; (Pantoja-Alor & Carrillo-Bravo, 1966 ; Mc Cloy, 1984a, 1984b).

Les dépôts pliocènes de cette région, et en particulier, des environs de rancho El Refugio ont été décrits par Marland Oil Co.(1924), Hertlein (1925, 1931, 1957, 1966,

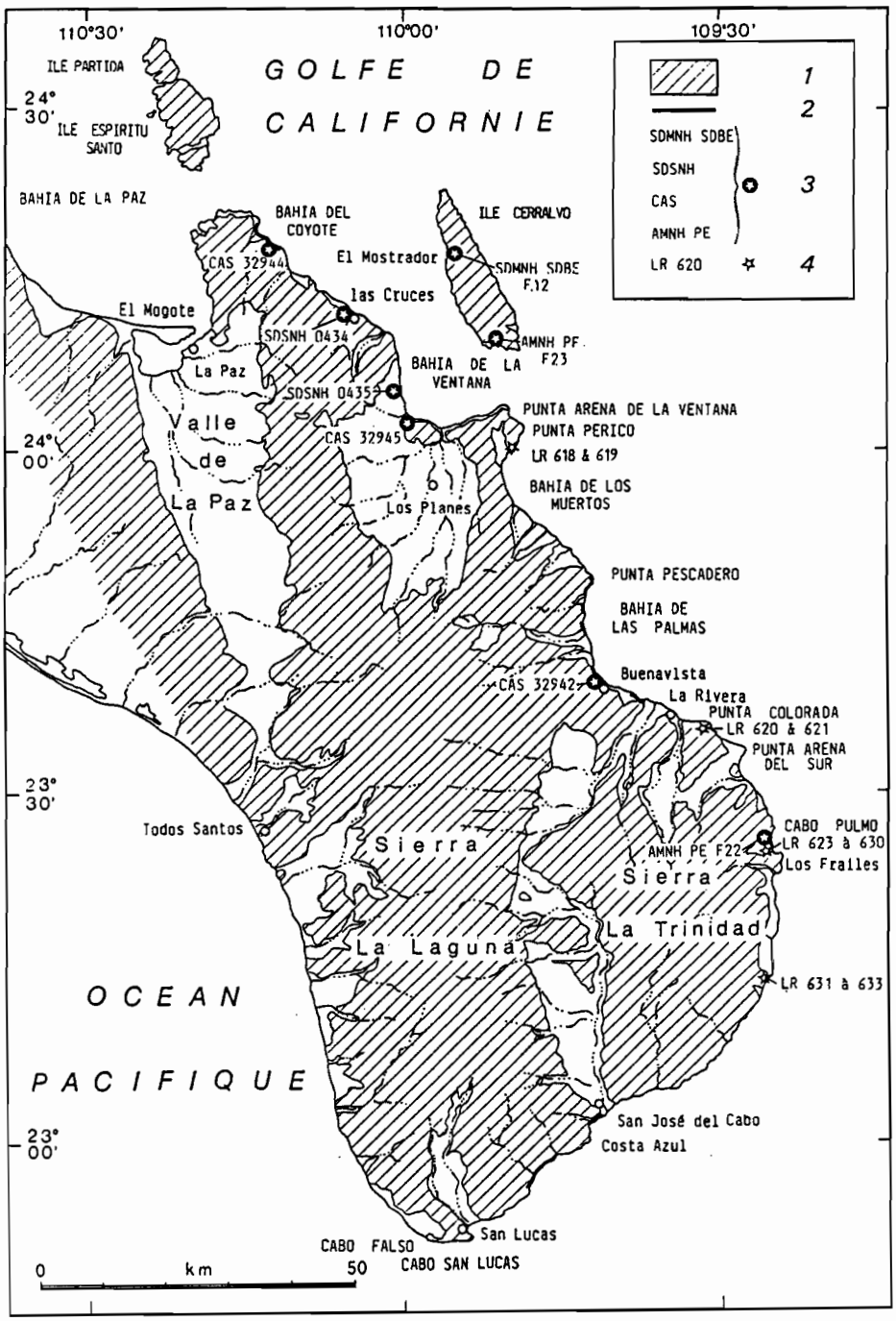


Fig. 4.50.- Localisation des terrasses marines, dépôts littoraux et sites fossilifères pléistocènes étudiés, par divers auteurs, dans l'extrémité sud-occidentale du Golfe de Californie.

1- Substratum pré-quaternaire. 2- Basse terrasse marine (Pléistocène supérieur) (en partie selon Hammond, 1954). 3- Sites fossilifères étudiés antérieurement ; SDMNH SDBE : Emerson (1960a) ; SDSNH : Dowlen & Minch (1973) ; CAS : Hertlein (1957) ; AMNH PE : Emerson & Hertlein (1964). 4- Echantillon de faune et de sédiment prélevé.

1968), Hanna et Hertlein (1927), Beal (1948), Durham (1950) ; Mina (1956, 1957), Miller (1979), Mc Cloy (1984a, 1984b). Ces unités pliocènes ont subi des déformations (soulèvements -jusqu'à +420 m-, flexures, basculements vers l'ouest de grands blocs faillés etc.) qui traduisent à la fois un basculement général de la presqu'île de La Paz et le rejeu d'une série de failles N-S à NE-SW. La poursuite, au Quaternaire, de cette activité tectonique a été soulignée par Hammond (1954) qui décrivit la jeunesse des formes d'érosion de certaines sierras (Las Cacachilas, Trinchera, La Boca del Alamo, La Victoria) et blocs insulaires (Espiritu Santo et Cerralvo), la fraicheur de quelques escarpements de failles (souvent situés sur la bordure orientale des sierras ci-dessus mentionnées), et la subsidence de plusieurs bassins d'effondrement tels que la baie, et la vallée de La Paz, ou le détroit de Cerralvo.

4.5.1.3. La faille de La Paz

Le système de failles de La Paz, d'orientation N-S, sépare le bloc de La Paz à l'est, du reste de la péninsule de Basse Californie. Cette grande facture étudiée à terre notamment par Beal (1948) et Hausback (1984), se prolonge en mer aussi bien au sud (Normark & Curray, 1968a, 1968b) qu'au nord de La Paz (Niemitz & Bishoff, 1981). C'est une zone de fracture majeure se manifestant localement (au sud de La Paz et à l'est de l'île Espiritu Santo) par des zones mylonitisées atteignant 2 km de large (Hausback, 1984), et qui se prolonge au large par la fosse Tinaja (fig. 4.51).

Les mouvements qui se sont produits le long de cet accident majeur n'ont pas encore pu être reconstitués précisément. La nature même du substratum plutonique affleurant à l'est de la faille de La Paz, et que l'on n'observe que rarement dans le reste de Basse Californie Sud, suggère un soulèvement très important (d'un ou plusieurs milliers de mètres) du bloc de La Paz. L'absence de tout dépôt volcanique ou volcanoclastique de la "formation Comondu" à l'est de la faille permet de supposer que ce soulèvement du compartiment oriental s'est produit avant le Miocène. Par ailleurs, l'âge de la couverture sédimentaire du bloc de La Paz, et le remplissage de la fosse de San José del Cabo, indiquent qu'un effondrement (de plusieurs centaines de mètres) a probablement succédé à la phase de surrection, dès le Miocène moyen (paragr. 1.2.3.3.). D'autres indices de la subsidence du bloc de La Paz sont fournis par la morphologie de la fosse Tinaja (Normark & Curray, 1968a) et par l'existence de nombreux canyons sous-marins (fig. 4.51).

Les canyons sous-marins de l'extrémité méridionale de la péninsule de Basse Californie, et notamment les canyons San Lucas, San José et Los Frailes, ont fait l'objet de plusieurs études bathymétriques et sédimentologiques détaillées (Shepard, 1950, 1961, 1964, 1973 ; Shepard & Dill, 1966 ; Moore et al., 1982). Ces canyons se poursuivent jusqu'à 2 000 m de profondeur, et se terminent parfois à la tête de cônes d'accumulation de turbidites. Une partie du cours de ces canyons suit une direction ENE-WSW, parallèle à celle d'une famille de failles normales affec-

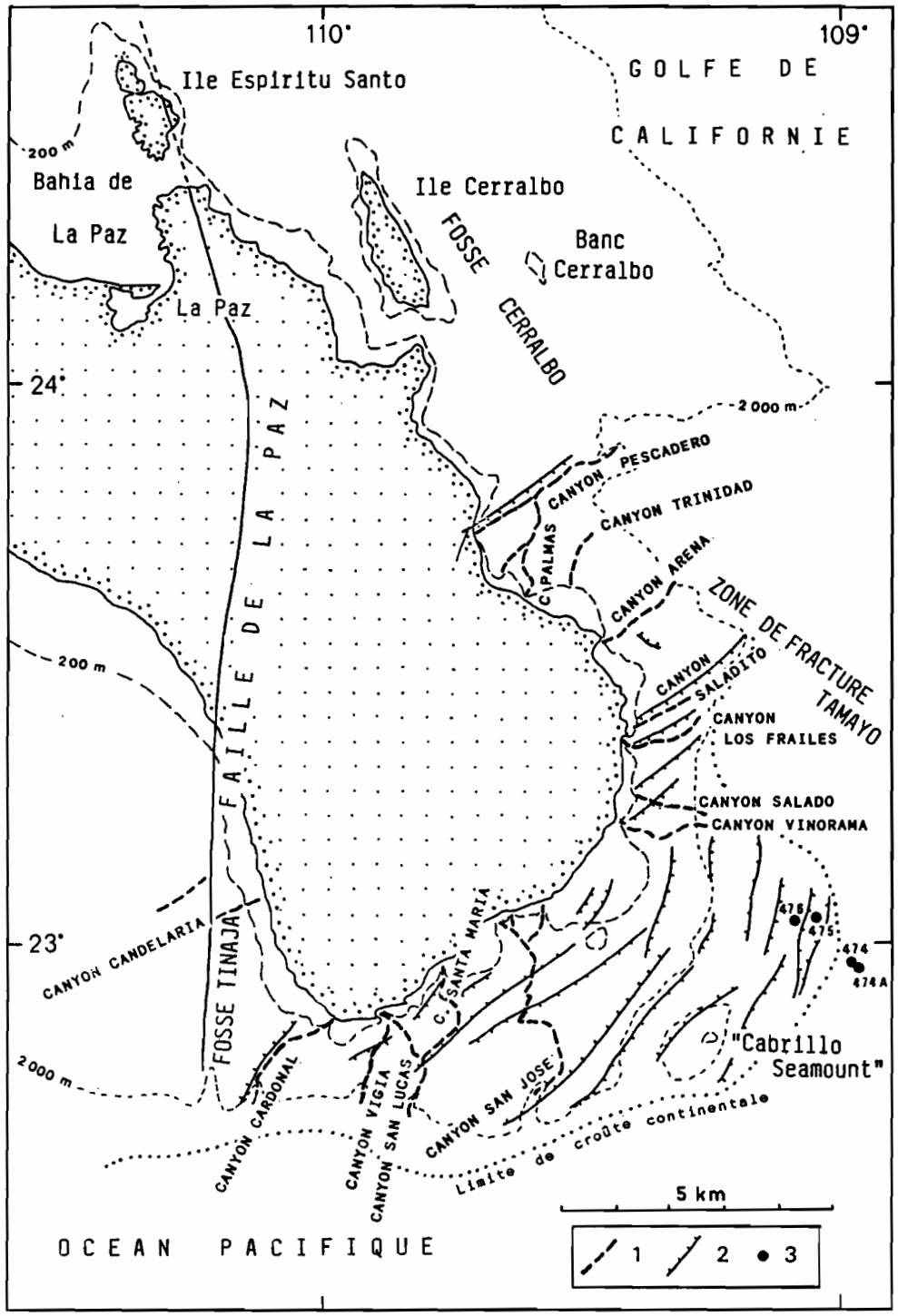


Fig. 4.51.- La marge de l'extrémité méridionale de Basse Californie : canyons sous-marins(1) et principales failles plio-quaternaires (2) (données de Shepard, 1964 ; Normark & Curray, 1968a ; Curray et al., 1982). Les cercles pleins figurent la position des sites carottés lors du Leg 64 du Deep Sea Drilling Project.

tant la bordure continentale (fig. 4.51).

Les mouvements verticaux, de sens opposés, qui semblent s'être succédés le long de cette zone de fracture, durant le Cénozoïque, ont vraisemblablement été accompagnés de mouvements latéraux. Dans la partie méridionale de la faille, autour de la fosse Tinaja, il a été signalé à la fois des évidences de décrochement sénestre (Normark & Curray, 1968a) et des indications de mouvements dextres (Shepard, 1964). Selon une analyse de mécanismes au foyer de deux séismes de 1969 (Molnar, 1973), le rejeu actuel de la faille est essentiellement en décrochement sénestre.

L'activité de la faille de La Paz au Quaternaire récent (Pléistocène supérieur et Holocène) semble cependant ne pas avoir été très importante, et n'a pu être mise en évidence, à terre, qu'en de rares endroits (Beal, 1948 ; Hammond, 1954 ; Hausback, 1984).

4.5.2. L'extrémité sub-orientale de la péninsule

4.5.2.1. La baie de La Paz

La partie occidentale de la baie de La Paz semble être dépourvue de terrasses marines pléistocènes.

Sur la bordure méridionale de la baie, des sédiments fossilifères marins, ont été signalés par Padilla Arredondo et collaborateurs (1984) et Sirkin et collaborateurs (1984a), notamment à +5 m d'altitude dans la partie occidentale de El Mogote, le long du cordon-barrière qui isole la lagune de La Paz de la baie du même nom, et dans la baie de Balandra, au nord de La Paz. Les mêmes auteurs décrivent également, à El Tecolote plusieurs dépôts fossilifères à des altitudes atteignant +8 m, l'un d'entre eux (à +3.5 m) ayant fourni un âge apparent ^{14}C de 32 570 $\pm$1 320 ans B.P. En désaccord avec Sirkin et collaborateurs, je considère que les résultats ^{14}C de 26 100 (1984b) et 32 570 ans B.P. (1984a, 1984b) ne correspondent probablement pas à l'âge réel des dépôts.

Dans la Sierra Cacachilas, à proximité de La Paz, auraient été récoltés, à +600 m (?) d'altitude des fossiles silicifiés, d'âge pléistocène (?) (Angermann, 1904 ; Böse, 1907 ; Wittich, 1911 ; Galvez, 1922, 1927) ; ces restes fossiles mériteraient d'être réétudiés, et, pour l'instant, ne peuvent constituer de sérieux indices de haute terrasse marine.

4.5.2.2. L'île Espiritu Santo

Dans l'île Espiritu Santo (fig. 4.50), quelques encoches qui pourraient être d'origine marine ont été notées par Sirkin et collaborateurs (1984), notamment à Punta Dispensa. Un dépôt littoral fossilifère atteignant au moins +2 m a été observé par ces auteurs à Ensenada Punta Rasa.

4.5.2.3. Punta Coyote - Los Frailes

Au sud et à l'ouest de la baie Coyote (fig. 4.50), Hammond (1954) signale l'existence de deux terrasses marines bien définies, avec des dépôts littoraux associés, à

+9 et +30 m d'altitude.

Les séquences de dépôts littoraux ont été brièvement décrites par Sirkin et collaborateurs (1984) (qui, eux, mentionnent des altitudes respectives de +7 et +23 m). La faune de la basse terrasse a été étudiée par Hertlein (1957) (localité CAS 32944, cf. tabl. A6.8-E).

Une datation U/Th d'un échantillon de corail provenant de la basse terrasse a fourni un résultat de 146 ±9 ka (Szabo, cité par Hausback, 1984).

Entre Las Cruces et Rancho Miramar (fig. 4.50), la côte granitique, généralement abrupte, ne présente que de très rares vestiges de haut niveau marin pléistocènes. A Las Cruces, un lambeau de terrasse atteignant +6 m d'altitude, et à dépôts fossilifères, a été étudié par Dowlen et Minch (1973) (localité SDSNH 0434, cf. tabl. A6.8-A). A proximité de Rancho Miramar, un affleurement de dépôts fossilifères, à +17 m, associé à une terrasse marine qui, dans la baie de la Ventana, semble atteindre +12 m (+15 m, selon Sirkin et al., 1984) a été étudié par Hertlein (1957) (localité CAS 32945) et par Dowlen et Minch (1973) (localité SDSNH 0435) (cf. tabl. A6.8-C/B). Le reste des falaises littorales actuelles dans les environs de Miramar ne présentent, en coupe, que des dépôts continentaux.

A Ensenada de los Muertos, une banquette d'abrasion littorale, au sommet du talus littoral actuel (+8 m) supporte un dépôt fossilifère, riche en coraux (LR 618, cf. tabl. A6.8-D) ; malgré l'encroûtement massif (4 cm d'épaisseur, localement) recouvrant ce dépôt, l'altération relativement faible des fossiles incite à proposer un âge S.I. 5 pour cette terrasse. Des blocs de grès fossilifères (LR 619) provenant d'un dépôt littoral pléistocène plus élevé (altitude non déterminée) ont été observés sur la basse terrasse.

A Punta Colorada, une unité marine pléistocène est composée de grès grossier, très fortement induré, renfermant des tests de Glycymeris gigantea et Chione undatella et quelques fragments d'os de grands vertébrés marins (baleine ?) (LR 620 et 621). Le toit de cette unité, de milieu infralittoral, semble avoir été érodé vers +5 m d'altitude ; des sables dunaires anciens (grès à lépidocrocite, LR 622) recouvrent une grande partie de ce dépôt attribué au Pléistocène moyen.

Dans les environs de Punta Pescadero, la basse terrasse a été reconnue à +9 m, sauf à l'embouchure de l'arroyo Pescadero, où elle n'atteindrait que +5 m (Hammond, 1954). Au sud de l'embouchure de cet arroyo, le même auteur signale l'existence de deux autres terrasses à +18 et +30 m.

Dans la région de Buenavista des déformations semblent avoir affecté la basse terrasse (+10 à +17 m) (Hammond, 1954).

La faune de cette terrasse a été étudiée par Hertlein (1957), dans une localité située (à +10 m d'altitude) à 1 km à l'ouest de l'école de Buenavista (localité CAS 32942, cf. tabl. A6.8-F).

A 3 km au nord de Buenavista, où la basse terrasse atteindrait +17 m, une terrasse antérieure est signalée à +45 m. A 8 km au sud de Buenavista, à Arroyito, un affleu-

rement de la basse terrasse est signalé par Sirkin et collaborateurs (1984) (qui n'en précisent pas l'altitude).

La baie s'étendant entre les pointes granitiques de Cabo Pulmo et de Los Frailes abrite le plus important récif corallien du Golfe de Californie (Steinbeck & Rickets, 1941 ; Squires, 1959), et constitua l'une des principales sources de perles qui firent la réputation de la Basse Californie lors des trois derniers siècles.

Le talus littoral de cette baie recoupe une terrasse d'abrasion marine, de quelques mètres d'altitude, recouverte de sédiments conglomératiques (LR 623 et 630), à blocs de coraux roulés (LR 626 et 627) et à faune de mollusques (LR 625, cf. tabl. A6.8-G).

> Cette unité marine se terminant par des sables grossiers littoraux (LR 624) qui passent progressivement à des sédiments continentaux fins, atteint une altitude maximale (visible) de +6 m (fig. 4.52).

Squires (1959) décrivit une coupe semblable dans cette baie d'El Pulmo (localité AMNH PE-F22, cf. tabl. A6.8-H), et précisa qu'un test de Glycymeris maculata de ce dépôt livra un âge apparent de 25 400 ±1 000 ans (datation ^{14}C L-438A de Broecker). Un échantillon de corail de ce dépôt a fourni un âge apparent U/Th de 131 ±26 ka (paragr. 6.2.2.2) mais présente des évidences de recristallisations et d'ouverture du système chimique. On considère ce dépôt comme un témoin de haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

Des traces d'un haut niveau marin antérieur se présentent, dans la même baie, sous forme d'un replat morphologique, à +15 m environ, couvert de limons continentaux.

Un autre témoin probable de la transgression du dernier interglaciaire a été examiné à Rancho San Marcos, à 30 km au sud de Los Frailes.

> Le dépôt littoral consiste en une série de grès et conglomérats littoraux, affleurant depuis la plage actuelle jusqu'à une altitude de +6 m. Ces dépôts (LR 631 à 633) présentent de nombreuses figures de sédimentation (granoclassement, horizons de minéraux lourds, stratification entrecroisée, lentilles de matériel terrigène grossier et d'arkose fine, etc.) typiques d'environnements littoraux agités où les apports continentaux étaient abondants. La faune (cf. tabl. A6.8-I), est peu altérée, bien que le sédiment soit consolidé (ciment microsparitique en frange autour des bioclastes).

Cette unité est attribuée à la transgression du dernier interglaciaire.

4.5.2.4. Ile Cerralvo

L'île Cerralvo (fig. 4.50), qui est essentiellement constituée de granites (mésozoïques ?) et de roches volcaniques de la "formation Comondu", est presque entièrement entourée de falaises vives. Des dépôts marins pliocènes ont été étudiés par plusieurs auteurs (Hanna & Hertlein, 1927 ; Durham, 1950 ; Hertlein, 1957, 1966 ; Squires, 1959 ;

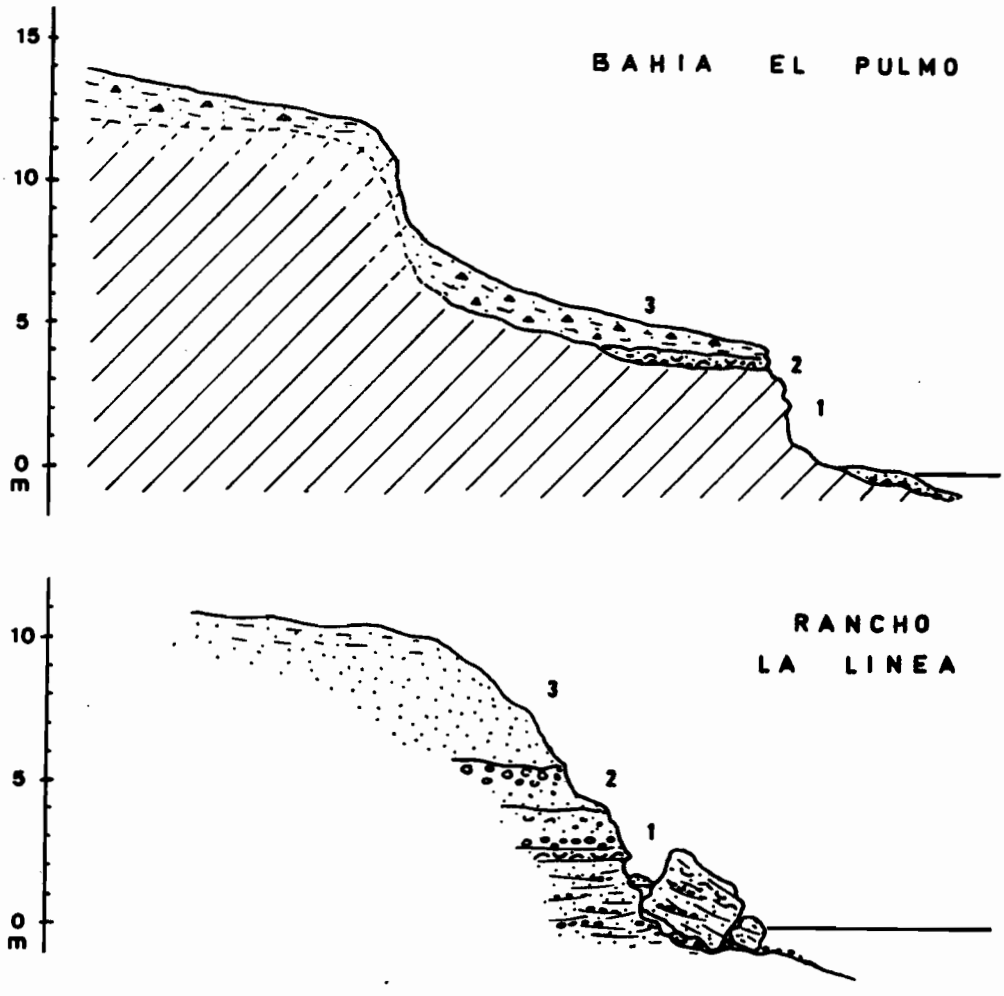


Fig. 4.52.- Coupe de dépôts littoraux quaternaires à l'extrémité sud-orientale de Basse Californie : Bahia El Pulmo (Coral de Frailes) et Rancho La Linea (San Marcos). Voir localisation fig. 4.50.

Coupe Bahia El Pulmo

1- Substratum granitique, localement très altéré. 2- Grès littoraux, légèrement cimentés, et conglomérat à gros galets et blocs de coraux roulés, à faune de mollusques bien préservée (LR 623 à 627) (Pléistocène supérieur). 3- Sables éoliens et alluvions.

Coupe Rancho La Linea

1- Séquence de dépôts littoraux (Pléistocène supérieur ?) comprenant des grès de plage à stratification entrecroisée, des conglomérats marins à éléments continentaux peu évolués, des niveaux calcaires riches en huîtres de grande taille (LR 631 à 633). 2- Dépôts supralittoraux incluant des alluvions et sables éoliens. 3- Sables dunaires (Quaternaire supérieur) recouverts de limons continentaux.

Emerson & Hertlein, 1964).

Les dépôts marins associés à une basse terrasse atteignant +6,5 m d'altitude, ont été décrits à l'ouest (El Mostrador) et au sud de l'île (localités SDMNH BE-F12 et AMNH PE-F23) par Emerson (1960a) et Emerson et Hertlein (1964) (cf. tabl. A6.8-J/K). L'état de préservation des faunes et le faible degré d'érosion de cette basse terrasse militent en faveur d'un âge récent (Pléistocène supérieur) de ces vestiges de haut niveau marin.

4.5.2.5. San_José_del_Cabo-Cabo_San_Lucas

A l'est de San José del Cabo, trois terrasses marines auraient été préservées à +12, +30/+50 et +100 m (Wittich, 1909, 1911).

A l'ouest de San José del Cabo, et notamment à Costa Azul et El Bledito, Hammond (1954), a observé quelques lambeaux de terrasse à une altitude de +6 à +8 m. Ces restes de terrasses taillées dans le granite sont de largeur réduite et sont dépourvus de dépôts littoraux ; dans certains cas la puissance des sédiments continentaux qui les surmontent peut laisser penser que cette terrasse pourrait être d'âge antérieur au Pléistocène supérieur. Néanmoins, dans plusieurs cas, il parait très probable que cette terrasse ait été formée par le plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

4.5.3. Les_îles_Tres_Marias

L'archipel de Tres Marias comprend quatre îles principales : San Juanito, Maria Madre, Maria Magdalena et Maria Cleophas (fig. 4.53). Elles sont distantes de plus de 300 km de la pointe méridionale de la péninsule de Basse Californie et d'environ 80 km de la côte de Nayarit.

Les premiers travaux concernant la géologie de ces îles et en particulier la stratigraphie des dépôts cénozoïques ont été réalisés par Grayson (1872), Stearns (1894), Nelson (1899), Hanna (1926, 1927), Hanna et Grant (1926), Jordan et Hertlein (1926a), Strong et Hanna (1930), Hertlein (1934). Récemment, plusieurs études y ont été effectuées pour préciser les modalités de l'ouverture du Golfe de Californie (Ramirez Rubio, 1980 ; Mc Cloy & Ingle, 1982, etc.).

Sur l'île Maria Madre, une terrasse marine pléistocène, bien développée, avec dépôts très fossilifères, a été étudiée par Hertlein (1934), aux abords de la saline (localité CAS 1834, cf. tabl. A6.8-M). Outre cet affleurement de sédiments littoraux, deux autres vestiges de terrasses pléistocènes ont été signalés au phare du village (localité CAS 1838) et à l'extrémité nord-orientale de l'île (localité CAS 1839). L'existence de terrasses marines plus élevées (notamment à Cañon Hondo, altitude d'environ +30 ? m) n'a été que mentionnée par Hertlein et Emerson et Hertlein (1959).

Sur la côte septentrionale de l'île Maria Magdalena, une basse terrasse, également couverte de dépôts très fossilifères a été étudiée par Hanna (1926, 1927) et par Hertlein (1934) (localité CAS 1836, cf. tabl. A6.8-L, fig.

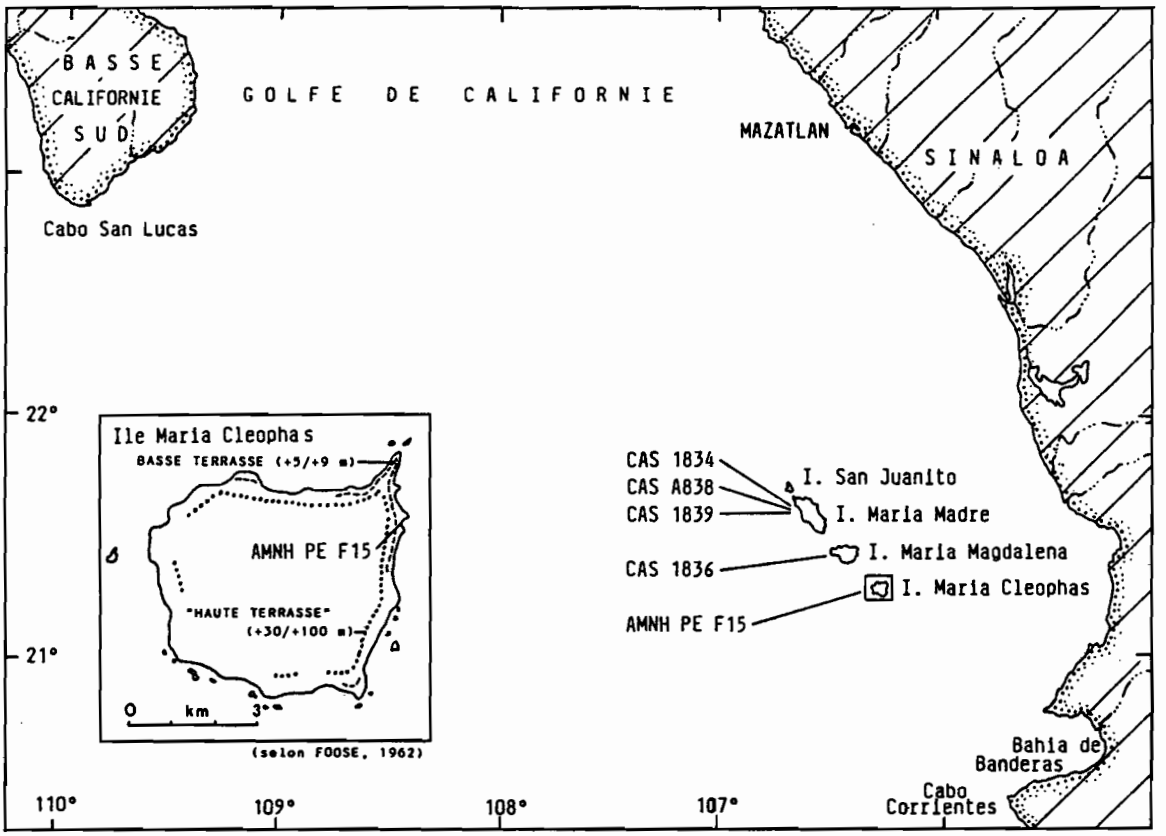


Fig. 4.53.- Localisation de terrasses marines et de sites fossilifères étudiés par divers auteurs, notamment Hertlein (1934) (localités CAS) et Foose (1962) (île Maria Cleophas), dans les îles Tres Marias, au sud-est de l'entrée du Golfe de Californie.

4.53).

Sur l'île Maria Cleophas, notamment sur les côtes septentrionale et orientale, Foose (1962) distingua deux terrasses à +5/+9 m et +30/+105 m (fig. 4.53). La faune des dépôts associés à la basse terrasse, décrite par Hertlein et Emerson (1959) (localité AMNH PE-F15, cf. tabl. A6.8-N) a une composition semblable à la faune actuelle. Cette basse terrasse a très probablement été formée lors du maximum marin du dernier interglaciaire. La "haute terrasse" mentionnée par Foose (1962), correspond vraisemblablement à plusieurs traces de hauts niveaux marins du Pléistocène moyen. L'épaisse végétation tropicale qui couvre ces îles, en contraste avec l'aride péninsule de Basse Californie, ne facilite pas la distinction de formes de relief telles que des terrasses marines anciennes.

4.5.4. Synthèse morphostratigraphique

L'extrémité méridionale de la péninsule de Basse Californie, depuis la baie de La Paz jusqu'à Cabo San Lucas, est marquée par une relative rareté de vestiges de transgressions pléistocènes.

Dans l'ensemble de la région, une terrasse marine est préservée à une altitude moyenne de +7 m (tabl. 4.4). En deux localités seulement (Bahia de la Ventana et Buenavista) cette même (?) terrasse semble s'élever jusqu'à +17 m (Hammond, 1954). Deux datations radiométriques, ainsi que sa position morphostratigraphique et la bonne conservation des dépôts associés à cette terrasse, permettent de l'attribuer au maximum marin du dernier interglaciaire.

Des restes de transgressions antérieures (Pléistocène moyen) sont signalés, par divers auteurs, à des altitudes variant de +10 m à +50 m (et peut-être +100 m). Ces vestiges littoraux, qui sont très mal préservés, méritent d'être étudiés plus en détail. On retiendra cependant que cette région présente quelques traces de hauts niveaux marins du Pléistocène moyen, et qu'elle a probablement subi des mouvements de surrection dans les dernières centaines de milliers d'années.

Dans les îles Tres Marias, qui sont situées sur la plaque Amérique du Nord, de l'autre côté du Golfe de Californie, la basse terrasse marine, attribuable au dernier interglaciaire, se trouve à +9 m environ, c'est-à-dire à une altitude voisine de celle de la basse terrasse au sud de la Basse Californie.

4.6. SYNTHESE REGIONALE

4.6.1. Introduction

La côte orientale de Basse Californie est, dans l'ensemble de la région étudiée, celle qui présente les témoins de hauts niveaux marins pléistocènes les mieux marqués et les plus nombreux. La zone côtière s'étendant du massif de La Reforma à Bahia San Nicolas est particulièrement riche en terrasses étagées qui, par leur disposition, rendent possibles des interprétations morphostratigraphiques et chronostratigraphiques.

La préservation relativement bonne des séries de

SE Bahia La Paz	Ile Espiritu Santo	Punta Coyote	Bahia La Ventana	Ensenada Los Muertos	Punta Colorada	Arroyo Pescadero	Buena Viata	C.Pulmo Los Frailes	Rancho San Marcos	Ile Cerralvo	E San José del Cabo	W San José del Cabo	Iles Tres Marias	S.I.
+5/+8 (g)	>+2? (g)	+7/+9 (b,g)	+12/+17 (f,g)	+8	+5	+5/+9 (c)	+10/+17 (c)	+6	+6	+7 (e)		+6/+8	+9 (d)	5
				>+10	>+5	+18		>+15			+12?			9 ?
		+23/+30 (b,g)				+30 (c)	+45 (c)				+30/+50? (d)		+30? (d)	11/13?
											+100? (a)		+105? (d)	19?

Données de divers auteurs:

(a) Wittich, 1911 (c) Hertlein, 1957 (e) Emerson & Hertlein, 1964 (g) Sirkin et al., 1984a
(b) Hammond, 1954 (d) Foose, 1962 (f) Dowlen & Minch, 1973

Tabl. 4.4 - Corrélations latérales et interprétations chronostratigraphiques proposées pour les principales terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes de l'extrémité sud-orientale de la péninsule, de la baie de la Paz à Cabo San Lucas , et des îles du Sud du Golfe de Californie. Les terrasses sont identifiées par les cotes altimétriques (en m) des traces du plus haut niveau marin de chaque transgression.

terrasses marines dans les régions de Santa Rosalia, de La Reforma et de Bahia San Nicolas est essentiellement due à des paramètres locaux (nature du substratum, relief côtier, conditions hydrologiques, orientation du trait de côte, etc). Cependant on peut se demander si dans les tronçons de côte n'ayant gardé de traces que d'une ou deux phases de haut niveau marin, c'est l'érosion, ou une différence d'histoire tectonique, qui est responsable de l'absence des hautes terrasses. Un début de réponse à cette question pourrait être obtenu si on parvenait à établir des corrélations latérales entre des restes de terrasses isolées et certaines de celles qui sont disposées en séries étagées. Or, à l'exception des lambeaux de la (ou des) terrasse(s) du dernier interglaciaire, les corrélations latérales ne peuvent reposer, pratiquement, que sur des considérations morphostratigraphiques.

Dans la plupart des localités étudiées sur la côte orientale de la péninsule, l'identification de la ligne de rivage du dernier interglaciaire est fondée sur des arguments morphostratigraphiques. Dans quelques cas l'interprétation morphostratigraphique est confirmée par des mesures radiométriques et/ou aminostratigraphiques. Aucune de ces deux méthodes géochronologiques ne permet d'identifier positivement les dépôts ou la ligne de rivage de l'avant-dernier interglaciaire. Pour les terrasses plus anciennes, du Pléistocène moyen (et inférieur ?), l'altération apparente des dépôts sédimentaires (encroûtements, microfaciès, patine des galets, etc.) et des fossiles, concourent, avec les relations morphostratigraphiques entre les terrasses, à établir l'âge croissant des vestiges littoraux. Rappelons que la composition de la faune des dépôts littoraux n'a pas de signification chronostratigraphique, sauf pour distinguer les unités pléistocènes des séries pliocènes (Durham, 1950). Dans quelques cas favorables, il est possible de corroborer l'âge croissant de terrasses marines et l'altération diagénétique des fossiles, mesurée par les teneurs en strontium et en magnésium (paragr. 8.2).

4.6.2. Chronostratigraphie des terrasses

4.6.2.1. La (ou les) terrasse(s) du dernier interglaciaire

La terrasse marine la mieux préservée et la plus communément observée est attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e). Cette interprétation chronostratigraphique repose, d'une part sur un ensemble d'éléments diagnostiques, souvent à valeur relative, concernant la cimentation ou l'altération des sédiments, l'altération des fossiles, l'importance des encroûtements superficiels, la puissance et le degré d'altération des dépôts continentaux stratigraphiquement postérieurs, etc., et d'autre part sur des arguments de caractère objectif. Parmi ces derniers arguments, la position morphologique et stratigraphique de la terrasse et des dépôts associés sont déterminants : ils sont censés constituer des restes de la transgression marine ante-holocène la plus récente.

Bien que cette démarche puisse paraître arbitraire, on rappellera qu'elle n'exclut pas, par exemple, d'attribuer au Pléistocène moyen la

plus basse terrasse marine d'une localité (San Juanico), ou au contraire d'exprimer des doutes lorsque deux unités marines distinctes sont toutes deux susceptibles d'appartenir au dernier interglaciaire (Santispac et Ensenada Santo Domingo dans la baie de Concepcion).

L'étude aminostratigraphique menée dans le Golfe de Californie (paragr. 7.1) fournit des arguments chronologiques de portée limitée puisque les analyses ne permettent pas systématiquement de distinguer les fossiles du dernier interglaciaire de ceux qui leur sont antérieurs. Dans la plupart des analyses portant sur des tests de l'espèce Chione, il a cependant été possible de déterminer si les échantillons dataient du Pléistocène supérieur, ou du Pléistocène moyen.

Les analyses radiométriques, effectuées le plus souvent sur des tests de mollusques, ne constituent pas non plus un moyen géochronologique très fiable. La dispersion des âges apparents U/Th obtenus, à l'échelle de l'ensemble de la région, ou dans certaines localités (où plusieurs échantillons ont été analysés) (paragr. 6.2.2.), n'est compatible ni avec les modèles classiques de fluctuations du niveau marin au Pléistocène supérieur (paragr. 1.1.2.3.2), ni avec les innombrables évidences que les phases de haut niveau marin du Pléistocène supérieur ont été de courte durée et en nombre extrêmement réduit (1, 2 ou 3 au plus). J'ai donc été amené à émettre des doutes sur la représentativité des résultats d'un certain nombre de datations U/Th, et notamment sur des âges apparents de moins de 100 ka. L'existence de lignes de rivage émergées du dernier interglaciaire, postérieures au S.I.5e n'a pu être bien établie que dans la région de Santa Rosalia, qui est précisement la partie du littoral la plus soulevée sur l'ensemble de la côte orientale de Basse Californie.

A Santa Rosalia, la cote de la ligne de rivage attribuée à une phase de haut niveau marin de la fin du dernier interglaciaire (S.I.5a/c) est de +10/+12m (soit moins de la moitié de l'altitude de la ligne de rivage du S.I.5e). Dans les autres localités à terrasses marines étagées, qui témoignent de mouvements de surrection importants (Bahia San Nicolas, Ile Carmen), les vestiges littoraux qui sont susceptibles d'être corrélés avec le S.I.5a/c, sont des encoches littorales, ou d'étroites banquettes d'abrasion, dépourvues de sédiments marins, et situées entre +3 et +6m d'altitude.

Sur l'ensemble de la côte orientale de Basse Californie, les témoins attribués au plus haut niveau marin du dernier interglaciaire se trouvent à une altitude variant de quelques mètres à près de +30 m. Sur la côte orientale de Basse Californie Nord et jusqu'à la baie de Santa Ana, la ligne de rivage du dernier interglaciaire est observée à une cote de +6/+11m. Dans la région de La Reforma-Santa Rosalia, qui a subi une surrection particulière, la trace de ce haut niveau marin se trouve à une altitude de plus de +25 m. Les vestiges de ce haut niveau marin dépassent +15 m d'altitude, au sud-est de la péninsule de Chivato, et à l'est de la péninsule de Concepcion. Depuis Loreto,

jusqu'à l'extrémité méridionale de la péninsule, ainsi que dans la plupart des îles du sud-ouest du golfe de Californie, les données bibliographiques et mes observations indiquent que cette ligne de rivage est à une altitude de +9/+12m.

L'enregistrement d'une ligne de rivage d'âge postérieur à S.I.5e (S.I.5a/c) ne semble avoir été possible que dans les localités où la terrasse du S.I.5e est située à plus de +15 m d'altitude (Santa Rosalia, La Reforma, Bahia San Nicolas, île Carmen). Cette observation fournit une indication sur l'écart des cotes eustatiques des deux principales phases de haut niveau marin du dernier interglaciaire. Une mesure plus précise ne sera obtenue qu'après avoir déterminé l'âge de la ligne de rivage la plus récente (105 ou 85 ka ?).

4.6.2.2. La terrasse de l'avant-dernier interglaciaire

La ligne de rivage de l'avant-dernier interglaciaire est bien identifiée dans les régions qui présentent des séries de terrasses emboîtées, et qui ont subi des mouvements de surrection relativement importants. Dans de nombreuses localités, les dépôts littoraux qui, du fait de leur position morphostratigraphique et de l'altération relativement faible des sédiments et des faunes, sont attribuables à l'épisode (double ?) de haut niveau marin du S.I. 7, ne permettent pas de reconstruire précisément la position du niveau marin correspondant au maximum de la transgression : il s'agit le plus souvent de couches de grès et de conglomérats cimentés qui ont été érodés lors de la transgression du dernier interglaciaire.

L'altitude à laquelle se trouvent les restes littoraux émergés attribués au S.I. 7 varie de quelques mètres à +54 m. Dans les régions où la basse terrasse dépasse +15 m d'altitude, cette ligne de rivage est généralement située entre +25 et +35 m. Dans les rares localités où la basse terrasse est à +9/+12 m et où simultanément existent des indices de ligne de rivage de cette avant-dernière transgression interglaciaire, ceux-çi s'observent à des altitudes de l'ordre de +15/+21 m. L'écart altimétrique entre les lignes de rivage des deux derniers interglaciaires est presque toujours légèrement inférieur, en valeur absolue, à l'altitude de la ligne de rivage du dernier interglaciaire. Cette relation entre les cotes des lignes de rivage des deux derniers interglaciaires tend à indiquer que, quelle que soit leur vitesse, les mouvements de surrection côtiers ont peu évolué lors des derniers 250 000 ans.

A Cabo Virgenes, l'un des profils relevés montre que l'avant-dernier interglaciaire est caractérisé par deux traces de haut niveau marin, celle du maximum de la transgression, et une autre, mal préservée, qui correspond probablement à une première phase transgressive, de moindre amplitude. La trace d'une telle phase de haut niveau marin, au début du S.I. 7 a été préservée grâce au taux de surrection élevé de la région de Cabo Virgenes, et n'a pas été formellement identifié dans d'autres localités.

4.6.2.3. Les terrasses du Pléistocène moyen antérieures à l'avant-dernier interglaciaire

L'identification de dépôts littoraux susceptibles de dater du S.I.9 n'est possible que dans les cas de séries de terrasses emboîtées bien préservées, comme celles des régions de La Reforma-Santa Rosalia. A Bahia San Nicolas, il semble que la transgression du S.I. 9 soit marquée par deux cordons littoraux, le moins élevé des deux (+37 m) étant le plus récent. La ligne de rivage principale du S.I. 9, qui atteint +60 à +80 m d'altitude dans les régions à fort taux de surrection, semble être située généralement entre +25 et +40 m.

Les terrasses d'âge antérieur au S.I. 9 sont rarement préservées et n'ont été reconnues que dans les régions où des séries de terrasses emboîtées ont été conservées. Elles sont au nombre de trois ou quatre ; l'altitude de la plus élevée d'entre elles dépasse généralement la centaine de mètres.

Le développement particulièrement important de l'une de ces hautes terrasses a été utilisé comme moyen de corrélation latérale. Une telle terrasse de grande extension est observée à +75 m à Bahia Santa Ana, +100 m à Santa Rosalia (aéroport), +40 (?) m à Punta Chivato, +65 m à Bahia San Nicolas (piste d'atterrissage), + 60 m (ou +75 m ?) dans l'Île Carmen. Les relations morphostratigraphiques existant entre cette terrasse et celle qui est attribuable au S.I. 9 permettent d'envisager de la corréler avec la, ou les, transgression(s) du S.I. 11 (et du S.I. 13 ?). Le développement de cette terrasse et la puissance des dépôts qui, localement, lui sont associés, pourraient être la marque d'une transgression de plus longue durée, et/ou d'une réoccupation d'une plateforme marine, par la mer, lors de deux transgressions interglaciaires consécutives. Le fait qu'une telle terrasse marine soit observée, à des altitudes variables dans diverses localités, semble indiquer que ses caractères spécifiques sont indépendants de phénomènes tectoniques locaux.

4.6.2.4. Les plus anciennes terrasses (Pléistocène moyen et inférieur)

Dans les régions à terrasses marines emboitées, la terrasse de grande extension est surmontée, le plus souvent, par deux autres surfaces d'abrasion littorale.

Si l'on admet que la terrasse de grande extension date du S.I. 11 et/ou 13, les terrasses plus élevées sont attribuables à des phases interglaciaires antérieures (S.I. 15, S.I. 17, etc.). Compte tenu des écarts altimétriques mesurés entre les terrasses marines les plus anciennes, ces dernières pourraient avoir été formées lors d'interglaciaires non consécutifs (S.I. 15, et 23, par exemple).

Le grand développement, et la préservation généralement bonne de la terrasse la plus élevée (en particulier dans le bassin de Santa Rosalia), impliquent que la (ou les) phase(s) de haut niveau marin qui l'a (ont) formée , a (ont) duré relativement longtemps. D'autre part la différence altimétrique constatée entre la terrasse corrélée avec S.I.11/13 et la terrasse la plus élevée est souvent du

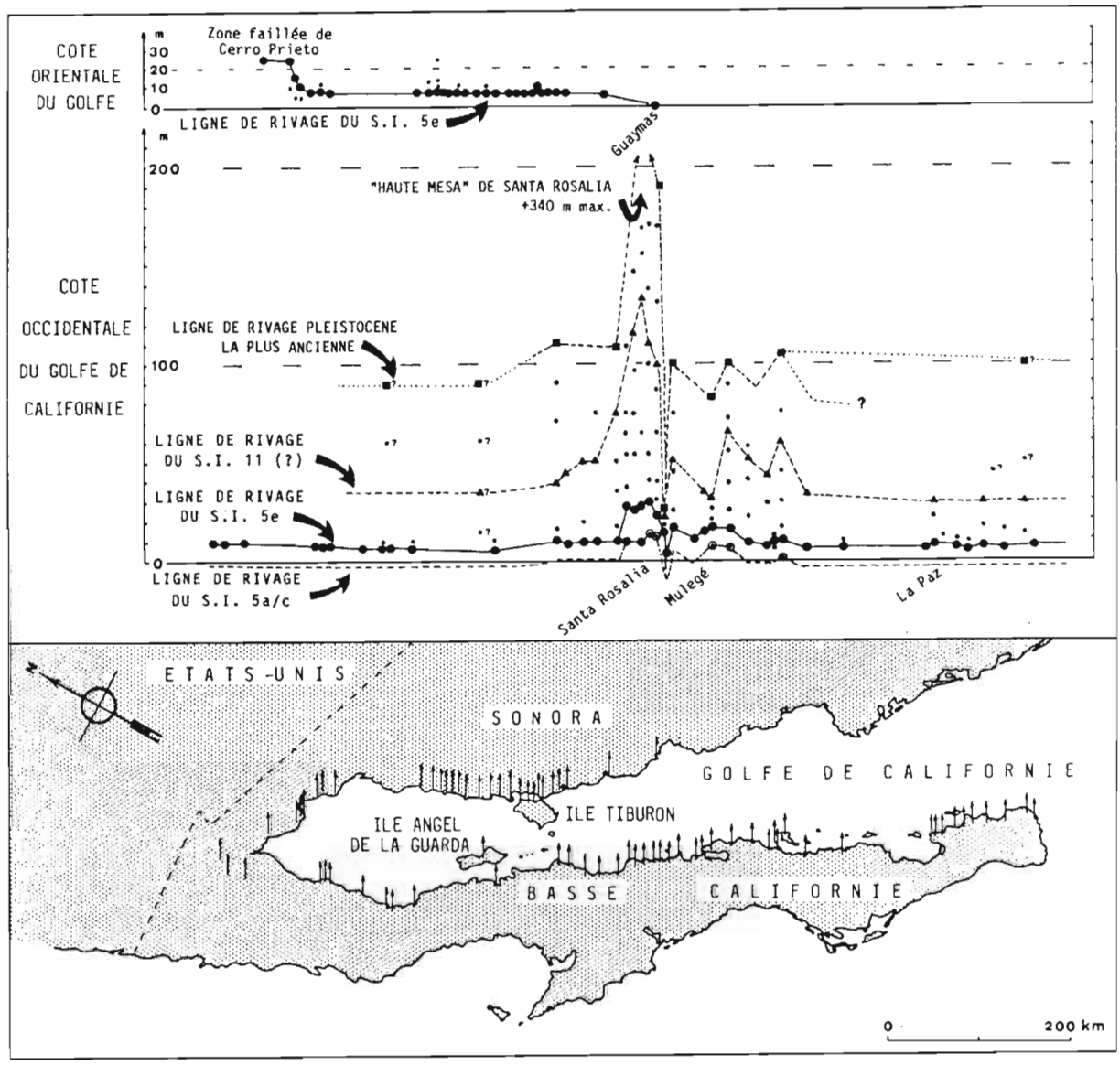


Fig. 4.54.- Distribution spatiale des principales terrasses marines quaternaires observées le long des côtes du Golfe de Californie.

Les corrélations latérales indiquées concernent les lignes de rivage du Pléistocène supérieur (S.I. 5e ≃ 120 ka, et S.I. 5a/c ≃ 90 ka), celles attribuées au S.I. 11 (Pléistocène moyen), et enfin les plus anciennes terrasses pléistocènes connues (environ 1 M.a. ?). Les traits continus marquent les corrélations chronostratigraphiques les mieux établies ; les tiretés figurent les corrélations plus hypothétiques et les pointillés les corrélations les moins bien établies (localités non visitées).

même ordre de grandeur (50 à 100 %) que l'altitude actuelle de la ligne de rivage du S.I. 11/13 ; un tel écart altimétrique traduit vraisemblablement un laps de temps de l'ordre de 0,4/0,5 M.a., ce qui conférerait un âge d'environ 1 M.a. à la terrasse pléistocène la plus élevée.

Cet âge approximatif de 1 M.a. est compatible avec deux résultats de datations K/Ar d'unités volcaniques probablement pénécontemporaines du dépôt littoral pléistocène le plus ancien identifié dans les environs de Santa Rosalia- La Reforma (1,09 ±0,11 M.a., Schmidt, 1975 ; 1,2 ±0,1 M.a., ce travail).

A la suite de soulèvements locaux, liés à l'évolution de la caldera de La Reforma, la ligne de rivage pléistocène la plus ancienne a été portée à une altitude variant de +340 à +200 m. Sur le reste de la bordure de la caldera les lambeaux de terrasses les plus élevés sont situés entre +160 et +190 m. Sur la côte orientale de Basse Californie, au nord et au sud de Santa Rosalia, ainsi que dans les îles Carmen et Maria Cleophas, les plus anciennes lignes de rivage pléistocènes, reconnues par divers auteurs ont été observées à une centaine de mètres d'altitude.

Ces terrasses anciennes datent probablement des premières phases de haut niveau marin interglaciaires qui ont ponctué les fluctuations climatiques, de grande ampleur, et de périodicité voisine de 100 000 ans, ayant marqué le dernier million d'années (paragr. 1.1.2.3). Dans le cas particulier du bassin de Santa Rosalia, qui a enregistré des déformations plus importantes que le reste de la région, il est concevable que la formation de la vaste "mesa supérieure" ait débuté dès la fin du Pliocène.

4.6.3. Déformations verticales le long de la côte orientale de Basse Californie

L'existence de terrasses marines étagées sur l'ensemble de la côte orientale de Basse Californie traduit un soulèvement général au Quaternaire de cette partie du Golfe de Californie. A partir des données recueillies et des corrélations proposées (fig. 4.54), examinons quelles peuvent être les modalités (amplitudes, vitesses, évolution dans le temps) des mouvements verticaux récents. On considerera successivement deux échelles de temps, le Quaternaire supérieur (les derniers 120 000 ans) et l'ensemble du Quaternaire (dernier(s) 1 ou 2 M.a.).

4.6.3.1. Les déformations verticales au Quaternaire supérieur

Les bonnes conditions de préservation de la basse terrasse marine et les possibilités de contrôle chronologique qu'elle offre, font de la ligne de rivage du S.I.5e, un indicateur précis des déformations verticales récentes.

Si, tenant compte à la fois de l'altitude de la basse terrasse à l'est du golfe et des données bibliographiques mondiales (paragr. 1.1.2.3), on admet l'existence, vers 120 ka, d'un niveau marin eustatique à environ 6 m au-dessus du NMM actuel, on est fondé à préconiser qu'une partie de la côte nord-orientale (San Felipe, Bahia de Los Angeles) et la quasi-totalité de l'extrémité méridionale de la péninsule n'ont pas subi de mouvements verticaux récents, tandis

que le reste de la côte de Basse Californie, et les îles voisines, montrent des évidences de soulèvement.

Deux régimes de mouvements verticaux sont distingués, l'un assez lent, portant la ligne de rivage du dernier interglaciaire à une dizaine de mètres au-dessus de sa cote "eustatique" de +6/+8 m (péninsule de Chivato, Bahia Concepcion, Bahia San Nicolas), et l'autre, plus localisé et plus rapide, élevant cet ancien rivage d'une vingtaine de mètres (La Reforma-Santa Rosalia). Le premier régime est caractérisé par des vitesses de soulèvement de 50 à 80 mm /10^3 ans, et le second par des taux de 150-200 mm /10^3 ans. Ce dernier régime est très probablement lié à l'histoire volcano-tectonique récente de la caldera La Reforma. Le régime relativement lent affecte une bande cotière étroite et discontinue, à l'est des péninsules de Chivato et de Concepcion ; ce soulèvement traduit probablement l'effet d'une déformation (souple ?) de la marge de la Basse Californie, à proximité immédiate du centre d'expansion océanique du bassin de Guaymas.

Outre les déformations régionales, on note en plusieurs points des soulèvements locaux, vraisemblablement dus à des fractures récentes (San Francisquito, Buenavista, Punta Pescadero). Les rejets verticaux des failles observées, affectant les dépôts du Pléistocène supérieur, sont d'ordre décimétrique ou métrique.

4.6.3.2. Les déformations verticales dans l'ensemble du Quaternaire

Les localités où la position de la ligne de rivage du S.I.5e témoigne d'un soulèvement récent (Quaternaire supérieur) sont également celles où s'observent des terrasses marines pléistocènes attribuables au S.I. 5a/c. De plus, les écarts altimétriques entre les terrasses étagées, sont significativement plus grands dans les régions où la basse terrasse dépasse +15 m d'altitude. Ces constatations impliquent que les soulèvements décelés pour la période du Quaternaire supérieur, peuvent donner lieu à des extrapolations pour la période du dernier million d'années.

Cependant, en l'absence de données chronologiques fiables sur les terrasses du Pléistocène moyen et inférieur, et en raison du caractère hypothétique des corrélations latérales et chronostratigraphiques proposées, les vitesses de soulèvement des dernières centaines de milliers d'années ne peuvent qu'être évaluées.

Dans le diagramme de la fig. 4.54, récapitulant la distribution spatiale des principales terrasses marines reconnues le long de la côte orientale de la péninsule, ont été soulignées les corrélations proposées, d'une part entre les terrasses attribuables aux S.I.11/13 (?) et, d'autre part entre les lignes de rivage les plus anciennes, qui pourraient dater d'environ 1 M.a. (voir ci-dessus). Ces corrélations présentent une certaine cohérence. D'après la position de la terrasse la plus ancienne, la partie centrale de la côte orientale de Basse Californie aurait été soulevée à une vitesse moyenne de l'ordre de 100 mm/10^3 ans, lors du dernier million d'années, sauf à Santa Rosalia-La Reforma, où cette vitesse parait devoir être multipliée par deux. Ces taux de soulèvement sont semblables à

ceux déterminés pour le Quaternaire supérieur, dans les régions du centre de la péninsule. Dans les extrémités septentrionale et méridionale de la côte orientale de Basse Californie, qui ne paraissent pas avoir été soulevées récemment, les indices de hauts niveaux marins anciens (+90/+100 m) (fig. 4.54), qui impliqueraient des soulèvements au Pléistocène moyen, ne reposent que sur des données bibliographiques qui n'ont pas été confirmées (ni infirmées) lors de la présente étude (Wittich, 1909, 1911 pour les environs de San José del Cabo ; Arnold, 1957, pour les régions de San Luis Gonzaga et Angel de la Guarda).

Dans les régions où les terrasses marines anciennes sont préservées et bien identifiées, au centre-est de la péninsule, on peut donc parler avec assurance de mouvements verticaux, apparemment continus, de 100 à 200mm/10^3 ans. Au nord et au sud de la façade orientale de la péninsule, les mauvaises conditions de préservation des lignes de rivage ne permettent pas de tirer de conclusions définitives quant aux amplitudes et aux vitesses de soulèvements régionaux quaternaires ; comme aucun mouvement vertical significatif n'y a été observé au Quaternaire supérieur, il est probable qu'à l'échelle du Quaternaire entier, les vitesses de soulèvement régional ne soient, au plus, que de quelques dizaines de mm par millier d'années.

(DEUXIEME PARTIE ; ETUDES REGIONALES)

5. LA CÔTE OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE

5.1. La côte sud-occidentale de Basse Californie

5.2. La péninsule de Vizcaino

5.3. La côte occidentale de Basse Californie Nord

LA COTE OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE

5.1. LA COTE SUD-OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE

5.1.1. Introduction

Dans le secteur s'étendant entre la pointe méridionale de Basse Californie (Cabo San Lucas) et la lagune Ojo de Liebre, trois régions sont particulièrement intéressantes du point de vue des restes de transgressions marines quaternaires : les environs des lagunes San Ignacio et Ojo de Liebre et la zone de San Juanico-Punta Santo Domingo. Dans les deux premières régions l'accent a été mis sur le restes des dernières phases de haut niveau marin pléistocènes, tandis que, dans la troisième, la préservation relativement bonne de dépôts de hautes terrasses a permis l'étude de traces de transgressions, plus anciennes, du Pléistocène moyen (et inférieur ?).

5.1.1.1. Présentation de la région

Sur le plan morphologique, la côte sud-occidentale de Basse Californie, montre une grande variété de paysages littoraux. Schématiquement on distingue, du sud au nord :

- une côte rocheuse, avec arrière-pays montagneux, émaillée de plages sableuses étroites (Cabo San Lucas-Todos Santos) (fig. 5.1) ;
- des côtes basses, à lagunes littorales (présentant divers stades d'évolution : lagunes asséchées derrière un cordon dunaire, lagunes ouvertes ou fermées, mangroves, îles barrières, etc.), ou à larges plages sableuses, ou encore à talus littoral récent (Todos Santos-Laguna Santo Domingo) ;
- une côte mixte où alternent falaises rocheuses abruptes et baies sableuses, bordées de massifs dunaires, parfois interrompues par des lagunes estuariennes (Laguna Santo Domingo-Punta Santo Domingo) ;
- et enfin, les vastes platiers littoraux et supralittoraux, îles-barrières et champs dunaires qui bordent les grandes lagunes de San Ignacio et Ojo de Liebre.

5.1.1.2. Cadre géologique

La plus grande partie de la façade pacifique de Basse Californie Sud est caractérisée par un vaste piémont s'adossant à la Sierra de la Giganta. Dans sa partie méridionale, entre l'isthme de La Paz et la région de La Purisima, ce piémont est formé d'unités sédimentaires éocènes, miocènes et, surtout, pliocènes et quaternaires. Les formations tertiaires affleurent essentiellement au pied des massifs volcaniques miocènes ("formation Comondu") de la Sierra de la Giganta.

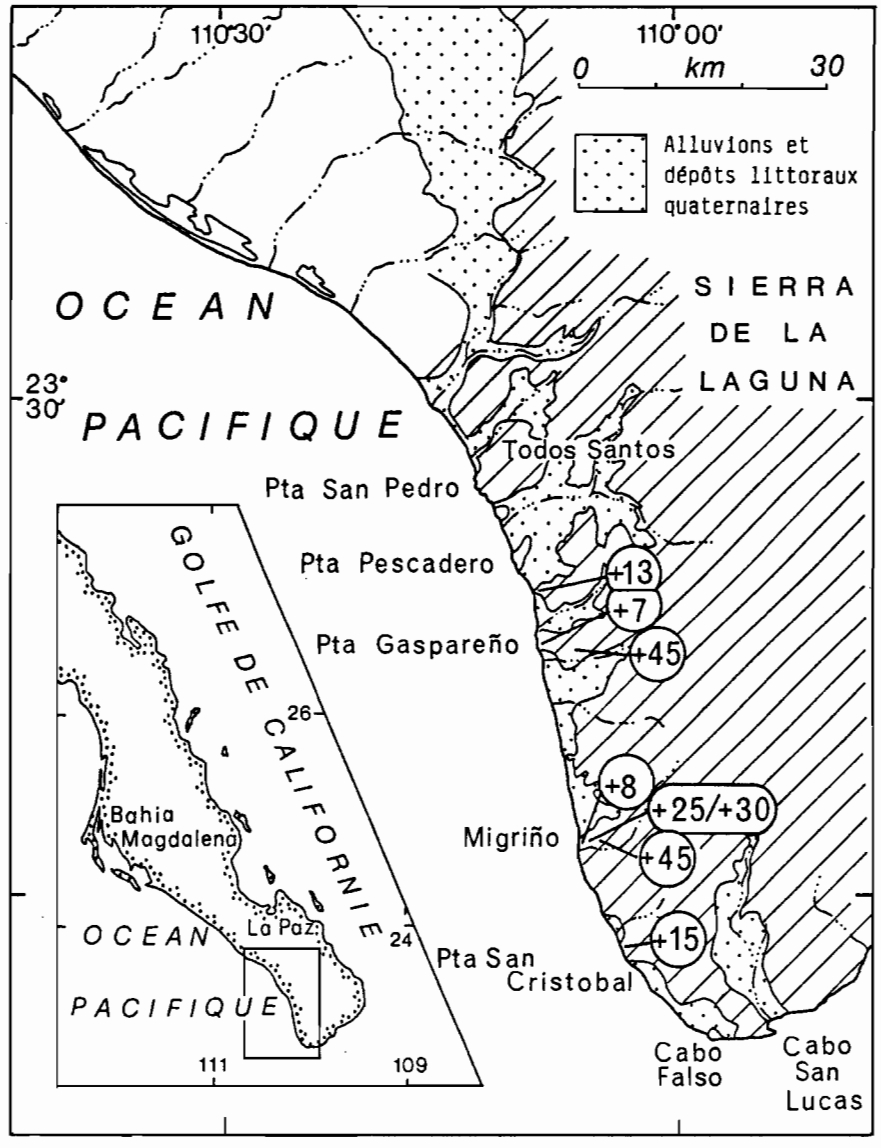


Fig. 5.1.- Localisation de terrasses marines pléistocènes reconnues par Hammond (1954) et par l'auteur dans l'extrémité sud-occidentale de la péninsule de Basse Californie.

Entre La Purisima et San Ignacio, le piémont correspond plutôt à une succession de plateaux et de mesas, entaillés par une série de vallées et de canyons parfois assez étroits. Dans cette région, les reliefs tabulaires sont liés à des vastes épanchements de laves (miocènes et pliocènes principalement) recouvrant les formations marines faiblement inclinées du début du Tertiaire.

Au nord-ouest de San Ignacio, le piémont occidental des sierras de La Giganta et de San Francisco, est couvert de sédiments continentaux quaternaires (alluvions encroûtées et dunes fixées).

Dans cette partie de Basse Californie, les travaux de cartographie géologique, à une échelle moindre que le 1/500.000 (Lopez Ramos, 1973, 1980 ; Lozano, 1975) sont encore en nombre réduit (Carrillo Isolbi, 1976 ; Mc Lean & Hausback, 1984).

Les principales unités sédimentaires marines reconnues dans le sud-ouest de la péninsule incluent les formations suivantes :

- Malarrimo (Paléocène)
- Tepetate et Bateque (Eocène)
- San Grégorio et "Monterey" ou Monterrey (Oligocène)
- Purisima Nueva, San Raymundo, San Ignacio, et Isidro (Miocène)
- Salada (Pliocène).

Ces formations ont été décrites par Darton (1921), Heim (1922), Beal (1948), Mina (1957), Lozano (1975) et continuent de faire l'objet d'études détaillées (Applegate (1978, 1981) ; Escandon, 1978 ; Ojeda, 1979 ; Mc Lean et al., 1984 ; Mc Lean & Hausback, 1984 ; Smith, 1984, 1986 ; etc.).

La formation Salada a été définie par Heim (1922) dans une localité-type située à 1,5 km au nord-est de Rancho Salado, sur les rives de l'arroyo du même nom (fig. 5.2.). Cette formation affleure de façon continue depuis Todos Santos jusqu'à Bahia San Juanico, et forme l'essentiel du substratum pré-Quaternaire de la plaine côtière de Magdalena-Iray (fig. 5.2).

> Cette unité est constituée de grès fins, de limolites et de calcaires gréseux, gris à beiges ; certains lits de biocalcarénites contiennent de nombreux moules internes et externes de débris coquilliers. Dans la localité-type, la formation se trouve surmontée par un conglomérat à ciment calcaire, gris clair, correspondant à un dépôt de terrasse (marine ?) (Beal, 1948, p. 78). La section-type de la formation Salada ne mesure que 30 m de puissance, mais des épaisseurs de 80 m (Lozano, 1975) et jusqu'à 500 m (Mina, 1957) ont été mesurées ultérieurement.

Selon la plupart des auteurs, la formation Salada date du Pliocène ; des travaux en cours (Smith, 1984) semblent cependant indiquer qu'elle contient des mollusques du Miocène moyen (?).

Les études de géologie du Quaternaire ont été moins nombreuses dans cette région que dans la péninsule de Vizcaino ou en Basse Californie Nord. Les seuls dépôts marins pléistocènes ayant fait l'objet d'études détaillées sont ceux de la basse terrasse marine des îles Santa Magda-

lena et Santa Margarita (cf infra), et, dans une moindre mesure, des environs de la Laguna San Ignacio.

Sur le plan néotectonique, Yeats et Haq (1981) ont signalé l'existence de failles quaternaires, notamment la faille Alcatraz (fig. A10.5), recoupant des cônes alluviaux dans l'île Santa Margarita. Ces failles normales qui se prolongent au large sont probablement liées au système de failles Tosco-Abreojos (Spencer & Normark, 1979a, 1979b) qui reste actif, après avoir constitué une zone de fracture transformante majeure entre 12 et 4 M.A. (paragr. 1.2.2.4).

5.1.2. La région de Cabo San Lucas à Bahia Magdalena

5.1.2.1. Cabo San Lucas-Todos Santos

Entre l'extrémité méridionale de la péninsule de Basse Californie et le 24e parallèle, la côte présente deux aspects distincts. Au sud, l'arrière-pays est formé de roches métamorphiques et instrusives mésozoïques (Mina, 1956 ; Lopez Ramos, 1973, 1980). La côte, rocheuse, est bordée de falaises ; les plages étroites témoignent d'une forte énergie littorale. Les restes de transgressions marines pléistocènes y sont peu nombreux et mal définis. Généralement, ce sont des terrasses d'abrasion situées au sommet du talus côtier actuel et couvertes d'alluvions.

Hammond (1954) rapporte l'existence de témoins d'une basse terrasse (+6/+9 m) à Migriño et entre les pointes Gaspareño et Pescadero (fig. 5.1). A Punta Gaspareño, j'ai également observé cette terrasse d'abrasion (dépourvue de sédiments marins) à une altitude de +7 m ; une étroite banquette d'abrasion a été préservée à +2 m d'altitude dans cette même localité. Par corrélation latérale avec la basse terrasse observée dans l'extrémité sud-orientale de la péninsule de Basse Califorie (La Paz-Cabo San Lucas, paragr. 4.5.2.), j'attribue cette basse terrasse (+7 $\pm$1,5 m) au dernier interglaciaire.

Une terrasse d'âge plus ancien a été repérée vers +15 m au nord de Punta San Cristobal (fig. 5.1). Ce pourrait être un équivalent latéral de la terrasse de +13 m signalée par Hammond (1954) à Punta Pescadero. Deux autres hautes terrasses ont été mentionnées par cet auteur : à +25/+30 m et +45 m à Migriño, la plus élevée d'entre elles étant également représentée au nord de Punta Gaspareño.

Au nord de Todos Santos, le paysage littoral est surtout marqué par l'existence de lagunes asséchées séparant un long cordon dunaire et de vastes bajadas, localement couvertes d'un manteau de sables éoliens récents. Les affleurements de sédiments marins et littoraux pléistocènes y sont rares ; des grès bioclastiques et des lutites vertes, à faune dissoute, et attribués au Pliocène, ont été observés sur la bordure orientale des lagunes sèches (environs de San Isidro de las Palmas).

La formation des lagunes et du cordon littoral holocènes qui caractérisent cette région atteste une dynamique littorale vigoureuse, et ne semble pas être liée à un exhaussement récent de la zone côtière. L'absence de vestiges de la transgression du dernier interglaciaire est attribuée à de mauvaises conditions de préservation et à des recouvrements par des sédiments continentaux récents

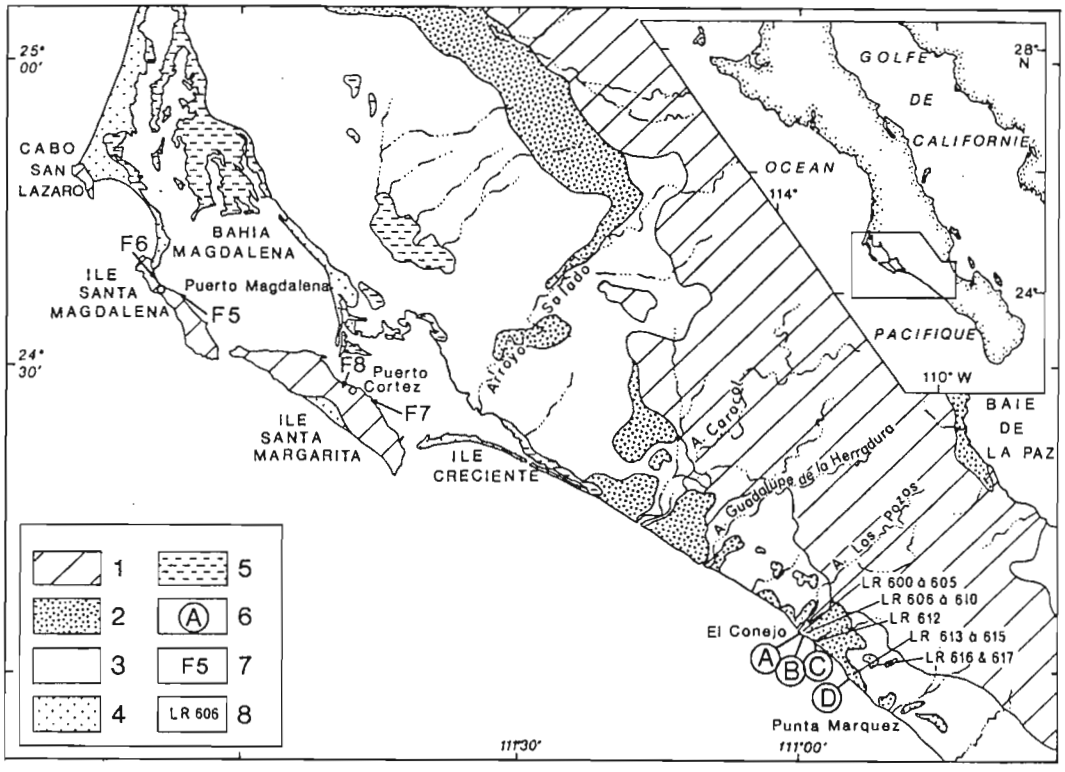


Fig. 5.2.- La région de Bahia Magdalena-El Conejo : localisation des coupes étudiées et des échantillons de sédiments littoraux pléistocènes prélevés à El Conejo (fig. 5.3), ainsi que des sites fossilifères de la terrasse "Magdalena". Limites d'affleurement du Pliocène marin (formation Salada) selon Mina (1956) et Lopez Ramos (1973).

1- Substratum anté-pliocène. 2- Formation Salada (Pliocène marin). 3- Sédiments quaternaires (essentiellement alluvions). 4- Sables littoraux du Quaternaire supérieur. 5- Sédiments lagunaires et mangroves holocènes. 6- Coupes de dépôts littoraux pléistocènes (voir fig. 5.3). 7- Localités fossilifères du Pléistocène supérieur décrites par Jordan (1936), Emerson (1958), Omura et al., (1979). 8- Echantillon de faune ou/et de sédiment pléistocène prélevé (voir fig. 5.3).

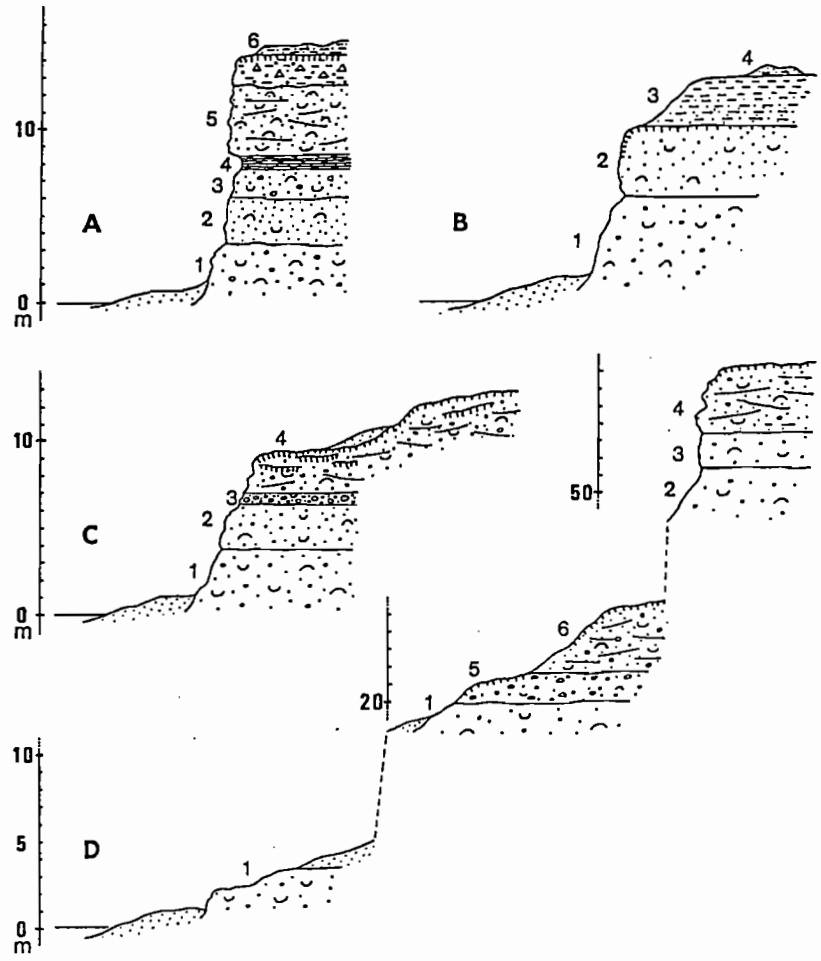


Fig. 5.3.- Coupes sériées de dépôts marins et littoraux du Pliocène et du Pléistocène de la région de El Conejo. Voir localisation des coupes fig. 5.2.

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 5.3.

Coupe A : 1- Calcaire gréseux gris (LR 600), fossilifère (Pecten sp., Ostrea megodon, O. cf fisheri, Encope sp., Balanus sp., et tests recristallisés de Oliva sp., Conus sp., Polinices sp., etc.) (Pliocène ou Pléistocène ?). 2- Grès micacé gris, plus consolidé à la base qu'au sommet, à Encope sp., Ostrea megodon et Pecten sp. (LR 601) (Pléist. inf. ou moyen). 3- Grès micacé à passées graveleuses ou conglomératiques, à os roulés, et Balanus cf tintinnabulum (de plus de 10 cm de haut, et de 10 cm diamètre) (LR 602) (Pléist. inf. ou moyen). 4- Tidalites où alternent argile rose, limons beige-rosé et grès très fins, gris clair (LR 603) (Pléist. inf. ou moyen). 5- Calcirudite à bioclastes recristallisés et grès grossiers, jaunâtres, à faune mal préservée (Tivela stultorum, Ostrea sp., Polinices reluzianus, Chione sp.) (LR 604), (Pléist. moyen). 6.- Conglomérat et limons continentaux encroûtés (LR 605) (Pléist. moyen ?). 7- Limons beige rosé, continentaux (Pléist. supér. ?).

Coupe B : 1- Calcaire gréseux verdâtre, localement conglomératique, à pectens et huîtres prédominants (équivalent latéral de A1, Pliocène ?). 2- Calcirudite et grès littoraux, beiges, à pectens et tests de mollusques recristallisés (LR 606), largement encroûtés en surface (LR 607) (Pléist. inf. ou moyen). 3- Sables et limons beige rosé (LR 608, 609, 610), possiblement lacustres, irrégulièrement cimentés et encroûtés (Pléist. sup. ou moyen) ; 4- Limons beiges et sables éoliens meubles (Pléist. sup. et Holocène).

Coupe C : 1- Calcaire gréseux, gris-vert, à Pecten sp., Ostrea sp. et tests de mollusques dissous ou/et recristallisés (Malea ringens, Crucibulum scutellatum, Thais sp., Chione sp.) (LR 611) (Pliocène ?) ; 2- Grès et calcarénite, gris-vert, à lits coquilliers (Pléist. inf. ou moyen). 3- Conglomérat littoral, peu fossilifère, encroûté (Pléist. moyen ?). 4- Calcaire gréseux et conglomératique, beige, à bioclastes et coquilles entières altérées et partiellement recristallisées (LR 612, tabl. A6.9-C, (Pléist. moyen ?).

Coupe D : 1- Calcaire gréseux gris-vert, à bioclastes et tests de mollusques dissous (LR 613) (Pliocène). 2- Grès calcaire gris-vert, localement peu cimenté (Pliocène). 3- Calcaire gréseux grossier gris, à Pecten sp. et tests de mollusques dissous et recristallisés (Cardium sp., Anadara sp., Oliva sp.) (LR 616), (Pléist. inf. ou moyen ?). 4- Grès grossier et calcirudite à bioclastes dissous et recristallisés, et Pecten sp., Ostrea palmula, Amiantis sp. (LP 617), (Pléist. inf. ou moyen). 5- Grès grossier biodétritique, à ciment calcaire, localement conglomératique (à galet aplatis), gris-beige, à bioclastes dissous et/ou recristallisés, (Pléist. inf. ou moyen ?). 6- Grès grossiers et conglomérat, à ciment calcaire et bioclastes altérés mais non totalement dissous (LR 615) (Pléist. moyen ?) ; 7- Sables éoliens holocènes.

(et non à une absence de dépôts). Les terrasses marines anciennes de la région du 24e parallèle, visibles sous la forme de couronnements de mesas, n'ont pas encore fait l'objet d'une étude particulière.

5.1.2.2. El Conejo

La présence de dépôts marins pléistocènes fossilifères dans la région de El Conejo (fig. 5.2) a été signalée par Hertlein (1968) ; cependant, les indications données par cet auteur n'ont par permis d'identifier précisément le(s) dépôt(s) dont il a étudié la faune (tabl. A6.9-B). Plusieurs unités de grès et calcaires littoraux ont en effet été reconnues, entre le lieu-dit El Conejo et Punta Marquez (fig. 5.2 et 5.3). Les corrélations latérales et l'interprétation morphostratigraphique de ces dépôts prêtent à discussion.

Les plus anciennes unités, à la base des coupes relevées (A1, B1, C1, D1, E1, fig. 5.3), très indurées et de couleur gris-vert, sont attribuées au Pliocène (?).

Ces sédiments sont caractérisés par une dissolution totale (suivie, ou non, de remplissage de calcisparite) des bioclastes et tests entiers de mollusques originellement aragonitiques, et par la prédominance de pectens et huîtres.

D'autres unités (A5, C4, D6, fig. 5.3), séparés des précédentes par une discordance et/ou un conglomérat de base présentent une altération moins poussée des éléments biogéniques (tests de mollusques non calcitiques partiellement préservés) ; ces derniers niveaux sont attribués au Pléistocène (inférieur ou moyen ?).

Pour certaines unités (A2/3/4, B2, C2, D3/5, fig. 5.3), l'état d'altération des bioclastes et de la faune ne sont pas déterminants, mais des arguments morphostratigraphiques ou lithologiques suggèrent que les dépôts littoraux sont post-pliocènes.

Dans la coupe A, par exemple, une séquence régressive se terminant par des dépôts typiques de tidalites (A4) forme un ensemble distinct des unités inférieure (Pliocène) et supérieure (Pléistocène moyen ?). Ce vestige de transgression pourrait dater du Pléistocène inférieur (ou moyen ?).

Dans la coupe D, le niveau D4 correspond à un dalle gréseuse couronnant plusieurs mesas dans la région (vers +60 m d'altitude). Ce type de dépôt, courant sur la côte pacifique de la péninsule, caractérise les témoins de transgressions pléistocènes ayant érodé des substratums peu indurés.

La plupart des coupes présentées (fig. 5.3) ont été relevées dans le talus littoral, de sorte que les altitudes des différentes unités ne représentent pas nécessairement les cotes maximales atteintes par la mer lors de chaque épisode de haut niveau marin. Les conditions d'affleurement de ces unités, à l'intérieur des terres (couverture alluviale, encroûtements importants, sables dunaires récents)

ne permettent pas, sauf pour le niveau D4, de reconstituer l'altitude maximale atteinte par la mer durant chaque phase de dépôt marin. Les surfaces d'abrasion marine observées dans les coupes (A1/2, A4/5, C2/3 et D5/6, fig. 5.3) fournissent tout de même des indications sur les cotes minimales atteintes par le niveau marin lors de chacune des transgressions considérées.

En définitive, on retiendra que, dans les environs de El Conejo, plusieurs transgressions marines pléistocènes sont représentées. L'un des plus anciens dépôts littoraux, d'âge indéterminé (Pléistocène inférieur ou moyen ?), correspond à la surface de +60 m des sommets de mesas de la région côtière (D3, D4 ; fig. 5.3).

D'autres dépôts marins, d'âge Pléistocène moyen (?), sont observés entre +20 et +25 m (D6) et entre +6 et +12 m (A4, B2, C3, C4). Compte tenu de leur forte altération diagénétique (Malpica et al., 1981, 1982) aucun des dépôts littoraux décrits ne semble pouvoir être attribué à une transgression marine du Pléistocène supérieur. Cette interprétation s'appuie également sur la présence d'encroûtements épais, et de sédiments continentaux d'apparence relativement ancienne (antérieurs au Pléistocène supérieur ?), au toit des unités marines les plus récentes des coupes étudiées (A5, B2, C4). Comme dans la région située au nord de Todos Santos, l'absence de restes de la dernière transgression interglaciaire est imputée à l'érosion récente et à des conditions d'affleurement défavorables.

5.1.2.3. La région de Bahia Magdalena

D'un point de vue géomorphologique, la région de Bahia Magdalena, présente de nombreuses similitudes avec la côte sud-orientale du Golfe de Californie. Comme en Sinaloa et dans le sud du Sonora, une vaste plaine côtière, s'appuyant sur un piémont à pente faible, est bordée par un système de lagunes, îles-barrières, mangroves, etc. La baie de Magdalena elle-même est limitée vers l'ouest par deux îles rocheuses, Santa Magdalena et Santa Margarita (fig. 5.2).

Dans la plaine côtière, l'accumulation de sédiments alluviaux et de sables dunaires n'est pas favorable à la préservation et à l'affleurement de restes de transgressions pléistocènes : aucune ligne de rivage quaternaire n'a été signalée à l'est de Bahia Magdalena. La seule terrase marine reconnue dans la région, est localisée sur les affleurements rocheux des îles Santa Magdalena et Santa Margarita.

La "terrasse Magdalena" (Omura et al., 1979) correspond à l'ensemble des dépôts des localités AMNH-F6 (=CAS-754) et AMNH-F5 (= CAS-982) de l'île Santa Magdalena, et AMNH-F7 et AMNH-F8 (= CAS-932) de l'île Santa Margarita, décrites par Hanna (1925, 1926a), Jordan (1936) et Emerson (1958) (fig. 5.2). Cette terrasse s'étend sur plusieurs kilomètres le long de la côte orientale (protégée) de chacune des deux îles.

La localité AMNH-F6, considérée par Omura et collaborateurs (1976) comme localité-type de la "terrasse Magdalena", est formée par un sédiment

sableux et graveleux, peu consolidé, fossilifère, surtout visible entre +1 et +2 m ; ce sédiment repose sur un conglomérat de base recouvrant une surface d'abrasion, et se trouve couvert par plusieurs mètres d'alluvions. La cote altimétrique maximale du dépôt marin est de +6 m (op. cit.).

Les faunes de ces dépôts littoraux, décrites depuis près d'un siècle et demi (Du Petit-Thouars, 1841 ; Hinds, 1844 ; Eisen, 1895, Dall, 1918 ; Smith, 1919 ; Jordan, 1924, Hanna, 1925, 1926a, 1926b) ont fait l'objet d'une étude exhaustive par Jordan (1936). Avec 442 espèces (dont 337 espèces de mollusques) déterminées dans les localités CAS-754, 932 et 982, la faune de la "terrasse Magdalena" est l'une des plus riches de la côte pacifique du continent nord-américain. Cette faune fossile (tabl. A6.9-D) se caractérise par un mélange équilibré de formes californiennes (tempérées) et panamiennes (tropicales) (paragr. 1.1.3.3.3. ; fig. 1.10). Par rapport à la faune actuelle, la faune de la "terrasse Magdalena" témoigne d'une température légèrement plus élevée.

Quatre tests d'échinodermes (Encope grandis) et deux fragments de coraux (Porites californica) ont été datés par les méthodes radiométriques U/Th et U/Pa (Omura et al., 1979). Les résultats de ces mesures, compris entre 108 et 128 ka, fournissent une moyenne de 116,5 ±6 ka (paragr. 6.2.3.2). Par ailleurs, des tests de Chione cf undatella de la localité AMNH-F6, ont été utilisés pour une étude de racémisation des acides aminés (Wehmiller & Emerson, 1980 Wehmiller, 1982a) (paragr. 7.1.3.3.2).

Dans la région de Bahia Magdalena, Wittich (1920) signalait l'existence d'une autre terrasse marine à +30 m d'altitude, et des restes coquilliers (d'origine probablement anthropique) à +215 m.

5.1.3. La région de La Poza Grande à Punta San Juanico

La plaine côtière de Magdalena se poursuit vers le nord jusqu'à la latitude de Laguna Santo Domingo. Au nord de cette lagune, l'arrière-pays littoral reste couvert de sables mais le substratum devient rocheux. La chaine volcanique de La Giganta se rapproche de la côte, et une série de plateaux apparaissent. Ces derniers reliefs sont formés par des couches sédimentaires sub-horizontales, tertiaires, érodées à la fois par les mers pléistocènes et par des phénomènes subaériens. En général, ces surfaces ont été couvertes par des épandages de galets fluviatiles fortement encroûtés.

5.1.3.1. La Poza Grande-San Andrecito

Le village de La Poza Grande repose sur une vaste terrasse de +22/+25 m d'altitude maximale (fig. 5.4).

Les sédiments littoraux associés à cette terrasse sont des calcaires à graviers arrondis, des calcirudites, et des grès fins à bioclastes

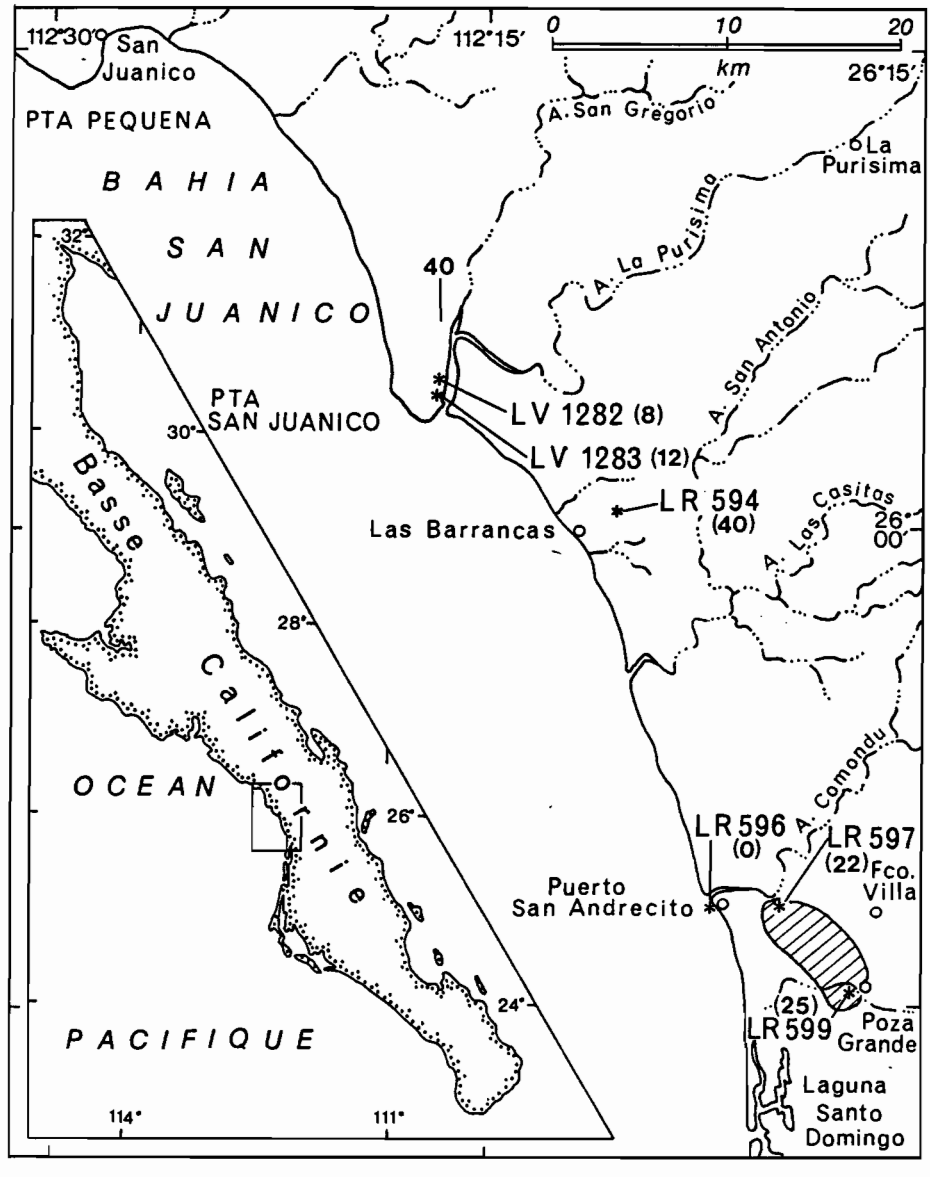


Fig. 5.4.- Localisation des échantillons de sédiments littoraux et de faune pléistocènes prélevés dans la région de La Poza Grande-Punta San Juanico (altitude en mètres, entre parenthèses).

calcaires ou "phosphatisés" et à ciment polyphasé (LR 597, 599) ; ces dépôts présentent en surface des encroûtements laminaires de plusieurs centimètres d'épaisseur. La faune, constituée surtout d'Ostrea palmula, Ostrea sp., Anadara cf grandis, Megapitaria sp., Balanus sp. et par des gastéropodes recouverts de mélobésiées, est mal préservée et partiellement dissoute.

L'état de préservation des coquilles et l'état diagénétique des sédiments excluent qu'il s'agisse de restes d'une transgression du Pléistocène supérieur.

Le seul autre dépôt littoral ancien observé dans cette région largement ensablée, affleure à Puerto San Andrecito, dans le platier littoral actuel (+0 m) (fig. 5.4).

C'est un gravier polygénique et biodétritique, à bioclastes largement dissous, et à ciment sparitique et microsparitique (partiellement dissous) (LR 596). Ce sédiment, dont la diagenèse est moins avancée que les dépôts de +22/+25 m, est attribué à une transgression marine relativement récente (fin du Pléistocène moyen, ou Pléistocène supérieur ?).

5.1.3.2. Las Barrancas

Dans la région de Las Barrancas, où les séries sédimentaires tertiaires commencent à former des reliefs côtiers, le seul témoin de transgression marine pléistocène observé est une terrasse située à +40 m d'altitude, recouverte de sables et graviers continentaux.

Le dépôt marin (LR 594) est constitué de grès mal classé, à éléments arrondis et de calcaire bioclastique (à débris coquilliers roulés, généralement recristallisés). La faune qui est très altérée indique un milieu de dépôt de haute énergie ; sa composition (tabl. A6.9-E) suggère que la température était légèrement inférieure à celle que connait la région actuellement. Ces dépôts reposent sur des éolianites qui témoignent de la persistance des effets du vent dans cette région au Quaternaire.

La terrasse marine qui n'est pas une surface d'érosion récente, a probablement été formée au cours du Pléistocène moyen. Les autres surfaces d'origine marine et d'altitude inférieure à +40 m sont morphologiquement mal définies.

5.1.3.3. Punta San Juanico

L'ensemble du promontoire de Punta San Juanico, et la partie de la côte qui lui fait suite vers le nord, sont presque totalement couverts de dunes fixées (d'âge essentiellement Quaternaire supérieur). A la pointe San Juanico, en bordure de l'estuaire de San Gregorio, trois dépôts marins pléistocènes ont cependant été identifiés (fig. 5.4).

Le plus élevé des restes marins pléistocènes est un affleurement de calcaire conglomératique et de calcarénite,

situé à +40 m d'altitude, à 4 km au nord du campement de pêcheurs de Punta San Juanico. Ce dépôt dont on ignore l'extension latérale à cause du recouvrement sableux, est vraisemblablement d'âge Pléistocène moyen.

Les deux autres dépôts sont localisés en bordure des platiers littoraux de l'estuaire actuel.

Le plus ancien est un grès biodétritique, à ciment calcaire, localement conglomératique, encroûté en surface (LV 1283). La faune abondante de ce niveau est composé principalement de formes de milieu protégé, vivant sur ou dans des sédiments sableux (tabl. A6.9-G).

Ce dépôt marin qui repose sur une surface d'abrasion creusée dans des limolites et grès verts éocènes, affleure au moins jusqu'à +10 m d'altitude. L'unité pléistocène la plus récente (LV 1282) surmonte, et érode partiellement, le précédent dépôt littoral (lorsque ce dernier est à moins de +7 m). Elle est composée de grès gris, peu cimentés, à Chione gnidia et C. californiensis prédominants (tabl. A6.9-H).

La faible extension des affleurements ne permet pas de préciser les relations chronostratigraphiques qui existent entre les deux derniers dépôts marins mentionnés, ni de déterminer s'ils sont attribuables à deux transgressions interglaciaires distinctes. On ignore également l'altitude exacte atteinte par les hauts niveaux marins correspondant : les cotes respectives de +12 et +8 m sont des valeurs minimales.

5.1.4. La région de San Juanico

5.1.4.1. Présentation

La région littorale située entre le village de San Juanico (à ne pas confondre avec Punta San Juanico qui se trouve 30 km au sud-sud-est) et Punta Santo Domingo (fig. 5.5) a conservé une série de terrasses marines pléistocènes, dont il n'existe autant d'équivalents que dans la péninsule de Vizcaino, au nord-ouest de Basse Californie Sud. La préservation relativement bonne des terrasses est due à la morphologie générale et à la lithologie du substratum de cette région côtière.

Le substratum de la région est formé essentiellement par la puissante formation Bateque (Eocène) (Carrillo Isolbi, 1976). Les principales unités stratigraphiques reposant sur les grès marins de cette formation sont les formations marines San Raymundo et San Ignacio (Miocène) des basaltes de plateaux (Pliocène inférieur), la formation Salada (Pliocène marin), et quelques coulées volcaniques pléistocènes. La disposition tabulaire de ces différentes unités stratigraphiques a facilité le dépôt et la préservation des témoins de transgressions marines pléistocènes jusqu'à une altitude dépassant la centaine de mètres. Un autre facteur favorable pour l'étude des terrasses marines, par rapport aux régions plus méridionales, est la faiblesse relative de la couverture de sables éoliens ; celle-ci est liée à l'orientation distincte de la côte et au rôle d'écran joué par les hauts plateaux du nord de Punta Santo Domingo.

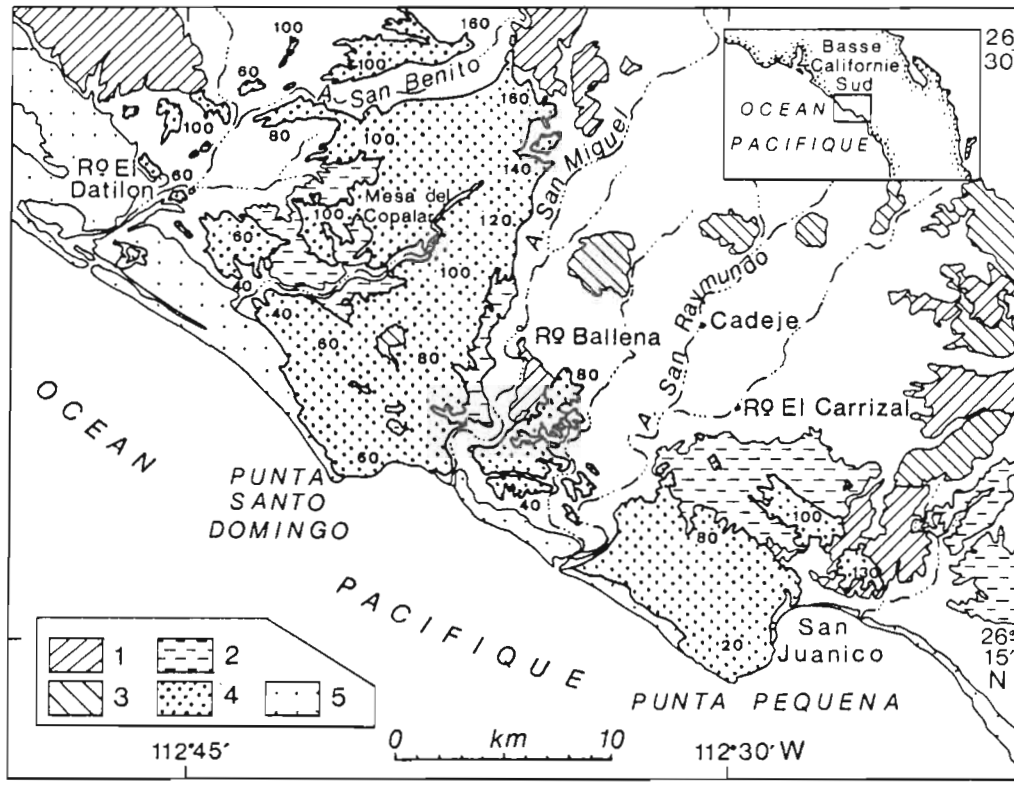


Fig. 5.5. - Localisation des formes de relief associées à des terrasses marines, selon Carrillo Isolbi (1976), dans la région de San Juanico-Punta Santo Domingo.

1- Basaltes des plateaux (Pliocène inférieur) ; 2- Pliocène moyen et supérieur (formation Salada) ; 3- Dépôts volcaniques pléistocènes ; 4- Terrasses marines (?) pléistocènes, avec indication de leur altitude approximative (en mètres) ; 5- Sables dunaires et littoraux fini-pléistocènes et holocènes.

La carte géologique la plus détaillée de la région (Carrillo Isolbi, 1976) montre que de larges étendues correspondent à des terrasses d'origine marine (fig. 5.5). Cependant, l'auteur de la carte, qui n'a établi aucune distinction entre les différentes terrasses (âge, altitude, etc.) semble s'être surtout fondé sur des arguments morphologiques pour tracer les limites d'affleurement des dépôts marins quaternaires.

5.1.4.2. Les terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes

5.1.4.2.1. Les hautes terrasses

La plus haute terrasse morphologique observée dans la zone de Punta Santo Domingo s'élève à +100 m d'altitude. Cette terrasse est bien développée, notamment au lieu-dit Mesa del Copalar, à l'ouest de Rancho Ballena (fig. 5.5).

Selon Carrillo Isolbi (1976), cette terrasse s'élèverait progressivement jusqu'à +160m, au pied des reliefs volcaniques mio-pliocènes de la Sierra La Giganta (fig. 5.5), mais cet auteur a "généreusement" cartographié, sous le figuré de terrasses marines, de nombreuses surfaces dont l'origine marine est douteuse et dont les sédiments superficiels sont certainement continentaux.

Au sud-est de l'arroyo San Raymundo, la terrasse de +100 m est visible au sommet de quelques buttes témoins (sud-ouest de Rancho El Carrizal) ; à proximité de Bahia San Juanico, cette terrasse est largement recouverte de dunes anciennes consolidées (fig. 5.6).

Les dépôts marins et littoraux associés à la terrasse de +100 m affleurent en diverses localités entre Rancho El Datilon et Bahia San Juanico (fig. 5.7). Ils sont constitués de calcaires gréseux et conglomératiques, à coquilles entières (Anadara grandis surtout) et débris coquilliers fortement altérés mais non totalement dissous (LR 576, LV 1263). Ces dépôts marins sont généralement couverts d'une épaisse croûte calcaire (LV 1264) et de sédiments éoliens et continentaux indurés, et surmontent des grès et calcarénites conglomératiques à pectens de la formation Salada (LR 588, 589, LV 1262).

Le faciès typique de dépôts littoraux de terrasse marine, ainsi que la relative préservation des coquilles à minéralogie aragonitique, conduisent à attribuer un âge pléistocène (inférieur ou moyen) à la terrasse de +100 m.

La deuxième ligne de rivage bien marquée dans le paysage de cette région se trouve à +60 m environ (fig. 5.7). La terrasse correspondante est particulièrement développée en contrebas de la Mesa del Copalar, à l'est de Rancho El Datilon, ainsi qu'au sommet de la falaise littorale de Punta Santo Domingo, et au nord-ouest de San Juanico (fig. 5.6).

Les sédiments littoraux échantillonnés à +60 m sont des calcarénites plus ou moins gros-

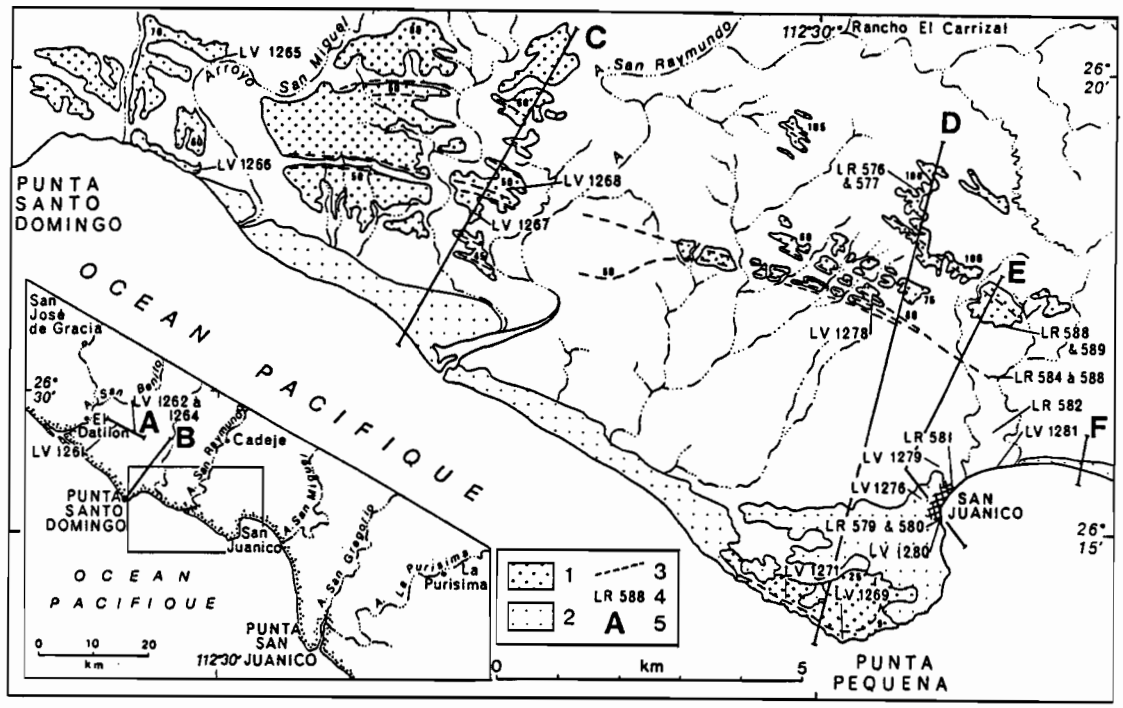


Fig. 5.6 .- Localisation des principales terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés dans la région de San Juanico.

1- Terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes, avec indication de leur altitude (en mètres) ; 2- Sables dunaires et littoraux holocènes et fini-pléistocènes ; 3- Ligne de rivage pléistocène bien marquée ; 4- Echantillon prélevé (sédiment ou/et faune pléistocène) ; 5- Profil étudié (cf. fig. 5.7).

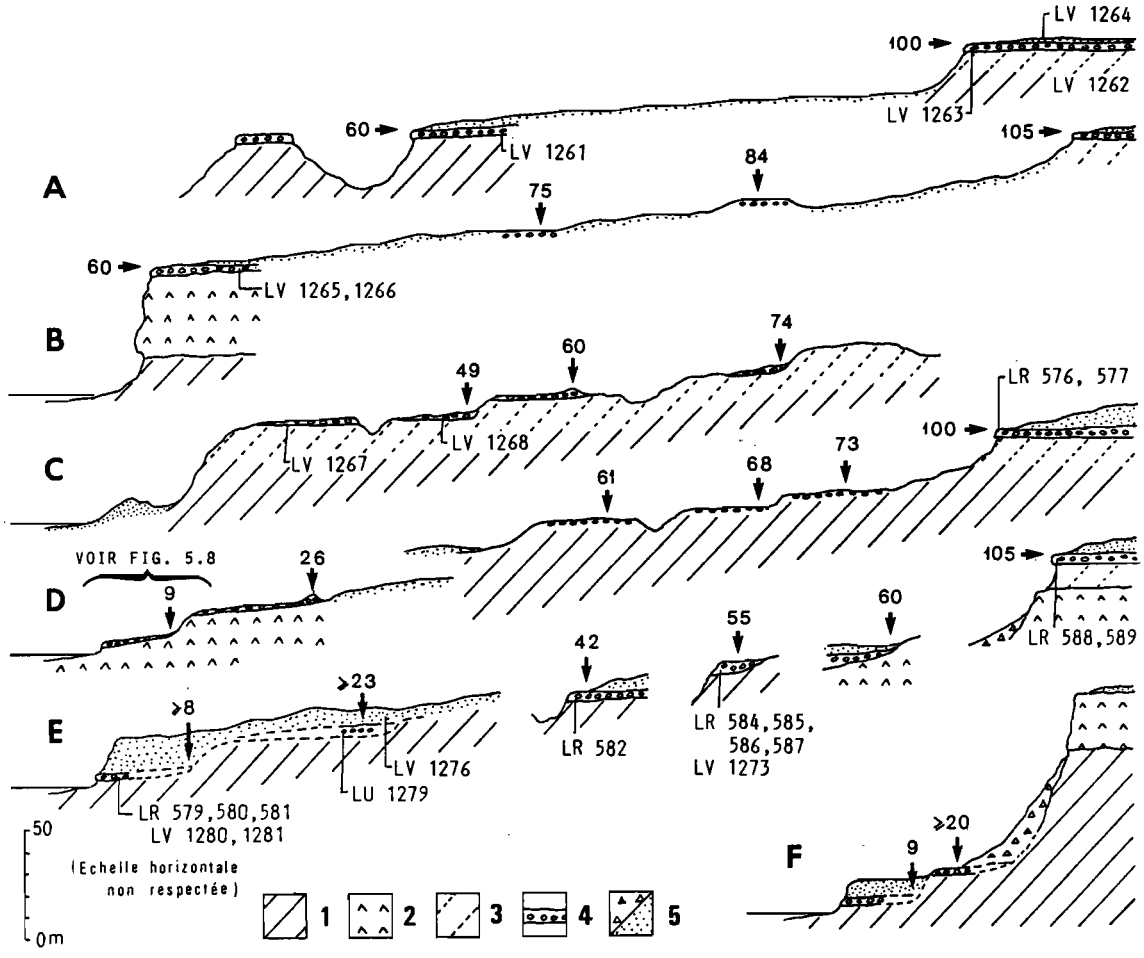


Fig. 5.7.- Profils sériés dans la région de San Juanico-Punta Santo Domingo, montrant la disposition des restes de transgressions marines pléistocènes, avec leurs altitudes respectives. Voir localisation des profils fig. 5.6.

1- Substratum pré-pliocène (essentiellement formation Bateque de l'Eocène) ; 2- Basaltes de plateaux (Pliocène inférieur) ; 3- Pliocène marin (formation Salada) ; 4- Dépôt littoral pléistocène, avec indication de l'altitude maximale en mètres ; 5- a: Alluvions et dépôts de pente quaternaires ; b: sables éoliens et littoraux holocènes et fini-pléistocènes.

sières, à passées riches en bioclastes (LR 572, 573, LV 1261, 1266). Ces sédiments sont presque toujours recouverts de sables éoliens encroûtés (LV 1265) dont la puissance dépasse localement une dizaine de mètres. Ce manteau de sables empêche généralement de tracer la limite interne de cette terrasse (limite d'extension marine).

Au pied de la Mesa del Copalar, une même surface se poursuit de +60 à +80 m (profil A, fig. 5.7). Entre Punta Santo Domingo et Rancho Ballena, des dépôts littoraux affleurent sous les sables éoliens encroûtés (profil B) à diverses altitudes entre +65 et +85 m, sans que l'on puisse préciser s'il s'agit de témoins pénécontemporains de l'érosion de la même surface (inclinée vers le sud) ou si ce sont des restes de plusieurs transgressions marines. Il en est de même des restes de terrasses observés entre +60 et +75 m au nord de San Juanico (profil D). En revanche, dans deux localités (profils C et E), des lignes de rivage bien définies, à +60 m, matérialisent une limite d'extension marine. A titre d'hypothèse, je considère qu'une (ou deux) phase(s) de haut niveau marin (à +75 et +85 ? m) ont existé entre la formation des deux terrasses marines principales de +100 et +60 m.

Une terrasse emboîtée dans celle de +60 m est observée, vers +45 m, à proximité de l'embouchure de l'arroyo San Raymundo (profil C, fig. 5.7).

Le dépôt littoral (LV 1268) associé à cette surface d'abrasion, contient des fragments coquilliers assez peu altérés bien que le sédiment ait subi, en surface, plusieurs phases d'encroûtement.

La limite marine de cette terrasse est bien marquée à +49 m.

Dans le profil E, deux dépôts littoraux ont été repérés à +55 m et +42 m. Au premier dépôt est associée une ligne de rivage morphologiquement bien marquée ; son âge pléistocène est douteux du fait de la grande similitude des sédiments avec ceux de la formation Salada et de la confusion possible entre des dépôts de terrasse marine et les faciès "transgressifs" de la base de la formation Salada. Le dépôt de calcaire gréseux reposant à +42 m d'altitude, sur une surface d'abrasion entaillant la formation Bateque, ne marque pas une limite marine mais pourrait constituer des restes d'une transgression marine pléistocène postérieure à celle de +50 (/+55) m.

5.1.4.2.2. Les deux basses terrasses

Deux transgressions marines pléistocènes récentes ont laissé des témoins dans les environs de Punta Pequeña et du village de San Juanico. La terrasse la plus basse est emboîtée dans la seconde (fig. 5.7 et 5.8). La ligne de rivage la plus récente est bien définie, à +9 m, à Punta Pequeña (fig. 5.8).

Des cordons littoraux entre +21 et +26 m, à Punta Pequeña, et des dépôts fossilifères à +25 m, au nord du village de San Juanico (LV 1279) marquent la cote maximale

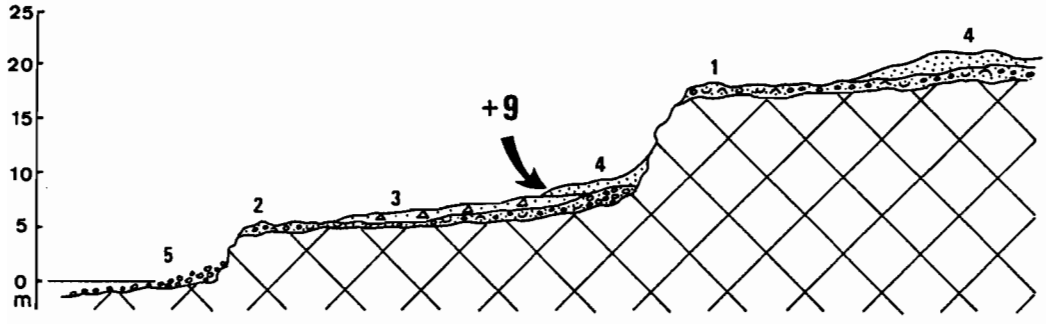


Fig. 5.8.- Coupe du littoral à Punta Pequeña, montrant la disposition relative et la structure des terrasses marines pléistocènes les plus récentes. Voir localisation fig. 5.7.

1- Dépôt littoral riche en petits galets arrondis, et encroûté (LV 1271) (fin du Pléistocène moyen ?). 2- Dépôt littoral fossilifère, peu consolidé, attribué au dernier interglaciaire (LV 1269) ; 3- Sables et graviers continentaux légèrement cimentés, fini-pléistocènes et holocènes ; 4- Sables éoliens holocènes ; 5- Terrasse d'abrasion actuelle et sédiments littoraux holocènes.

Le substratum, de nature volcanique, est d'âge Miocène supérieur (datation K/Ar 9,6 $\pm$ 3,1 M.a, Carrillo Isolbi, 1976).

atteinte par la mer lors de la formation de la deuxième terrasse émergée.

La basse terrasse marine entaillée par le talus côtier actuel (5 m de haut) a une largeur d'une cinquantaine de mètres, comparable à celle de la terrasse infralittorale actuelle. La plateforme de la deuxième terrasse, plus étendue que la première, constitue l'essentiel du cap au sud-ouest de San Juanico. Les deux terrasses sont partiellement couvertes par des sables éoliens encroûtés (LV 1276) et des dunes fini-pléistocènes et holocènes.

Les dépôts de la basse terrasse sont peu cimentés et contiennent une faune peu altérée (LR 579, 580, 581, LV 1269, LV 1280, 1281 ; cf composition tabl. A6.9-I et K). Ceux de la deuxième terrasse sont plus largement encroûtés, notamment en surface (LV 1271). Néanmoins à proximité du terrain d'aviation de San Juanico, des sables et calcirudites de la deuxième terrasse (LV 1279) apparaissent peu consolidés et présentent une faune riche et bien conservée (cf. tabl. A6.9-J).

Des coupes naturelles de la falaise côtière, au sud-est et au sud-ouest du village de San Juanico montrent qu'après la dernière transgression, se sont succédées trois phases d'accumulation de matériel éolien et continental : des sables dunaires supralittoraux (début de la régression), des sables gris à passées de cailloutis et de matériel alluvial, contenant des restes de racines, et enfin, des sables éoliens massifs, orangés, eux mêmes couverts de restes d'occupation humaine (coquilles consommées, artéfacts, etc.).

5.1.4.3. Interprétations morphostratigraphiques

La basse terrasse marine de cette région, caractérisée par une ligne de rivage à +9 m, est attribuée au dernier interglaciaire (S.I. 5e). La deuxième terrasse (+26 m) est supposée avoir été formée à la fin du Pléistocène moyen (S.I. 7 ou 9).

Les terrasses plus élevées (+42 ?, +50, +60, +75, +85 ?, +105 m) dont les limites marines ne sont pas toutes bien définies, sont des témoins de hauts niveaux marins du Pléistocène moyen et inférieur (?). Les terrasses les plus vastes, notamment celle de +100 m, correspondent à des périodes de haut niveau marin ayant duré plus d'une dizaine de milliers d'années, ou sont des surfaces de réoccupation marine (couvrant deux, ou plusieurs, interglaciaires).

La pauvreté des restes de la dernière transgression, dans cette région, s'explique par la morphologie de la côte. Celle-ci présente soit de hautes falaises verticales, taillées dans des laves (Punta Santo Domingo), soit des zones basses couvertes de plusieurs dizaines de mètres de dunes du Quaternaire supérieur (sud-est de l'arroyo San Raymundo, village de San Juanico, est de la baie de San

Juanico, fig. 5.6, ainsi qu'au nord de Punta Santo Domingo, fig. 5.5).

5.1.5. La région de Laguna San Ignacio

5.1.5.1. Présentation

La Laguna San Ignacio, large de 3 à 6 km, s'enfonce de plus de 20 km à l'intérieur des terres, au sud-est de la péninsule de Vizcaino (fig. 5.9). L'entrée de la lagune est un goulet de 1,5 km de large, entouré de massifs de dunes vives, et protégé par une île-barrière (Malcomb). La partie sud-orientale de la lagune et l'estero El Cardon sont bordés par des mangroves (à Rhizophora mangle). Les bordures de la lagune San Ignacio et des esteros La Escondida, El Cardon et San Juan, sont constituées par des platiers intertidaux et supralittoraux, localement couverts de végétation halophile (Spartina foliosa, Salicornia virginica, Atriplex sp., etc.). Ces platiers sont le siège de formation de minéraux évaporitiques (Araujo-Mendieta, 1980 ; Pierre & Ortlieb, inédit).

Au sud-est et à l'est du complexe lagunaire, s'élèvent de hautes falaises, dominées par des basaltes de plateaux (mio-pliocènes et quaternaires). A l'est des esteros El Cardon et San Juan, les falaises, presque verticales, atteignent 150 mètres de haut et ne présentent, à leur pied, que de faibles accumulations d'éboulis. Cette morphologie indique que l'escarpement a dû être périodiquement soumis à des reprises d'érosion lors de phases de haut niveau marin pléistocènes.

Au nord-est et à l'ouest du complexe lagunaire, des reliefs, essentiellement formés de sédiments et de laves tertiaires, montrent une structure tabulaire parfois liée à des érosions marines quaternaires.

Au nord et au nord-ouest de la lagune, s'étendent de larges piémonts d'accumulation. Au nord-ouest, ces piémonts se poursuivent jusqu'à une altitude d'environ +200 m, au pied de la Sierra Santa Clara (fig. 5.9). Au nord-nord-ouest de l'extrémité du complexe lagunaire, se trouve une large gouttière médiane entre les piémonts (bajadas) des sierras San Francisco et Santa Clara. L'altitude minimale de cette gouttière qui relie les bassins de San Ignacio et Ojo de Liebre est d'environ +30 m. La partie basse des piémonts ainsi que le seuil topographique qui sépare les bassins des lagunes San Ignacio et Ojo de Liebre, sont totalement couverts de sables et limons éoliens d'âge récent (Pléistocène supérieur et Holocène).

Les données antérieures concernant les dépôts marins pléistocènes de la région de Laguna San Ignacio proviennent de travaux de reconnaissance géologique à grande échelle et de quelques études paléontologiques anciennes.

Autour du complexe lagunaire, Beal (1948) mentionna l'existence de hautes terrasses marines quaternaires à +90 m (bordures septentrionale et sud-orientale), +105 m (bordures occidentale et orientale), +120 m (bordures occidentale et sud-orientale) et enfin +180 m (bordures orientale et sud-orientale). Mina (1956, 1957) signala la présence de dépôts pléistocènes, à faune abondante et bien conservée,

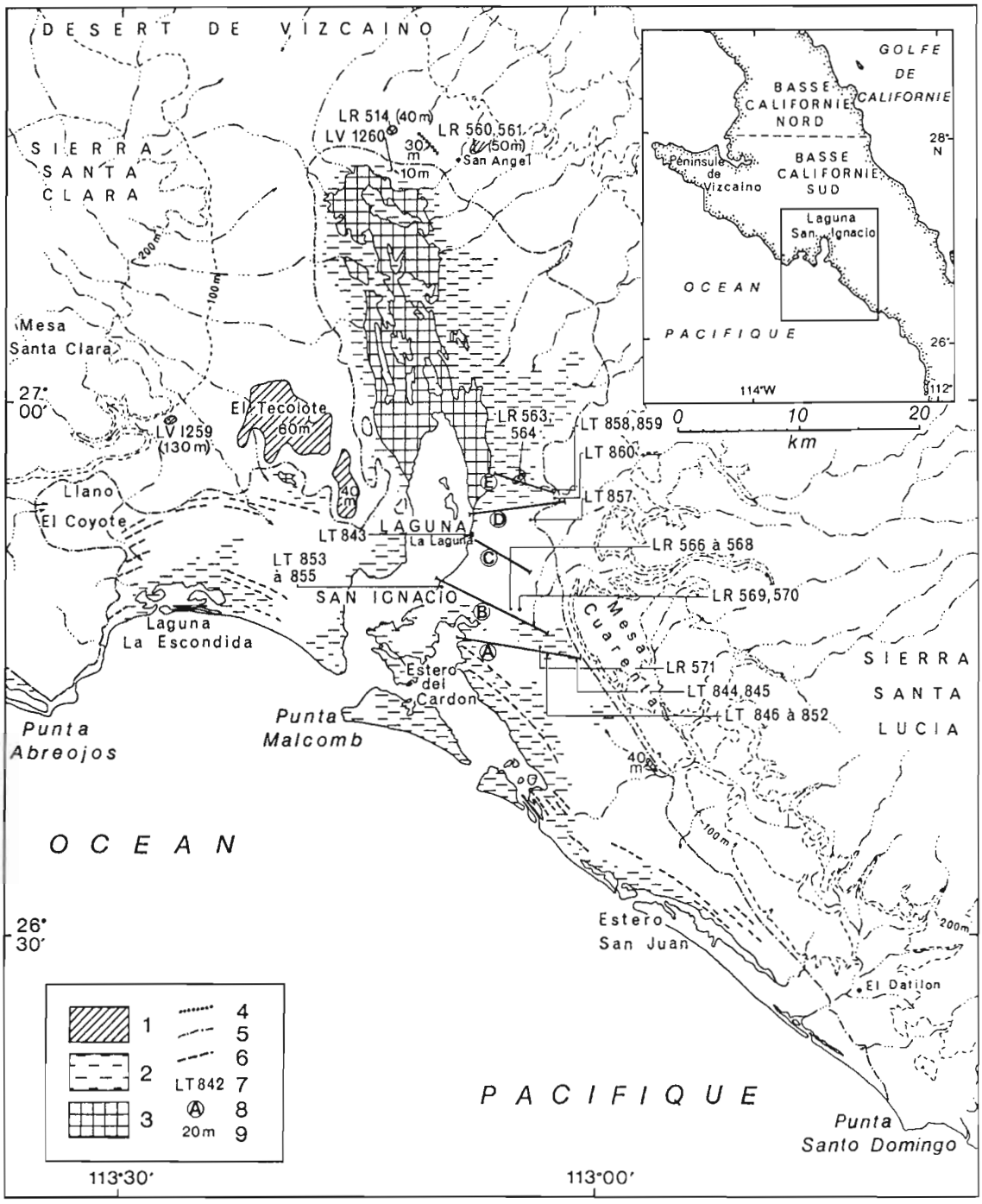


Fig. 5.9. - Localisation des principales terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés dans la région de Laguna San Ignacio.

1- Terrasses marines du Pléistocène, moyen ou inférieur ; 2- Platiers supralittoraux et dépressions inondables ; 3- Platiers littoraux et zones lagunaires ; 4- Cordons littoraux du Pléistocène moyen. 5- Limite d'extension marine au Pléistocène supérieur ; 6- Cordon littoral du Pléistocène supérieur ; 7- Echantillon prélevé (sédiment et/ou faune pléistocène ; 8- Profil étudié (voir fig. 5.10) ; 9- Altitude (en mètres) de ligne de rivage pléistocène.

dans les environs de Salina Cuarenta, région antérieurement étudiée par des paléontologues (Jordan, 1924 ; Hertlein, 1934). Carrillo Isolbi (1976), à qui l'on doit une carte géologique récente au 1/200 000, distingue des dépôts littoraux qu'il qualifie de "récents" et des dépôts de terrasses marines "pléistocènes" (fig. 5.11) ; en fait on verra que ces dépôts littoraux "récents" sont attribuables au Pléistocène supérieur (ou à la fin du Pléistocène moyen pour l'un des affleurements), et que les autres terrasses, plus anciennes, sont d'âge Pléistocène inférieur et moyen (cf. infra).

5.1.5.2. Les terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

5.1.5.2.1. La bordure sud-orientale de Laguna San Ignacio

5.1.5.2.1.1. Les dépôts attribués au Pléistocène supérieur

Une basse terrasse marine est particulièrement bien développée sur la rive sud-orientale de la lagune. Elle s'étend sur des dizaines de km² entre le campement de pêcheurs dénommé La Laguna, la Mesa Cuarenta et l'Estero San Juan (fig. 5.9). La surface de cette terrasse, atteignant +5 à +8 m d'altitude, est presque uniformément couverte de sable éoliens, se présentant souvent en nappe de un ou deux mètres de puissance. La terrasse marine est une terrasse d'accumulation ; son substratum n'est visible, vers +3 m d'altitude, qu'en bordure de la lagune actuelle.

Les sédiments littoraux qui forment cette terrasse sont des sables et biocalcarénites faiblement cimentés, à grain généralement fin, bien classés et de couleur beige à brun clair (LR 569, LR 854). Les rares éléments lithiques grossiers (graviers, galets) sont très arrondis. Ces sédiments contiennent souvent de petits cristaux de gypse (3 mm de diamètre) qui leur donnent une apparence de grès grossiers (LR 569, LT 849, 850). Lorsqu'ils sont consolidés (LT 853, 855), ces grès et calcarénites sont cimentés par une micrite diffuse (texture wackestone) formée en milieu vadose (début d'encroûtement en masse, postérieur à l'émersion).

La faune est, d'une manière générale, très bien préservée, de nombreuses coquilles de mollusques présentant leur coloration et leur brillant originels. Les tests de lamellibranches sont très souvent en connexion anatomique. Les listes de faune déterminées par Jordan (1924), Hertlein (1934) et l'auteur, sont mentionnées tabl. A6.10. Les espèces dominantes (Trachycardium panamense, Chione californiensis, Chione gnidia, Polinices recluzianus, etc.) caractérisent un milieu calme et protégé, et suggèrent un environnement infralittoral de baie sableuse. La faune est de type subtropical et s'apparente à celle que l'on observe actuellement dans le Golfe de Californie. Par rapport aux faunes fossiles (supposées contemporaines) récoltées

autour de Laguna Ojo de Liebre, qui se sont développées dans des environnements semblables, les faunes de Laguna San Ignacio se distinguent par l'absence de quelques formes tempérées (moins chaudes).

Des restes de la même transgression marine se présentent sous forme de cordons littoraux, parallèles au rivage actuel. Lorsque leur morphologie a été préservée de l'érosion, et qu'ils n'ont pas servi de zones d'ancrage de dunes holocènes (comme c'est le cas dans les environs de Laguna Escondida), ces cordons, de quelques mètres de haut, culminent à +10 m d'altitude. Du fait de la rareté des marques d'abrasion contemporaine du maximum de la transgression, l'altitude de ces cordons fournit une indication utile pour la détermination de la position du haut niveau marin.

La transgression marine concernée est récente puisque ses dépôts sont peu érodés ou surmontés de sables éoliens du Quaternaire supérieur ; on suppose qu'il s'agit de la transgression du maximum du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

Une série de 10 coquilles de Chione gnidia (LR 570), provenant de la rive orientale de Salina Cuarenta (profil B, fig. 5.10) ont été soumises à des analyses aminostratigraphiques ; les résultats obtenus, qui montrent une grande cohérence interne (fig. 7.17 ; tabl. 7.14), conduisent à attribuer ce dépôt à la phase de haut niveau marin de l'avant-dernier interglaciaire, si l'on considère que l'histoire thermique des sédiments est comparable à celle des sédiments de la péninsule de Vizcaino (paragr. 7.2.3.1.2). Les arguments morphostratigraphiques désignant la basse terrasse comme le témoin du haut niveau marin du S.I.5e me paraissent suffisamment solides pour remettre en cause l'interprétation aminostratigraphique mentionnée (et en déduire que les paléotempératures des environs de Laguna San Ignacio ont été notablement supérieures à celles de la région de Bahia Asuncion, au Quaternaire supérieur).

5.1.5.2.1.2. Les dépôts plus anciens

En plusieurs localités au sud-est de Laguna San Ignacio, des dépôts marins peu consolidés, reposent directement sur une surface d'abrasion entaillant les grès et lutites jaune-vert de la formation Bateque (Eocène). Dans d'autres localités, les sédiments marins récents surmontent des calcaires gréseux et calcarénites, à bioclastes dissous et/ou recristallisés, en couche peu épaisse (profils A, C et D, fig. 5.10). Dans certains cas, ces dépôts anciens, qui contiennent une faune de pectens actuellement "éteints", sont attribués au Pliocène (LT 857, 858). Dans d'autres cas, il s'agit de dépôts marins attribuables au Pléistocène inférieur ou moyen.

Les sédiments pliocènes sont des calcarénites et calcimicrites dans lesquels de nombreux bioclastes sont largement recristallisés ou ne subsistent que sous forme de fantômes, et dans

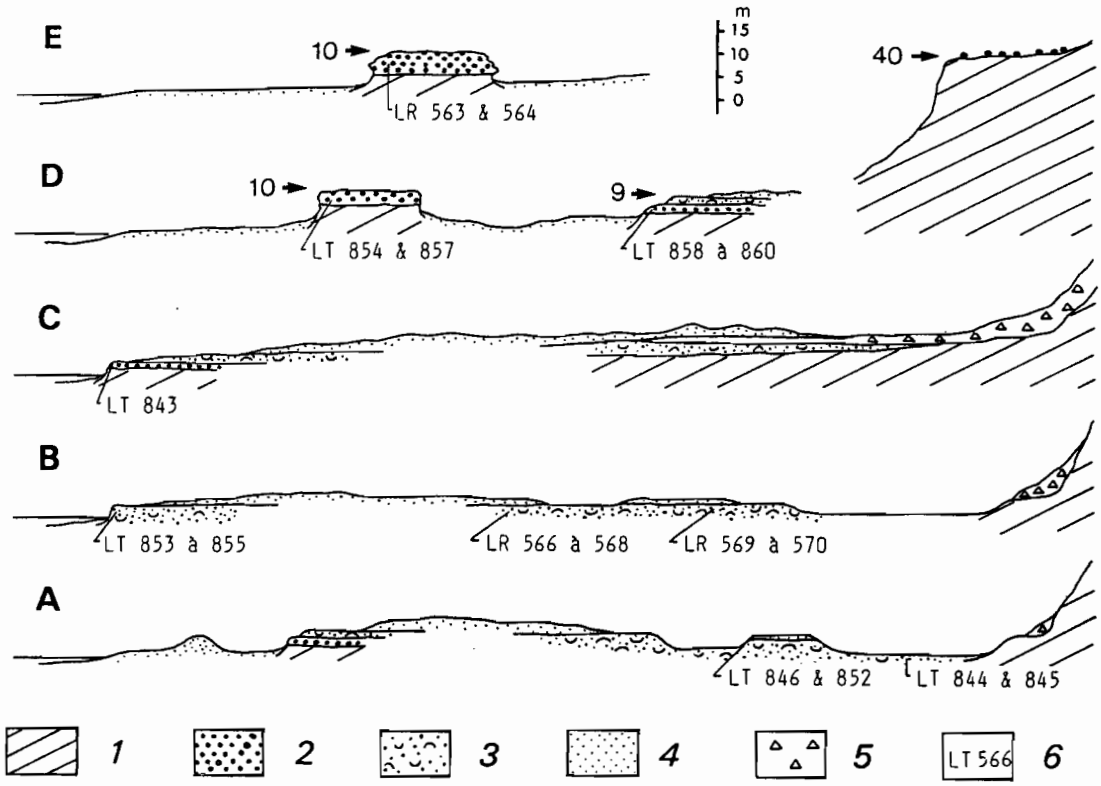


Fig. 5.10.- Profils schématiques relevés sur la rive orientale de Laguna San Ignacio jusqu'à Salina Cuarenta, montrant la disposition des dépôts littoraux pléistocènes et pliocènes. Voir localisation des profils fig. 5.9).

1- Substratum pré-pliocène (essentiellement formation Bateque de l'Eocène) ; 2- Dépôts marins du Pliocène ou du Pléistocène inférieur (?) ou moyen ; 3- Dépôt littoral du Pléistocène supérieur ; 4- Couverture de sable éolien et de sables et limons littoraux (fini-pléistocène et holocène) ; 5- Eboulis et alluvions quaternaires ; 6- Echantillons prélevés (sédiments et/ou faune pléistocènes).

lesquels les grains détritiques sont fortement corrodés (LT 857). En dehors des pectens, les rares fossiles non dissous sont des tests de Dendraster sp. et de Balanus tintinnabulum (LT 858).

Les sédiments qui pourraient être d'âge Pléistocène inférieur ou moyen, sont des calcarénites et des calcaires gréseux, parfois à galets arrondis, et contenant des bioclastes dissous et/ou recristallisés et, également, des coquilles non dissoutes (LR 563, LT 843, LT 859, 860). Dans ces sédiments le ciment est multiphasé ; on y observe de la microsparite et de la sparite néomorphiques, des marques de dissolutions et de remplissages successifs, et des noyaux de micritisation (LT 843, 859, 860). Par rapport aux sédiments attribués au Pléistocène supérieur, ces dépôts littoraux sont diagénétiquement plus évolués, aussi bien du point de vue des restes fossiles, que du point de vue lithologique (ciment et encroûtement).

Sur la rive sud-orientale de Laguna San Ignacio, la plupart des restes de transgressions marines pléistocènes antérieures au Pléistocène supérieur sont identifiés par le fait qu'ils sont sous-jacents aux dépôts du dernier interglaciaire ; ces unités anciennes, partiellement érodées affleurent donc à des cotes inférieures à +10 m. Par ailleurs existent quelques lambeaux de terrasse d'abrasion, situés vers +40 m d'altitude ; ces lambeaux de terrasses sont observés, en particulier, au nord-ouest (profil D, fig. 5.10), et au sud-est de la Mesa Cuarenta (fig. 5.9).

5.1.5.2.2. Les environs de Rancho San Angel

Au nord-est du complexe lagunaire de San Ignacio, les vestiges de transgressions pléistocènes se présentent sous diverses formes : des affleurements de sédiments non consolidés sous les sables superficiels récents, d'anciens cordons littoraux, et des terrasses plus ou moins élevées et très encroûtées.

Le premier type de dépôts mentionné correspond à une unité de sables et limons argileux, gris-vert, à Chione cf gnidia et Cerithidea mazatlanica (LV 1260), affleurant notamment à l'extrémité septentrionale du complexe lagunaire ainsi qu'à une douzaine de kilomètres au sud de Rancho San Angel (fig. 5.9 et 5.11). La faible cimentation de ces dépôts, la bonne préservation de la faune, et l'altitude inférieure à +10 m de ces affleurements concordent pour en faire, très vraisemblablement, des témoins de la transgression du dernier interglaciaire tels que ceux identifiés à l'ouest ou au sud-est de la lagune.

Entre l'extrémité septentrionale du complexe lagunaire et Rancho San Angel (fig. 5.9), subsistent d'anciens cordons littoraux, de plusieurs mètres de haut et orientés N-S ; ces traces de lignes de rivage, situés à une trentaine de mètres d'altitude, correspondent à une période de haut niveau marin durant laquelle la péninsule de Vizcaino constituait une île. Le détroit reliant les bassins d'Ojo

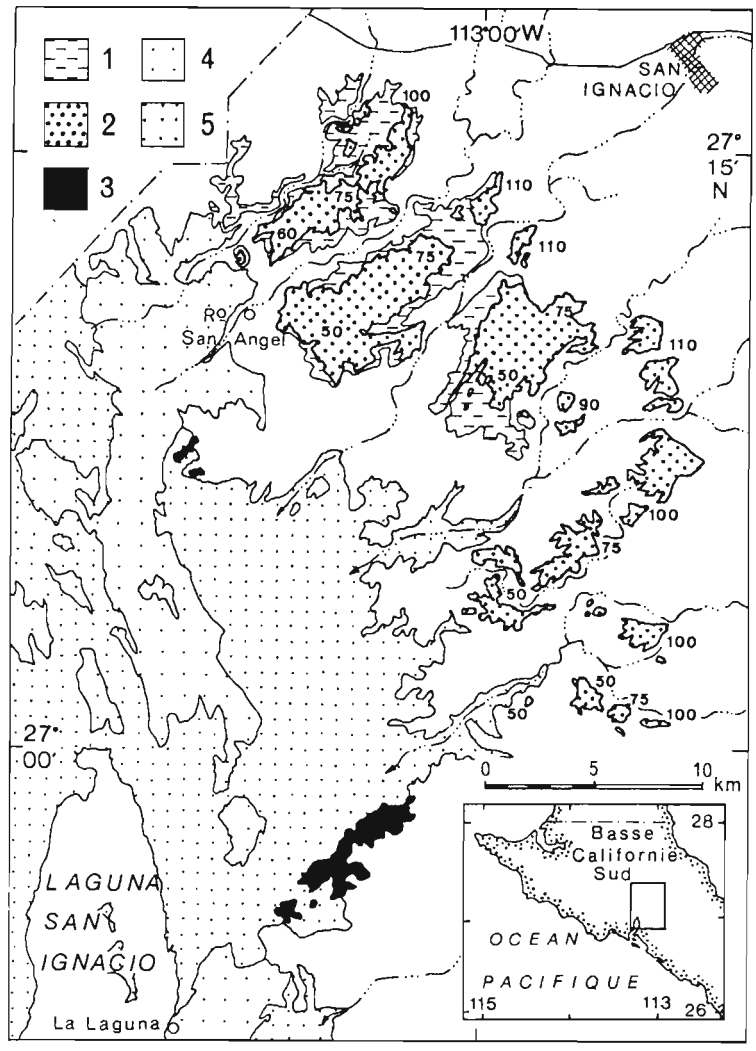


Fig. 5.11.- Localisation des formes de relief associées à des terrasses marines, selon Carrillo Isolbi (1976), dans la région comprise entre San Ignacio et La Laguna.

1- Pliocène marin (formation Salada) ; 2- Terrasses marines (?) pléistocènes, avec indication de leur altitude approximative (en mètres) ; 3- Terrasses marines "récentes" (en fait, du Pléistocène moyen et supérieur) ; 4- Sables éoliens holocènes ; 5- Dépôts littoraux, lagunaires et alluviaux holocènes.

de Liebre et de San Ignacio, et orienté NNW-SSE, mesurait environ 10 km de large. La préservation des cordons littoraux et le fait que le conglomérat qui les constitue soit peu cimenté et encroûté, suggèrent que la phase de haut niveau marin correspondante n'est pas très ancienne et appartient à l'un des derniers interglaciaires du Pléistocène moyen.

Les autres témoins de transgressions pléistocènes de la région de Rancho San Angel sont des lambeaux discontinus de terrasses, observés surtout au sommet de buttes témoins, à des altitudes de +40 à +60 m.

L'un de ces dépôts marins anciens affleure à +50 m, à quelques centaines de mètres à l'est de Rancho San Angel ; sur une couche de calcaire gréseux biodétritique (LR 560), d'âge pliocène ou Pléistocène inférieur (?), repose un conglomérat littoral, très encroûté, dans lequel subsistent des tests de mollusques aragonitiques non dissous (Turritella cf gonostoma, Turritella sp., Polinices cf recluzianus, Chione sp.) (LR 561) et attribué au Pléistocène moyen.

Par ailleurs, plusieurs buttes témoins situées au nord-ouest de Rancho San Angel présentent des sommets apparemment tronqués par érosion marine mais dépourvus de restes sédimentaires associés. De vastes replats morphologiques, couverts de puissants encroûtements calcaires et situés entre +60 et+100 m d'altitude, à l'est et au sud-est de Rancho San Angel, ont été assimilés à d'anciennes terrasses marines pléistocènes (Carrillo Isolbi, 1976) (fig. 5.11). L'épaisseur plurimétrique des dépôts continentaux encroûtés qui forment le sommet de ces plateaux faiblement inclinés vers le sud-ouest, rend difficile une étude détaillée des dépôts marins contemporains de l'abrasion des surfaces. Il semble cependant que trois terrasses principales puissent être distinguées : celles-ci culminent à +50 (ou +60) m, +75 m et +100 (ou +110) m (fig. 5.11).

5.1.5.2.3. La rive occidentale de la lagune

Au nord-ouest du complexe lagunaire de San Ignacio, la vaste piémont, large de 35 km, qui s'élève jusqu'au pied des plateaux volcaniques de la Sierra Santa Clara est interrompu par le massif de El Tecolote (fig. 5.9). Dans ce massif, deux mesas, à des altitudes de +40 et +60 m environ, marquent la trace de deux anciens hauts niveaux marins. En outre, entre le massif de El Tecolote et la Sierra Santa Clara, une butte témoin essentiellement formée de grès pliocènes présente un sommet plat, à +130 m d'altitude, jonché de galets marins (LV 1259) ; cette terrasse est la plus élevée que j'aie observée à proximité de Laguna San Ignacio.

Au sud-ouest du massif de El Tecolote et autour de l'estero (=Laguna) La Escondida, des séries de cordons littoraux parallèles interrompent la monotonie des platiers supralittoraux actuels. Ces buttes allongées, de plusieurs kilomètres de long et d'altitude inférieure à +10 m, sont constituées de galets centimétriques noyés dans une matrice sablo-graveleuse. Leurs caractères morphologiques et litho-

logiques excluent qu'il s'agisse de dépôts holocènes et permettent d'envisager un âge Pléistocène supérieur. Je les attribue au maximum marin du dernier interglaciaire, comme ceux qui bordent la côte au sud-est de Laguna San Ignacio.

Les dépôts littoraux pléistocènes affleurant à l'ouest de Laguna La Escondida sont décrits avec ceux de Punta Abreojos, dans un paragraphe suivant (5.2.2.2.).

5.1.5.3. Interprétations morphostratigraphiques

Dans la région de Laguna San Ignacio, les dépôts littoraux attribués au dernier interglaciaire ont une extension beaucoup plus large que dans les régions voisines situées au sud-est (San Juanico) ou à l'ouest (péninsule de Vizcaino). La fig. 5.9 présente une reconstitution de la ligne de rivage lors du maximum de la transgression (+9 m d'altitude).

Les témoins de haut(s) niveau(x) marin(s) de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7) ne sont pas toujours clairement identifiés. Une partie d'entre eux est certainement ensevelie sous les abondants apports alluviaux et éoliens du Pléistocène supérieur et de l'Holocène sédimentés autour du complexe lagunaire. D'autres restes de cette transgression affleurent sous les sables littoraux du dernier interglaciaire, au sud-est de la lagune.

Les cordons littoraux de +30 m (environ) observés à l'ouest de Rancho San Angel, constituent probablement des restes de la transgression interglaciaire antérieure à l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 9).

Les restes de transgressions marines antérieures, du Pléistocène moyen et inférieur (?), ont été conservés sous forme de hautes terrasses situées à des altitudes variant de +40 à +130 m. La couverture de matériel alluvial de ces terrasses et, pour les plus anciennes d'entre elles, leur encroûtement massif, ne permettent pas de localiser précisément des traces de lignes de rivage et d'établir une chronologie des anciens hauts niveaux marins pléistocènes. On retient néanmoins, que des plateformes d'érosion marine situées à +40 m et +60 m, ont été relativement bien préservées à l'est et à l'ouest du complexe lagunaire ; ces deux terrasses correspondent probablement à deux phases (successives ?) de haut niveau marin du Pléistocène moyen (S.I. 13/15 et/ou S.I. 17 ?). Parmi les terrasses plus élevées, cartographiées par Carrillo Isolbi (1976) dans la région de San Ignacio, celles qui culminent vers +75 m et +100 ou +110 m, sont les plus largement représentées ; je suppose donc qu'il s'agit de témoins de deux transgressions du début du Pléistocène moyen (ou du Pléistocène inférieur ?). La terrasse de +130 m est la plus élevée que j'ai observée ; elle pourrait être d'âge Pléistocène inférieur.

5.1.6. La région de Ojo de Liebre

5.1.6.1. Présentation

Le bassin de Laguna Ojo de Liebre, situé au sud de la baie de Vizcaino et entre les vastes bajadas de la Sierra San Andrès au sud-ouest et de la Sierra San Borja à l'est

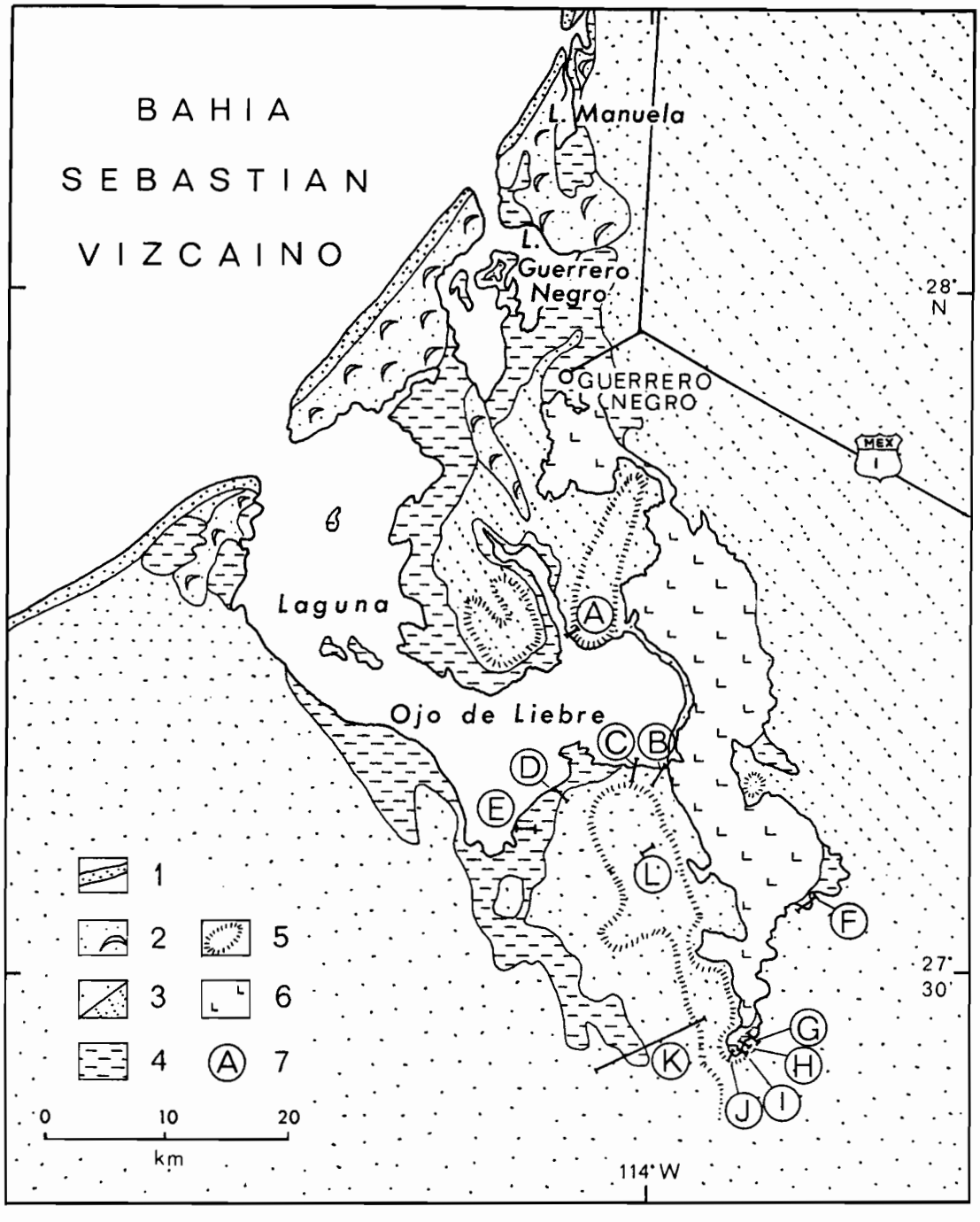


Fig. 5.12.- Morphologie générale de la région d'Ojo de Liebre, et localisation des coupes étudiées (A à L, voir fig. 5.14 et 5.15).

1- Estran et cordon littoral ; 2- Champs de barkanes ; 3- Sables éoliens (a: indifférenciés ; b: rides longitudinales) ; 4- Platiers littoraux et supralittoraux ; 5- Reliefs ; 6- Saline en exploitation (bassins de concentration et d'évaporation).

(fig. 5.12), constitue une région naturelle offrant plusieurs particularités intéressant les quaternaristes, et notamment les sédimentologues. La situation géographique et topographique de ce grand bassin, ainsi que son microclimat dominé par la permanence de vents du NW en font un milieu évaporitique exceptionnel. Ainsi les larges platiers entourant la lagune ont été transformés en bassins de concentration pour la production industrielle de halite et forment la plus grande saline solaire du monde. De plus, les environs de la lagune Ojo de Liebre sont le siège de précipitations de gypse, polyhalite, aragonite, dolomite, etc. L'intense activité éolienne est également à l'origine des grandes accumulations de sables littoraux (champs de barkhanes, cordons littoraux, couverture en nappe, etc.).

Par ailleurs, du fait de la topographie, cette région présente les plus vastes affleurements de Basse Californie de dépôts laguno-marins du Pléistocène supérieur. Les restes de transgressions marines antérieures au Pléistocène supérieur présentent la particularité d'être très fortement encroûtés, ce qui constitue une autre manifestation des phénomènes évaporatoires de cette région.

> La lagune Ojo de Liebre, d'une largeur moyenne de 8 km, s'enfonce de 50 km à l'intérieur des terres. L'entrée mesure 3 km de large, et 12 m de profondeur moyenne (30 m maximum). Le marnage varie de 1,5 à 2,7 m, un décalage de 1 à 3 heures étant observé entre l'extrémité sud-orientale et la baie de Vizcaino (Phleger & Ewing, 1962). Les courants de marée peuvent atteindre 2 m/s à l'entrée mais diminuent rapidement à l'intérieur de la lagune et lorsque l'on s'éloigne du chenal principal.
>
> Les apports fluviatiles, sont pratiquement nuls. A l'extrémité sud-orientale de la lagune, la salinité est de l'ordre de 46 ‰, et la température de l'eau est de 2 à 5° C supérieure à celle de la baie de Vizcaino (moyennes mensuelles variant entre 20 et 27° C au sud-est de la lagune) (Phleger & Ewing, 1962).

Les dépôts laguno-marins actuels et du Pléistocène supérieur des lagunes Ojo de Liebre et Guerrero Negro ont été étudiés par Phleger et Ewing (1959, 1962), Phleger (1965, 1969, 1970) et Eberhardt (1966). Les sédiments marins de la baie de Vizcaino et les sables dunaires ont été étudiés respectivement par Gorsline (1957) et Inman et collaborateurs (1965, 1966). Les quelques travaux décrivant la faune d'invertébrés et la microfaune des dépôts laguno-marins du Quaternaire supérieur incluent ceux de Phleger et Ewing (1962) et de Celis-Gutierrez (1979, 1985).

Les travaux concernant les évaporites holocènes peuvent être divisés en deux groupes : ceux réalisés avant l'aménagement des platiers supralittoraux en bassins de concentration de saumures (fig. 5.13) (Wittich, 1916 ; Phleger & Ewing, 1958, 1962 ; Phleger, 1965, 1969, 1970 ; Holser, 1966 ; Kinsman, 1969), et ceux qui portent sur certaines zones périphériques des platiers encore peu modifiées par les aménagements récents (Pierre & Ortlieb, 1980; Pierre, 1981, 1982 ; Pierre & Person, 1981 ; Pierre et al.,

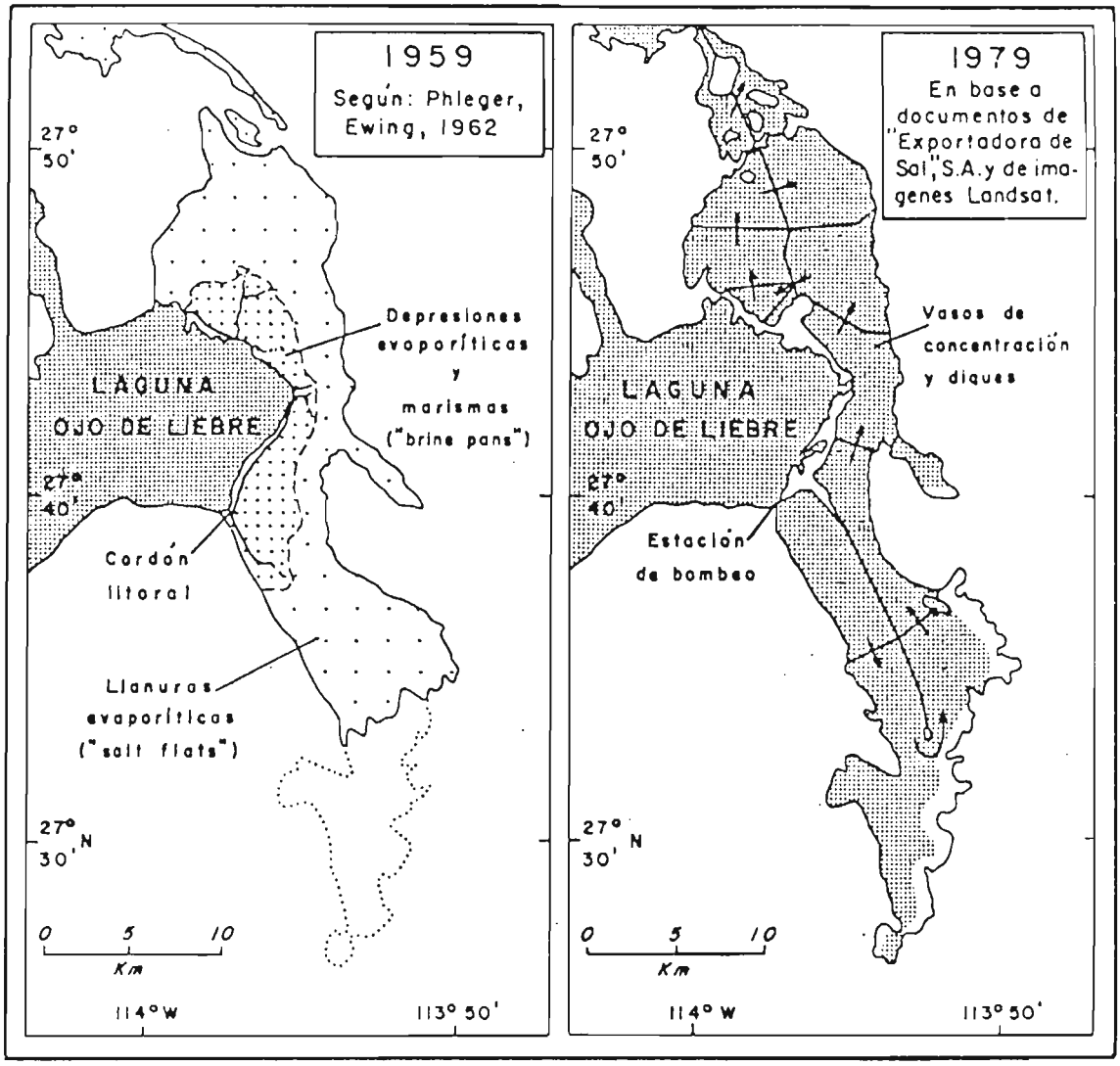


Fig. 5.13.- Transformations morphologiques des platiers supralittoraux du complexe évaporitique d'Ojo de Liebre, entre 1959 et 1979, à la suite des aménagements réalisés pour les salines (in Ortlieb & Pierre, 1981).

1981, 1982, 1984 ; Holser et al., 1981 ; Ortlieb & Pierre, 1981 ; Pierre & Fritz, 1984).

5.1.6.2. Les dépôts littoraux du Pléistocène inférieur (?) et moyen

Les principaux dépôts littoraux pléistocènes, d'âge antérieur au dernier interglaciaire, ont surtout été observés le long de la mesa orientée nord-sud qui divise les platiers supralittoraux d'Ojo de Liebre (fig. 5.12). Cette ride topographique, comme les mesas qui limitent au sud-est le complexe évaporitique, est constituée par des grès, grauwackes et psammites, d'âge mésozoïque, recouverts de grès calcaires et de calcarénites bioclastiques, gris à verts, à pectens et échinodermes, que l'on attribue au Pliocène. Cette dernière unité de plusieurs mètres de puissance, est surmontée d'un ou plusieurs niveaux de calcaires bioclastiques, fossilifères, plus ou moins conglomératiques et très encroûtés, qui sont attribués au Pléistocène moyen et inférieur (?) (fig. 5.14 et 5.15).

L'affleurement le plus méridional étudié sur cette mesa (J-3 et J-4, fig. 5.15) est composé d'un conglomérat (à galets arrondis et à ciment totalement recristallisé), surmonté d'un niveau de croûte calcaire massive, partiellement démantelée en surface (+27 m). Dans ce cas, la texture originelle du sédiment ayant pratiquement disparu, l'attribution de ces sédiments à un environnement littoral quaternaire repose essentiellement sur le caractère marin des galets du conglomérat.

A quelques kilomètres plus au nord, et à une altitude comparable (+20/+25 m), le sommet de la mesa est formé par un calcaire bioclastique où les tests de mollusques fossiles sont largement dissous (K-1, fig. 5.15).

Dans la partie centrale de la mesa, une entaille de route fournit une coupe de quelques mètres de haut de l'encroûtement du sommet de la mesa (L-1 à L-6, fig. 5.15) ; on y distingue plusieurs unités conglomératiques et fossilifères marines et des niveaux distincts de croûte calcaire.

Au nord de la ride, et en contrebas de son sommet (à environ +10 m d'altitude), j'ai relevé une sucession de sédiments littoraux, plus récents et moins encroûtés (B-1 à B-4).

Un niveau à galets arrondis, rappelant celui décrit plus au sud (J-3, L-2, fig. 5.15) est surmonté par un calcaire bioclastique gréseux, à faune laguno-marine, et comprenant à la fois des tests totalement dissous et des tests bien préservés, ayant encore leur couleur originelle (B-3). Ce dépôt, de faible altitude (+8 m) et peu altéré, pourrait correspondre à l'un des derniers hauts niveaux marins interglaciaires du Pléistocène moyen (S.I. 7 ou 9 ?). Cette unité ne repose pas directement sur les sédiments attribués au Pliocène (B-1) : un niveau de grès

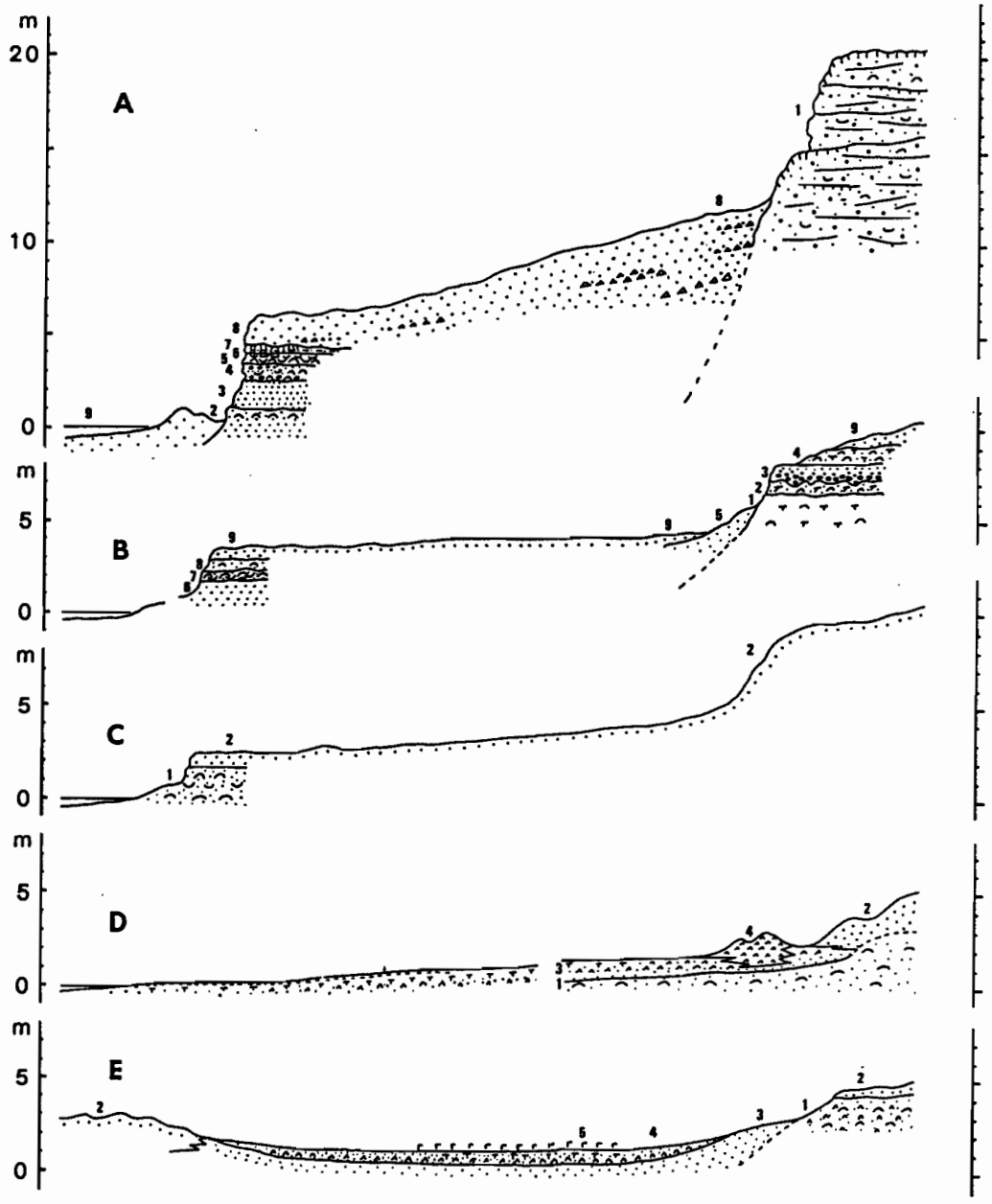


Fig. 5.14 .- Coupes de dépôts quaternaires (A à E) sur les marges sud-orientales de la Lagune Ojo de Liebre. Voir localisation fig. 5.12.

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 5.14.

Coupe A

1-Biocalcirudite et calcarénite à passées conglomératiques, riches en Pecten sp. et à débris d'Ostrea sp., d'échinodermes et de gastéropodes (LR 501) ; altération importante du sédiment par encroûtement superficiel, ferruginisation, micritisation polyphasée, etc. (Pliocène ?). 2- Sable fin, jaune verdâtre, fossilifère au sommet (Chione undatella in situ, Cerithidea mazatlanica, Ostrea palmula prédominantes) (LR 503, LT 800) (Pléist. sup.). 3- Sable fin, gris-beige, peu fossilifère (Rhinocoryne humboldti prédominantes) (LT 801) (Pléist. sup.). 4- Sable gris à beige, à granulométrie variable selon les lits, parfois graveleux ou conglomératique (LT 802), très fossilifère à la base (Pléist. sup.). 5- Lumachelle à matrice sableuse gris-vert, à Cerithidea mazatlanica, Tagelus californianus, Polinices recluzianus et Ostrea palmula prédominantes (LR 502, LT 803 et 804) (Pléist. sup.). 6- Grès limoneux, gris-vert pâle (LT 806) (Pléist. sup.). 7- Encroûtement calcaire blanc crayeux des niveaux (5) et (6), et croûte zonaire beige au sommet de (6) (LR 504 et LT 804) (Pléist. sup.). 8- Sable fin, dunaire, beige (LR 505), avec rares passées de graviers continentaux, à la base du niveau et au pied de l'escarpement de (1) (Pléist. sup. et Holocène). 9- Sable fin, gris-vert, de la lagune actuelle, à débris coquilliere et Chione californiensis actuelles in situ (LT 798 et 799).

Coupe B

1- Calcirudite et calcaire gréseux et bioclastique, gris à beiges, à Pecten voggesi (LT 801) (Pliocène ?). 2- Grès dolomitique, localement conglomératique, de couleur jaune, vert ou rouille, à nombreux débris coquilliers et terriers d'organismes fouisseurs (LT 832) (Pléist. moyen ?). 3- Séqusnce sédimentaire normale, largement encroûtée (LT 837) comportant de la base au sommet : un conglomérat à galets arrondis et matrice gréso-calcaire riche en éléments bioclastiques et tests entiers de gastéropodes (LT 833) ; puis grès et calcaire gréseux, gris-vert, très indurés et largement bioclastiques, contenant des tests très bien préservés de Cerithidea mazatlanica et Tegula gallina et de nombreux moules internes de tests en connexion anatomique de Tagelus sp. (LT 834) (Pléist. moyen). 4- Biocalcirudite et calcaire gréseux, gris-beige (LT 835), à passées lumachelliques (faune de mollusques variée, avec Arca pacifica largement prédominantes) (LT 836) (Pléist. moyen). 5- Sable limoneux mal classé, brun à petits nodules calcaires, légèrement cimenté (LT 838) (Pléist. sup. ?). 6- Grès fin, légèrement bioclastique, gris-vert (LT 839). 7- Lumachelle à matrice sableuse gris-vert, faiblement cimentée et à faune bien conservée (LT 840 et 841 ; LU 1103) ; dans la faune très variée prédominent : Argopecten circularis, Trachycardium panamensis, Chione undatella, Megapitaria aurantiaca, Macron aethiops, Vermicularia pellucida, Cerithidea mazatlanica et Crucibulum scutellatum (Pléist. sup.). 8- Grès fin, gris-beige, peu fossilifère à colonies de Vermetidae (LT 842) (Pléist. sup.). 9- Sable fin, beige, éolien (Pléist. sup. et Holocène).

Coupe C

1- Calcaire gréseux et bioclastique, beige, fossilifère (Macron aethiops et Turritella sp. prédominantes), à tests généralement dissous (LT 828) (Pléist. moyen ou sup. ?). 2- Sables éoliens (Pléist. sup. et Holocène).

Coupe D

1- Sable bioclastique, gris-beige, à Chione sp. et Cerithidea mazatlanica (Pléist. sup.). 2- Sable éolien, partiellement fixé (Pléist. sup et Holocène). 3- Séquence de platier algaire évaporitique (Holocène), comportant des sables fins, bruns, du gypse (soit en nodules soit en cristaux lenticulaires ou en concrétions), et un cortège de sédiments carbonatés (aragonite, calcite magnésienne et dolomite) ; en surface le platier est couvert d'un tapis algaire et de Zostera marina en voie de décomposition. 4- Gypse en cristaux lenticulaires (1-2 mm de diamètre) accumulés par le vent (Holocène).

Coupe E

1- Calcarénite et grès calcaire partiellement gypsifié, beige clair, à faune lagunomarine (Pléist. sup.). 2- Sable éolien, accumulé en nappe superficiella ou en dunes (Pléist. sup. et Holocène). 3- Sable bioclastique, gris beige (Holocène ?). 4- Séquence évaporitique comportant, de la base au sommet : sable beige clair à gypse en cristaux lenticulaires, carbonates de couleur crème à texture "feuilletée", et accumulation d'algues (Zostera marina) en décomposition (Holocène). 5- Croûte éphémère de halite, actuelle.

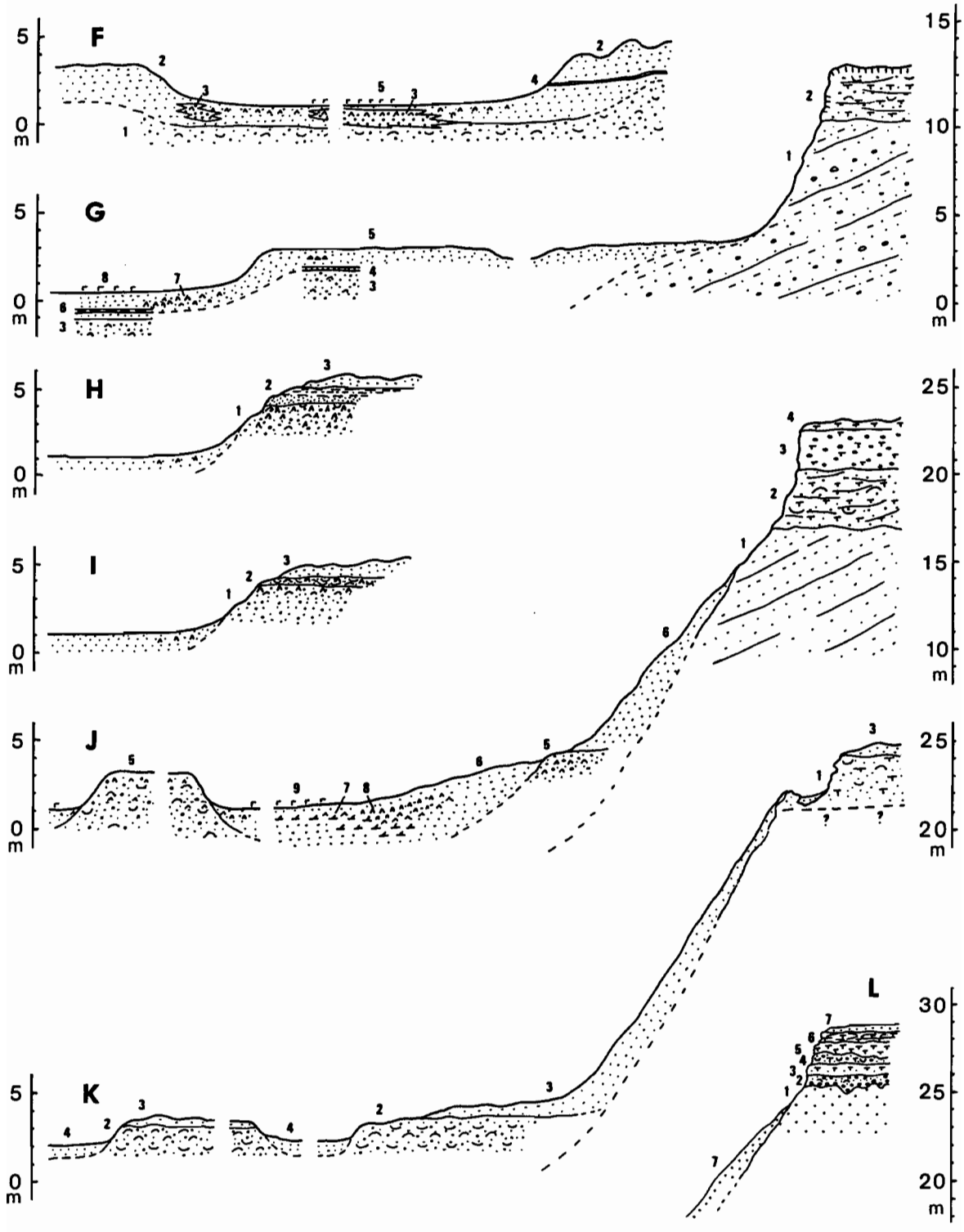


Fig. 5.15 .- Coupes de dépôts quaternaires (F à L) en bordure des platiers supralittoraux du sud et du sud-est du complexe évaporitique d'Ojo de Liebre. Voir localisation fig. 5.12.

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. 5.15.

Coupe F

1-Sable bioclastique, mal classé, partiellement cimenté, et fossilifère (Chione californiensis, Cerithidea mazatlanica, Megapitaria squalida prédominantes) (LT 814 et LU 1070). 2- Sable fin à moyen, beige, éolien (LT 808, 811, 812, 813 et 816) (Pléist. sup. et Holocène). Au centre de la dépression, au niveau de la nappe phréatique, présence de gypse en cristaux lenticulaires (Holocène). 3- Sable moyen à grossier, à nodules et lentilles d'argile grise (LT 809 et 810) d'origine fluviatile (Pléist. sup.) ; au centre du bassin, sous le niveau phréatique, présence de gypse (en nodules, concrétions et cristaux lenticulaires) et de polyhalite (en nodules ou en lits discontinus) (LT 817, LU 1101 et 1102) (Holocène). 4- Horizon de limolite beige clair, à empreintes de racines (LT 815) (fin du Pléist. sup ou début de l'Holocène ?). 5- Croûte éphémère de halite, actuelle.

Coupe G

1- Alternance de grauwackes, grès et limolites (LT 818) (Mésozoïque ?). 2- Calcaires et grès conglomératiques, gris-vert, encroûtés en surface, fossilifères à Pecten sp., échinodermes et Ostrea megodon, (LT 819) (Pliocène ?). 3- Sable à débris coquilliers, gris-vert (Pléist. sup.). 4- Encroûtement laminaire calcaire, de couleur crème (Pléist. sup. ou début de l'Holocène ?). 5- Sable éolien, à lentilles de graviers continentaux, et localement jonché d'artefacts préhistoriques (Holocène). 6- Sable beige, stratifié, à passées de couleur brune ou rouille, et contenant de petits cristaux lenticulaires de gypse ; à la base, horizon argileux (1-3 cm) avec traces de racines (Pléist. sup et Holocène). 7- Gypse en concrétions (roses des sables) (Holocène). 8- Croûte éphémère de halite, actuelle.

Coupe H

1- Sable fin, gris-vert, localement cimenté, à Melampus olivaceus (LT 821 et 822) et contenant des roses des sables altérées ou en cours de dissolution (Pléist. sup.). 2- Grès fin, beige clair, localement très induré en dalles (LT 820), passant progressivement à un limon rosé (Pléist. sup.). 3- Sable fin, beige, éolien (Pléist. sup. et Holocène).

Coupe I

1- Sable fin, gris-vert pâle, légèrement cimenté (LT 823), devenant gypsifère et fossilifère au sommet (Tagelus affinis et Chione fluctifraga) (LT 824 et 825) (Pléist. sup.). 2- Croûte gypseuse et nombreuses concrétions (roses des sables) dans sable gris-vert (LT 826) (Pléist. sup.). 3- Sable fin, beige, éolien (Pléist. sup. et Holocène).

Coupe J

1- Grès induré, vert (LV 1178) (Mésozoïque ?). 2- Calcaire gréseux fin, gris-vert pâle, fossilifère à Pecten sp. (LV 1179) (Pliocène ?). 3- Croûte calcaire massive, très indurée, affectant à la base un conglomérat à galets marins arrondis (LV 1181) (Pléist. moyen ?). 4- Croûte calcaire crayeuse, blanche, partiellement démantelée au sommet, et surmontée d'un encroûtement zonaire (LV 1180) (Pléist. moyen). 5- Sable graveleux, à rares galets littoraux et débris coquilliers, riche en cristaux lenticulaires et concrétions altérés de gypse, formant localement une croûte gypseuse (Pléist. sup.). 6- Sables éoliens (Pléist. sup. et Holocène). 7- Dolomie néoformée et grès gris-vert, localement très indurés (LV 1236 et 1237) (Holocène). 8- Gypse en cristaux lenticulaires (Holocène). 9- Croûte éphémère de halite actuelle.

Coupe K

1- Calcaire bioclastique beige clair, à débris d'algues calcaires et nombreux moules internes de tests de lamellibranches et de gastéropodes (LT 827) (Pléist. moyen ?). 2- Sable fin à moyen, gris-vert, très fossilifère, à faune in situ (Chione undatella, Megapitaria squalida, Nuculana sp., Polinices sp. prédominantes) (LV 1238) ; sédiment localement gypsifié (LV 1239) (Pléist. sup.). 3- Sable éolien (Pléist. sup et Holocène) ; au sommet de la mesa, présence de galets arrondis (démantèlement de J3 ?). 4- Sable de hauts platiers littoraux holocènes.

Coupe L

1- Calcaire gréseux gris-vert à jaunes, à bioclastes plus ou moins dissous (Pliocène ?). 2- Conglomérat à galets arrondis, à matrice sableuse bioclastique (Pléist. moyen ?). 3- Calcaire gréseux gris clair (Pléist. moyen). 4- Calcaire gréseux et conglomératique, à bioclastes et lithoclastes remaniés (Pléist. moyen). 5- Croûte calcaire compacte, crayeuse et blanche à la base, compacte et beige au sommet (LU 1072) (Pléist. moyen). 6- Croûte démantelée (Pléist. moyen). 7- Sable éolien (Pléist. sup. et Holocène).

à ciment dolomitique, fossilifère et localement conglomératique sépare les deux unités (B-2) ; il pourrait s'agir là d'un témoin de transgression marine antérieure (Pléistocène moyen ou inférieur).

Au sommet de cette même coupe, repose un niveau de biocalcirudite fossilifère à Arca pacifica (B-4), distinct de l'unité sous-jacente (B-3) ; cette calcirudite, stratigraphiquement la plus récente de la coupe mais antérieure à la basse terrasse (B-6 à B-8), pourrait dater de la dernière transgression marine du Pléistocène moyen (S.I. 7). Selon cette hypothèse, le niveau à conglomérat de base (B-3) daterait soit d'une première pulsation positive du niveau de la mer, lors du S.I. 7, soit de la transgression du S.I. 9.

5.1.6.3. Les dépôts littoraux du Quaternaire supérieur

5.1.6.3.1. Les dépôts marins du dernier interglaciaire

D'une façon générale, les dépôts littoraux attribués au dernier interglaciaire sont bien préservés autour de la lagune, et couvrent de très larges superficies sur les platiers supralittoraux (actuels) du sud et de l'est du complexe lagunaire. La terrasse marine est formée par accumulation de dépôts marins et laguno-marins, et se trouve couverte par une couche plus ou moins épaisse de sable éolien. Les sédiments marins sont essentiellement des sables fins bien classés, gris-vert, à Chione sp. et Cerithidea mazatlanica.

Le toit des dépôts attribués au dernier interglaciaire est le plus souvent très fossilifère ; en cela, la séquence sédimentaire ressemble à celles qui ont été décrites dans les localités de Puerto Libertad (paragr. 3.2.1) et de Tepopa (paragr. 3.2.2.2.2.), sur la côte de Sonora central ou de Bahia Santa Inez, sur la côte orientale de la péninsule (paragr. 4.4.4.2.1).

Dans certaines localités, les lumachelles sont à faune variée et de milieu ouvert (B-7 et K-2, fig. 5.14 et 5.15), et dans d'autres, au contraire, elles sont caractérisées par un petit nombre d'espèces, indicatrices d'un milieu à circulation restreinte (A-5 et I-1, fig. 5.14 et 5.15). La composition des faunes récoltées dans ces dépôts figure au tabl. A6.10-I à M. Lorsque les coquilles ne proviennent pas de localités où l'encroûtement calcaire ou gypseux a été important, on observe qu'elles sont bien préservées, et notamment que certaines d'entre elles ont gardé leurs couleurs originelles (A-4, A-5, B-7, fig. 5.14).

Les dépôts de cette basse terrasse sont généralement affectés par un encroûtement calcaire qui peut prendre plusieurs formes : encroûtement superficiel ("météorique"), fixation de calcaire

autour des coquilles, encroûtement en masse, ou à texture crayeuse, etc. Dans la partie méridionale de la région, le sommet des dépôts du dernier interglaciaire contient du gypse diagénétique, localement si abondant qu'il constitue de véritables encroûtements gypseux.

L'attribution de ces dépôts au maximum marin du dernier interglaciaire, antérieurement envisagée par Phleger et Ewing (1962), repose sur un faisceau d'arguments :

- ces dépôts sont les plus récents des sédiments marins pré-holocènes de la région ;
- cette terrasse qui est la plus basse et la mieux préservée, est formée de sédiments peu cimentés et de fossiles faiblement altérés ;
- la composition de la faune correspond à celle d'une période au moins aussi chaude que l'actuelle (il ne devrait donc pas s'agir d'un témoin de haut niveau marin des S.I. 5a ou 5c).
- Ajoutons que ces dépôts ont fourni des âges ^{14}C apparents supérieurs à 37 000 ans B.P. (sédiments carbonatés de l'île Brosas et coquilles fossiles provenant des platiers supralittoraux, Phleger & Ewing, 1962) mais n'ont pas fait l'objet de datations U/Th ou de mesures aminostratigraphiques.

En général, l'altitude maximale des dépôts marins ou laguno-marins est voisine de +4 m. D'après les coupes (A, B, G, J et K ; fig. 5.14 et 5.15) relevées dans les dépôts proches de la ligne de rivage (peu éloignés de pieds de paléo-falaises), le niveau moyen de la mer au maximum de la transgression se trouvait à environ +5 m au-dessus du zéro actuel. La fig. 5.16 présente une estimation des limites d'extension de la mer lors de cette transgression marine. Selon cette reconstitution paléogéographique, s'appuyant notamment sur la composition des faunes fossiles de certains affleurements, les abords de l'actuelle Lagune Ojo de Liebre et les actuels platiers supralittoraux correspondaient alors à une baie ouverte vers le nord, coupée en deux par la mesa centrale, et comportant plusieurs îles (fig. 5.16). A la fin de la transgression, la baie a été partiellement fermée par l'édification d'un cordon littoral, et a évolué en lagune, une lagune qui n'était cependant pas aussi étroite et confinée que l'actuelle.

Une coupe telle que celle du Canal de Ballenitas (A, fig. 5.14), dans laquelle un niveau à sédiments grossiers et mal classés (A-4) est interstratifié dans une séquence de sédiments de type baie sableuse calme, fait penser que la cordon littoral a pu être détruit momentanément. A ce propos, on doit noter que la grande homogénéité des caractères sédimentologiques (granulométrie, couleur, composition minéralogique, etc.) des sédiments marins dans les différentes localités (fig. 5.17 et 5.18) est comparable à celle qui a été observée à la fois dans les sédiments actuels des lagunes Ojo de Liebre et Guerrero Negro, les dunes de la région et les sables littoraux de la baie de Vizcaino (Gorsline, 1957 ; Phleger & Ewin, 1962 ; Inman et

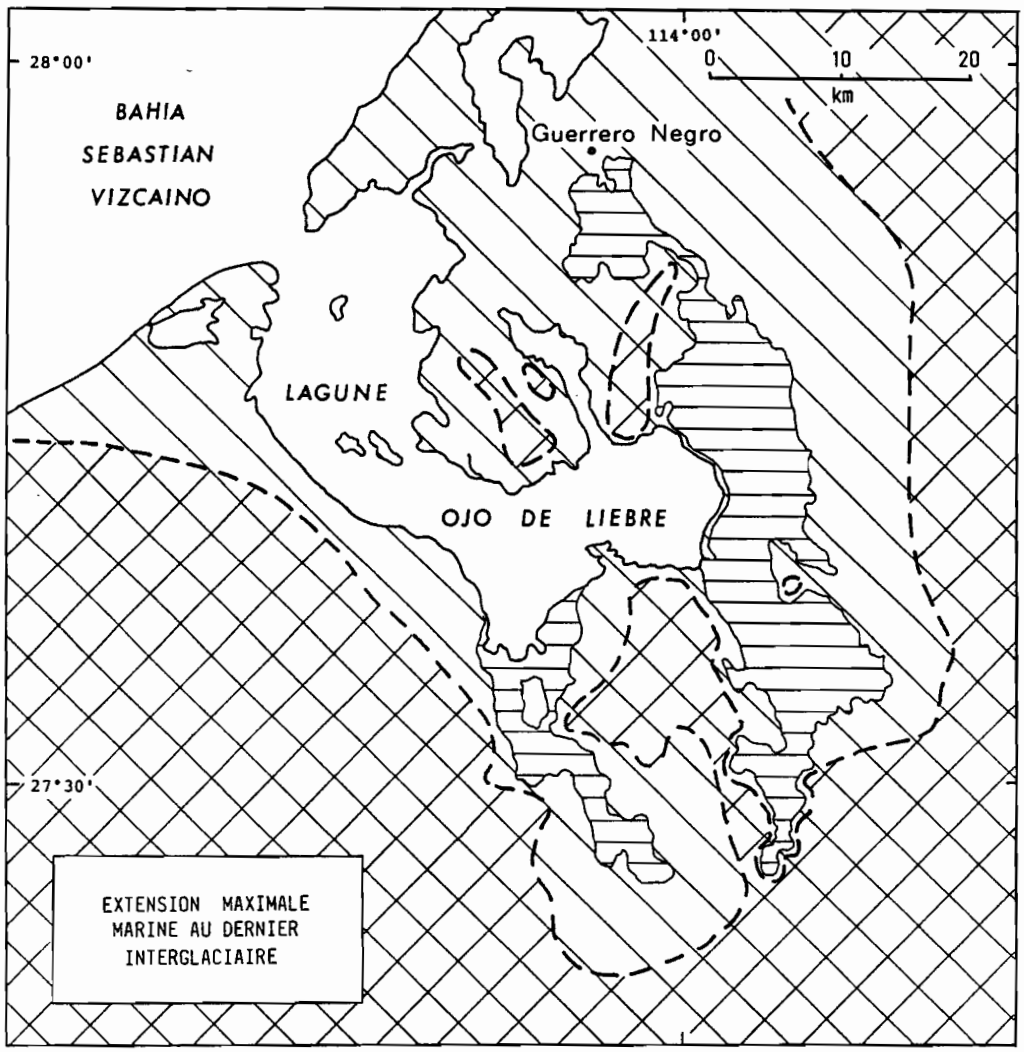


Fig. 5.16.- Extension marine maximale lors du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e), dans la région de la lagune Ojo de Liebre.

al., 1965, 1966).

La majorité des sables sont fins (0,150 mm en moyenne), bien classés, arrondis, comportent près de 80 % de quartz, et ont une lègère coloration verte due à la présence de hornblende et d'épidote. Ils appartiennent à un même "stock" sédimentaire dont l'homogénéité traduit une cyclicité des conditions de transport et de dépôt. Selon le modèle proposé par Gorsline (1957), les sables fins proviennent par dérive littorale du nord-est de la baie de Vizcaino, sont accumulés sur les plages, puis déplacés par le vent dominant du NW et accumulés en dunes ou déposés dans les lagunes et platiers, où ils sont repris par les courants de marées et ramenés par le chenal principal de Laguna Ojo de Liebre à la baie de Vizcaino. Une part de l'homogénéité des caractères sédimentologiques des sables, actuels et anciens, doit être attribuée à la répétition de tels cycles au cours des périodes de haut niveau marin du Quaternaire.

5.1.6.3.2. Les dépôts continentaux du Pléistocène supérieur et de l'Holocène

De nombreuses perforations effectuées en bordure des platiers supralittoraux d'Ojo de Liebre, à l'occasion d'études sur les conditions de formation d'évaporites actuelles (en collaboration avec C. Pierre), ont permis d'apporter quelques précisions sur l'évolution de la sédimentation dans ces régions depuis la régression du dernier interglaciaire. En bordure des platiers évaporitiques méridionaux et sud-orientaux, la puissance des dépôts surmontant les niveaux marins du dernier interglaciaire, est de l'ordre de 1 ou 2 mètres.

L'essentiel des sédiments détritiques postérieurs au dernier interglaciaire et qui forment le substratum des platiers supralittoraux, a été accumulé par le vent. Ceci est attesté par les caractères sédimentologiques, et en particulier granulométriques (fig. 5.17 et 5.18) des sables fins qui constituent aussi bien la couche superficielle des platiers que les dunes actuelles et les sables éoliens plus anciens (fig. 5.14 et 5.15). En certains points, cependant, les sondages ont mis en évidence des corps lenticulaires, de un ou deux mètres d'épaisseur et de plusieurs dizaines de mètres de large, correspondant à des dépôts fluviatiles (F-3, fig. 5.14) ; les sables grossiers, à interstratifications d'argiles, qui caractérisent ces dépôts, ont vraisemblablement été accumulés lors de phases humides de la (ou des) période(s) glaciaire(s) du Pléistocène supérieur. Ces données complètent l'observation faite, par levers bathymétriques, d'entailles fluviatiles en forme de V, dans le chenal principal et à l'entrée de la lagune Ojo de Liebre (Phleger et Ewing, 1962). A une (ou plusieurs ?) époque, durant la période de bas niveau marin du Pléistocène supérieur, le climat aurait donc été suffisamment humide pour que des arroyos traversent la région du sud au nord, et ce faisant érodent une partie des dépôts marins du dernier interglaciaire.

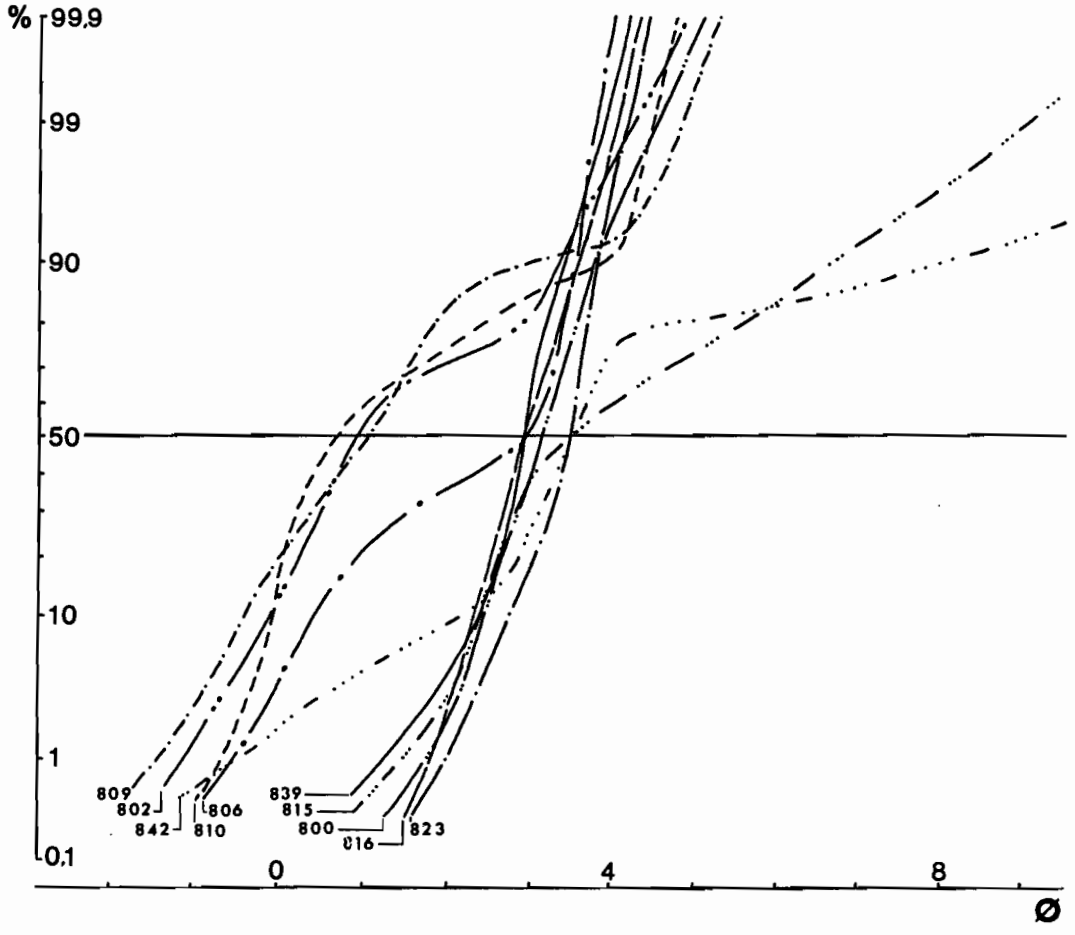


Fig. 5.17.- Comparaison granulométrique de sédiments du Pléistocène supérieur et de l'Holocène de la région d'Ojo de Liebre (courbes cumulatives de fréquence). Voir localisation des échantillons dans les coupes des fig. 5.14 et 5.15.

On distingue trois familles de courbes : les sables grossiers (fluviatiles ou littoraux), les sables fins bien classés (lagunaires et éoliens), et enfin, les sables limoneux.

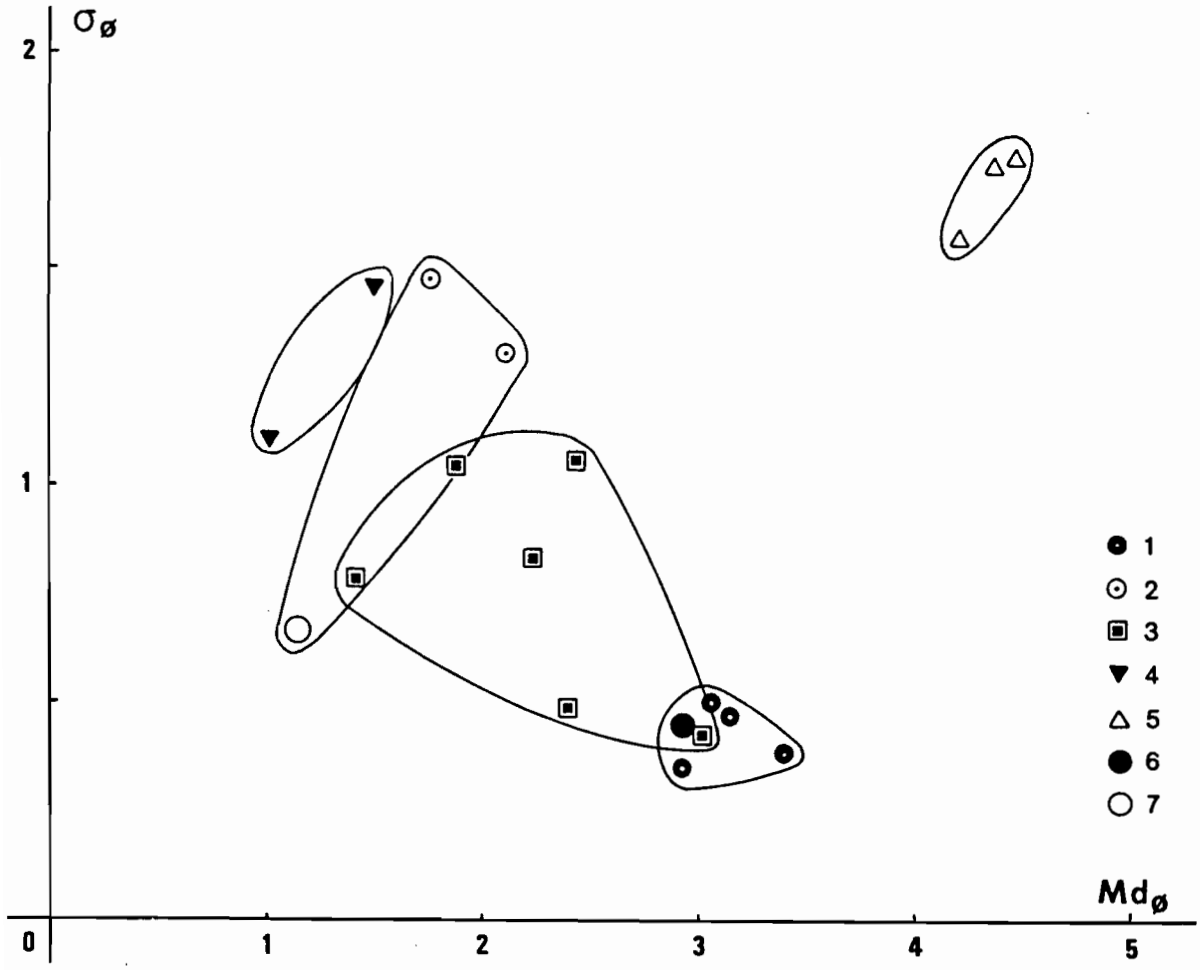


Fig. 5.18.- Caractérisation granulométrique des sédiments du Pléistocène supérieur (1 à 5) et de l'Holocène (6 et 7) de la région d'Ojo de Liebre : diagramme médiane/déviation standard (en unités phi). Voir localisation des échantillons dans les coupes des fig. 5.14 et 5.15.

1- Sables laguno-marins (LT 800, 801, 823, 839) ;
2- Sables littoraux grossiers (LT 802, 806) ;
3- Sables éoliens (LR 505, LT 808, 811, 812, 813, 816) ;
4- Sables fluviatiles (LT 809, 810) ;
5- Limons (LT 815, 838, 842) ;
6- Sable lagunaire actuel (LT 797)
7- Sable d'estran actuel (LT 799).

Dans ces sédiments, pourtant peu épais, d'âge Quaternaire supérieur, des zones méridionales et sud-orientales des platiers, plusieurs types d'encroûtements et de paléosols suggèrent des interruptions de sédimentation ou/et des modifications climatiques.

L'un de ces horizons, formé de limons fortement indurés et renfermant des traces de racines, est interstratifié dans des sables dunaires (F-4, fig. 5.15). Un autre niveau, de nature calcaire, a été observé au contact de sables éoliens et des sédiments laguno-marins du dernier interglaciaire (G-4, fig. 5.15). Un troisième horizon qui, lui, est formé d'argiles riches en matière organique et qui comporte des restes de racines, se trouve interstratifié dans les sables superficiels d'un platier évaporitique à halite (G-6, fig. 5.15).

Il est possible que ces horizons marquent une (ou plusieurs ?) phase humide de la fin du Pléistocène supérieur.

Un autre type de niveau induré est observé au toit de sédiments littoraux du dernier interglaciaire (H-2, fig. 5.15) ; dans ce dernier cas, un niveau de limon sableux cimenté est surmonté par une couche de limon meuble qui suggère l'existence de platiers supralittoraux, l'induration résultant probablement d'une cimentation sub-superficielle contemporaine du début de la régression du dernier interglaciaire.

Le gypse, qui existe sous forme de concrétions (de type "rose des sables"), ou de grands cristaux en fer de lance (de taille décimétrique), ou encore en encroûtements, au toit des dépôts laguno-marins du Pléistocène supérieur du sud de la région (H1, I1, I2, J5, K2, fig. 5.14 et 5.15), ne semble pas devoir être associé directement à une phase lagunaire du début de la régression du dernier interglaciaire. En effet, des analyses isotopiques (^{18}O et ^{34}S) et les teneurs en strontium de ces gypses permettent de leur attribuer une origine purement continentale, sans intervention de sulfates marins (Holser et al., 1981 ; Pierre, 1982 ; Pierre & Fritz, 1984). Néanmoins, la formation de ce gypse ne devrait pas être très postérieure au début de la régression du dernier interglaciaire puisque ce minéral évaporitique est concentré au sommet des formations laguno-marines du Pléistocène supérieur et ne s'observe pas, ou peu, dans les sables éoliens sus-jacents.

5.1.6.3.3. Les évaporites holocènes et le niveau marin des derniers milliers d'années

A l'Holocène, la zone méridionale des platiers supralittoraux a été caractérisée par la cristallisation d'un cortège de minéraux évaporitiques.

Sur les marges des bassins, dans la zone de fluctuation de la nappe phréatique, le gypse a cristallisé sous forme de concrétions ou de

cristaux, lenticulaires ou en rosettes (taille variant de 1 mm à plusieurs cm) (G-7, J-8, fig. 5.15). Ce gypse est parfois transformé en polyhalite ($K_2 Ca_2 Mg (SO_4)_4, 2H_2O$) au cours d'une diagenèse précoce (Holser, 1966 ; Holser et al., 1981 ; Pierre, 1981 ; Pierre & Fritz, 1984).

Dans les parties les plus basses des platiers, et en fonction des apports de saumures marines concentrées, il se forme par évaporation superficielle des croûtes de halite de quelques millimètres d'épaisseur mais atteignant localement plusieurs centimètres (F-5, G-8, J-9, fig. 5.15). Plusieurs auteurs (Phleger et Ewing, 1962 ; Holser, 1966 ; Kinsman, 1969 ; Phleger, 1969) signalèrent l'existence de dépôts de halite dépassant 2 m de puissance ; selon Phleger et Ewing (1962), ces couches se seraient formées lors des deux derniers millénaires, c'est-à-dire depuis que le niveau marin aurait atteint sa cote actuelle. L'existence de telles accumulations, dans le substratum des bassins de concentration récemment inondés artificiellement (fig. 5.13) n'a pu être confirmée lors de notre reconnaissance.

L'extrémité méridionale du complexe évaporitique de Ojo de Liebre est également le siège de formation de dolomite (J-7, fig. 5.15). Des analyses isotopiques des eaux interstitielles et des sédiments ont montré que la formation de ce carbonate s'effectue dans des solutions résultant du mélange d'eaux continentales souterraines bicarbonatées calciques et de saumures magnésiennes d'origine marine (Holser et al., 1981 ; Pierre et al., 1981, 1982, 1984 ; Pierre, 1982).

Le dispositif évaporitique du complexe de Ojo de Liebre, à l'Holocène, a été réglé, de façon indirecte, par la position du niveau marin de ces derniers milliers d'années. Dans l'extrémité méridionale des platiers supralittoraux, qui parait ne jamais avoir été envahie par les eaux lagunaires holocènes, le nivellement des platiers s'est effectué par l'interaction de la position de la nappe phréatique, soutenue par le niveau marin, et des effets du vent violent et régulier soufflant du NW. La nappe a fixé les sédiments en les imbibant, tandis que le vent a constamment déplacé tout sédiment meuble, non suffisamment humidifié, jusqu'aux massifs dunaires immédiatement au sud-est des platiers. C'est probablement par ce double mécanisme que se sont formés, et qu'ont été préservés durant plusieurs milliers d'années, ces immenses platiers supralittoraux.

Sur la bordure méridionale de Laguna Ojo de Liebre, les séries de sondages effectués dans les platiers littoraux algaires confirment que le niveau marin holocène n'a pas dépassé, antérieurement, la position qu'il occupe actuellement.

Dans le substratum de ces platiers, ont été mises en évidence à la fois la cristallisation de gypse (en nodules et en cristaux lenticulaires) et d'aragonite, ainsi que la transforma-

tion diagénétique précoce de cette aragonite néoformée et de calcite d'origine algaire en calcite hypermagnésienne et en dolomite calcique (D-3, E-4) (Pierre & Person, 1981 ; Holser et al., 1981 ; Pierre, 1982 ; Pierre et al., 1982).

La bordure des platiers supralittoraux de la rive méridionale de la lagune est matérialisée par une accumulation de gypse (cristaux lenticulaires de 1 à 2 mm) qui a été balayé sur les platiers et transporté par le vent ; le pied de ces dunes, du côté des platiers, est tapissé de petites coquilles légères, déplacées par le vent et les inondations exceptionnelles (Bulla gouldiana, Cerithidea californica et, surtout, Melampus olivaceus). La base stratigraphique de ces dunes de gypse et des niveaux à coquilles de Melampus olivaceus se trouve à plus d'un mètre sous la surface actuelle, et marque l'installation des platiers littoraux à la fin de la remontée holocène du niveau marin.

Plusieurs indices suggèrent que, dans cette région, le niveau marin n'a pas beaucoup varié, lors des derniers milliers d'années. Si, comme l'ont indiqué plusieurs auteurs (voir plus haut), des accumulations de halite de plus de 2 m d'épaisseur se sont produites dans les platiers supralittoraux du sud-est du complexe évaporitique, cela signifie qu'il y a eu, pendant un temps relativement long, une permanence des conditions d'alimentation de ces bassins en saumures marines (soit que le niveau marin se soit élevé lentement, au fur et à mesure de la sédimentation de la halite, soit qu'il y ait eu lente subsidence des bassins, le niveau de la mer restant stable). Une autre indication de la stabilité relative du niveau marin a été fournie par Phleger et Ewing (1962) qui ont daté de 1 800 ± 200 ans B.P. des coquilles de Donax sp. provenant d'un niveau de plage fossile situé à la même altitude que la plage actuelle, mais à 1,6 km à l'intérieur des terres (fig. 5.19).

Une telle progradation du rivage des îles-barrières qui séparent de l'océan les lagunes Ojo de Liebre, Guerrero Negro et Manuela, pose un problème sédimentologique car ces lagunes ne reçoivent actuellement aucun apport sédimentaire fluviatile. Les auteurs pré-cités ont suggéré que cette rapide progradation, lors des deux ou trois derniers millénaires, ne pouvait s'expliquer que par des apports alluviaux importants, ce qui les amena à envisager un climat beaucoup plus humide que l'actuel durant cette période. Cette interprétation ne s'appuie sur aucun indice tangible, et il semble qu'il faille plutôt expliquer la progradation du rivage par des apports de sédiments venant du nord-est et du nord, véhiculés par des courants littoraux longeant des rives orientales de la baie de Vizcaino conformément au modèle de circulation proposé par Gorsline (1957).

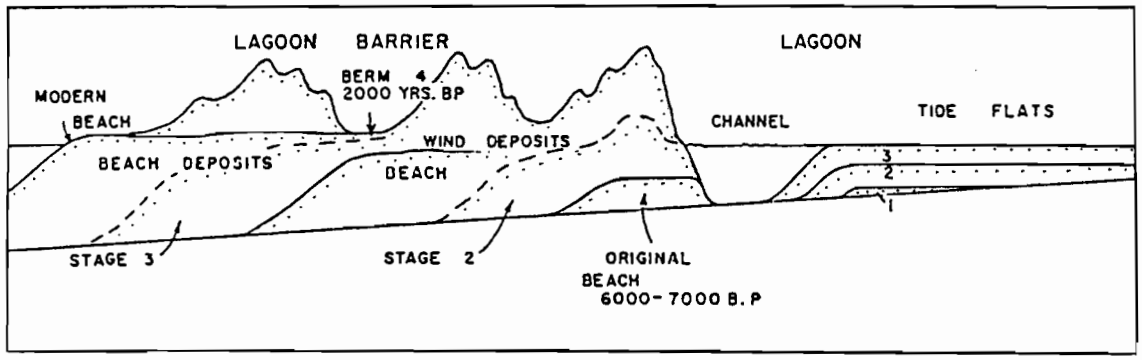


Fig. 5.19.- Interprétation de la formation du cordon littoral initial, puis de l'île barrière et des platiers littoraux de la région d'Ojo de Liebre (modifié d'après Phleger & Ewing, 1962 ; Phleger, 1965, 1969).

Le cordon initial se serait formé vers 7 000 ans BP ; ensuite, en concomitance avec une légère montée du niveau marin, il y aurait eu accrétion (horizontale et verticale) du cordon et des platiers littoraux. Depuis plus de 2 000 ans, le niveau marin restant stable, seul le cordon littoral poursuivrait sa progradation (horizontale).

5.1.6.4. Interprétations morphostratigraphiques

Dans la région de Laguna Ojo de Liebre, l'accent a été mis sur les phases de haut niveau marin du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Le niveau marin actuel semble avoir atteint sa position il y a au moins 2000 ans. La transgression précédente ayant laissé des témoins de grande extension, jusqu'à une altitude de +5 m, est attribuée au maximum du dernier interglaciaire (S.I.5e).

Au moins trois unités lithostratigraphiques marines, reposant sur des grès pliocènes, ont été distinguées entre +7 et +30 m d'altitude. Ces trois unités correspondent probablement à trois phases de haut niveau marin du Pléistocène moyen (et inférieur ?). La plus récente de ces unités affleure à moins de +10 m d'altitude et pourrait constituer un vestige du haut niveau marin de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7). L'unité lithostratigraphique la plus ancienne, observable à plus de +25 m d'altitude, et très fortement encroûtée, est d'âge indéterminé (Pléistocène inférieur ou moyen ?).

5.1.7. Synthèse régionale

5.1.7.1. Chronostratigraphie

Dans la région comprise entre la pointe méridionale de la péninsule de Basse Californie et Laguna Ojo de Liebre (soit 600 km du sud au nord), les terrasses marines pléistocènes sont conservées de façon inégale et en nombre plus réduit dans le sud qu'à partir de Bahia San Juanico. Entre Cabo San Lucas et Punta San Juanico, les plus hautes terrasses pléistocènes identifiées atteignent des altitudes de +40 à +60 m (tabl. 5.1), tandis que dans les régions de Bahia San Juanico et de Laguna San Ignacio, elles sont observées jusqu'à des altitudes dépassant +100 m.

Les conditions défavorables de préservation des lignes de rivage dans le sud de la péninsule, déjà mentionnées plus haut, pourraient expliquer la quasi-absence de terrasses marines de plus de +40 m. M'appuyant à la fois sur le fait que la terrasse attribuée au S.I. 5e est située à une altitude faible (+6/+8 m) et que les différentes unités marines pléistocènes reconnues sont situées à des cotes voisines, je considère que le sud-ouest de la péninsule de Basse Californie n'a été que faiblement soulevé au Quaternaire. Selon cette interprétation, les rares séquences de terrasses marines relevées au sud de Punta San Juanico seraient représentatives de l'histoire des variations pléistocènes du niveau marin, et la terrasse d'environ +60 m, au sud de El Conejo, aurait été formée il y a près d'1 M.a.

En revanche, à Bahia San Juanico-Punta Santo Domingo, et autour de Laguna San Ignacio, les séquences de lignes de rivage sont moins "condensées" (en gamme d'altitudes). La ligne de rivage la plus récente (S.I. 5e) se situe à +9 m, et les écarts entre les terrasses successives sont de l'ordre de la quinzaine de mètres.

Dans la région considérée, les données géochronologiques sont réduites et ne concernent que la basse terrasse, dans l'île Magdalena et sur la rive orientale de Laguna San

Cabo San Lucas Todos Santos	El Conejo	Bahia Magdalena	Poza Grande/ Las Barrancas	Punta San Juanico	B[a] San Juanico/ Pta Santo Domingo	Laguna San Ignacio	Laguna Ojo de Liebre	Ages supposés (S.I.)
+7 ± 1		+6?		⩾+8	+9	+9	+5	5e
				⩾+12		>+3; >+10		7 ?
+13/+15	⩾+12				+26	~+30	+10	9 ?
+25/+30	⩾+25	(+30)	+22/+25	+40	⩾+42/+50	~+40/~+50	⩾+25	11/13 ?
			+40		+60	~+60		15 ?
					+75	~+75		17 ?
					(+85 ?)			19 ?
+45	+60				+105	~+100		21 ?
						~+130		23 ?

Tabl. 5.1 - Corrélation hypothétique des terrasses marines de la côte sud-occidentale de Basse Californie (Cabo San Lucas -Laguna Ojo de Liebre). Les terrasses sont caractérisées par les altitudes (en m) des traces du plus haut niveau marin identifiées pour chaque transgression interglaciaire pléistocène. Voir texte pour l'interprétation chronostratigraphique.

Ignacio. Bien qu'elle ne soit pas reconnue dans tous les secteurs côtiers, la ligne de rivage du dernier interglaciaire (S.I. 5e) est généralement identifiée, sans équivoque, par sa position morphostratigraphique. En ce qui concerne les terrasses marines antérieures, du Pléistocène moyen et inférieur, les corrélations avec tel ou tel haut niveau marin interglaciaire restent entièrement hypothétiques. A partir de l'interprétation générale de la distribution des terrasses, proposée ci-dessus, j'envisage de corréler le maximum marin du S.I. 9 avec les lignes de rivage de +12/+15 m du sud-ouest de la péninsule, et avec celles de +26/+30 m de la région San Juanico-San Ignacio (tabl. 5.1). Des restes de l'avant-dernier interglaciaire ne seraient préservés (à moins de +12 m d'altitude) qu'à Punta San Juanico et Laguna San Ignacio. Selon les mêmes premisses, les traces de haut niveau marin des S.I. 11 et 13, seraient localisés vers +25/+30 m dans la partie sud-occidentale de la région, et entre +40 et +50 m au nord-ouest de Punta San Juanico. Le développement particulier des terrasses de +40/+50 m (et peut-être aussi de celle de +60m) dans la région de Bahia San Juanico constitue un argument de corrélation latérale avec les larges terrasses d'une centaine de mètres d'altitude de la région de Santa Rosalia (paragr. 4.3.3.2.2. et 4.3.3.6.2.2., fig. 4.16). Les interprétations chronostratigraphiques des hautes terrasses signalées dans le tabl. 5.1 ne reposent pratiquement que sur des considérations géométriques.

5.1.7.2. Interprétations néotectoniques

L'interprétation chronostratigraphique adoptée ici de la distribution des terrasses marines pléistocènes repose en grande partie sur l'hypothèse que les terrasses de +45/+60 m des régions de Todos Santos-El Conejo constituent des équivalents latéraux des terrasses de +105/+130 m des régions de San Juanico-San Ignacio. En d'autres termes, je retiens l'hypothèse que les lignes de rivage pléistocènes les plus anciennes (environ 1 M.a.?) témoignent de taux de surrection de l'ordre de 100 mm/10^3 ans au nord de Punta San Juanico, et de l'ordre de 50 mm/10^3 ans entre Punta San Juanico et l'extrémité méridionale de la péninsule. Ces estimations globales concernent la période du dernier million d'années.

La position actuelle de la ligne de rivage corrélée avec le maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e) fournit des indications distinctes sur les vitesses de soulèvement des régions côtières, pendant le Quaternaire supérieur. Si l'on admet que lors du maximum du S.I.5e, le niveau marin atteignit une cote de +6 m environ, on en déduit que la région sud-occidentale de la péninsule de Basse Californie n'a pas subi de déformation verticale notable lors des derniers 120 000 ans. Dans le même temps, la région comprise entre Punta San Juanico et le nord de la lagune de San Ignacio aurait enregistré un faible soulèvement (taux de surrection d'environ 25 mm/10^3 ans) et le centre du bassin d'Ojo de Liebre se serait très légèrement enfoncé.

Compte tenu de ces observations, et du fait que les terrasses marines sont assez régulièrement espacées en

altitude, il semble bien établi que l'ensemble de la côte sud-occidentale de Basse Californie a subi des soulèvements d'intensité diminuant dans le temps et sensiblement plus forts entre Punta San Juanico et San Ignacio. Dans le bassin de Ojo de Liebre, l'histoire des déformations verticales présente de nombreuses analogies avec celle qu'a connue l'extrémité méridionale de la péninsule.

5.2. LA PENINSULE DE VIZCAINO

5.2.1. Introduction

5.2.1.1. Généralités

La côte de la péninsule de Vizcaino (fig. 5.21) a enregistré une importante série de hauts niveaux marins pléistocènes. Ces témoins de transgressions marines se présentent sous une grande variété de formes : terrasses d'abrasion dénudées, ou couvertes de minces dépôts littoraux, cordons littoraux plus ou moins consolidés, superposition de couches de sédiments marins et continentaux correspondant à plusieurs cycles climatiques, surfaces d'abrasion marine couvertes de fortes accumulations de colluvions, terrasses d'accumulation, couronnement de plateaux ou de mesas à présent isolés par l'érosion, etc.

La préservation, souvent bonne, des dépôts littoraux pléistocènes et la disposition étagée de ces derniers, en diverses localités, ont justifié que cette région fasse l'objet d'une étude relativement détaillée. Les corrélations, verticales et horizontales, proposées entre les séries de terrasses marines se fondent surtout sur des critères morphostratigraphiques, notamment lorsque l'identification des limites de transgressions marines des interglaciaires successifs est possible. Pour les terrasses les plus récentes, ces études de corrélations bénéficient d'un nombre relativement important de données géochronologiques ; la présence dans les terrasses d'accumulation récentes d'abondantes coquilles bien conservées a en effet permis de multiplier les mesures radiométriques et aminostratigraphiques.

La péninsule de Vizcaino, et en particulier la région de Bahia Tortugas, sont caractérisées par d'importantes déformations cénozoïques (plissements, jeux de failles normales et décrochantes, etc.) qui s'ajoutent aux mouvements verticaux regionaux. La poursuite de cette activité tectonique, jusqu'à l'Holocène, peut être mise en évidence, dans certaines localités, par l'étude des dépôts marins pléistocènes. L'une des applications des études chronostratigraphiques des terrasses marines les plus récentes consiste à fournir un cadre chronologique à cette activité tectonique.

5.2.1.2. Cadre stratigraphique

5.2.1.2.1. Les séries mésozoïques

Diverses formations mésozoïques affleurent largement dans la péninsule de Vizcaino et les îles voisines. Les

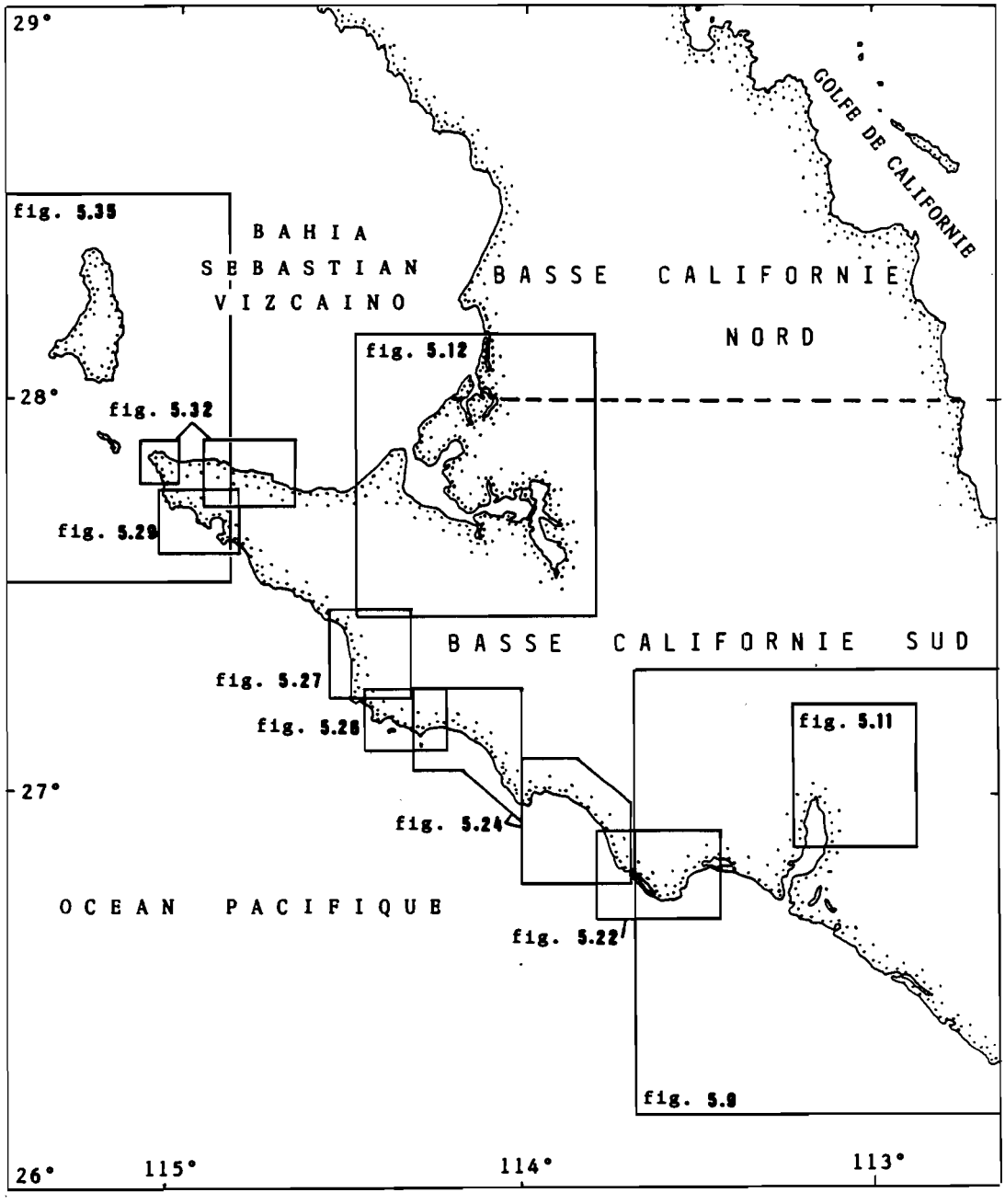


Fig. 5.21.- Répartition des cartes de localisation des dépôts littoraux pléistocènes étudiés, dans la péninsule de Vizcaino et autour des lagunes Ojo de Liebre et San Ignacio.

premières études de reconnaissance régionale ont été menées par Mina (1957) et se sont largement développées depuis 1974 (Abbott & Gastil, 1979 ; Gastil, 1979).

Les principales unités stratigraphiques mésozoïques de la région de Vizcaino-Cedros, dont la puissance maximale totale atteint 14 000 m (Minch et al., 1976 ; Boles, 1986), incluent les formations suivantes :

- San Hipolito (Trias supérieur-Jurassique inférieur)
- Gran Cañon (fin du Jurassique inférieur)
- Coloradito (Jurassique moyen ? et supérieur)
- Eugenia (Thithonien-Valanginien)
- Perforada et Asuncion (Aptien-Albien)
- Valle (et Malarrimo) (Cénomanien).

Cette dernière formation (Valle) est une épaisse série de flysch dont la puissance maximale est de l'ordre de 9 000 m ; elle affleure surtout dans le nord de la péninsule de Vizcaino et, au sud-est, dans la région de San Hipolito-Abreojos.

5.2.1.2.2. Les séries néogènes

La formation Tortugas, comprenant à la base des grès et lutites à dents de requins et des diatomites au sommet, correspond au Miocène moyen et supérieur (Hertlein & Jordan, 1927 ; Durham & Allison, 1960 ; Allison, 1964 ; Troughton, 1974 ; Helenes & Ingle, 1979, 1980 ; Robinson, 1979 ; Applegate et al., 1979 ; Helenes, 1980, 1981, 1982 ; Applegate, 1981). La puissance de cette formation, observée entre Bahia San Cristobal et l'île de Cedros, varie de 300 à 500 m.

La formation Almejas, décrite par Mina (1957), Troughton (1974), et Robinson (1975), comporte 80 à 220 m de conglomérats, arkoses et grès marins fossilifères.

Des coupes de référence ont été relevées à 6 km au nord de Bahia Tortugas, et dans les arroyos Largo et El Tordillo (= Elefante) (Minch et al., 1976) ainsi qu'à 3 km au sud-ouest de Tortugas (Smith, 1984). La faune de cette formation, qui a été décrite par divers auteurs (Jordan & Hertlein, 1926b ; Hertlein, 1933 ; Chace, 1956 ; Troughton, 1974 ; Kilmer in Minch et al., 1976 ; Smith, 1984) inclut surtout des fossiles à minéralogie calcitique (relativement résistants aux dissolutions et altérations diagénétiques): Ostrea, Pecten, Anomia, Balanus, Dendraster, etc..

Cette faune a longtemps été attribuée au Pliocène moyen-supérieur, sur la base d'une corrélation latérale avec la formation San Diego du sud-ouest de Californie ; des travaux en cours tendent à établir que cette faune date du Miocène terminal et de la base du Pliocène (Smith, 1984). Dans l'île de Cedros, Kilmer (1979) distingue, dans cette formation Almejas, un membre inférieur (74 m de puissance), attribué au Miocène terminal (Howard, 1971 ; Barnes 1973), d'un membre supérieur (311 m) d'âge Pliocène moyen-supérieur (?).

5.2.2. La région de Punta Abreojos-Bahia San Hipolito

5.2.2.1. Introduction

Le massif volcanique de Sierra Santa Clara (volcanisme d'âge essentiellement Miocène supérieur et Pléistocène) constitue la limite sud-occidentale de la péninsule de Vizcaino (fig. 5.21). Le contrefort sud-occidental de ce massif, est formé par le flysch de la puissante formation Valle (Crétacé). La plaine côtière située entre Punta Abreojos et Punta San Hipolito présente de vastes surfaces d'érosion entaillant les flyschs, et généralement couvertes d'une couche peu épaisse (maximum 5 m) de calcaires, calcirudites et conglomérats littoraux déposés par la mer au Pléistocène. Au pied des reliefs se sont accumulées des alluvions quaternaires.

Contrairement à ce qu'indiquent plusieurs cartes géologiques de la région (Mina, 1956 ; Lozano, 1971 ; Lopez Ramos, 1976, 1980), il semble qu'il n'y ait pas d'affleurement important de Pliocène marin le long de la baie de San Hipolito et dans les environs d'Abreojos ; les auteurs de ces cartes ont confondu les restes de terrasses marines pléistocènes avec des affleurements de la formation Almejas (fig. 5.22).

5.2.2.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

On procédera à une rapide description des dépôts marins et restes de lignes de rivage pléistocènes en examinant une série de huit profils schématiques de la zone côtière s'étendant entre Laguna La Escondida et Punta San Hipolito (fig. 5.23).

5.2.2.2.1. Profil A

Le profil A a été relevé à l'extrémité nord-occidentale de Bahia Ballenas dans une direction nord-sud (fig. 5.22). A la base de ce profil (fig. 5.23), se distinguent deux (ou trois) plateformes séparées par des ressauts de 1 m de haut, et jonchées de galets marins et de débris coquilliers (entre +5 et +15 m d'altitude). L'un des principaux dépôts marins associés, qui affleure dans une entaille fluviatile, entre +10 et +14 m, repose sur des alluvions quaternaires.

> Ce dépôt est constitué de sables, légèrement cimentés et encroûtés (LV 1256), très fossilifères (à Chione californiensis, Tivela stultorum, Protothaca staminea et Balanus tintinnabulum prédominants).

Deux autres dépôts littoraux pléistocènes, composés de calcaires conglomératiques à débris coquilliers affleurent sous forme d'entablements, vers +21 et +28 m d'altitude. Les dépôts littoraux les plus élevés du profil couronnent des buttes témoins à +50 m (LV 1255) et +85 m. Ces sédiments grossiers, à bioclastes et ciment largement recristallisés, contiennent quelques tests de mollusques et de cirripèdes préservés.

On ne dispose d'aucune donnée géochronologique précise, puisque le seul échantillon de ce profil soumis à datation (LV 1256) présente un âge apparent U/Th de plus de 200 ka (paragr. 6.2.3.2).

5.2.2.2.2. Profil_B

Le profil B traverse la série de cordons littoraux parallèles au rivage et visibles au nord de "Campo de en medio" (fig. 5.22 et 5.23). Ces cordons littoraux, constitués de galets marins probablement mis en place lors de phases de retrait de la mer, sont situés vers +6, +12, +16 et +20 m. Un dépôt littoral de 2 m de puissance, comparable à celui mentionné dans le profil A (LV 1256), est observé entre +13 et +16 m. Le dernier indice littoral pléistocène de ce profil est un replat couvert de galets, à +25 m d'altitude.

5.2.2.2.3. Profil_C

Le profil C a été relevé entre "Campo de en medio" et le phare d'Abreojos (fig. 5.22 et 5.23). Dans la moitié inférieure de ce profil, plusieurs cordons littoraux apparaissent sous les sables éoliens récents, le plus important étant situé à +14 m.

Le phare est construit sur une dalle de calcaire conglomératique et biodétritique, très compact, encroûté en surface (LV 1258), et situé à +40 m d'altitude. En contrebas de la plateforme supportant le phare, à +30 m d'altitude environ, une accumulation de sédiments marins moins consolidés que LV 1258, localisée au pied d'un ancien talus littoral, indique l'emplacement d'une ligne de rivage du maximum de transgression marine pléistocène.

5.2.2.2.4. Profil_D

A la pointe située entre les villages de Abreojos et "Campo de en medio", deux terrasses marines sont bien visibles (fig. 5.22 et 5.23). La plus basse présente une surface d'abrasion, observable dans le talus côtier actuel à des altitudes de +2 à +5 m, et couverte de sédiments littoraux fossilifères (LR 515, LU 1083 et 1084, tabl. A6.11-A). Le bord interne de cette terrasse, caché par la couverture de sables dunaires holocènes (et Pléistocène supérieur ?) se situe probablement vers +10 m d'altitude.

La deuxième terrasse du profil, où est installé le cimetière d'Abreojos, culmine à +18 m d'altitude, et présente des sédiments plus indurés que ceux de la basse terrasse.

Le troisième reste de transgression indiqué sur le profil correspond à la plateforme du phare d'Abreojos décrite ci-dessus (profil C).

Un échantillon de corail (LU 1083) de la basse terrasse a fourni un âge radiométrique U/Th, analytiquement peu fiable, de 77 ka (paragr. 6.2.3.2).

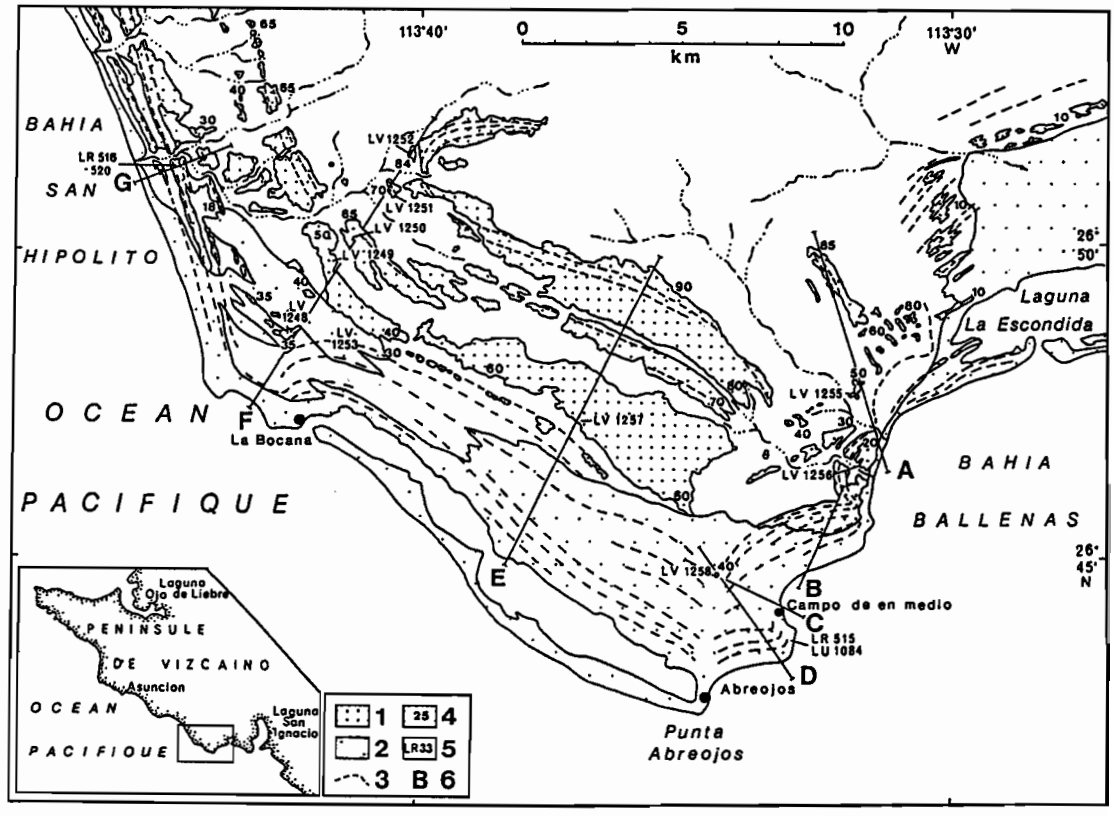


Fig. 5.22.- La région de Abreojos-La Bocana : localisation des principales terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés.

1- Surfaces d'abrasion littorale et dépôts marins pléistocènes ; 2- Sables éoliens (Holocène et Pléistocène supérieur) ; 3- Ligne de rivage pléistocène bien définie ; 4- Altitude (± 5 m) des restes de transgressions pléistocènes ; 5- Localisation d'échantillon prélevé (sédiments et/ou faune pléistocènes) ; 6- Profil étudié (voir fig. 5.23).

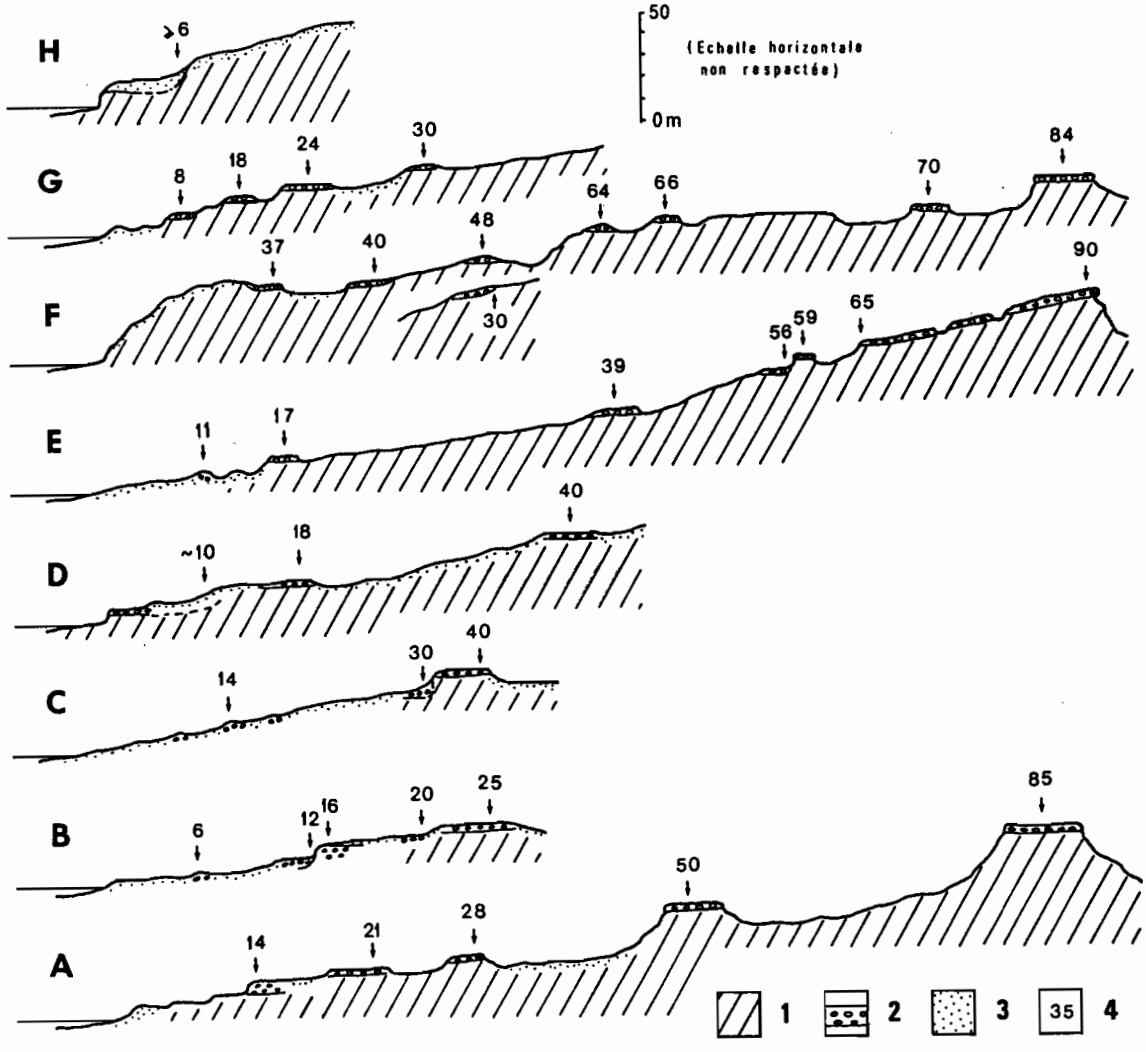


Fig. 5.23.- Profils sériés dans la région de Abreojos-La Bocana, montrant les restes de transgressions marines pléistocènes, avec leurs altitudes respectives. Voir localisation des profils fig. 5.22.

1- Substratum préquaternaire (formations Valle du Crétacé, et San Hipolito, du Trias) ; 2- Dépôt littoral pléistocène ; 3- Sable éolien ou alluvions récents ; 4- Altitude (en mètres) du sommet du dépôt littoral pléistocène, ou de la trace du maximum de la transgression marine correspondante.

5.2.2.2.5. Profil E

A mi-distance entre La Bocana et Abreojos, une piste de prospection sismique orientée NNE-SSW permet de traverser la principale série de terrasses marines de la région (fig. 5.22 et 5.23). En s'élevant depuis les rives de la lagune de La Bocana, on observe successivement : un cordon littoral (+11 m), puis une ride topographique constituée de calcaire gréseux et conglomératique (d'âge antérieur au premier cordon), culminant à +17 m. Ensuite, dans la partie la plus élevée d'une surface d'abrasion marine inclinée vers la mer, vers +39 m, affleure un dépôt calcaire de type littoral. L'abondance de galets et graviers roulés de cet affleurement marque une ligne de rivage de limite de transgression.

A +56 m, une autre ligne de rivage est identifiée grâce à une morphologie de pied de falaise côtière, et à une notable accumulation de matériel littoral.

Plus haut, entre +65 et 90 m, se développe une vaste surface, quasi-plane et presque uniformément recouverte de calcaire gréseux encroûté (encroûtements laminaires superficiels, faciès crayeux et pulvérulent, calcaire recristallisé par micritisation, etc.). Cette surface inclinée vers le sud-ouest (25 m de dénivellée sur 5 km), qui sur le terrain ne semble former qu'un seul ensemble morphologique, est en fait divisée en trois zones parallèles décelables sur photos aériennes. Vers le nord-est, cette large terrasse est recoupée par l'érosion, et se termine au sommet d'une falaise de plus de 40 m de haut. Les dépôts littoraux couronnant cette falaise, à +85 $\pm$5 m, se trouvent à la même altitude que ceux observés à l'est (profil A) et au nord (profil F) ; on suppose donc que l'érosion récente n'a éliminé qu'une partie minime du sommet de la terrasse.

5.2.2.2.6. Profil F

Le profil F a été relevé au nord-est de La Bocana (fig. 5.22 et 5.23). Les principaux restes de terrasses marines ont été observés aux cotes suivantes : +30 m (LV 1253), +37/+40 m (LV 1248), +48 m (LV 1249), +65 m (LV 1250), +70 m (LV 1251), et +84 m (LV 1252). Ces dépôts littoraux pléistocènes sont généralement de faible épaisseur (maximum 2 m) et reposent toujours sur des surfaces d'abrasion marine entaillant le substratum crétacé (formation Valle). Ils sont très largement altérés et encroûtés, bien que certains d'entre eux contiennent encore des fragments non dissous de tests de lamellibranches (essentiellement Tivela stultorum).

Les deux dépôts les plus élevés (LV 1251 et 1252), localisés au sommet de petites mesas, se distinguent par une plus grande variété de faune (Chione sp., Anadara multicostata, Chama sp., etc.).

5.2.2.2.7. Profil G

Dans la baie de San Hipolito, plusieurs affleurements de calcirudite à Tivela stultorum longent la côte, en bandes parallèles (fig. 5.22 et 5.23). A 20 km au nord-ouest de La Bocana, le profil G montre la position de

quatre de ces alignements de dépôts littoraux, qui sont les moins élevés et les mieux préservés, à +8, +18, +24 et +30 m d'altitude. A la base du profil, deux (ou trois) plates-formes d'abrasion étagées, couvertes ou non de sédiments littoraux, sont visibles ; celle qui semble la plus importante, et qui comporte des sédiments littoraux légèrement cimentés, se trouve à +8 m.

Le dépôt de 2 m de puissance culminant à +18 m d'altitude, est constitué de sables beiges, très riches en fragments (de taille centimétrique) de tests de lamellibranches (LR 516), localement cimentés et encroûtés (LR 517). La faune de ce niveau (LR 518, 519, 520) est composée à 90 % de Tivela stultorum (tab. A6.11-B).

A +30 m, affleurent des calcaires à fragments de Tivela stultorum, semblables à celui décrit à +18 m d'altitude, mais constituant des unités morphologiques distinctes. La séparation des trois affleurements a été accentuée par l'érosion récente, de sorte que les relations géométriques et chronologiques entre ces dépôts restent mal définies.

Dans des travaux antérieurs à l'obtention des résultats géochronologiques, j'ai considéré que le dépôt de +18 m du profil G, informellement nommé "lumachelle à Tivela stultorum", était attribuable à l'avant-dernier interglaciaire (Ortlieb, 1978 ; 1979). Par la suite, deux mesures radiométriques U/Th ont été effectuées sur le dépôt de +18 m ; un échantillon de corail (LR 519) a fourni un résultat jugé analytiquement non fiable de 144 ka, et un fragment de Tivela stultorum (LR 520) a livré un âge apparent de 97 ka (paragr. 6.2.3.2.). L'analyse aminostratigraphique d'un autre test LR 520 suggère que ce dépôt date du S.I. 7 (paragr. 7.2.3.1.2.).

A 10 km au nord-ouest du profil G, onze échantillons de Tivela stultorum (LT 878), provenant de la même ride topographique que LR 520, mais d'un dépôt plus épais et moins élevé (+5 à +10 m) que celui de la localité LR 520, ont été soumis à des analyses aminostratigraphiques. Huit échantillons ont fourni des résultats fiables et cohérents suggérant une corrélation avec l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7) (paragr. 7.2.3.1.2.).

5.2.2.2.8. Profil H

Le promontoire de San Hipolito, qui sépare les baies d'Asuncion et de San Hipolito, est formé par un bloc faillé de Trias marin (Finch & Abbott, 1977 ; Finch et al., 1979), largement couvert de sables dunaires fixés. La seule terrasse marine identifiée se situe vers +6 m d'altitude (fig. 5.23). Les restes d'autres transgressions marines pléistocènes, dont l'existence est attestée par des éboulis de dépôts littoraux encroûtés, n'ont pas été localisés précisément.

5.2.2.3. Corrélations morphostratigraphiques

Quelles corrélations latérales peut-on dégager de la confrontation des profils A à H relevés entre Laguna La Escondida et Punta San Hipolito ? Et quelle est la position

du niveau marin durant le maximum des transgressions marines des derniers interglaciaires pléistocènes ?

Les témoins les plus récents de transgressions marines pléistocènes se trouvent à diverses cotes altimétriques, entre +6 et +14 m. Ces restes littoraux se présentent sous la forme de banquettes d'abrasion littorale étagées (profils A et G, fig. 5.23), ou de séries de cordons de galets (profils C et E) ; dans de nombreux cas (profils B, C, D, E, F, et H), des sables dunaires récents masquent les limites précises de l'extension de la dernière transgression marine. La préservation de plusieurs lignes de rivage, à quelques mètres d'altitude, indique qu'il y a eu fluctuations du niveau marin, à des époques récentes, mais on manque d'éléments pour en déterminer la chronologie exacte.

L'existence de nombreux cordons littoraux vers +10 m d'altitude sur la bordure occidentale de Laguna San Ignacio (fig. 5.22), ainsi que celle de cordons bien développés, entre +11 et +14 m, dans les profils B, C et E, suggèrent que lors d'une transgression de longue durée, le niveau marin s'est maintenu à environ +12 m d'altitude par rapport au zéro actuel. Malgré la rareté des dépôts sédimentaires associés à cette ligne de rivage (qui s'explique bien s' il y a eu des fluctuations postérieures du niveau marin), j'envisage d'attribuer les restes littoraux affleurant à environ +12 m au maximum du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

Dans les profils A et B, des dépôts infralittoraux de plusieurs mètres de puissance, et culminant vers +16 m, sont associés à des surfaces marines et à des accumulations de galets roulés situées à +20/+21 m. A cet épisode de haut niveau marin se rattachent les indices observés à +17/+18 m dans les profils D, E et G. Des résultats aminostratigraphiques (LR 520 et LT 878) concernant cette terrasse lui confèrent un âge S.I. 7 (avant-dernier interglaciaire).

Les profils C, F, et G montrent des dépôts littoraux à +30 m d'altitude. Dans le cas du profil C, des arguments morphologiques et sédimentologiques permettent d'établir que cette ligne de rivage correspond à un maximum de transgression. Je relie à cette même phase de haut niveau marin les dépôts de +25 et +28 m des profils A et B, et celui de +24 m du profil G. Un âge S.I. 9 est envisagé pour cette terrasse de +30 m.

Les dépôts littoraux affleurant entre +37 et +40 m dans les profils C, D, E et F, pourraient constituer les restes d'une terrasse marine distincte, plus ancienne.

Aux altitudes supérieures à +40 m, on distingue quatre ensembles de dépôts littoraux (fig. 5.22 et 5.23). Le premier regroupe les affleurements de grès littoraux de +48 à +56 m dans les profils A, E et F ; l'altitude maximale atteinte par la mer lors de cette transgression est fixée par la cote de +56 m du dépôt observé dans le profil E. Une autre terrasse est formée par les affleurements de +59 à +66 m qui sont largement développés au nord de Abreojos et

au nord-est de La Bocana (fig. 5.22). Les deux derniers ensembles de dépôts marins se trouvent à des cotes altimétriques voisines de +70 m (profils E et F) et +85 m (A, E et F).

Selon les corrélations régionales proposées, il existerait donc huit ensembles de dépôts littoraux. La trace du niveau marin maximum de chacune de ces terrasses se trouve à : +12 (?) m, +21 m, +30 m, +40 m, +56 m, +68 (?) m, +75 (?) m, et +90 m.

La préservation, à des altitudes semblables (entre +85 et +90 m), des témoins les plus élevés de transgressions marines, en divers points de la région, semble indiquer que le soulèvement d'ensemble, responsable de l'étagement de ces terrasses marines, s'est effectué d'une façon uniforme dans toute la zone considérée, et qu'aucune déformation tectonique récente ne s'est produite entre les différents profils.

5.2.3. La région de Bahia Asuncion-Bahia San Roque

5.2.3.1. Introduction

La grande baie d'Asuncion, largement ouverte vers le sud-ouest, a une forme et des dimensions semblables à celles de la baie de San Hipolito. La plaine qui la borde est limitée par la Sierra Santa Clara au sud-est, la Mesa de Auras au nord, et les collines de Asuncion au nord-ouest (fig. 5.24). Du nord au sud, on distingue trois grands secteurs dans cette plaine côtière : le premier, localisé au sud de la Mesa de Auras, est couvert d'alluvions quaternaires (provenant de la Mesa de Auras et, au-delà, de la Sierra San Andres), le deuxième, au nord-est de la baie, est caractérisé par de vastes affleurements de sédiments littoraux pléistocènes, et le troisième, situé au nord de Punta San Hipolito, montre le substratum crétacé (formation Valle) largement dénudé par l'érosion et en partie recouvert de sables éoliens récents.

Les dépôts littoraux pléistocènes, surtout visibles dans le deuxième secteur mentionné, affleurent en bandes parallèles au rivage, depuis le trait de côte actuel jusqu'à une altitude de +80 m. Le substratum de ces sédiments marins est d'âge crétacé dans la partie sud-orientale de la baie, et d'âge pliocène dans la partie nord-occidentale de Bahia Asuncion. L'arrière-pays de la petite baie de San Roque est constitué en grande partie par des affleurements de Miocène et de Pliocène marins, surmontés de minces dépôts littoraux pléistocènes. Ces restes de terrasses marines disparaissent sous des alluvions quaternaires à une altitude proche de +100 m, entre les massifs des Auras et Elefante (fig. 5.26).

Signalons que, comme pour la baie de San Hipolito et la région d'Abreojos, la plupart des cartes géologiques existantes présentent les affleurements de Pléistocène marin sous le figuré de Pliocène marin (formation Almejas) (paragr. 5.2.2.1).

5.2.3.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

Dans la baie d'Asuncion, cinq profils (I à M, fig. 5.25) permettent de rassembler les observations faites sur les restes de transgressions marines quaternaires. Deux autres profils (N et O) concernent la baie de San Roque.

5.2.3.2.1. Profil I

Au nord de Punta Prieta, dans la partie méridionale de la baie d'Asuncion, les restes de terrasses marines et de dépôts littoraux pléistocènes sont assez mal préservés (fig. 5.24, 5.25).

A la base du profil I, deux (ou trois ?) surfaces d'abrasion, creusées dans le substratum crétacé, s'étagent entre la plage actuelle et +12 m d'altitude. Sur ces surfaces, reposent de minces dépôts conglomératiques et bioclastiques souvent encroûtés. L'altitude de +12 m pourrait correspondre à celle de la ligne de rivage du maximum d'une transgression marine interglaciaire.

Le deuxième ensemble de dépôts observé en remontant la pente, affleure entre +17 et +22 m. Cette terrasse est bien individualisée par rapport aux autres dépôts littoraux culminant à +12 m d'une part, et à +28 m d'autre part. Des dénivelées de plusieurs mètres, figurant des talus côtiers successifs, séparent ces trois terrasses (fig. 5.25).

Des témoins de transgressions marines visibles à +28 et +49 m, se matérialisent par de minces affleurements de grès calcaires et calcarénites riches en galets roulés.

Au sommet du profil, à environ +105 m d'altitude, pointe, hors de la couverture superficielle de sables éoliens et d'alluvions, le rebord d'un plateau. La surface plane de ce plateau est probablement d'origine marine.

5.2.3.2.2. Profil J

Le profil J a été relevé à environ 6 km au nord-nord-ouest du profil I (fig. 5.24 et 5.25). Il ne comporte que deux ensembles de dépôts, les premiers culminant vers +10 m et les seconds vers +30 m. Le long de la côte actuelle, le talus entaillant la basse terrasse, montre que celle-ci est formée de plusieurs mètres de grès et de calcarénites à fragments abondants de Tivela stultorum.

Entre les deux profils J et K, à 10 km au sud-est de rancho San Rafael, une coupe naturelle montre, entre +5 et +15 m, la superposition (de la base au sommet) de sédiments pliocènes (LR 559), d'une séquence de dépôts littoraux pléistocènes (LR 556, 557), de deux unités de grès dunaires (LR 554, 555), puis d'un dépôt limoneux rougeâtre de nature continentale et contenant des tests de Tivela stultorum (LR 553) (Ortlieb, 1978, fig. 9).

Le second reste de transgression marine de ce profil est constitué par une dalle de calcaire gréseux, presque horizontale, affleurant entre +28 et +30 m.

5.2.3.2.3. Profil K

Le profil K met en évidence la plus longue succession de témoins de transgressions marines pléistocènes observable dans la baie d'Asuncion (fig. 5.24 et 5.25). Ce profil a été relevé entre les arroyos San Rafael et El Camaleon, et se termine, au nord-est, à la ligne de partage des eaux avec le bassin d'Ojo de Liebre, à +115 m d'altitude.

Les dépôts de la plus basse terrasse marine affleurent, dans le talus côtier, jusqu'à +11 m d'altitude.

> Ce premier ensemble sédimentaire comprend, de la base au sommet, des sables et limons fluvio-marins, des grès infralittoraux à Tivela stultorum (LR 1087), un falun de plage, à fragments roulés de tests de Tivela stultorum, et enfin, un lit de lumachelle faiblement cimentée, à coquilles entières de la même espèce de lamellibranches. Cette séquence, que j'attribue à la transgression du dernier interglaciaire, comporte toute la gamme de faciès sédimentaires que l'on observe actuellement sur la côte à l'embouchure de l'arroyo San Rafael (zone infralittorale, estran, lagune d'arrière-plage).

Le deuxième dépôt marin pléistocène le plus récent est identifié à +16 m d'altitude, au-dessus de Rancho San Rafael.

> Ce sont des sables infralittoraux, à tests (in situ) de Tivela stultorum, de puissance supérieure à 3 m, et largement encroûtés en surface (LR 548, 549, 550) (voir faune dans tabl. A6.11-C).

Les dépôts littoraux du reste du profil affleurent généralement sous forme de rides topographiques parallèles à la côte actuelle. La largeur des affleurements et l'épaisseur des dépôts sont variables mais la nature et les caractères pétrographiques des sédiments (LT 879, 880 et 881) sont semblables. Il s'agit de calcirudites (à fragments roulés de Tivela stultorum), à graviers et galets arrondis, fortement encroûtés. Ni la disposition des affleurements, ni la configuration de la topographie, ni même le faciès pétrographique des dépôts, ne permettent de considérer d'emblée ces rides comme des terrasses marines successives qui marqueraient la position du niveau marin lors des différentes périodes interglaciaires.

> Troughton (1974) interpréta l'ensemble de ces dépôts comme une série de cordons littoraux ("beach ridges") résultant de la surrection de la zone côtière, sans toutefois préciser s'il se référait à des stades de retrait de la mer, au cours d'une même transgression pléistocène.

Dans la partie du profil K comprise entre +16 et +115 m, on distingue six groupes de dépôts ; les altitudes respectives des points les plus bas, et les plus élevés, de chacun de ces groupes sont : +22/+30 (?) m (LT 881) ; +35/+38 m ; +54/+60 m (LT 880); +68/+78 m (LT 879) et +80/+85 m (fig. 5.25). Chacun de ces dépôts correspond probablement à un haut niveau marin interglaciaire.

Pour les sédiments littoraux de +16 m (LR 550), on dispose d'une datation U/Th (âge apparent supérieur ou égal

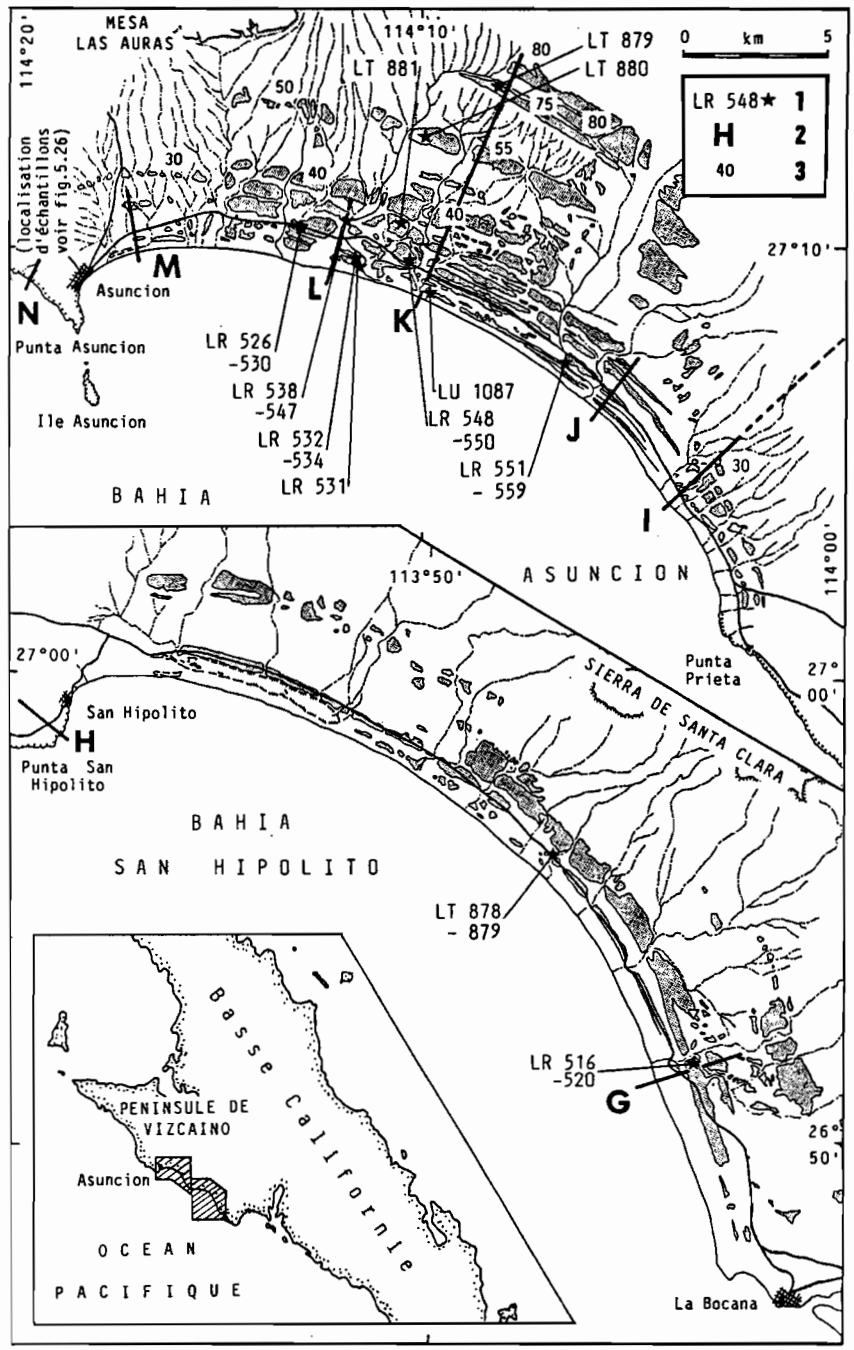


Fig. 5.24.- La région de Bahia Asuncion et Bahia San Hipolito : localisation des principales terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés.

1- Surfaces d'abrasion littorale et dépôts marins pléistocènes ; 2- Altitude (en m) des restes de transgressions pléistocènes ; 3.- Profil étudié (voir fig. 5.23 et 5.25) ; 4.- Localisation d'échantillon prélevé (sédiments et/ou faune pléistocènes).

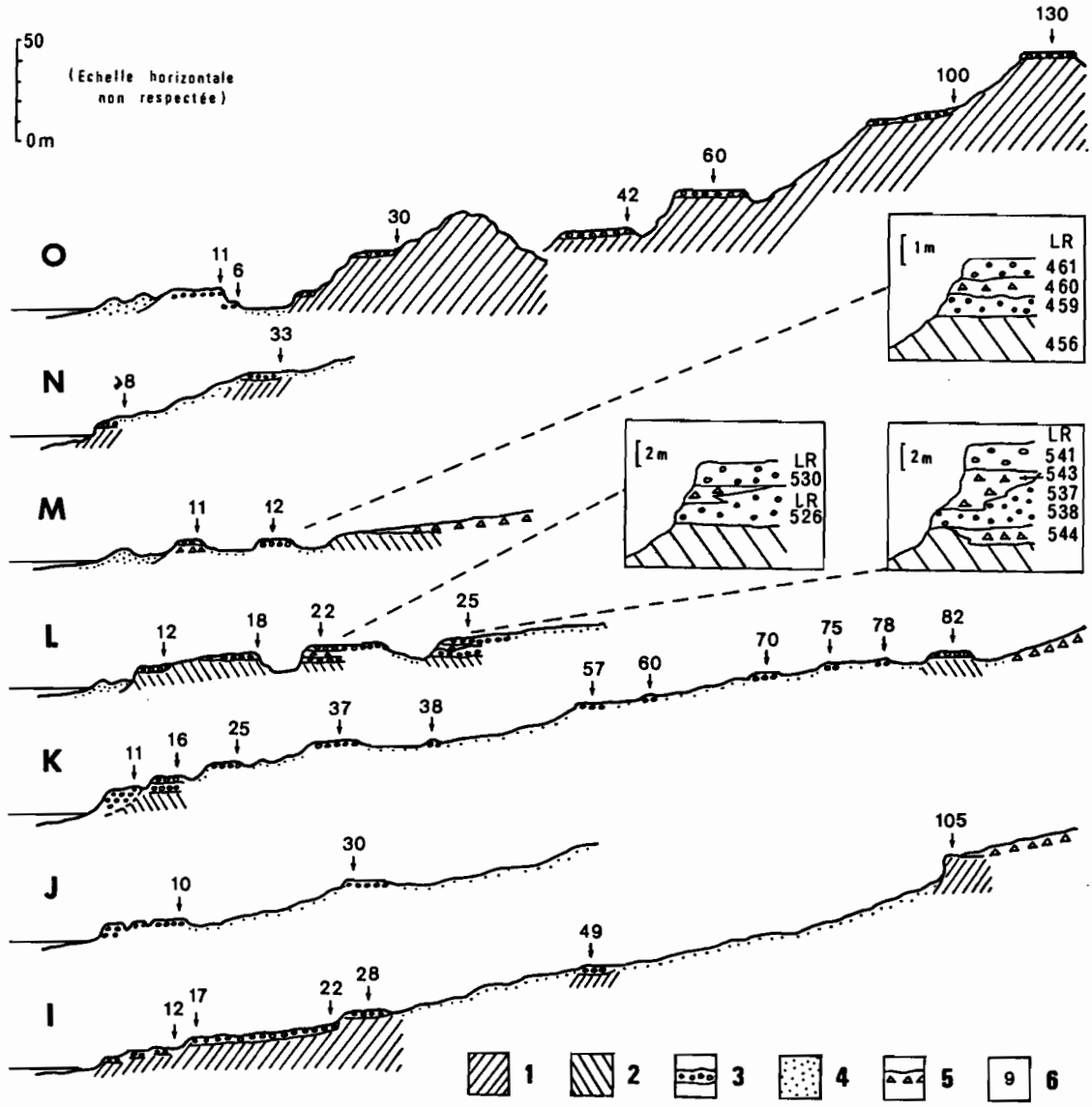


Fig. 5.25.- Profils sériés dans les baies de Asuncion et San Roque, montrant les restes de transgressions marines pléistocènes, avec leurs altitudes respectives. Voir localisation des profils, fig. 5.24 et 5.26.

1- Substratum préquaternaire (essentiellement formation Valle, Crétacé) ; 2- Substratum préquaternaire (Pliocène) ; 3- Dépôt littoral pléistocène ; 4- Sable éolien et alluvions (Holocène ou Pléistocène supérieur) ; 5- Couverture alluviale quaternaire épaisse ; 6- Altitude (en mètres) du sommet du dépôt littoral pléistocène, ou de la trace du maximum de la transgression marine correspondante.

à 250 ka) et de deux résultats aminostratigraphiques (âge supérieur ou égal à celui du S.I. 9), qui suggèrent donc que ce dépôt est antérieur à l'avant-dernier interglaciaire (paragr. 6.2.3.2 et 7.2.3.1.2).

5.2.3.2.4. Profil L

Le profil L regroupe les observations faites à une dizaine de kilomètres à l'ouest d'Asuncion, sur la rive droite de l'arroyo El Camaleon (entre la piste et l'embouchure pour les deux plus basses terrasses, et dans l'interfluve situé à l'ouest de cet arroyo pour les autres dépôts) (fig. 5.24 et 5.25).

La terrasse la plus basse (LR 531) apparaît entre +10 et +12 m, au sommet d'une falaise morte séparée de la mer par un cordon littoral et les restes d'une lagune holocène. Le deuxième dépôt marin en altitude (LR 532, 533) affleure entre +12 et +18 m, et repose sur des grès et calcarénites (LR 535) pléistocènes (?) et sur des argiles sableuses vertes (LR 536) attribués au Pliocène (?).

En amont de la piste, on observe, sur un substratum pliocène, deux couches de sédiments littoraux pléistocènes séparés par un niveau de matériel continental. Dans la localité située à 1,5 km à l'ouest de l'arroyo El Camaleon, le dépôt marin inférieur, affleurant entre +17 et +19 m environ, est formé de grès et biocalcarénites fortement cimentées et peu fossilifères (LR 526). Au-dessus de la couche d'alluvions, à matrice sablo-argileuse brun-rouge, vers +20 m d'altitude, repose un sable beige (LR 527, 529, 530), à faune abondante (tabl. A6.11-D).

Dans la localité de l'arroyo El Camaleon, le dépôt littoral le plus élevé (+21 à +23 m) et le plus récent de la coupe, comporte des sables plus ou moins cimentés et encroûtés (LR 540, 541, 542), fossilifères (Tivela stultorum, Chione sp., Saxidomus nuttallii, Tellina sp., Balanus tintinnabulum prédominants).

Ces derniers dépôts semblent appartenir au même cycle que celui du sommet de la coupe précédente (LR 527, 529, 542). Les sédiments continentaux sous-jacents, de type fluviatile (LR 543), contiennent quelques débris osseux (LR 545, LR 546) et ont en particulier livré une mâchoire inférieure de Equus cf niobrarensis Hay (petit cheval de la fin du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur, ayant vécu jusqu'au dernier maximum glaciaire). Cette séquence fluviatile repose sur des sédiments marins (LR 537, 538) et d'autres dépôts continentaux très indurés (LR 544), d'âge pliocène ou Pléistocène inférieur.

Deux tests de lamellibranches (LR 530 et 541) du sommet des deux dernières coupes mentionnées ont été soumis à des analyses radiométriques U/Th et aminostratigraphiques (paragr. 6.2.3.2 et 7.2.3.1.1.2). Les deux échantillons présentent des excès de Io, mais la méthode aminostratigraphique attribue à l'un d'eux (LR 530) un âge supérieur ou égal au S.I.9, et à l'autre (LR 541) un âge S.I.7. Ces résultats suggèrent donc que ces dépôts ne sont pas contemporains, et contredisent la corrélation latérale faite sur

la base d'arguments morphostratigraphiques, à moins que l'échantillon LR 530 ait été artificiellement vieilli.

5.2.3.2.5. Profil M

A trois kilomètres à l'est d'Asuncion, à proximité de l'embouchure de l'arroyo Punta de Auras, une coupe naturelle permet d'observer la superposition de deux dépôts de transgressions marines pléistocènes apparemment peu anciennes (fig. 5.24 et 5.25). Sur le substratum pliocène (formation Almejas), reposent un premier niveau littoral, conglomératique et fossilifère (LR 458, 459, LU 1085) à +9 m, puis une couche d'alluvions (LR 460), et enfin, un second niveau de sables littoraux, à Chione californiensis (LR 461, LU 1086), entre +11 et +12 m.

La faible cimentation des dépôts marins plaide en faveur d'un âge relativement récent de ces témoins de transgressions marines. L'intercalation des sédiments continentaux entre les deux unités marines traduit le fait que celles-ci sont séparées dans le temps par un cycle interglaciaire, ou peut-être par un cycle interstadiaire.

Dans un affleurement situé à 0,5 km au sud du précédent, la couche d'alluvions devient plus indurée, plus épaisse, mais reste surmontée par des sables gris localement cimentés (LR 525), à faune plus diversifiée (Tivela stultorum, Chione gnidia, Bursa californica, etc.) que les sables à Chione californiensis (LR 461) du sommet de l'autre coupe. Malgré une légère différence de faciès (environnement laguno-marin calme pour LR 461, et milieu ouvert de haute énergie pour LR 525), j'établis une corrélation latérale entre ces deux dépôts culminant à +11 ou +12 m. Du fait de leur position morphostratigraphique et de leur relative préservation, ces dépôts pourraient appartenir au dernier interglaciaire.

Plusieurs tests de lamellibranches des deux niveaux littoraux ont été soumis à une analyse aminostratigraphique : deux tests de Tivela stultorum et un test de Saxidomus nuttallii pour le niveau le plus ancien (LR 458), quatre tests de Chione californiensis (LR 461) et un test de Tivela stultorum (LR 525) pour le niveau le plus récent.

Le dernier mentionné de ces échantillons a fourni un âge S.I. 5e, tandis que tous les échantillons LR 458 et LR 461 ont livré des résultats compatibles avec un âge antérieur ou égal au S.I. 9 (paragr. 7.2.3.1.1.2.). La corrélation stratigraphique latérale entre les dépôts LR 461 et LR 525 semble suffisamment bien établie pour que la validité des résultats aminostratigraphiques des tests de Chione LR 461 soit mise en doute.

On considère donc que le dépôt marin le plus récent de ce profil pourrait appartenir au S.I. 5e. La position chronostratigraphique du dépôt marin plus ancien reste indéterminée : supérieur ou égal au S.I. 9, selon les données aminostratigraphiques, ou S.I. 7 si ce dépôt date de l'interglaciaire immédiatement antérieur au S.I. 5.

L'échantillon de Tivela stultorum du niveau le plus

ancien (LR 458, 459) n'a pas donné de résultat radiométrique exploitable (excès de Io) (paragr. 6.2.3.2).

5.2.3.2.6. Profil N

Le profil N présente les deux terrasses marines visibles à 1 km à l'ouest d'Asuncion, à l'extrémité sud-orientale de la baie de San Roque (fig. 5.25 et 5.26). Les restes de la terrasse la plus élevée se trouvent à +33 m d'altitude, sur un épaulement de la colline de Asuncion.

C'est un dépôt de calcaire conglomératique, très encroûté, à coraux et fossiles passablement altérés (tabl. A6.11-F), reposant sur une surface d'abrasion (LR 453, 454).

En contrebas, subsistent des témoins de la terrasse marine visible vers +5 à +8 m d'altitude en divers points de Punta Asuncion.

Les sédiments de cette terrasse (LR 451, 455) sont peu cimentés et contiennent une faune littorale abondante (tabl. A6.11-G). Du fait de la couverture de sable éolien récent, la localisation précise de la limite marine de cette transgression n'a pas été possible, mais l'altitude maximale du bord interne de cette terrasse pourrait être légèrement supérieure à +8 m.

Les analyses aminostratigraphiques de deux échantillons (Saxidomus nuttallii LR 453) de la terrasse de +33 m suggèrent un âge supérieur ou égal au S.I.9 (paragr. 7.2.3.1.1).

5.2.3.2.7. Les autres dépôts littoraux d'Asuncion et de ses environs

Dans un rayon de 3 km autour du village d'Asuncion, plusieurs ensembles de dépôts littoraux pléistocènes sont préservés ; certains d'entre eux ont été mentionnés dans les profils M et N. Deux autres affleurements, qui ont donné lieu à des déterminations géochronologiques, sont localisés dans le village d'Asuncion.

Le premier affleurement est localisé au débouché du petit arroyo traversant le village, immédiatement à l'ouest de la conserverie. A moins de +3 m d'altitude des sédiments marins pléistocènes (LR 521, 522) à faune bien conservée (tabl. A6.11-E), reposent sur un substratum de lutites vertes à huîtres, balanes et moules internes de gastéropodes (LR 523, 524). Ces sédiments littoraux, sableux, peu consolidés, sont couverts soit par des alluvions, soit par une unité de sables gris clair, à concrétions gréseuses tubulaires (terriers d'organismes infralittoraux) et contenant une faune (peu abondante) à Tivela stultorum et Amiantis callosa (LR 474).

Les sables gris clair qui sont eux-mêmes surmontés par une mince couche de dépôts continentaux récents, affleurent le long du talus littoral dans la partie orientale du village. Cette unité s'observe également à l'ouest de

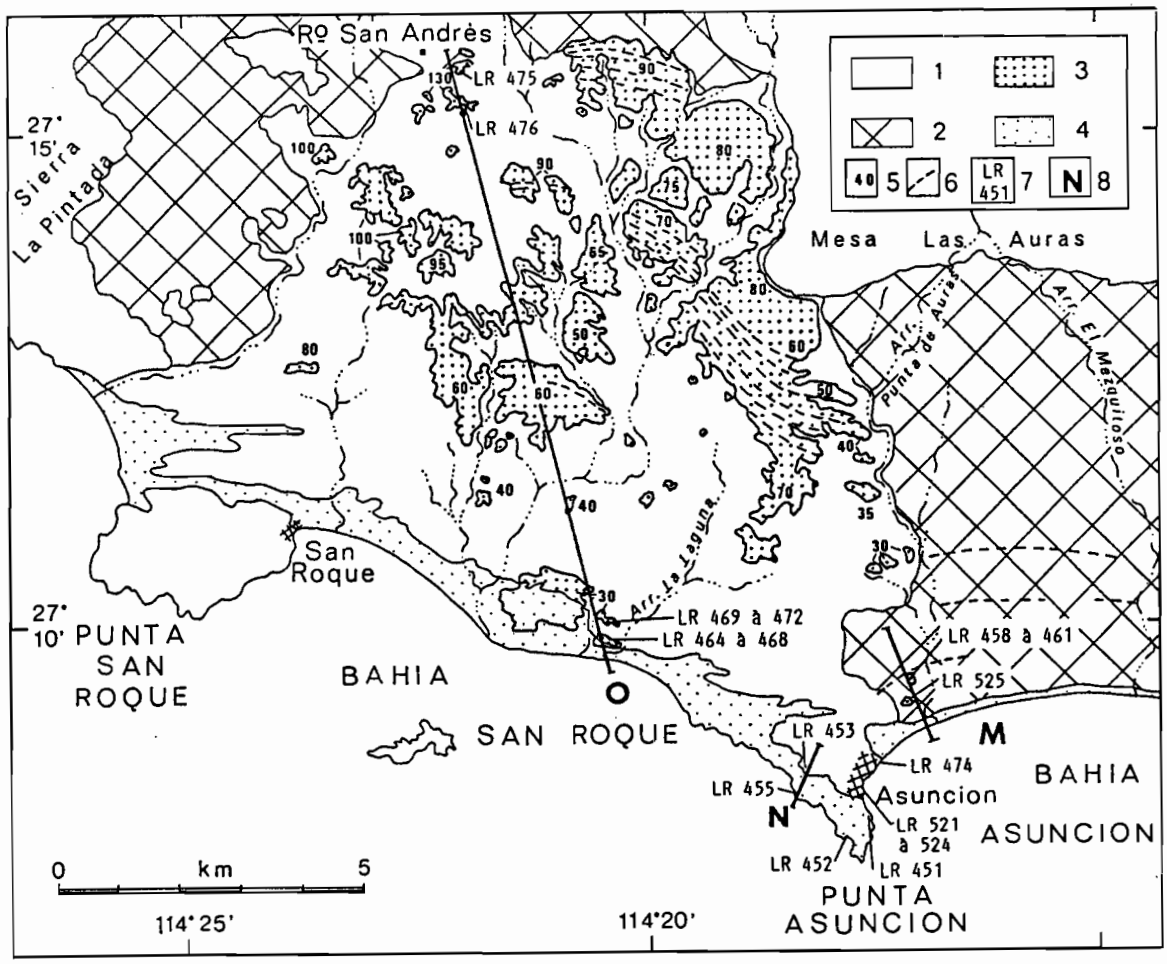


Fig. 5.26.- La région de Asuncion et Bahia San Roque : localisation des principales terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés.

1- Substratum préquaternaire ; 2- Cônes d'alluvions quaternaires ; 3- Surfaces d'abrasion littorale et dépôts marins pléistocènes ; 4- Sables éoliens (Holocène et Pléistocène supérieur) ; 5- Altitude (± 5 m) des restes de transgressions pléistocènes ; 6- Ligne de rivage pléistocène bien marquée ; 7- Localisation d'échantillon prélevé (sédiment et/ou faune pléistocène) ; 8- Profil étudié (voir fig. 5.25).

Punta Asuncion, entre +2 et +4 m, dans le talus littoral ; dans cette dernière localité, les sables gris à concrétions contiennent une faune où prédomine Macoma sp. (LR 452), et reposent sur des sédiments grossiers de faciès identique à celui de la basse terrasse du profil N (LR 451, LR 455).

En résumé, dans le village d'Asuncion et autour de la pointe du même nom, on distingue trois types de dépôt littoral apparemment récents : des sables grossiers et galets sur une surface d'abrasion rocheuse (limitée à Punta Asuncion), des dépôts meubles fossilifères reconnus seulement à proximité de la conserverie d'Asuncion, et enfin l'unité, plus récente que les deux autres, de sables gris à concrétions tubulaires. Les deux premiers types de dépôt constituent probablement les restes, de faciès distincts (sur substratum rocheux et sur fonds sableux), d'une même transgression.

Des tests de Tivela stultorum des deux transgressions mentionnées, (LR 522 et LR 474) ont été soumis à des analyses aminostratigraphiques (paragr. 7.2.3.1.1). L'analyse de l'échantillon LR 522 suggère un âge S.I. 5e, mais une datation radiométrique U/Th a livré, pour le même échantillon, un âge apparent de 235 ka (paragr. 6.2.3.2). Pour la localité LR 474, un résultat aminostratigraphique conduit à envisager un âge plus récent que le maximum du dernier interglaciaire (S.I. 5a ou 5c). Ainsi, si l'on admet que le dépôt LR 521-522 date du S.I. 5e (sur la foi du résultat aminostratigraphique, et en dépit de l'âge apparent U/Th), et si l'on tient compte des relations stratigraphiques des dépôts, il parait plausible que l'unité de sables gris clair LR 474 soit postérieure à la phase du maximum de la trangression du dernier interglaciaire (S.I. 5a/5c ?).

5.2.3.2.8. Profil O

Le profil O regroupe les observations faites dans la région de Bahia San Roque, d'une part à proximité de l'embouchure de l'arroyo La Laguna, et d'autre part entre Punta de Auras et rancho San Andres (fig. 5.25 et 5.26). Dans cette région, on examinera séparément les basses terrasses (de moins de +30 m d'altitude) et les hautes terrasses (qui ont été étudiées avec un moindre détail).

5.2.3.2.8.1. Les terrasses d'altitude inférieure à +30 m

Dans la partie basse du profil O, trois dépôts marins sont distingués. Le premier consiste en une séquence de sables et argiles laguno-marins de plusieurs mètres d'épaisseur (LR 464, 465, 466, 467), culminant à +11 m et comportant une faune abondante en surface et souvent largement encroûtée (Tivela stultorum, Dosinia ponderosa, Anadara multicostata prédominants). A la base de l'affleurement de cette unité, dans une position stratigraphique incertaine (mise en place antérieure ou postérieure à la séquence LR 464-467 ?) est observé un lit de sables graveleux à éléments roulés et fossilifères (à Tivela stultorum, Crepidula onyx, Saxidomus nuttallii, Fissurella sp., Spondylus

sp.,) (LR 468). Le toit de ce dernier dépôt est à +6 m d'altitude. Quelle que soit la relation chronostratigraphique entre le dépôt de +6 m et celui de +11 m, on remarque que la transgression responsable du dépôt de +11 m a été nettement plus importante (restes de terrasses d'abrasion, dimensions de l'affleurement, etc).

Le troisième dépôt de la base du profil est localisé à +30 m d'altitude, et consiste en un conglomérat compact, très fortement encroûté, riche en tests de Tivela stultorum (LR 469, 470) (et comportant également Anadara multicostata, Mactra sp., Chione californiensis, Balanus sp.,). L'induration de ce dépôt contraste fortement avec la faible cimentation des dépôts de plus faible altitude.

Des tests de Tivela stultorum de la terrasse de +30 m (LR 470) fournissent un âge apparent U/Th supérieur ou égal à 400 ka, et un âge aminostratigraphique supérieur ou égal à S.I. 9 (paragr. 6.2.3.2 et 7.2.3.1.1).

Trois analyses aminostratigraphiques disponibles pour le dépôt LR 464, et pour l'unité LR 468, suggèrent que l'un et l'autre sont d'âge S.I. 7 (paragr. 7.2.3.1.1.2).

5.2.3.2.8.2. Les hautes terrasses

L'arrière-pays de Bahia San Roque entre la Sierra La Pintada (ou San Pablo) à l'ouest, et Punta de Auras au nord-est, présente de nombreux entablements d'origine marine (fig. 5.26). Ces surfaces sont taillées dans un substratum essentiellement mio-pliocène, relativement peu résistant. Ces terrasses se trouvent à des altitudes décroissant vers le sud et le centre de la baie de San Roque. D'une façon générale, les terrasses les plus élevées sont d'âge plus ancien. Cependant, quelques déformations tectoniques se sont produites postérieurement à leur formation puisque, notamment au nord du village d'Asuncion, l'altitude de certaines lignes de rivage bien définies apparaît décroissante vers le sud-est et vers l'est. Ce sont probablement les mêmes causes qui ont produit ces déformations (d'ordre décamétrique) et un enfoncement de la zone côtière au nord-est d'Asuncion (à l'endroit où est localisé l'important cône alluvial récent qui sépare la Mesa de Auras de la côte).

Les terrasses les plus élevées atteignent une altitude de +130 m, à proximité de rancho San Andres.

Les dépôts qui couronnent ces mesas sont formés de biocalcarénites et grès grossiers à bioclastes recristallisés et à ciment sparitique et microsparitique polyphasé (LR 475, 477). La faune de ces dépôts qui, à l'exception de quelques tests d'huîtres, est très mal préservée, ne permet pas de préciser leur position chronologique (Pliocène ou Pléistocène inférieur ?).

Les terrasses un peu moins élevées, entre +40 et +100 m, présentent des sédiments semblables aux précédents mais souvent très encroûtés ; les restes de terrasses marines qui ne se trouvent pas au sommet de mesas isolées depuis longtemps par l'érosion, sont plus profondément marqués par le ruissellement et comportent souvent en surface une épaisse croûte calcaire qui inclut éventuellement du maté-

riel continental.

Les quatre terrasses indiquées sur le profil O, entre +42 et +130 m, n'ont pas été relevées le long d'une transversale précise, et n'ont pas de signification chronostratigraphique bien établie.

5.2.3.3. Corrélations morphostratigraphiques

Plus que dans la région Abreojos-San Hipolito, la corrélation stratigraphique des dépôts littoraux observés le long des baies d'Asuncion et de San Roque, est compliquée du fait du recouvrement des affleurements de Quaternaire marin par des sables éoliens et des alluvions.

Dans la plupart des profils relevés entre Punta Prieta et Bahia San Roque, les dépôts littoraux les plus récents, culminent vers +10/+12 m. Dans les profils J et K, la coupe du talus côtier actuel montre que les dépôts qui forment une séquence sédimentaire littorale de 10 m de puissance, sont attribuables à la dernière transgression importante ; néanmoins, dans le profil O, il n'a pu être établi avec certitude que la série de dépôts culminant à +11 m constitue un témoin de la plus récente transgression pléistocène. Des données géochronologiques disponibles, souvent contradictoires, on retiendra que des analyses aminostratigraphiques permettent d'attribuer le dépôt marin de +11 m du profil M, et la localité LR 522 de Asuncion, au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

A la base du profil I, où le substratum est rocheux, on remarque, comme dans les profils A et G (fig. 5.23), la présence de deux banquettes d'abrasion à des cotes altimétriques inférieures à +10 m. Un parallèle est fait entre ces indices de haut niveau marin et l'unité de sables gris clair à concrétions tubulaires (LR 452, 474), observée à moins de +5 m d'altitude à Asuncion, et pour laquelle on dispose d'un résultat aminostratigraphique compatible avec un âge S.I. 5a ou 5c.

Dans les profils I et K, les dépôts marins pléistocènes immédiatement antérieurs aux restes de la transgression de +12 m, apparaissent à +16/+17 m ; la cote altimétrique maximale de cette terrasse semble être +22 m (profil I). A cette même terrasse se rattachent les dépôts qui affleurent à +18 et +22 m (et +23 m ?) dans le profil L. La seule donnée géochronologique qui permette d'étayer l'hypothèse que les dépôts littoraux culminant entre +16 et +23 m soient d'âge S.I. 7 est l'analyse aminostratigraphique d'un test de lamellibranche (LR 541). Dans la baie de San Roque, trois résultats aminostratigraphiques compatibles avec un âge S.I. 7 (LR 464 et 468) concernent des dépôts atteignant seulement +6 et +11 m ; si ces derniers résultats étaient exacts, ils indiqueraient que les traces du haut niveau marin de l'avant-dernier interglaciaire se trouvent à une altitude plus faible (d'une douzaine de mètres) dans la baie de San Roque que dans la baie d'Asuncion.

Dans le profil I, la terrasse marine antérieure à celle de +17/+22 m s'observe à +28 m. Les dépôts affleurant entre +25 et +33 m dans les profils J, K, N et O, sont

probablement contemporains de ceux de +28 m du profil I. Par ailleurs, des restes de la même transgression ont été préservés à des altitudes relativement faibles, sous certains dépôts de la transgression postérieure (S.I. 7 ?) (profils K, L, et M). Compte tenu des limites de validité de la méthode aminostratigraphique (dans les conditions thermiques de la région), il n'est pas possible de distinguer les dépôts marins du S.I. 9 de ceux qui sont plus anciens (Keenan et al., 1984a, 1984b ; paragr. 7.2.3.1.1.2). L'un des dépôts de +30 m (LR 470, profil O), dans la baie de San Roque, a ainsi fourni un âge radiométrique de plus de 400 ka et un résultat aminostratigraphique compatible (supérieur ou égal au S.I. 9).

Les terrasses les plus élevées sont mal définies morphologiquement, et ne présentent pas de critères chronologiques. Dans la baie d'Asuncion (profil K), on distingue cinq ensembles de dépôts ; la cote maximale de chacun d'eux est d'environ : +38 m, +60 m, +78 m et +85 m. Rappelons que les hautes terrasses de l'arrière-pays de Bahia San Roque, n'ayant pas fait l'objet d'un relevé précis, ne peuvent être corrélées avec celles de Bahia Asuncion.

5.2.4. La région de San Cristobal

5.2.4.1 Introduction

La baie de San Cristobal est largement ouverte vers l'ouest-sud-ouest (fig. 5.27). La partie septentrionale de la baie, jusqu'à Morro Hermoso, est bordée par les massifs mésozoïques de la Sierra San Andres ; la côte y est rocheuse et abrupte (et les voies d'accès peu nombreuses).

L'est de la baie de San Cristobal est bordé par une falaise morte dont l'altitude croît de +60 à +140 m du nord au sud (fig. 5.27). Cette falaise qui recoupe la majeure partie de la formation Almejas (Pliocène), se trouve généralement couronnée par des dépôts marins quaternaires. En arrière de ce plateau côtier, s'étend une vaste aire d'é-

pandage d'alluvions quaternaires. Le sud-est de la baie de San Cristobal est formé par le massif de la Pintada et de Punta San Pablo.

Parmi les rares travaux concernant les dépôts quaternaires de la région de Bahia San Cristobal, citons la reconnaissance géologique de Troughton (1974) et l'étude sédimentologique réalisée au large par Emery et collaborateurs (1957).

5.2.4.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

Dans la partie nord-occidentale de la baie de San Cristobal, à Puerto Nuevo, une seule terrasse d'abrasion marine entaille la formation Valle (Crétacé) affleurant sur la côte. Cette terrasse, dont le bord interne (ancien pied de falaise) est situé vers +17 m, et qui conserve en surface de minces dépôts gréseux grossiers, peu fossilifères (LT 822, à Chione sp., Chama sp. et Acanthina lugubris) est couverte par plusieurs mètres de colluvions (coupe A, fig. 5.28).

Plusieurs profils perpendiculaires au rivage permettent de présenter les dépôts marins quaternaires observés dans la région (fig. 5.28).

Dans la coupe B, la plus septentrionale, deux types de terrasses marines sont distingués : d'une part, des dépôts littoraux caractéristiques, fossilifères (LU 1092, à Tivela stultorum, Protothaca staminea, Tresus nuttallii, Polinices recluzianus et Bursa californica prédominants) qui culminent à +10 m d'altitude et sont situés en avant du pied de la paléofalaise, et d'autre part des hautes terrasses, à calcaires gréseux et conglomératiques (LU 1091 et 1093), situés entre +50 et +65 m d'altitude.

Ces derniers dépôts littoraux, à débris coquilliers très altérés, affleurent en bandes parallèles au sommet des plateaux côtiers, et disparaissent vers l'est, sous le vaste piémont de la Sierra Placeres. Les sédiments marins pléistocènes qui reposent sur des grès pliocènes à pectens, huîtres et Dendraster sp., sont localement surmontés par une couche de limons et de sables beiges, d'origine continentale.

La coupe C montre, au sommet du plateau, les mêmes dépôts marins recouverts de limons continentaux, à une altitude plus élevée (+80 m environ). Le pied de falaise ancienne se rapproche du trait de côte actuel, mais se trouve totalement masqué par un champ de dunes littorales fixées.

Dans la coupe D, relevée sur la rive méridionale de l'arroyo El Tordillo (= Elefante), apparaît un important basculement vers l'est de l'ensemble formé par le substratum pliocène, le dépôt littoral pléistocène (LU 1089) et les limons continentaux. Cette séquence est recouverte par un cône d'alluvions et d'éboulis dont l'apex est situé sur le massif de la Pintada. Le long du thalweg de l'arroyo El Tordillo, il est possible de suivre le plongement du dépôt de terrasse marine depuis près de +85 m à l'ouest, jusqu'à +55 m à l'est.

A proximité de l'embouchure de l'arroyo El Tordillo, les sédiments de la base du cône détritique sont de granulométrie très grossière et incluent des blocs, de dimension métrique, de calcaires et grès marins pléistocènes (?) et pliocènes (LU 1090). Ces blocs qui reposent parfois directement sur les limons continentaux posent un problème de mise en place. Du fait de leur nature pétrographique, ils ne proviennent pas du massif La Pintada (terrains jurassiques) mais probablement du nord ou du nord-ouest ; ils ont pu être charriés, sous des conditions climatiques particulières, lors de la phase de basculement de la rive méridionale de l'arroyo El Tordillo.

Au bas de l'escarpement côtier, dans la partie sud-orientale de la baie, deux séries de dunes sont distinguées : un cordon récent (Holocène), et des dunes fixées, comprenant des passées de cailloutis (Pléistocène supérieur). Il est probable que des dépôts marins soient préservés, au pied de la falaise morte, sous ces sables dunaires (altitude maximale environ +20 m).

A l'intersection de l'arroyo El Tordillo et de la piste joignant Asuncion et San Jose de Castro, le jeu inverse d'une faille orientée nord-sud fait affleurer des unités miocènes (diatomite, LR 482), pliocènes (LR 479 et 480), ainsi qu'un dépôt conglomératique et calcarénitique (LR 481) semblable à ceux qui couronnent les plateaux de la région. L'affleurement de ces sédiments pléistocènes, dont l'altitude croît du nord au sud de +120 à +190 m, correspond à des traces de cordons littoraux successifs, parallèles au trait de côte actuel de la baie de San Cristobal.

Dans le dernier profil (D), relevé au contact du massif de La Pintada, le plateau côtier est toujours couronné de dépôts littoraux et se trouve à son altitude maximale (+140 m). A l'est, le profil montre le dépôt littoral pléistocène (LR 478) le plus élevé de la région, à +190 m. Les lignes de rivage, initialement horizontales, qui relient cet affleurement à celui de la coupe C (+120 m) mettent en évidence une surrection du dépôt de l'ordre de 60 m en 3 km ; cette déformation d'âge quaternaire est liée à un rejeu tardif de la faille qui limite le massif de la Pintada (fig. 5.27).

5.2.4.3. Morphostratigraphie des dépôts littoraux

La terrasse marine dominant la topographie date probablement du Pléistocène inférieur ou sinon du début du Pléistocène moyen.

D'une façon générale, dans ces dépôts, les bioclastes qui constituent l'essentiel de la roche, sont dissous et remplis de calcite sparitique, ou recristallisés (sparite néomorphique), mais en plusieurs localités (LU 1089, 1090, et 1093, fig. 5.27), s'observent de grands fragments de tests préservés de Tivela stultorum.

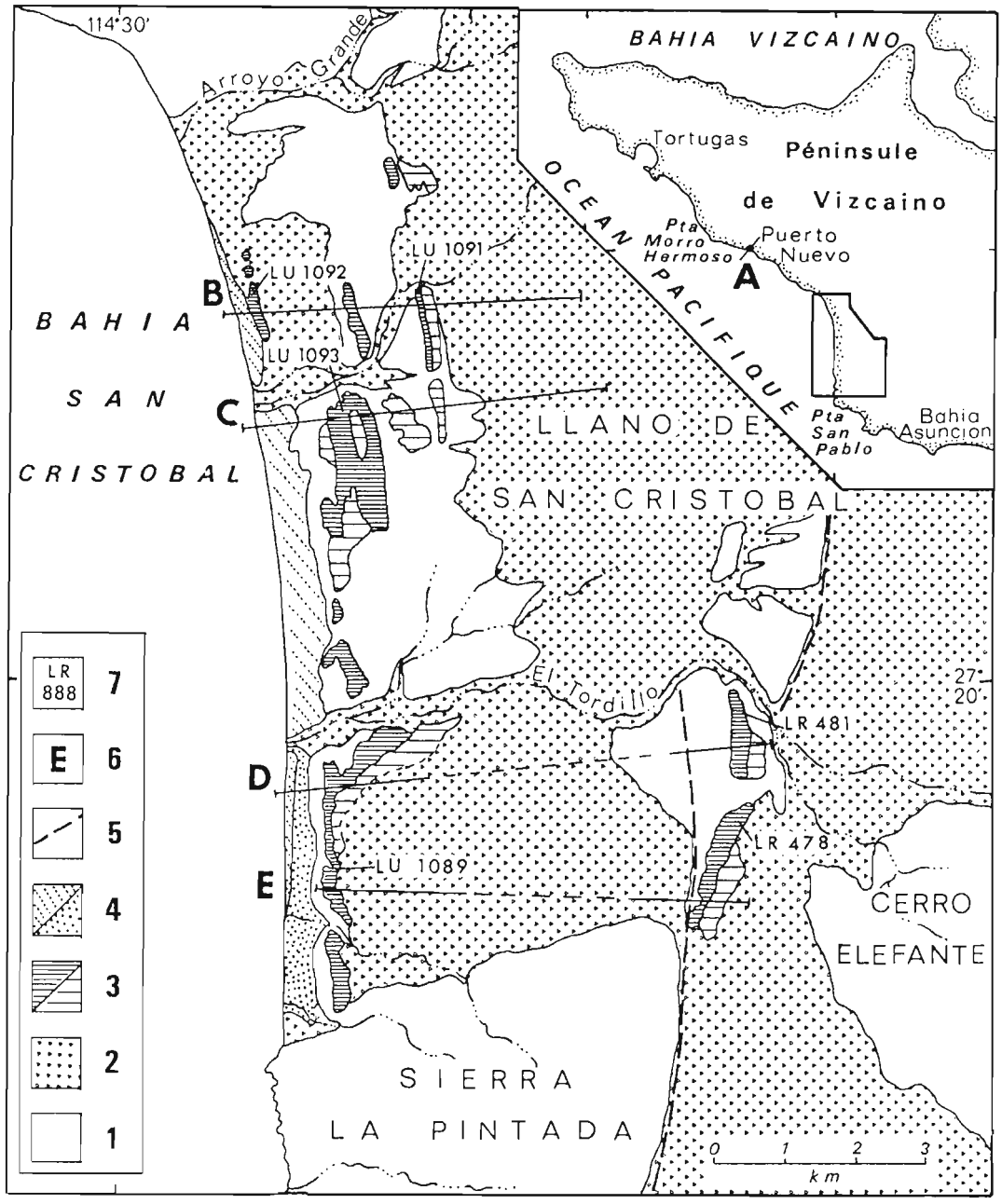


Fig. 5.27. - La région de Bahia San Cristobal : localisation des terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés.

1- Substratum préquaternaire (Jurassique, Miocène, Pliocène) ; 2- Alluvions quaternaires ; 3- Terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes (a), éventuellement recouverts de limons continentaux (b) ; 4- Sables éoliens, a : holocènes, b : Pléistocène supérieur ; 5- Faille quaternaire ; 6- Profil étudié (voir fig. 5.28) ; 7- Localisation d'échantillon prélevé (sédiments pléistocènes).

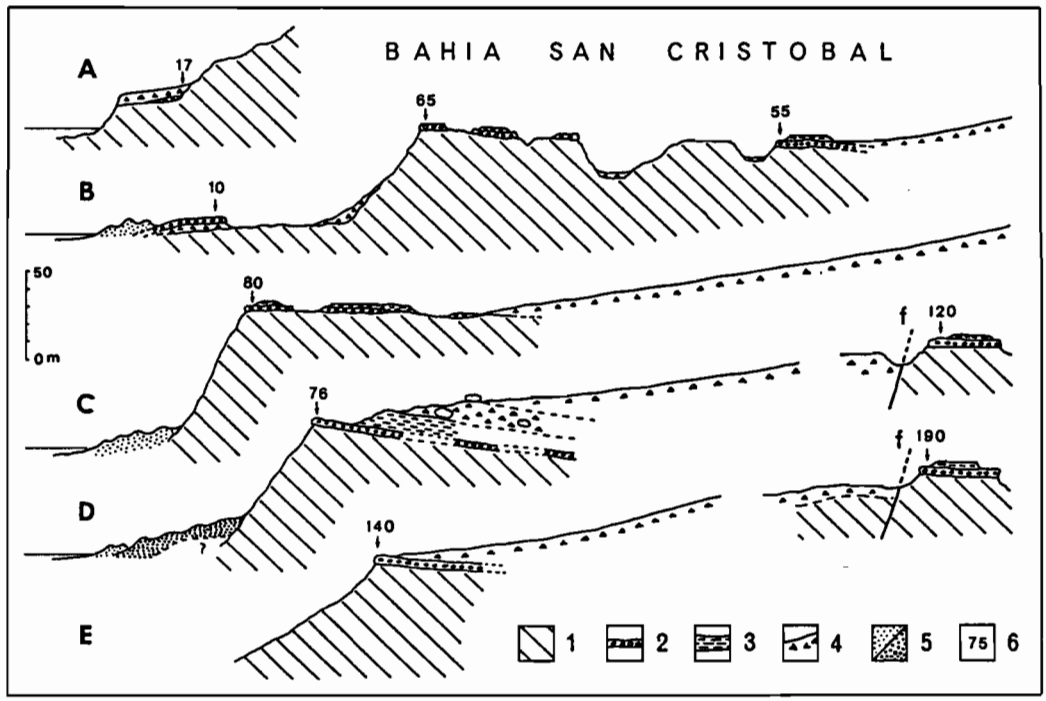


Fig. 5.28.- Profils sériés (A à E) dans la région de Bahia San Cristobal, montrant la position des dépôts littoraux pléistocènes (voir localisation des profils fig. 5.27).

1- Substratum préquaternaire (Pliocène et Miocène) ; 2- Dépôt littoral pléistocène ; 3- Limons continentaux (Pléistocène inférieur ou moyen) ; 4- Alluvions quaternaires ; 5- Sables éoliens (a : holocènes, b : Pléistocène supérieur) ; 6- Altitude (en mètres) du sommet de dépôt littoral pléistocène, ou de la trace du maximum de la transgression marine correspondante.

Malgré les différences altimétriques (+65 à +140 m du nord au sud), je considère que les dépôts littoraux affleurant au sommet du plateau, le long de la côte, sont synchrones et forment une même unité. Les dépôts situés plus à l'intérieur des terres (à +55 m, coupe B, et entre +120 et +190 m coupes C et D) n'appartiennent pas nécessairement à la même unité chronostratigraphique mais leur âge ne saurait être très différent de ceux des dépôts qui surmontent la falaise côtière. Rappelons que les plus hauts dépôts de terrasses marines observés dans l'arrière-pays de Bahia San Roque, situés à +130 m près de rancho San Andres (fig. 5.26), ne sont distants que de quelques kilomètres de l'affleurement (soulevé par faille) de +190 m de la coupe E.

Le dépôt de la basse terrasse de la coupe B est peu consolidé, et repose sur des sédiments continentaux pléistocènes également peu indurés. Compte tenu de ces éléments, et du faible degré d'altération des faunes LU 1092, je suppose que cet affleurement date du dernier interglaciaire.

L'altitude de la basse terrasse de la coupe A (+17 m) est supérieure à celle du dépôt le plus récent de la coupe B (+10 m). Il est cependant possible que les deux terrasses soient contemporaines, soit parce que l'affleurement de la coupe B ne rendrait pas compte de la cote atteinte par le niveau marin le plus élevé de la transgression, soit parce que de légers mouvements verticaux se seraient produits, au Quaternaire supérieur, entre les deux localités.

5.2.5. La région de Bahia Tortugas

5.2.5.1. Généralités

5.2.5.1.1. Présentation géographique

La baie de Tortugas dessine une anse fermée de 5 km de diamètre (fig. 5.29). L'entrée de la baie, dirigée vers le sud-ouest, est limitée par deux promontoires rocheux, Punta Sargaso (= Punta La Cantina, carte topogr. G11B27) au nord, et Cabo Tortolo (Thurloe Head, cartes nord-américaines) au sud. Dans la moitié occidentale de la baie, la côte est rocheuse et généralement marquée par un escarpement récent de plusieurs mètres d'altitude. Dans la moitié orientale, au contraire, la côte est basse et sableuse. L'ensemble de la baie est peu profond, le maximum de profondeur étant de 22 m à l'entrée.

La côte méridionale de la baie de Tortugas est constituée par un tombolo d'âge assez récent (Pléistocène supérieur ?). A l'ouest de ce tombolo, se trouve un bloc de flysch de la formation Valle (Crétacé) limité par deux failles actives. Cette péninsule de Tortolo, à côte découpée, est également caractérisée par une falaise littorale de plusieurs mètres de haut.

Au sud de la péninsule de Tortolo, et jusqu'à l'embouchure de l'Arroyo Largo, s'étend la large baie de Cambrey (= Lambey = Almejas). Comme la baie de Tortugas, celle de Cambrey est basse, à plages sableuses ou graveleuses, et elle est dominée par des collines de grès pliocènes. A l'extrémité méridionale de la baie, des séries

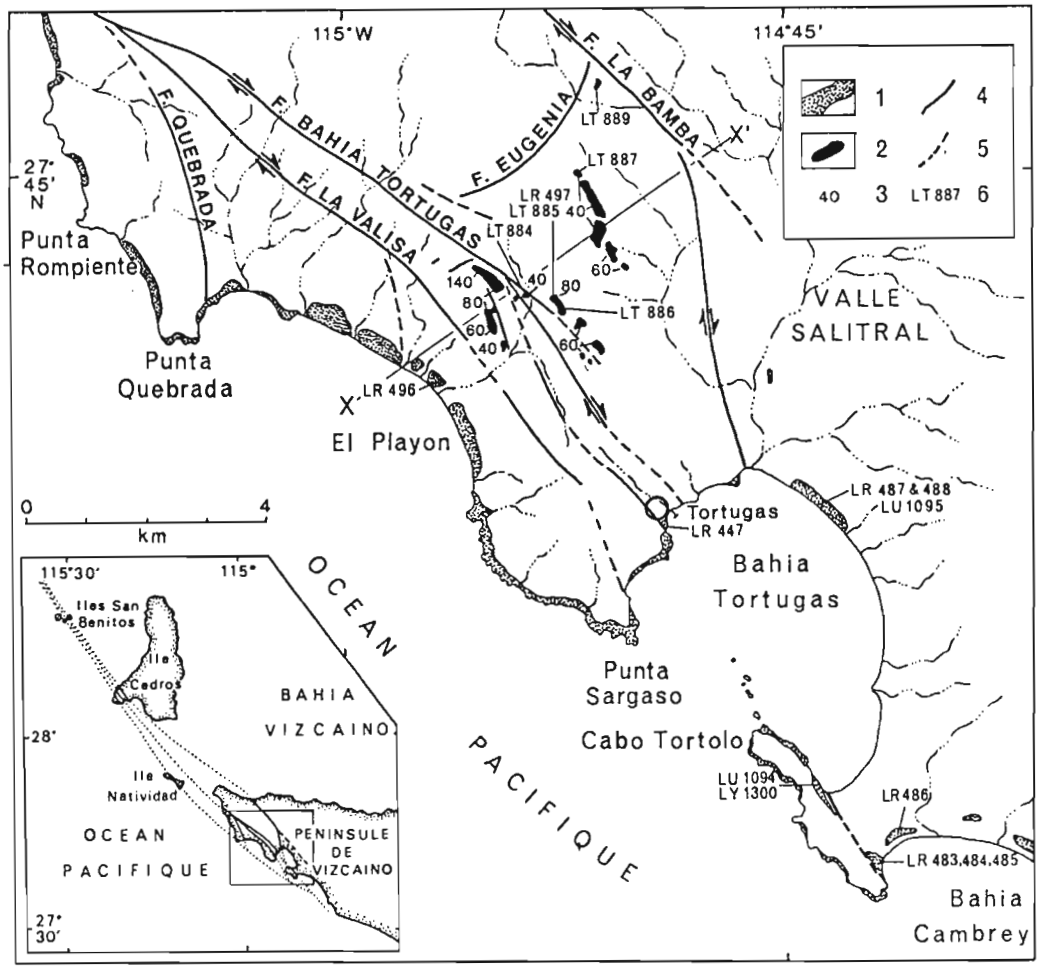


Fig. 5.29.- La région de Bahia Tortugas : localisation des principales failles, des terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés. En encart : raccord des failles à la zone de fracture de San Benito (selon Robinson, 1979).

1- Basses terrasses marines (Pléistocène supérieur ou moyen) ; 2- Hautes terrasses marines (Pléistocène moyen ou inférieur) ; 3- Altitudes approximatives des hautes terrasses (m) ; 4- Failles principales observées ; 5- Failles supposées ; 6- Localisation d'échantillon prélevé (sédiment ou/et faune pléistocène).

X-X' : coupe schématique voir fig. 5.31.

ophiolitiques jurassiques, résistantes à l'érosion, forment le môle de Morro Hermoso.

Au nord-ouest de Punta Sargaso, la côte forme une grande baie limitée par Punta Quebrada (= Rompiente ou El Muertito, carte topogr. G11B27) et tournée vers le sud-ouest, avant de prendre une orientation NNW-SSE et de devenir plus découpée.

5.2.5.1.2. Cadre structural

L'un des éléments essentiels de la structure régionale est le système de fractures qui s'étend depuis la zone de Bahia Tortugas jusqu'aux îles San Benito (Robinson, 1979; cf. encart fig. 5.29). Ce système associe plusieurs grandes failles décrochantes dextres orientées NW-SE et quelques failles normales orientées N-S ou NE-SW. Les deux failles principales de ce système qui se prolonge par la zone de fracture de San Benito (Cohen et al., 1963 ; Krause, 1965), sont celles de Bahia Tortugas et La Bamba (fig. 5.29). Ces deux accidents majeurs convergent dans la baie de Tortugas (fig. 5.29). L'amplitude des déplacements horizontaux qui se sont produits depuis le Miocène, dans la région de Bahia Tortugas, s'élève, respectivement, à 11, 12,5 et 27 km le long des failles Bahia Tortugas, La Valisa et La Bamba (Robinson, 1979). L'activité de ces trois failles, et en particulier de celle de Bahia Tortugas, s'est poursuivie jusqu'au Quaternaire puisque, comme on le verra plus loin, elles ont affecté des dépôts marins pléistocènes.

5.2.5.2. Les terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

5.2.5.2.1. Travaux antérieurs

Les auteurs ayant effectué la reconnaissance géologique de la région (Mina, 1957 ; Robinson, 1974 ; Minch et al., 1976 ; Rangin, 1978) n'ont prêté qu'une attention limitée aux terrasses marines quaternaires. Par ailleurs, quelques dépôts littoraux pléistocènes ont fourni matière à plusieurs études paléontologiques. En 1926, Jordan et Hertlein mentionnaient la présence de sables fossilifères quaternaires reposant sur des séries miocènes et pliocènes. Par la suite, Chace (1956) publiait la première liste de faune marine pléistocène de la région. Plus récemment, Emerson (1980) a publié les listes de faunes de plusieurs terrasses marines récoltées antérieurement par Allison, en 1956.

Ces travaux paléontologiques ont été complétés par des analyses aminostratigraphiques (Emerson et al., 1981 ; Keenan, 1982 ; ce travail) et radiométriques (Ortlieb et al., 1984 ; ce travail). Les conclusions de ces études ne concordent pas entre elles et ne permettent donc pas d'élaborer une solide chronostratigraphie du Quaternaire de la région. Signalons dès maintenant que Emerson (1980) et Emerson et collaborateurs (1981) attribuèrent à l'une des terrasses (+24 à +27 m) un âge "stade isotopique 5e" et à une autre, plus basse (+12 m), un âge S.I. 5a ou 5c. Cette interprétation contredit celle que j'avais proposée anté-

rieurement, dans le cadre d'une première reconnaissance de terrain (Ortlieb, 1978b, 1979a, 1979b, 1979c).

Pour illustrer la complexité des problèmes chronostratigraphiques rencontrés dans cette zone de Bahia Tortugas, je citerai deux phrases de Emerson (1980) :

- "Reliable correlation of the deposits (...) is not likely to be achieved by traditional stratigraphical methods, owing to the fragmental preservation of the terraces and the complex tectonic history of the local area." (op. cit., p. 76),
- "The available paleontological evidence cannot be used with confidence to establish the chronology of the depositional features." (op. cit., p. 77), en parlant des dépôts de terrasses marines qu'il a étudiés.

Avant d'aborder ces problèmes de corrélation dans le temps et dans l'espace, on décrira rapidement les terrasses de la région à partir d'une série de coupes du littoral (fig. 5.30).

5.2.5.2.2. Description des terrasses et dépôts littoraux quaternaires

5.2.5.2.2.1. Les basses terrasses

5.2.5.2.2.1.1. Coupe A

Entre l'embouchure de l'Arroyo Largo et Punta Amargura (fig. 5.29 et 5.30), le talus littoral actuel entaille, sur une dizaine de mètres de hauteur, une terrasse bien développée. L'altitude de la plateforme d'abrasion ancienne, qui est creusée dans diverses unités mésozoïques (formation Valle du Crétacé, et formations Eugenia et/ou Morro Hermoso du Jurassique), ainsi que la puissance des sédiments littoraux qui recouvrent cette plateforme, varient de plusieurs mètres selon les endroits. La ligne de rivage correspondant au maximum de la transgression a cependant été identifiée à +16 m d'altitude.

Les dépôts littoraux associés à cette terrasse sont des sables de plage non consolidés, des conglomérats et grès plus ou moins cimentés et encroûtés (LT 883, LV 1246). Localement ces dépôts sont riches en tests de Tivela stultorum (LV 1247). La faune de cette terrasse correspond à celle de la localité UCMP B-3048, décrite par Emerson (1980) (tabl. A6.11-H).

5.2.5.2.2.1.2. Coupe B

Immédiatement au nord de l'embouchure de l'Arroyo Largo (fig. 5.29), deux terrasses présentent un grand développement. La basse terrasse présente une structure typique : surface d'abrasion inclinée d'altitude variant de +5 m, au trait de côte actuel, jusqu'à +15 m environ, à l'ancien pied de falaise, sur laquelle reposent deux ou trois mètres de dépôt marin (conglomératique à la base et sableux

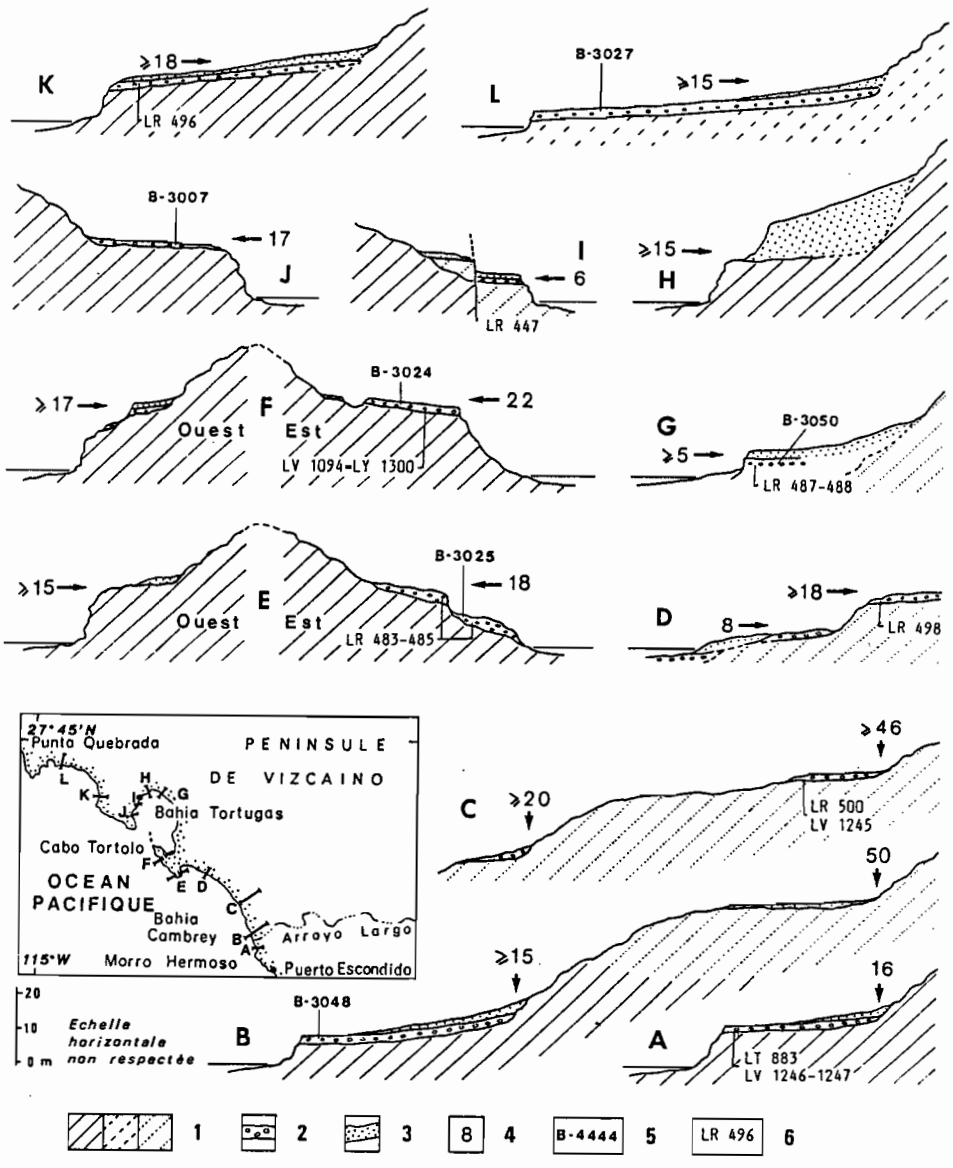


Fig. 5.30.- Coupes sériées (A à L) dans la région de Bahia Tortugas, montrant la position des basses terrasses marines pléistocènes et l'altitude de leur ligne de rivage respective.

1- Substratum préquaternaire ; a: crétacé (formation Valle), b: miocène (formation Tortugas), c: pliocène (formation Almejas) ; 2- Dépôt littoral pléistocène ; 3- Sable éolien, alluvions et dépôts de pentes quaternaires ; 4- Altitude (m) de ligne de rivage pléistocène ; 5- Localité fossilifère étudiée par Emerson (1980) ; 6- Localisation d'échantillon prélevé (sédiments et/ou faune pléistocènes).

au sommet, à Tivela stultorum) et une couche d'alluvions superficielles (fig. 5.30).

La haute terrasse est bien définie morphologiquement (3 m de dénivelée sur 300 m de large) mais l'essentiel des dépôts associés à cette surface sont de nature continentale. A +50 m d'altitude, cette terrasse recoupant des grès pliocènes est limitée par un ancien talus littoral de plus de 20 m de haut.

5.2.5.2.2.1.3. Coupe_C

Dans la partie centrale de la baie de Cambrey, sur la rive gauche de l'arroyo Batequi, subsistent plusieurs lambeaux de terrasses marines, matérialisées par des épandages de galets arrondis sur des surfaces d'abrasion marine légèrement inclinées vers la mer. Ces témoins de transgressions marines pléistocènes sont peu significatifs car ils ne permettent pas d'identifier leurs limites marines respectives. Par ailleurs, l'alternance de lits plus ou moins cimentés dans la formation Almejas se traduit à l'affleurement par des alignements de ressauts topographiques, en bandes parallèles, qui peuvent être à tort interprétés comme des lignes de rivage.

Les deux terrasses marines pléistocènes les mieux définies ont été observées à près de +50 et +20 m d'altitude (fig. 5.30).

La terrasse supérieure présente un dépôt (1 m d'épaisseur) de grès, calcarénites et conglomérats à ciment calcaire (LV 1245, LR 500), de couleur grise, et comportant des débris coquilliers et tests entiers de mollusques (Tivela stultorum en particulier). Ces sédiments reposent sur des grès pliocènes jaunâtres à pectens et Dendraster sp.. Le toit du dépôt pléistocène est à +46 m, de sorte que la trace du niveau marin correspondant, qui se trouvait à quelques mètres au-dessus, est à environ +50 m d'altitude.

La seconde terrasse relevée dans cette coupe montre une ligne de rivage vers +20 m d'altitude. Les dépôts sédimentaires associés ne sont constitués que par des galets libres, sans matrice, qui proviennent de la formation Valle mais qui ont été remaniés par la mer au Pléistocène.

5.2.5.2.2.1.4. Coupe_D

Au sud-est de la péninsule de Tortolo, la côte de la baie de Cambrey est bordée par une basse terrasse s'adossant, à +8 m d'altitude, à un ancien talus littoral (fig. 5.30). La terrasse est formée de sédiments marins peu consolidés, partiellement recouverts d'alluvions et de sables littoraux holocènes. L'ancien talus littoral recoupe des grès calcaires et calcarénites d'âge pliocène, à pectens, huîtres, Dendraster sp., etc. (LR 498). Au sommet du talus, apparaît une autre terrasse marine simplement marquée par une surface d'abrasion et quelques galets marins (+18 m environ).

Dans la partie inférieure de l'estran actuel (à -0,5 m d'altitude), affleurent des grès littoraux marins altérés

(bioclastes dissous et/ou recristallisés), probablement pléistocènes. Ce dépôt marin pourrait être distinct de celui formant la basse terrasse (de +8 m), et constituer le témoin d'une transgression marine distincte.

5.2.5.2.2.1.5. Coupe_E

Le profil E regroupe les observations faites dans la partie méridionale de la péninsule de Tortolo (fig. 5.30). Sur les rivages sud-occidental et méridional de la péninsule, se détache nettement une plateforme d'abrasion marine pléistocène. Cette terrasse qui s'élève de quelque +10 m jusqu'à environ +15 m au pied des reliefs, est dépourvue de sédiments marins consolidés (coupe E-ouest).

Sur la face sud-orientale, beaucoup plus protégée, de la péninsule, des dépôts littoraux pléistocènes, très fossilifères, ont été préservés (coupe E-est). Ces sédiments sont accumulés sur une épaisseur de plusieurs mètres, entre le trait de côte actuel et une altitude de près de +18 m.

Ce sont des sables fins, gris à beiges, à galets et graviers arrondis, généralement peu cimentés. La faune qu'ils contiennent est à la fois abondante et variée (LR 483, 484, 485, voir tabl. A6.11-I) ; l'état de préservation des coquilles est très variable au sein de l'affleurement.

Malgré les dimensions limitées (moins de 0,5 km de long) de cet affleurement, on ne peut exclure qu'il soit formé de deux sous-ensembles, deux accumulations de sédiments littoraux correspondant à deux fluctuations positives du niveau marin (au cours d'un même épisode interglaciaire ?). Si l'hypothèse d'un double dépôt est envisagée, à la lumière de légères différences de pendages entre les sédiments les plus élevés et ceux qui affleurent près du trait de côte actuel, il n'a cependant pas été possible d'établir une chronologie de ces deux sous-ensembles.

Les indications fournies par Emerson (1980 ; p. 77, p. 86 et sa fig. 2) pour la localisation du site B-3025, dont il a étudié la faune, sont contradictoires. On peut supposer que le site B-3025 est voisin de celui décrit ici au sud-est de la péninsule de Tortolo, mais Emerson (1980) mentionne une altitude de +6 à +9 m seulement, et sa liste de faune (tabl. A6.11-J) est étonnament courte (alors que ma localité LR 483-484-485 est la plus fossilifère de la région de Bahia Tortugas).

Par ailleurs, on doit signaler que Chace (1956) situe son point de prélèvement du site SDSN-06024 (= CAS-34312) "au sud de la péninsule et à +15 m d'altitude" (op. cit. p. 178), alors que Emerson (1980) assimile ce même site de Chace au site B-3024 (p. 76), c'est-à-dire à une localité du nord-est de la péninsule de Tortolo. Ces imprécisions sont fâcheuses dans la mesure où elles compliquent l'interprétation de diverses données chronologiques (datations radiométriques, données aminostratigraphiques, compo-

sitions faunistiques) dont on reparlera plus loin (paragr. 5.2.5.2.3.1).

5.2.5.2.2.1.6. Coupe F

Au nord-ouest de la péninsule de Tortolo, s'observe une terrasse d'abrasion marine, moins bien marquée que la terrasse décrite 3 km au sud-est (coupe E-ouest), mais à une altitude comparable à celle de cette dernière (+17 m) (coupe F-ouest, fig. 5.30). Des dépôts littoraux couverts de colluvions y ont été préservés.

Une terrasse d'abrasion de +10 à +15 m d'altitude est visible à Cabo Tortolo, au nord et au nord-est de la péninsule. A quelques dizaines de mètres de l'extrémité méridionale de la baie de Tortugas, là où le bloc péninsulaire se rattache au tombolo, plusieurs buttes de flysch crétacé ont été aplanies par l'érosion marine et se trouvent couronnées par un dépôt littoral fossilifère (LU 1094 et LY 1300). Le sommet de ces buttes, d'altitude progressivement décroissante, détermine un plan incliné de quelques degrés vers le sud-est. Une telle disposition témoigne d'un basculement local lié à un rejeu de la faille de Bahia Tortugas qui longe ces buttes-témoins (fig. 5.29).

Les sédiments littoraux couronnant cette terrasse d'abrasion segmentée par l'érosion récente, sont constitués de sables et d'une forte proportion de graviers et de petits galets arrondis. A la latitude du rivage méridional de la baie de Tortugas, l'altitude de la ligne de rivage contemporaine de cette terrasse est de +22 m. Cette altitude décroit de plusieurs mètres vers le sud-est. Vers le nord, à Cabo Tortolo, où je n'ai pas observé de dépôts, Emerson (1980) signale l'existence de sédiments littoraux fossilifères à +24 à +27 m (la ligne de rivage pouvant donc être proche de +30 m ?). La corrélation entre la terrasse de la coupe F-est et la localité UCMP B-3024 de Emerson (1980) et Emerson et al. (1981) ne semble pas faire de doute.

Les listes de faunes récoltées sont mentionnées tabl. A6.11-K et A6.11-M. Répétons tout de même ici que la localité CAS 34312 = SDSN 0624 décrite par Chace (1956) (tabl. A6.11-L) ne se trouve probablement pas à proximité de Cabo Tortolo comme l'indique Emerson (1980), mais au sud-est de la péninsule. Cela dit, les faunes de toutes ces localités présentent le même caractère subtropical à tropical, par opposition aux faunes tempérées des autres terrasses de la région de Bahia Tortugas (Emerson, 1980 ; Emerson et al., 1981).

Deux tests de lamellibranches de cette localité (LU 1094a et LY 1300a) ont fourni des âges radiométriques U/Th de 77 ±6 ka et 141 +17/-14 ka (Ortlieb et al., 1984 ; chap. 6.2.3.2). Par ailleurs des analyses aminostratigraphiques ont été faites sur des tests de lamellibranches de la localité B-3024 et suggèrent un âge de près de 120 ka (Emerson et al., 1981). On reviendra plus loin (paragr. 5.2.5.2.3.1) sur la question de l'âge de cette terrasse.

5.2.5.2.2.1.7. Coupe G

Sur sa rive sud-orientale, la baie de Tortugas ne présente pas de terrasse marine bien définie. Au nord-est de la baie, à la latitude du village de Tortugas, la piste longe sur plusieurs kilomètres un affleurement de sédiments marins surmontés de sables et graviers continentaux (fig. 5.30).

> Ces dépôts littoraux, visibles entre +2 et +5 m d'altitude, sont peu consolidés et contiennent une faune abondante et bien préservée (LR 487, 488, tabl. A6.11-N). La limite entre les sédiments marins et les colluvions qui les recouvrent est soulignée par un lit presque continu de coquilles (de très grande taille) de Tivela stultorum.

La position de la ligne de rivage contemporaine de la formation de cette terrasse n'a pas été déterminée précisément. Dans des publications antérieures (Ortlieb, 1978b ; 1979a, 1979b), j'ai considéré que le niveau marin du maximum de la transgression se situait au niveau du lit de coquilles de Tivela stultorum susmentionné (+5 m). En fait, il est probable que la ligne de rivage se situe à plusieurs centaines de mètres à l'intérieur des terres, sous une épaisse couche de sédiments continentaux, et à une altitude supérieure à +5 m.

Le dépôt marin de cette localité peut être assimilé à celui de la localité UCMP B-3050 dont Emerson (1980) a décrit la faune (tabl. A6.11-O). Selon cet auteur, le caractère tempéré de cet assemblage, typique d'un fond de baie sableuse, permet de distinguer dans le temps cet affleurement de ceux des coupes E-est.

Dans cette localité, également, des données radiométriques U/Th et aminostratigraphiques ont été obtenues (Ortlieb et al., 1984 ; chap. 6.2.3.2 et 7.2.3.2.2) ; l'âge radiométrique apparent est de 150 ±25 ka, tandis que sur le plan aminostratigraphique, trois résultats sur cinq suggèrent un âge plus jeune que le maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5a/c). Il y a donc disparité des interprétations chronostratigraphiques (cf. infra).

5.2.5.2.2.1.8. Coupe H

La coupe H (fig. 5.30) met en évidence la structure des terrasses de l'extrême nord de la baie de Tortugas, à l'est du village. Ces terrasses sont caractérisées par une grande épaisseur de dépôts de pente et de colluvions provenant de la Sierra Los Bungalos. La surface d'abrasion marine sur laquelle reposent ces sédiments continentaux culmine à une quinzaine de mètres d'altitude.

La puissance des colluvions (souvent supérieure à 10 m) accumulés sur la terrasse suggère un âge relativement ancien pour cette dernière, à moins que l'importance de la sédimentation soit liée à une activité tectonique particulière. Par ailleurs, on remarque la similitude de position altimétrique entre cette terrasse et celle de plusieurs autres terrasses de la région, aussi bien à l'est qu'à l'ouest du système de failles Bahia Tortugas-La Bamba.

5.2.5.2.2.1.9. Coupe I

La coupe I (fig. 5.30) a été relevée à une cinquantaine de mètres derrière l'église de Bahia Tortugas. De façon schématique, cette coupe met en évidence le rejet vertical visible dans les unités crétacé, pliocène et pléistocène affleurant dans le talus littoral actuel ; ce déplacement vertical n'est que l'une des composantes du mouvement récent de la faille qui joue essentiellement en décrochement.

Sur le compartiment oriental de la faille, et notamment sous l'église, des dépôts marins pléistocènes (LR 447), à faune littorale bien préservée (tabl. A6.11-P), reposent vers +5 m d'altitude sur des calcaires grèseux de la formation Almejas. Ces sédiments littoraux sont, ici aussi, surmontés de colluvions, localement rougeâtres, et contenant de petites concrétions calcaires (Pléistocène terminal ?).

5.2.5.2.2.1.10. Coupe J

La terrasse marine creusée dans le flysch de Punta Sargaso, au sud-ouest du village de Tortugas, est bien développée. L'altitude de la surface de cette terrasse est d'environ +17 m (fig. 5.30).

A proximité du village, tout au moins, les minces dépôts fossilifères qui reposent sur la surface d'abrasion sont relativement altérés. Cette terrasse correspond à la localité UCMP B-3007 étudiée par Emerson (1980) (liste de la faune tabl. A6.11-Q). Les analyses aminostratigraphiques réalisées par Emerson et collaborateurs (1981) sur des tests de lamellibranches de cette localité ont amené ces auteurs à lui attribuer un âge relativement récent (S.I. 5a/c, de l'ordre de 90 ka). Une réinterprétation des mêmes données analytiques démontre que les résultats obtenus dans cette localité ne sont pas significativement distincts de ceux obtenus au Cabo Tortolo (coupe F-est, B-3024) (paragr. 7.2.3.2).

5.2.5.2.2.1.11. Coupe K

Au nord-ouest de Bahia Tortugas, la grande baie limitée à l'ouest par Punta Quebrada est bordée par une large terrasse marine. Sur le rivage sud-oriental de la baie, le talus littoral actuel recoupe plusieurs mètres de substratum crétacé et les dépôts littoraux associés à la terrasse. A proximité des reliefs (Monte Bartolome), l'accumulation de dépôts de pente et d'alluvions a été importante si bien que la trace du maximum de la transgression y est difficilement observable. A la faveur d'une entaille fluviatile, il a cependant été possible d'identifier, à +18 m d'altitude, la position de la ligne de rivage contemporaine de la formation de la terrasse.

La faune récoltée dans ce dépôt (LR 496) est indiquée dans le tabl. A6.11-R.

5.2.5.2.2.1.12. Coupe L

La coupe L présente la structure de la même terrasse, dans le nord-est de la baie, à la latitude de Punta Quebrada. Dans cette partie plus protégée de la baie, l'érosion récente a été moins vigoureuse et le talus littoral actuel n'entaille que faiblement le substratum de la terrasse. En dépit de la faible altitude des dépôts littoraux de cette terrasse le long du trait de côte actuel (+3 à +5 m), la ligne de rivage correspondant à cette terrasse est située près des reliefs, à +15 m environ.

La faune de cette terrasse a été décrite par Emerson (1980) (localité B-3027, tabl. A6.11-S).

5.2.5.2.2.2. Les hautes terrasses de Bahia Tortugas

Des dépôts de calcaire gréseux et conglomératique, de type littoral, couronnent plusieurs buttes témoins à quelques kilomètres au nord et au nord-est du village de Tortugas. L'altitude du sommet applani de ces buttes varie de +40 à +140 m (fig. 5.29 et 5.31). A la différence des hautes terrasses (+50 m) de la baie de Cambrey qui sont sub-horizontales, ces hautes terrasses sont souvent inclinées. L'ensemble des terrasses préservées immédiatement au nord et à l'est de la piste d'atterrissage de Bahia Tortugas, sont fortement basculées et dessinent une structure de type terminaison péri-synclinale. Ces déformations pléistocènes sont directement liées au système de failles de Bahia Tortugas ; trois branches de la faille de Bahia Tortugas paraissent avoir rejoué au Quaternaire (fig. 5.31). Des pendages de 40 à 50° ont ainsi été mesurés sur plusieurs affleurements de dépôts littoraux anciens.

L'importance des déformations subies par les dépôts littoraux anciens rend malaisée la distinction des terrasses. Ainsi, dans certains cas, il semble que la disposition étagée de lambeaux de terrasses marines résulte du découpage, par une série de petites failles (rejets verticaux d'ordre métrique), d'une même couche de dépôts littoraux pléistocènes.

Des dépôts littoraux postérieurs à la formation Almejas, qui sont également déformés, ont été observés au nord-est de Bahia Tortugas, au sud de l'intersection des failles Eugenia et La Bamba (fig. 5.29). Ces sédiments se présentent soit au sommet de buttes témoins, soit à plus faible altitude (+40 m environ), sous une couverture de dépôts continentaux quaternaires.

Lithologiquement les sédiments de ces hautes terrasses de la région de Bahia Tortugas (LT 884, 885, 886, 887) se caractérisent par une forte diagenèse. Les calcirudites et calcarénites originelles ont généralement été transformées en biosparite, à la suite de plusieurs phase de dissolution, de remplissage de ciment et de recristallisation. Les tests de mollusques préservés (Chione sp., Tivela stultorum, Chama sp., Ostrea sp. Saxidomus nuttallii, etc.) sont recristallisés.

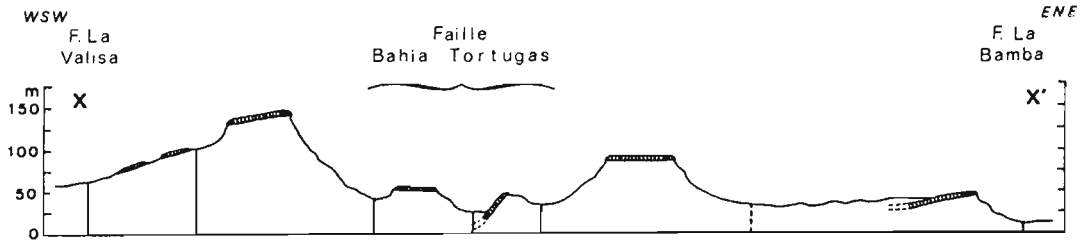


Fig. 5.31.- Coupe schématique à 5 km au nord de Bahia Tortugas, montrant la position relative des hautes terrasses marines pléistocènes. Voir localisation de la coupe XX' et des failles mentionnées, fig. 5.29. L'attitude subverticale des failles figurées (essentiellement décrochantes) n'est que supposée.

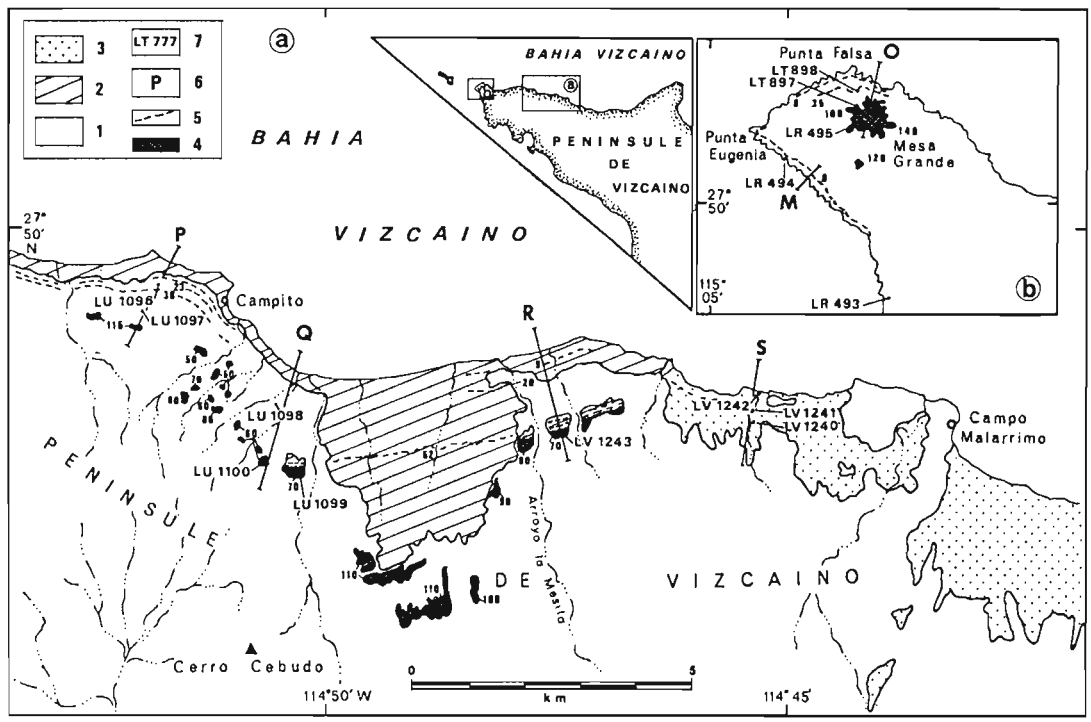


Fig. 5.32.- Les régions de Campito-Campo Malarrimo, et de Punta Eugenia, au nord de la péninsule de Vizcaino : localisation des principales terrasses marines pléistocènes et des échantillons prélevés.

1- Substratum préquaternaire : jurassique (formation Eugenia) et crétacé (formation Valle) ; 2- Surfaces d'abrasion littorale pléistocènes ; 3- Sables éoliens holocènes et Pléistocène supérieur ; 4- Hautes terrasses marines pléistocènes (altitude approximative en m) ; 5- Ligne de rivage pléistocène bien marquée (altitude en m) ; 6- Profil étudié (voir fig. 5.33) ; 7- Localisation d'échantillon prélevé (sédiment et/ou faune pléistocène).

5.2.5.2.3. Chronostratigraphie des terrasses

5.2.5.2.3.1. Problèmes chronostratigraphiques des basses terrasses de la baie de Tortugas

Parce qu'ils ne se prêtent pas à une interprétation morphostratigraphique simple et immédiate, les quelques lambeaux de terrasses marines observés sur les rives de la baie de Tortugas ont fait l'objet de plusieurs analyses radiométriques et aminostratigraphiques (Emerson et al., 1981 ; Ortlieb et al., 1984). Par ailleurs, les faunes de certaines de ces localités ayant été étudiées d'un point de vue paléoclimatique (Chace, 1956 ; Emerson, 1980), ces dépôts littoraux comptent parmi les affleurements de Quaternaire marin de Basse Californie les plus soigneusement étudiés.

Les difficultés d'élaborer des corrélations et une chronologie des terrasses dans cette région sont en grande partie liées aux déformations tectoniques récentes ; cette région est l'une des rares, en Basse Californie, où l'on observe des dépôts marins et continentaux du Pléistocène supérieur déplacés de plusieurs mètres par un rejeu de faille. D'autre part, on doit souligner que, au lieu de résoudre des problèmes chronologiques, la multiplication des informations paléoclimatiques, radiométriques et aminostratigraphiques a surtout mis en évidence les limites d'utilisation et de fiabilité des méthodes employées.

Y a-t-il une, deux ou trois terrasses marines, d'altitude inférieure à +30 m, autour de la baie de Tortugas ?

S'il y a plus d'une terrasse, l'une d'entre elles est très probablement celle du maximum du dernier interglaciaire (S.I.5e) ; quel est l'âge relatif de l'autre (ou des deux autres) terrasse(s) ?

Quelle est l'altitude atteinte par le niveau marin lors de la formation de la (ou des) terrasse(s) ? (Et quelle est l'amplitude des déformations verticales dues au rejeu récent de la faille de Bahia Tortugas ?).

Je résumerai les éléments de réponse dont on dispose actuellement.

5.2.5.2.3.1.1. Arguments altimétriques et morphologiques

Dans les environs immédiats de la baie de Tortugas (coupes K, L, D, B et A, fig. 5.30), comme sur la côte occidentale de la péninsule de Tortolo (coupes E-ouest et F-ouest), on observe une basse terrasse marine, bien développée, presque toujours unique. Le pied de falaise qui limite cette terrasse vers l'intérieur des terres, c'est à dire la ligne de rivage du maximum de la transgression, est situé à environ +17 m (±2 m).

Par ailleurs, dans trois localités (coupes I, G et D), des dépôts marins pléistocènes affleurent jusqu'à +5 à +8 m, sans que l'on puisse affirmer que ces cotes altimétriques correspondent à celles de la ligne de rivage du

Coupe fig. 5.30	N° échant./ localité	Altitude (m) localité (Emerson, 1980)	Alt. (m) ligne de rivage max. (cette étude)	Age aminostratigraphique in: Emerson et al., 1981	Age aminostratigraphique cette étude tabl. 7.14	Age radiométrique (cette étude, tabl. 6.4)	Type de faune (Emerson, 1980)	Synthèse
G	LR 488 LR 487 B-3050	 +4,5/+6 m	≥+5 m ≥+5 m		incohérent S.I. 5 a/c	150 ka	 tempérée	 ≥ 5 a/c
F-est	B-3024 LU 1094 LY 1300	+24/+27 m	+30 ? m +22 m "	120 ka		 (77 ka) 141 ka	tropicale	5 e
E-est	B-3025 LR 484 LR 485	+6/+9 m	? +18 ? m +18 ? m		S.I. 7	 >200 ka (60 ka)	tropicale	5 e et/ou 7
J	B-3007	+12 m	(+17 m)	95 ka			tempérée	5 e
L	B-3027	+4,5/+6 m	(≥+15 m)				tempérée	5 e
B	B-3048	+6 m	(≥+15 m)				tempérée	5 e

Tabl. 5.2.- Récapitulation des données altimétriques, géochronologiques et paléoclimatiques disponibles pour les basses terrasses marines étudiées ici et par Emerson (1980) et Emerson et collaborateurs (1981), dans la région de Bahia Tortugas.

maximum de la transgression. On remarque que l'une de ces localités est située sur le compartiment abaissé de la faille de Bahia Tortugas (coupe I) et que les deux autres se trouvent également à l'est du système de failles.

Quant aux terrasses du côté oriental de la péninsule de Tortolo, il a été établi ci-dessus (et par Allison, in Emerson, 1980) qu'elles sont déformées. Au nord-est de la péninsule, la même terrasse (coupe F-est, localité B-3024) se suit entre +30 et +15 m environ. Au sud-est de la péninsule, la plus haute ligne de rivage identifiée est à +18 m, mais je n'écarte pas l'hypothèse qu'il puisse y avoir superposition (ou emboitement ?) de deux dépôts littoraux successifs.

Si l'on considère que, comme dans les autres régions, la basse terrasse marine la mieux developpée et la mieux préservée de l'érosion est celle du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e), on est amené à supposer que dans la région de Bahia Tortugas, cette terrasse est celle de +17 m (±2 m). Trois hypothèses doivent dans ce cas être envisagées pour les dépôts littoraux observés vers +5/+8 m :

- ce sont des dépôts contemporains du S.I. 5e, mais qui ne marquent pas le maximum de la transgression ; la ligne de rivage située vers +17 m n'aurait pas été identifiée ;
- ils sont contemporains du S.I. 5e, mais ont été abaissés tectoniquement, à une époque récente ;
- ils sont soit plus anciens (S.I. 7 ?), soit plus récents (S.I. 5a ou 5c ?), que le maximum du dernier interglaciaire.

> Dans plusieurs publications antérieures, j'ai privilégié une autre hypothèse selon laquelle les dépôts de +6 m environ seraient ceux du maximum marin du dernier interglaciaire (Ortlieb, 1977 ; 1978 ; 1979 ; 1982). Cette interprétation reposait sur une évaluation incomplète de la position des lignes de rivage dans plusieurs des localités des environs de la baie de Tortugas, et sur l'hypothèse (aujourd'hui remise en question) que la ligne de rivage de +6 m (environ) était la mieux définie.

5.2.5.2.3.1.2. Arguments paléontologiques

Les faunes des localités UCMP B-3024 et B-3025, et SDSN 0624, correspondant aux coupes E-est et F-est, sont caractérisées par des formes plus chaudes que celles des autres terrasses de la région (B-3007 = coupe J, B-3048 = coupe B, B-3050 = coupe G, et B-3027 = coupe L) étudiées par Emerson (1980), et par des espèces que l'on ne trouve vivant actuellement qu'au sud de la latitude de Bahia Tortugas. Cela implique que les lambeaux de terrasses marines situés à l'est de la péninsule de Tortolo datent du maximum du dernier interglaciaire.

Si, comme Emerson (1980) et Emerson et collaborateurs (1981) le suggèrent, on utilise ces informations paléoécologiques d'une façon restrictive, on est amené à attribuer aux autres terrasses de la région un âge soit antérieur

(S.I. 7 ?) soit postérieur (S.I. 5a/c) au maximum du dernier interglaciaire. Cette hypothèse me semble devoir être rejetée pour plusieurs raisons.

a) Il est peu probable que, dans une région où il existe une basse terrasse pratiquement continue sur une cinquantaine de kilomètres de côte, celle-ci soit d'un âge antérieur ou postérieur au maximum marin du dernier interglaciaire ;

b) Si la majorité des terrasses était attribuable à un haut niveau marin postérieur au S.I. 5e, il faudrait admettre que ce haut niveau a atteint la même cote altimétrique que celui du S.I. 5e (importance du développement des terrasses), ou encore que la transgression du S.I. 5e n'a pas laissé de traces patentes dans l'ensemble de la région (sauf à l'est de la péninsule de Tortolo) ;

c) Si l'on considère que la plupart des terrasses sont d'âge antérieur au dernier interglaciaire (S.I. 7 ?), on doit supposer que les restes de la transgression du dernier interglaciaire se trouvent sous le niveau de la mer actuel (sauf à l'est de la péninsule de Tortolo où ils auraient été tectoniquement soulevés) ;

d) En dépit des gauchissements de lambeaux de terrasse visibles à l'est de la péninsule de Tortolo, il est plausible d'établir une corrélation horizontale entre ceux-ci (coupes E-est et F-est) et les terrasses de la face occidentale de la péninsule (coupes E-ouest et F-ouest) et du nord de l'entrée de la baie de Tortugas (coupe J).

En définitive, comme le caractère tropical ou subtropical des faunes n'a été mis en évidence que dans les localités situées sur le flanc oriental de la péninsule de Tortolo, je remets en question la signification strictement paléoclimatique de cette information. Le cachet "chaud" que présentent ces faunes n'aurait ainsi qu'une valeur paléoécologique locale. La situation particulièrement protégée de ces localités, à l'abri de la péninsule, est sûrement déterminante. On pourrait même concevoir que des circulations d'eau chaude liées à l'activité de la faille de Bahia Tortugas aient favorisé le développement d'espèces normalement absentes à cette latitude.

5.2.5.2.3.1.3. Arguments aminostratigraphiques

Deux séries d'analyses de racémisation des acides aminés de tests de mollusques ont été effectuées par le même laboratoire (J. Wehmiller et E. Keenan, Univ. of Delaware). De la première étude il a été conclu que la terrasse de la coupe F-est (B-3024) date environ de 120 ka (S.I. 5e) et que celle de la coupe J (B-3007) date d'environ 95 ka (Emerson et al., 1981). En fait, une réinterprétation des données de ces analyses (paragr. 7.2.3.2), permet de contester la valeur des écarts observés, et démontre plutôt la contemporanéité des dépôts (S.I.5e).

La seconde série d'analyses attribue un âge S.I. 7 au dépôt de la coupe E-est et un âge postérieur au maximum du dernier interglaciaire à celui de la coupe G (paragr. 7.2.3.2). Pour le dépôt de la coupe G les résultats aminostratigraphiques concernent 3 échantillons distincts (deux autres tests ayant fourni des résultats analytiquement

incohérents), tandis que pour le dépôt de la coupe E-est, l'interprétation aminostratigraphique ne repose que sur un résultat. Sans écarter l'hypothèse que le dépôt de la coupe E-est puisse, au moins en partie, appartenir au S.I. 7, je n'accorderai qu'une confiance limitée à cette interprétation.

Pour la coupe G, je retiens l'hypothèse que le dépôt pourrait être d'âge postérieur au maximum du dernier interglaciaire.

5.2.5.2.3.1.4. Arguments radiométriques U/Th

Dans trois des localités considérées, des datations radiométriques U/Th ont été effectuées (Ortlieb et al., 1984 ; paragr. 6.2.3.2).

Deux tests de mollusques de la terrasse de la coupe F-est (LU 1094a et LY 1300a) ont fourni des âges apparents de 77 et 141 ka. Je considère que le résultat de 141 ka est plus proche de l'âge réel de la terrasse que celui de 77 ka.

La terrasse de la coupe G a livré un résultat de 150 (±25) ka (LR 488) qui, peut sembler "trop vieux", par référence aux arguments morphologiques et aminostratigraphiques disponibles.

Dans les dépôts de la coupe E-est, enfin, deux résultats divergents ont été obtenus : un âge supérieur à 250 ka (mollusque LR 484) et un âge de 60 ka (corail LR 485). Ce dernier résultat n'est pas retenu car il s'assortit de plusieurs indices de non fermeture du milieu (paragr. 6.2.3.2.1). Le résultat de > 250 ka est également entaché d'incertitude (très faible teneur en uranium). Si l'on considérait que ce dernier résultat (> 250 ka) est compatible avec l'âge de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7), on aurait concordance des résultats aminostratigraphiques et radiométriques. Mais cette hypothèse chronostratigraphique se heurte aux arguments paléontologiques et paléoclimatiques qui font de ce dépôt un équivalent latéral de la terrasse de la coupe F-est (attribuée au S.I. 5e). Sur le plan morphologique, on a signalé l'ambiguïté qui marque l'affleurement de la coupe E-est, et la possibilité qu'il y ait superposition de deux dépôts littoraux.

5.2.5.2.3.1.5. Conclusions

A l'évidence, les informations d'ordre morphologique, altimétrique, paléontologique, radiométrique et aminostratigraphique, concernant les terrasses de cette région, ne livrent pas d'emblée un cadre chronologique des fluctuations du niveau de la mer à la fin du Pléistocène moyen ou supérieur. Par l'examen des différents critères et méthodes chronologiques disponibles, il a été possible d'écarter certaines données imprécises (concernant, notamment, les altitudes), ou douteuses (résultats géochronologiques), et de proposer de nouvelles interprétations de certains arguments apparemment contradictoires (valeur stratigraphique des faunes dites chaudes, ré-interprétations de résultats aminostratigraphiques). Il reste cependant plusieurs incertitudes importantes, et l'on ne peut donc pas encore répondre avec assurance aux questions posées en début de para-

graphe (5.2.5.2.3.1.) (tabl. 5.2).

La majorité des terrasses marines de la région peut être attribuée à la période de haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e). Sauf exceptions (notamment à l'est de la péninsule de Tortolo), la trace de ce haut niveau marin se trouve à +17 (±2) m, dans l'ensemble de la région comprise entre Punta Quebrada et Morro Hermoso.

Si les résultats aminostratigraphiques de trois échantillons de la coupe G (fig. 5.30) sont corrects, ils indiquent qu'un haut niveau marin postérieur au maximum du dernier interglaciaire (S.I. 5a ou 5c) a laissé des traces à une altitude de l'ordre de +5 m (pas seulement dans la coupe G, mais peut être aussi dans les coupes I et D).

L'affleurement du sud-est de la péninsule de Tortolo (coupe E-est) pose de nombreux problèmes d'interprétation. Il est possible que des dépôts de deux transgressions y soient superposés. Selon les résultats radiométriques et aminostratigraphiques obtenus, ce dépôt date (au moins en partie ?) de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7). Sa localisation sur une faille active expliquerait les anomalies morphologiques qu'il présente, voire le caractère tropical de la faune qu'il renferme. Cependant je n'exclus pas la possibilité que cette terrasse ne constitue qu'un témoin du dernier interglaciaire !

La ligne de rivage de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7) n'a pas été formellement identifiée. S'il se confirmait que le dépôt littoral du sud-est de la péninsule de Tortolo (coupe E-est) contient des fossiles du S.I. 7, on pourrait établir que les traces du niveau marin des deux derniers interglaciaires sont voisines. Cette interprétation rendrait compte du développement particulier de la basse terrasse de la région de Bahia Tortugas : il y aurait eu réoccupation (et reprise d'érosion) par la mer du S.I. 5e d'une surface d'abrasion préparée lors de l'interglaciaire antérieur (S.I. 7). Ceci constitue une hypothèse restant à démontrer.

5.2.5.2.3.2. <u>L'âge des hautes terrasses</u>

Parmi les témoins de hauts niveaux marins observés à plus de +20 m d'altitude dans la baie de Cambrey, une seule ligne de rivage du maximum d'une transgression a été bien préservée. Cette ligne de rivage décrite dans les coupes C et B (fig. 5.30), et définie par des formes de reliefs ou des dépôts littoraux caractéristiques, a été identifiée à +50 m d'altitude environ. Ces dépôts fossilifères, très altérés, ne fournissent pas d'éléments géochronologiques déterminants. Cette terrasse est supposée être d'âge Pléistocène moyen ; la présence de restes littoraux pléistocènes entre cette terrasse de +50 m et la basse terrasse de +17 m, ainsi que la forte altération des sédiments et des fossiles du dépôt de la haute terrasse (+50 m), constituent des arguments en faveur d'un âge relativement ancien (S.I. 9 ou plus ancien) de cette dernière.

Au nord de Bahia Tortugas, la majorité des affleurements de grès et calcaires littoraux qui couronnent souvent des buttes témoins, se trouvent entre +40 et +140 m d'altitude et sont très déformés. Au nord-ouest du village en particulier, il n'a pu être établi si ces sédiments anciens reposant sur les formations miocènes et pliocènes, correspondent à plusieurs dépôts séparés dans le temps, ou s'ils appartiennent à une seule et même dalle de calcaire gréseux à présent démantelée.

A un kilomètre de El Playon, au nord-ouest de Bahia Tortugas, des affleurements de grès et galets marins, moins cimentés et d'altitude plus faible (+20 à +40 m) que les dépôts situés au sommet des buttes témoins, constituent des restes de transgressions marines de la fin du Pléistocène moyen.

Selon Robinson (1975), l'absence de discordance marquée entre le Pliocène marin (formation Almejas) et les dépôts littoraux des terrasses marines suggère que les plus anciens de ces dépôts sont d'âge Pliocène terminal. Cet argument morphostratigraphique me semble contestable (Ortlieb, 1978) : l'absence de discordance angulaire ne saurait constituer un solide argument chronologique. En revanche le caractère littoral de ces dépôts, attesté par leur sédimentologie et leur faune, ainsi que la morphologie de ces dépôts (faible épaisseur de sédiments sur des surfaces d'abrasion marine) sont significatifs et en font des restes de transgressions marines de courte durée du type des périodes interglaciaires. En l'absence de critères géochronologiques ou stratigraphiques précis permettant de distinguer le Pliocène supérieur du Pléistocène inférieur, je fais l'hypothèse que ces anciennes terrasses ont été formées au Pléistocène inférieur (ou au début du Pléistocène moyen).

5.2.6. La côte septentrionale de la péninsule de Vizcaino

5.2.6.1. Introduction

A l'est de la pointe de la péninsule (Punta Eugenia et Punta Falsa), où affleure surtout la série volcanoclastique de la formation Eugenia (Jurassique supérieur), la majeure partie de la côte septentrionale est formée par les flyschs de la formation Valle (Crétacé) (fig. 5.32). Comme dans la région de Abreojos-San Hipolito, ce substratum a conservé les traces d'une série de transgressions marines pléistocènes. A l'est de Punta Malarrimo, et jusqu'à l'entrée de la lagune Ojo de Liebre, la côte est totalement recouverte de sables littoraux remobilisés par le vent à des périodes récentes (Pléistocène supérieur et Holocène).

Quelques unes des terrasses marines de la région ont été cartographiées par Robinson (1975 ; in Abbott & Gastil, 1979). Robinson (1975) signale l'existence de terrasses à des altitudes de +250 m en trois points de la côte septentrionale de la péninsule, mais il n'en donne pas la localisation. Cette information (non vérifiée ?) a été reprise dans diverses publications ultérieures (Minch et al., 1976;

Rangin, 1978 ; Emerson, 1980 ; etc.).

5.2.6.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

Les restes de transgressions marines pléistocènes dans cette région septentrionale de la péninsule sont décrits sous la forme de quatre coupes (M, N, U et T) et cinq profils (O à S) (fig. 5.32 et 5.33).

5.2.6.2.1. Coupes M et N

La coupe M, relevée à 1 km au sud de Punta Eugenia et qui est représentative d'un secteur côtier de plusieurs kilomètres de long, ne montre qu'une terrasse marine (fig. 5.32 et 5.33). Sur la surface d'abrasion de cette terrasse, située entre +5 m (dans le talus littoral actuel) et +8 m, reposent des sédiments fins et des galets arrondis remaniés de la formation Eugenia sous-jacente (LR 493, 494).

La faune typiquement littorale de ce niveau est dominée par Epilucina californica, Fissurella volcano, Tegula gallina, Acmaea sp. (tabl. A6.11-T). Les dépôts marins sont surmontés de matériel colluvial (3 à 6 mètres de puissance au niveau du trait de côte actuel).

Dans la coupe N, observée à quelques kilomètres à l'est de Punta Falsa, le talus côtier actuel entaille une ancienne plateforme d'abrasion littorale pléistocène. Cette plateforme n'est recouverte que de sédiments continentaux, d'une quinzaine de mètres de puissance. La ligne de rivage contemporaine de la plateforme n'est pas bien définie mais semble située vers +18 m. La transgression marine responsable de cette érosion littorale est supposée être antérieure à celle de la basse terrasse de +8 m de la coupe M.

5.2.6.2.2. Profil O

Le profil O réunit les observations faites entre Punta Eugenia et Punta Falsa (basse terrasse et terrasse intermédiaire), et entre Punta Falsa et Mesa Grande (haute terrasse) (fig. 5.32 et 5.33).

La basse terrasse est recouverte d'une mince couche d'alluvions surmontée de sables dunaires holocènes. A Punta Falsa (Campo Chester Rock), ces sables éoliens fixés renferment de nombreux restes d'occupation humaine, historique et préhistorique. La ligne de rivage atteinte par la dernière transgression marine est située à +8 m.

La deuxième terrasse marine de la région se manifeste dans le paysage par un replat d'une centaine de mètres de large, recouvert de grès calcaires encroûtés, blancs, se détachant bien sur les grès brun-vert de la formation Eugenia.

Les grès et calcarénites de la terrasse (LT 898), qui contiennent des galets à la base, présentent une stratification oblique d'environnement littoral. La faune fossile de ce niveau est peu abondante et relativement altérée (tabl. A6.11-U).

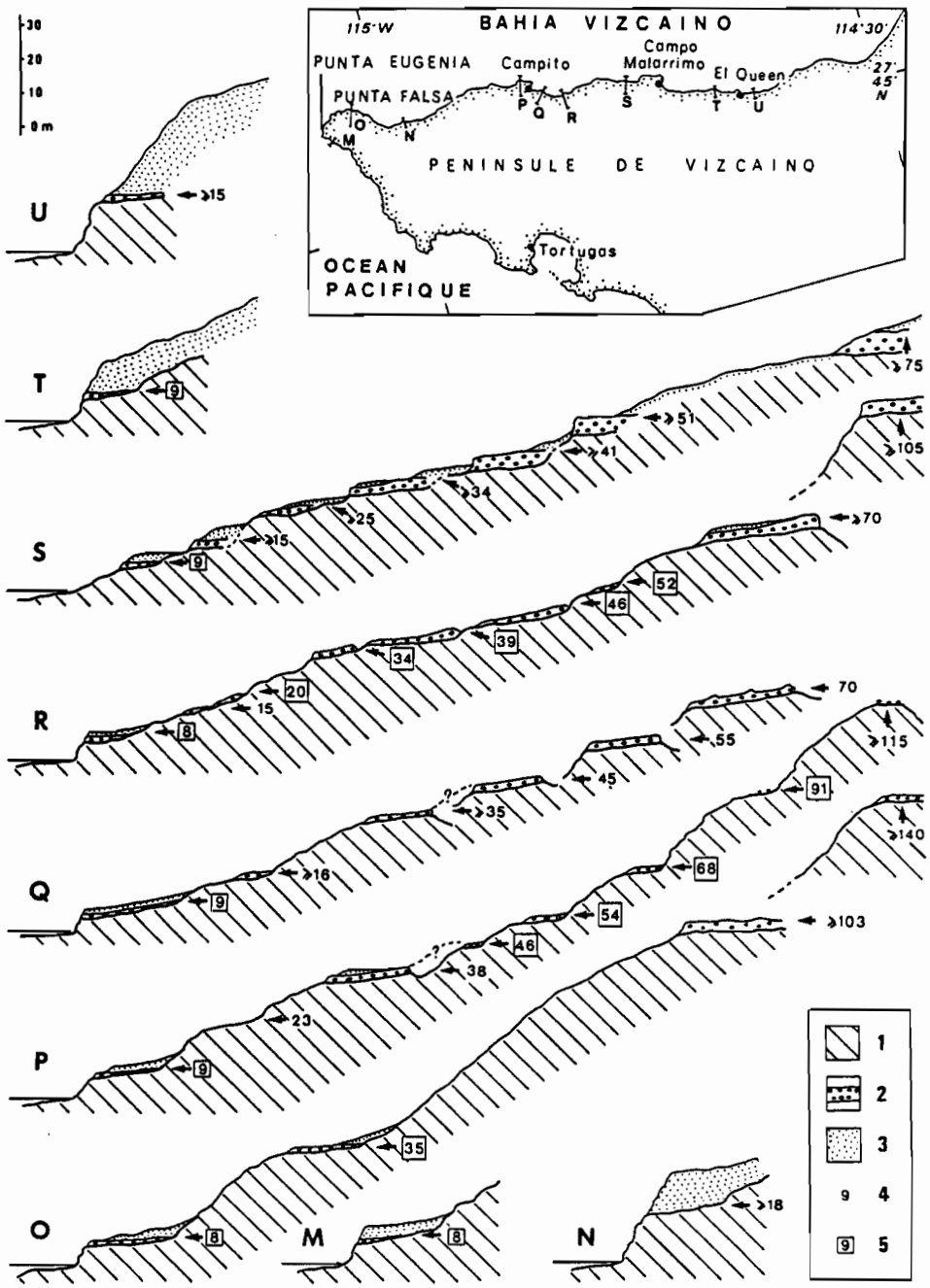


Fig. 5.33. - Profils sériés (M à U) sur la côte septentrionale de la péninsule de Vizcaino, montrant les successions de terrasses marines pléistocènes et l'altitude de leur ligne de rivage respective.

1- Substratum préquaternaire : jurassique (formation Eugenia) et crétacé (formation Valle) ; 2- Dépôt littoral pléistocène ; 3- Sables éoliens holocènes et Pléistocène supérieur, éolianites pléistocènes et alluvions quaternaires ; 4- Altitude (m) du toit d'un dépôt littoral pléistocène, ou de la partie supérieure d'une terrasse d'abrasion marine ; 5- Altitude (m) d'uneligne de rivage bien identifiée (± 2 m) marquant le maximum d'une transgression marine pléistocène.

La troisième terrasse de ce profil, située à un peu plus de +100 m d'altitude, correspond au sommet des collines qui dominent la pointe de la péninsule de Vizcaino (Mesa Grande). L'encroûtement important du dépôt de cette terrasse lui a permis de résister à l'érosion, et d'apparaître sous forme de couronnement de plateau au sommet de la topographie.

Le dépôt de 3 m d'épaisseur environ, est constitué de biocalcarénite (LR 495, LT 897), peu fossilifère (à Chama sp., Chione sp., et balanes), à coquilles très altérées mais non totalement dissoutes ou recristallisées. Le type de stratification à lits minces présentant un pendage originel, et la présence d'ondulations d'amplitude pluridécimétrique suggèrent un environnement sublittoral de faible profondeur.

Cet affleurement qui est parmi les plus élevés de la péninsule de Vizcaino, est attribué à l'une des plus anciennes transgressions marines du Pléistocène.

5.2.6.2.3. Profil P

A l'ouest de Campito, la basse terrasse est bien marquée topographiquement, en dépit de sa couverture d'alluvions et de sables dunaires (fig. 5.32 et 5.33). La ligne de rivage correspondante a été identifiée à +9 m.

La deuxième terrasse, caractérisée par un replat se terminant au pied d'un talus littoral fossile (+23 m), est dépourvue de dépôts marins.

La terrasse suivante est une large plateforme inclinée de plusieurs degrés et culminant à +38 m.

Les dépôts associés mesurent 2 m d'épaisseur, et sont constitués de grès grossiers, bioclastiques, à ciment calcaire (LU 1096), riches en Chione undatella (et contenant également plusieurs espèces de Tegula sp., ainsi que Fissurella volcano, Haliotis rufescens, Astraea undosa, etc.). Ces sédiments de milieu littoral reposent sur une surface d'abrasion marine et sont recouverts par une couche, d'épaisseur irrégulière, d'alluvions à éléments anguleux.

L'altitude de +38 m correspond à la cote maximale du dépôt marin, et non à une ligne de rivage identifiée morphologiquement sur le terrain.

La quatrième terrasse relevée dans ce profil, présente une ligne de rivage à +46 m. La similitude des sédiments littoraux associés à cette ligne de rivage avec ceux de la terrasse de +35/+38 m permet d'envisager qu'il s'agit de deux lambeaux d'une même terrasse à présent dissociés par l'érosion.

Les trois lignes de rivage suivantes ont été identifiées par de petites accumulations de grès et galets remaniés par la mer, localisées au pied d'anciens talus littoraux à +54, +68 (LU 1097) et +91 m.

Le dernier indice de terrasse marine pléistocène observé dans cette région, se présente sous la forme de galets arrondis épars sur deux épaulements, à surface aplanie, vers +115 m d'altitude.

5.2.6.2.4. Profil_Q

Dans le profil Q, relevé à 2 km au sud-est de Campito (fig. 5.32 et 5.33), la basse terrasse est nette et bien marquée. La surface d'abrasion marine, couverte par 1 m de sables et galets non cimentés, à débris coquilliers abondants, s'élève de +5 m (sur le trait de côte actuel) jusqu'à +9 m au pied de l'ancien talus littoral.

La trace de la deuxième ligne de rivage est beaucoup moins bien définie. Des dépôts littoraux, plus consolidés et visiblement plus anciens que ceux de la basse terrasse, affleurent au moins jusqu'à +16 m, mais la ligne de rivage du maximum de la transgression pourrait être située à une cote plus élevée de plusieurs mètres.

La troisième terrasse est une large surface d'abrasion, inclinée de quelques degrés vers la mer. Cette surface est couverte d'une couche continue de sédiments littoraux consolidés (grès, calcarénites et calcaires gréseux, LU 1098), elle-même surmontée d'alluvions postérieures. Cette terrasse culmine à +35 m.

Les terrasses plus élevées le long de ce profil se présentent sous forme d'entablements.

Les dépôts, de 1 à 3 m d'épaisseur, sont des calcarénites et calcaires gréseux et bioclastiques, à passées graveleuses ou conglomératiques (LU 1099, 1100), qui sont largement encroûtés en surface. Ces sédiments littoraux ont été déposés sur des surfaces relativement planes et inclinées vers le nord, érodant le substratum crétacé (formation Valle). A la suite d'une érosion importante, une partie de ces dépôts de terrasse et leur substratum ont été sculptés en buttes témoins (mesas).

Les cotes des sommets de mesas varient entre +40 et +70 m (fig. 5.32 et 5.33). La similitude des dépôts et des formes, ainsi que l'inclinaison générale des terrasses vers la mer, rendent difficiles le dénombrement des lignes de rivage anciennes et la corrélation de ces témoins de transgressions marines (Pléistocène moyen et inférieur ?).

La terrasse la plus élevée du profil a été observée au sommet d'une mesa à +70 m, et présente plusieurs cordons littoraux parallèles. Ces cordons constitués par des bourrelets d'accumulation de galets, de 0,5 à 1 m de haut, marquent probablement des phases de retrait de la mer à la fin d'un cycle de transgression/régression (interglaciaire ?) (fig. 5.34, coupe a).

5.2.6.2.5. Profil_R

Le profil R (fig. 5.33) a été relevé sur la rive droite de l'arroyo de la Mesita (fig. 5.32). La basse terrasse, toujours bien individualisée, est assez étroite; la ligne de rivage correspondante se trouve à +8 m d'altitude (fig. 5.34, coupe c).

Au-dessus de celle-ci, et jusqu'à +20 m d'altitude, s'observent des accumulations de galets très peu fossilifères et faiblement cimentés, s'organisant localement en cordons littoraux (notamment vers +15 m), mais qui semblent

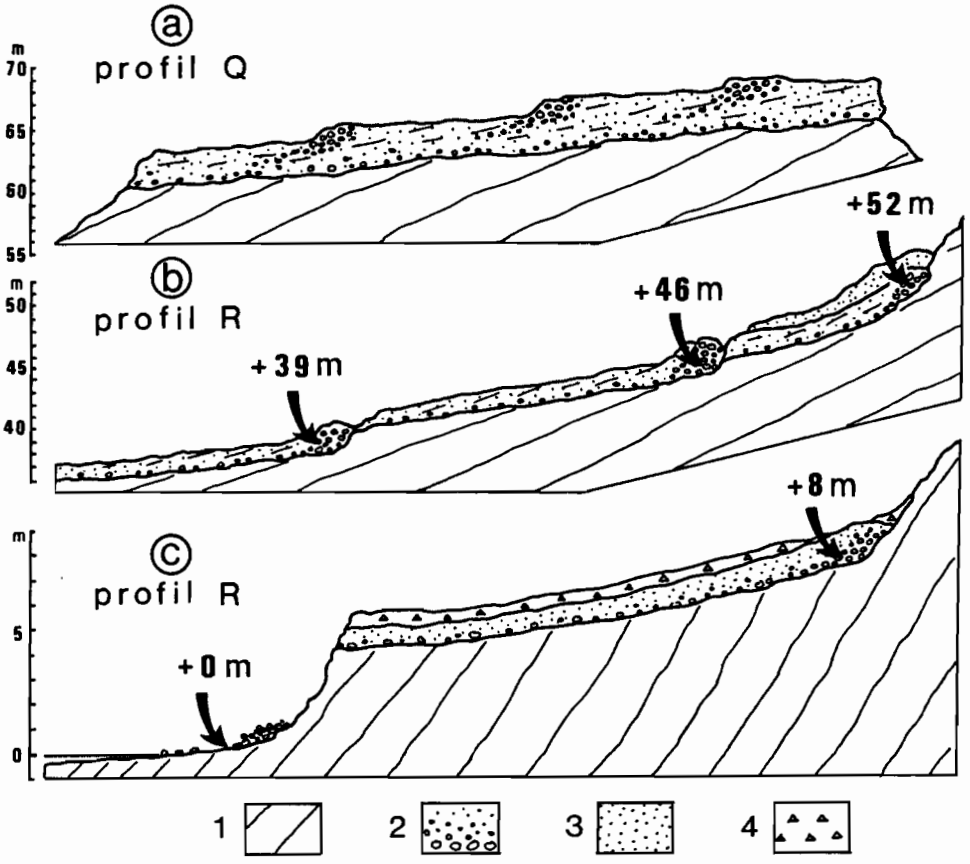


Fig. 5.34.- Différents types de lignes de rivage quaternaires observées dans la région de Campito, côte septentrionale de la péninsule de Vizcaino : a) série de cordons littoraux marquant des phases de retrait de la mer ; b) lignes de rivage successives correspondant à des maxima de transgressions interglaciaires (?) ; c) lignes de rivage actuelle et du maximum marin du dernier interglaciaire.

1- Substratum préquaternaire (formation Valle, du Crétacé) ; 2- Dépôt littoral à galets roulés et sables fossilifères ; 3- Eolianite (Pléistocène moyen) ; 4- Alluvions (Pléistocène supérieur et Holocène) ; 5- Altitude, en mètres, des lignes de rivage correspondant au maximum des transgressions quaternaires.

avoir été déposés lors d'un même cycle marin. Je fixe la limite supérieure de ces dépôts à +20 m, au pied d'un petit talus recoupant des alluvions anciennes.

La ligne de rivage suivante est située à +34 m. Elle se caractérise par un alignement de galets reposant à la limite supérieure d'une terrasse d'abrasion, et au pied d'un ancien escarpement de plusieurs mètres de haut. Des dépôts de calcaires et de grès, de 1 à 2 m d'épaisseur, sans faune bien conservée, affleurent en contrebas de cette ligne de rivage.

Sur la berge du thalweg de l'arroyo de la Mesita, le talus limitant cette dernière ligne de rivage, disparait progressivement et laisse la place à deux cordons de galets marins à +39 et à +46 m d'altitude. Ces cordons s'appuient sur des formes d'érosion littorale (fig. 5.14, coupe b) et marquent des limites d'extension marine, plutôt que des stades de retrait lors d'une régression.

Les deux dernières terrasses marines du profil sont constituées par des dépôts de plusieurs mètres de puissance, culminant, respectivement, à +52 m et +70 m.

Les séquences sédimentaires comprennent, de la base au sommet : un conglomérat bien développé, des calcarénites (LV 1243), fossilifères (Ostrea sp., Tegula sp.) à faune très altérée, et des grès et calcarénites azoïques (grès de plage ou supralittoraux ?). La surface de ces dépôts, comme celle des surfaces d'abrasion, est inclinée vers la mer. La ligne de rivage est localisée à +52 m, au pied d'un escarpement, très bien marqué dans le paysage (et visible sur photos aériennes) et se poursuivant sur plusieurs kilomètres de part et d'autre de ce profil (fig. 5.32).

Bien qu'elle soit éloignée de près de 3 km au sud-ouest de la dernière terrasse de ce profil, l'une des plus hautes terrasses de la région a été représentée dans la fig. 5. Ces hautes terrasses, d'altitudes comprises entre +100 et +120 m, couronnent plusieurs buttes témoins et, de ce fait, sont topographiquement séparées des autres restes littoraux pléistocènes. Compte tenu de la dénivelée de 30 mètres qui existe entre le sommet de ces mesas et les terrasses de +70/+75 m des profils Q et R, on peut penser que ces témoins d'anciens hauts niveaux de la mer ne sont pas contemporains.

5.2.6.2.6. Profil S

Ce profil est composite et représente la succession de dépôts littoraux pléistocènes observés, à plusieurs centaines de mètres les uns des autres, à 4 km environ à l'ouest de Campo Malarrimo (fig. 5.32). Dans cette partie de la côte commence à apparaître une couverture de sables éoliens récents qui, vers l'est, se développe jusqu'à masquer toute forme de relief (jusqu'à +300 m d'altitude). Seule la terrasse la plus récente reste visible.

Les dépôts littoraux pléistocènes les plus bas et les plus récents (LV 1242), qui se situent à quelques mètres d'altitude, contiennent une faune relativement abondante et bien préser-

vée (Barbatia sp., Conus sp., Arca pacifica, Chione sp., etc.).

Des affleurements de grès, calcarénites et conglomérats littoraux ont été observés à diverses altitudes entre +15 et +75 m. Les indications altimétriques portées sur ce profil (fig. 5.33) correspondent au toit des dépôts marins, ou au contact entre ces sédiments littoraux et des dépôts continentaux sous-jacents (dépôts de pente ou dunes). Ces cotes altimétriques sont donc des valeurs minimales de l'altitude atteinte par le niveau marin correspondant.

Dans l'ensemble, les sédiments littoraux (LV 1240, 1241) sont peu fossilifères, à faune typique (Tegula sp., Fissurella sp., Balanus sp.), et présentent une épaisseur de plusieurs mètres. Certains dépôts, notamment à l'affleurement le plus élevé, sont des grès dunaires, azoïques, vraisemblablement supralittoraux.

5.2.6.2.7. Coupes T et U

La coupe T, relevée à 5 km à l'est de Campo Malarrimo (fig. 5.33), montre le seul affleurement de dépôt littoral pléistocène qui reste visible dans cette région, totalement couverte de sables éoliens récents et anciens. La ligne de rivage de cette basse terrasse est à +9 m d'altitude, comme dans les coupes relevées plus à l'ouest.

La coupe U présente l'un des derniers affleurements rocheux (formation Valle) observable dans le talus côtier, très ensablé à l'est de Campo Malarrimo (fig. 5.33). A la base de cette falaise de plus de 40 m de haut subsiste un reste de terrasse d'abrasion marine à +15 m, sur lequel repose une mince couche de sables et graviers littoraux. On ignore l'altitude de la ligne de rivage contemporaine de la formation de cette terrasse ; le fait que celle-ci se trouve au-dessus de +9 m, permet de supposer soit qu'il s'agit d'un reste du dernier interglaciaire qui aurait été soulevé de plusieurs mètres, soit que ce témoin de haut niveau marin est antérieur à la transgression marine du dernier interglaciaire (corrélation possible avec les lignes de rivage de +15 à +23 m des profils P, Q, R et S).

Les sables dunaires qui surmontent la terrasse sont légèrement cimentés et incluent des concrétions (de diamètre centimétrique) ; il s'agit d'éolianites d'âge certainement pré-holocène (Pléistocène supérieur ?).

5.2.6.3. Corrélations morphostratigraphiques et interprétations chronologiques

La côte septentrionale de la péninsule de Vizcaino a enregistré une série remarquable de fluctuations positives de la mer au Quaternaire. Sur les cinq profils relevés entre Punta Eugenia et Campo Malarrimo, quatre à neuf terrasses marines successives ont ainsi été identifiées.

Les sédiments reposant sur les surfaces d'abrasion littorale sont très semblables entre eux, à la fois par leur pétrographie (calcarénites, calcaires gréseux et conglomérats à matrice sableuse et ciment calcaire), leur puissance (1 à 3 m), leur faune, et leur type de stratifi-

cation. Les sédiments de la plus basse et plus récente terrasse sont cependant moins cimentés, et contiennent une faune fossile mieux préservée que les autres. Par ailleurs, les terrasses les plus élevées sont systématiquement les plus encroûtées (encroûtement laminaire superficiel ou en masse, par micritisation).

Une corrélation latérale entre les profils M à U, reposant à la fois sur des critères altimétriques et sur les caractères morphostratigraphiques des terrasses, permet de dégager la séquence régionale suivante :

- 1ère terrasse : bien définie, altitude maximale vers +8/+9 m ; par sa position relative et ses caractères distinctifs, elle peut être attribuée au maximum du dernier interglaciaire (S.I. 5e).
- 2ème terrasse, vers +15 m, mal définie par la morphologie et les restes sédimentaires ; son âge est antérieur à celui de la basse terrasse.
- 3ème ligne de rivage, vers +20/+25 m ; cette terrasse se distingue mal de la précédente, et pourrait appartenir à un même cycle interglaciaire (S.I. 7 ?).
- une terrasse, vers +35 m, caractérisée par une vaste surface d'abrasion marine (durée plus longue de la phase de haut niveau marin ?) et des dépôts abondants, se trouve dans tous les profils (S.I. 9 ?).
- la terrasse observée vers +46 m, dans quatre profils, est également bien développée. Elle a été formée antérieurement à la terrasse de +35 m, mais on n'exclut pas qu'elle soit également antérieure à la terrasse de +54 m (S.I. 13 ?)
- à +54 m environ, se trouve une ligne de rivage bien marquée, au pied d'une paléofalaise littorale importante. Cette disposition morphologique, assurément significative, pourrait s'expliquer par le fait qu'une longue période (couvrant deux cycles climatiques) se soit écoulée entre la formation de la terrasse supérieure (+70 m) et celle de cette terrasse (+54 m) (S.I. 11 ?).
- la terrasse suivante, à +70 m, est vaste et bien développée, tout au moins entre Campito et Campo Malarrimo (S.I. > 17 ?)
- les rares restes de hautes terrasses, d'altitude comprise entre +90 et +140 m, sont difficiles à corréler entre eux. S'agit-il de restes littoraux (et infralittoraux ?) déposés lors d'une même phase de haut niveau marin (S.I. 23 ?), ou peut-on distinguer (du fait de leur altitude seulement) trois terrasses à +91 m, +105 m et +115/+140 m ?

Selon les hypothèses chronostratigraphiques proposées, l'ensemble des terrasses marines seraient d'âge pléistocène, les plus anciennes appartenant au Pléistocène inférieur (et non au Pliocène, comme le suggère Robinson, 1975).

Indépendamment des interprétations chronologiques, la série de profils relevés permet de montrer qu'un mouvement de surrection uniforme, dans l'espace tout au moins, a affecté le littoral septentrional de la péninsule. Cette constatation, qui découle de la corrélation latérale des lignes de rivage de +8/+9 m et de +35 m implique qu'aucune faille à rejet vertical important n'a joué lors des dernières centaines de milliers d'années.

5.2.7. Les îles de Cedros et San Benito

5.2.7.1. L'île de Cedros

5.2.7.1.1. Généralités

L'île de Cedros, longue de 39 km du nord au sud, constitue un prolongement de la Sierra de Vizcaino, à 20 km au nord-ouest de Punta Eugenia (fig. 5.35) (Osorio-Tafall, 1948). Au sud de l'île, le détroit qui relie la baie de Vizcaino à l'Océan Pacifique ne dépasse pas 70 mètres de profondeur, et constituait donc un isthme entre l'île et Punta Eugenia lors des phases glaciaires de bas niveaux marins. A une vingtaine de kilomètres au sud-ouest de l'île se trouve la profonde (4 000 m) fosse de Cedros.

Peu de travaux ont été consacrés à la reconnaissance des dépôts quaternaires de Cedros (Stearns, 1894 ; Van West, 1958 ; Kilmer, 1966, 1969, 1979). Hertlein (1934) publia une liste de faunes provenant de terrasses marines (+15 à +30 m) de la côte orientale de l'île, et qui avaient été récoltées par Ochsner, en 1905, et par Hanna, en 1922 (tabl. A6.11-V). Lors de sa cartographie de l'île, Kilmer (1979) dénombrait quatre terrasses marines auxquelles sont associés des dépôts alluviaux. Les trois plus anciennes terrasses, vers +17, +28 et +68 (à +90 ?) m seraient visibles, en particulier, à proximité de Campo Wylie ; la plus récente des terrasses, vers +5 m, serait presque continue autour de l'île (Kilmer, 1979). Selon le même auteur, de faibles soulèvements, attestés de nos jours par la simiscité locale, se seraient produits depuis la fin du Pléistocène supérieur et expliqueraient notamment que la basse terrasse se trouve à des altitudes variant de +2 à +17 m dans les environs du village de Cedros.

5.2.7.1.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires

Mes recherches dans l'île de Cedros se sont limitées à un rapide examen de quelques localités du sud-ouest de l'île. Ces informations sont résumées dans la fig. 5.36.

Au nord du village de Cedros, et en particulier au nord du Cañon San Carlos, la côte est accore. Pourtant, en divers points, on y distingue des traces de lignes de rivage sous la forme de très étroites banquettes d'abrasion littorale, parfois couvertes d'éboulis consolidés, vers +15 et +40 (?) m (coupe C, fig. 5.36).

Au sud de l'embouchure de Gran Cañon, est préservé un dépôt de terrasse marine, fossilifère (tabl. A6.11-Z'), de 3 m de puissance (LT 895, coupe D, fig. 5.36). La ligne de rivage maximale de la terrasse se situe à +16 m. Cette terrasse se poursuit vers le nord, au moins jusqu'au lieu-dit El Choyal.

Immédiatement au sud du village de Cedros, trois terrasses marines ont été dénombrées. La plus élevée, située à +100 m d'altitude, à l'ouest de l'école technologique, correspond à un sommet de relief aplani.

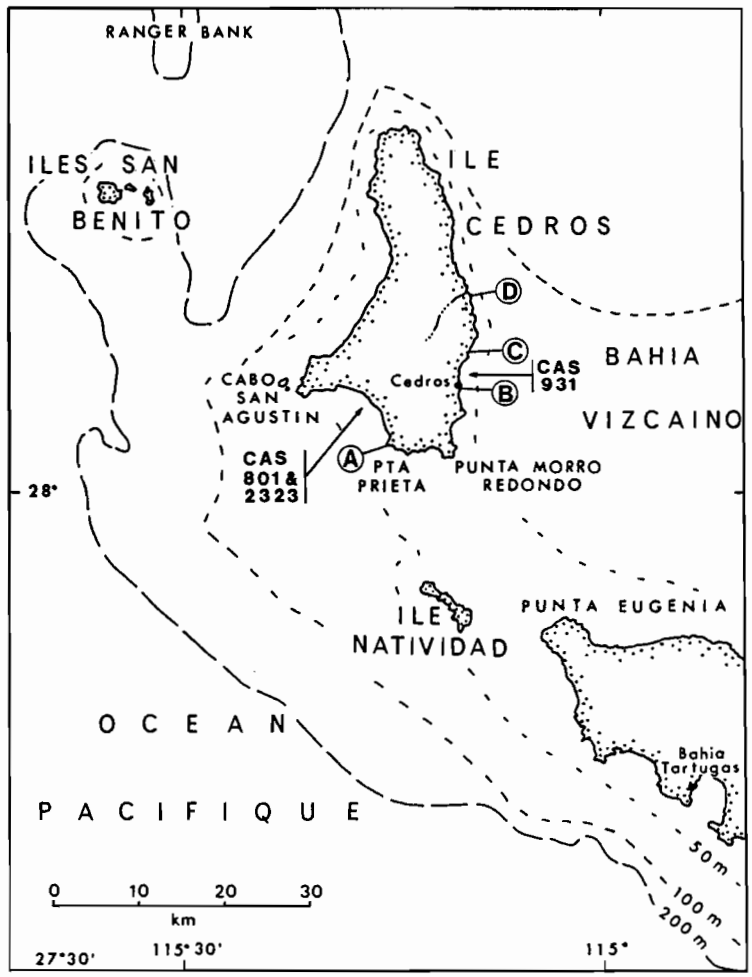


Fig. 5.35.- Les îles Cedros et San Benito : localisation des profils étudiés (voir fig. 5.36) et des échantillons prélevés par Hertlein (1934).

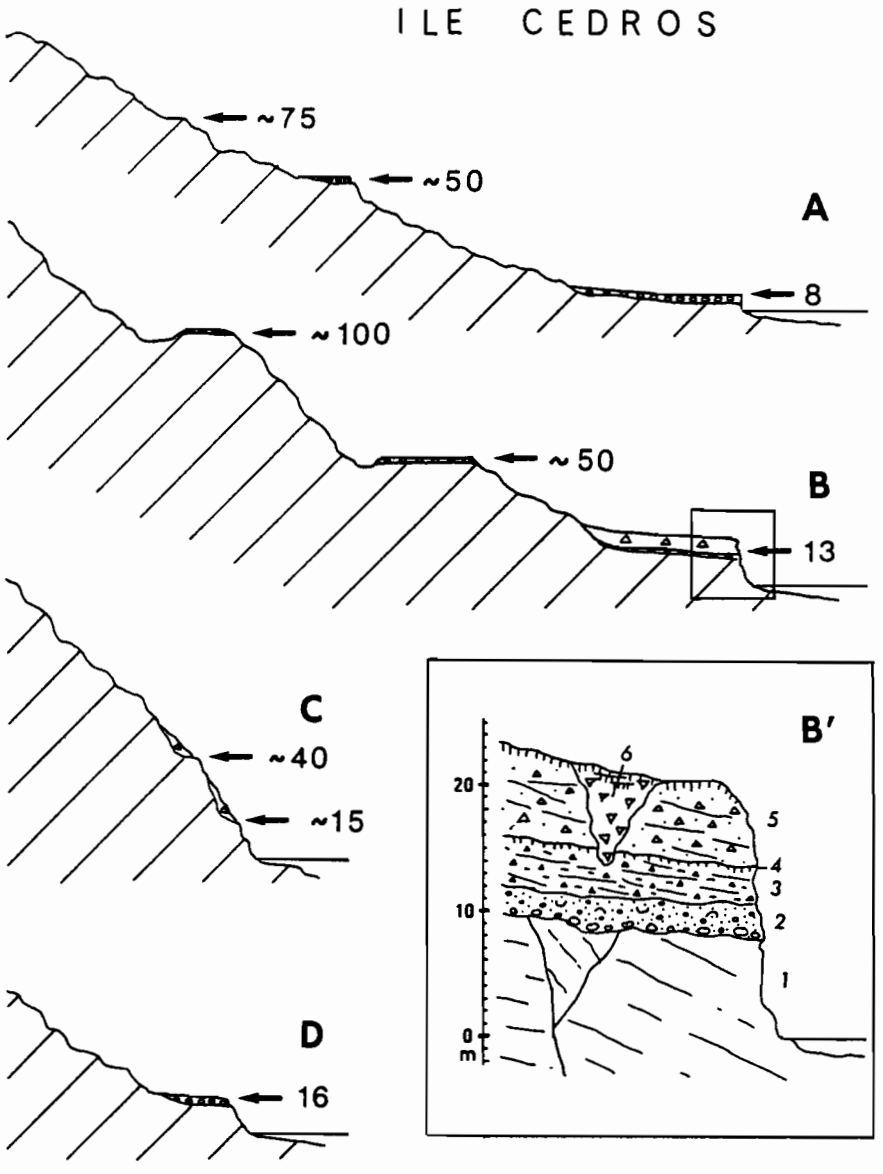


Fig. 5.36.- Profils des côtes orientale et sud-orientale de l'île de Cedros, montrant la position altimétrique (en m) des traces de hauts niveaux marins pléistocènes (voir localisation des profils fig. 5.35).

Coupe B' détaillant la stratigraphie des dépôts qui surmontent la terrasse attribuée au Pléistocène supérieur:

1- Grès fins à lentilles de conglomérats, de la formation Almejas (Pliocène) ; 2- Sables et graviers littoraux arrondis, avec galets à la base, peu fossilifères (Chione undatella et Astraea undosa prédominants) (LT 890) ; 3- Alluvions sablo-limoneuses beiges ; 4- Paléosol formé de deux horizons brun clair, reposant sur un niveau à concrétions calcaires ; 5- Alluvions grises à graviers et cailloutis ; 6.- Remplissage d'entaille fluviatile, à blocs et cailloux et ciment calcaire beige-rosé, en subsurface : trois paléosols superposés et encroûtement superficiel.

Un dépôt conglomératique, à galets arrondis et faune roulée et altérée (LT 891) (tabl. A6.11-Z), et localement très encroûté (LT 892), repose sur cette surface d'abrasion marine.

La deuxième terrasse en altitude a été observée vers +50 m, et se présente également sous la forme d'un entablement légèrement incliné vers la mer.

La dernière terrasse, enfin, se situe le long du trait de côte. La falaise littorale actuelle, très abrupte, montre en coupe, de la base au sommet : le substratum pliocène, souvent faillé, une surface d'abrasion couverte de galets arrondis et au-dessus de sables grossiers et graviers littoraux (LT 890) fossilifères (tab. A6.11-Y), puis une séquence composite d'alluvions (coupes B et B', fig. 5.36). Des entailles fluviatiles perpendiculaires au rivage actuel permettent d'évaluer la position altimétrique de l'ancien pied de falaise à +13 ou +14 m, malgré la forte épaisseur (de l'ordre de la dizaine de mètres) de la série continentale.

La structure de la séquence continentale qui surmonte la terrasse marine suggère qu'il y a eu successivement :

- sédimentation de colluvions et d'alluvions fines, dès le début de la régression ;
- phase d'arrêt de la sédimentation continentale et formation d'un sol ;
- reprise de la sédimentation, avec des éléments un peu plus grossiers (précipitations plus fortes ?) ;
- phase d'érosion, marquée par des creusements fluviatiles (précipitations encore plus fortes, ou plus concentrées dans le temps, ou encore abaissement relatif du niveau de base).
- remplissage de ces entailles fluviatiles par un matériel très grossier (plus grande compétence des eaux de ruissellement ?) ;
- cimentation et encroûtement de ces dépôts de remplissage, puis formation de trois sols successifs (sur 3 ou 4 m) ;
- encroûtement superficiel de la surface morphologique de la terrasse, à une époque récente (Holocène ?) ;
- érosion du front de la falaise côtière, depuis que le niveau marin holocène a atteint sa cote actuelle.

Au sud-est de l'île, entre Punta Morro Redondo et le village de Cedros, au moins trois surfaces de piémont d'altitudes décroissantes peuvent être différenciées. Le plus bas et le plus récent de ces glacis s'est formé postérieurement à la dernière terrasse marine. Le glacis le plus ancien est protégé de l'érosion par plusieurs mètres de grès cimentés et encroûtés.

Sur la côte sud-occidentale de l'île, entre Punta Prieta et El Playon, une autre série de terrasses a été examinée. La terrasse la plus élevée se trouve vers +75 m (coupe A, fig. 5.36). La deuxième terrasse est observée vers +50 m ; l'ancienne surface d'abrasion qui la définit

est couverte de grès grossiers et de graviers arrondis encroûtés, à faune peu abondante (Chama sp., Serpulorbis sp.) (LT 894). Vers l'est, cette terrasse semble se décomposer en trois lignes de rivage, étagées entre +40 et +50 m. La terrasse la plus basse, et de loin la mieux développée, se trouve à quelques mètres d'altitude seulement. La ligne de rivage associée à cette terrasse est à une altitude voisine de +8 m.

La faune littorale abondante (tabl. A6.11-W) est dominée par Epilucina californica (in situ), Megathura crenulata et Fissurella volcano (LT 893).

La légère décroissance de l'altitude de la ligne de rivage de la basse terrasse, du nord vers le sud de l'île, traduit un basculement récent de la région. Malgré l'absence de données géochronologiques précises sur la basse terrasse, son large développement, ainsi que son état de préservation général, laissent peu de doute quant à l'âge S.I. 5e qu'on lui attribue.

5.2.7.2. Les îles San Benito

Les îles San Benito (fig. 5.35) n'ont fait l'objet que de quelques études géologiques (Berzunzza, 1955 ; Mc Intyre & Shelton, 1957 ; Van West, 1958 ; Cohen et al., 1963).

Bien que je n'aie pas eu la possibilité de visiter ces îles, je rappellerai certains résultats de l'étude de reconnaissance réalisée par Cohen et collaborateurs (1963).

Trois terrasses marines sont très nettement marquées dans la topographie des trois îles. La terrasse la plus élevée, visible seulement sur l'île occidentale, est régulièrement inclinée, entre +150 et +90 m, vers le nord-ouest (angle de 5°). La deuxième terrasse, observée généralement entre +30 et +70 m, a été déformée de manière distincte sur l'île orientale (où elle présente une pente de 5° ESE), dans la partie méridionale de l'île occidentale (pente de 4°), et dans la partie nord-occidentale de l'île occidentale (pente de 5°S).

La troisième terrasse, la plus récente, est la mieux préservée, notamment dans les îles occidentale et centrale. Dans la première île, la surface de la basse terrasse varie de +6 à +18 m ; dans la seconde île, cette terrasse s'élève de +6 à +30 m (pente de 2°W).

Les dépôts associés à ces surfaces sont peu épais et peu cimentés. Certaines des inclinaisons signalées ci-dessus correspondent probablement à des pentes naturelles de zones infralittorales, et d'autres sont le signe de basculements tectoniques.

5.2.8. Synthèse régionale

5.2.8.1. Corrélations latérales et interprétations chronologiques

La péninsule de Vizcaino est exceptionnellement riche en témoins de hauts niveaux marins pléistocènes. Une dizaine de lignes de rivage successives ont été observées en

plusieurs localités de la péninsule. Les plus récentes d'entre elles ont fait l'objet de mesures géochronologiques, mais seule une partie des résultats semble être utilisable et significative. Les données aminostratigraphiques permettent ainsi de distinguer des dépôts attribuables aux hauts niveaux marins des stades isotopiques S.I. 5a/c, S.I. 5e, S.I. 7 et de ceux qui sont antérieurs (ou contemporains) au S.I. 9.

Au sein de chaque zone étudiée, dans la péninsule, des corrélations morphostratigraphiques et des interprétations chronostratigraphiques ont été proposées. Le tabl. 5.3 présente une tentative de corrélation générale, à l'échelle de la péninsule de Vizcaino. Cette synthèse chronostratigraphique est largement interprétative, en particulier pour les terrasses les plus anciennes (fig. 5.37).

Selon cette corrélation synthétique, les dépôts littoraux les plus anciens, observés à des altitudes de l'ordre de +100 m, dateraient d'environ 1 million d'années.

5.2.8.2. Conclusions d'ordre néotectonique

L'étagement des témoins de hauts niveaux marins pléistocènes est la manifestation d'un soulèvement régional. Les différences d'altitude entre les lignes de rivage successives (environ 10 m) suggèrent que le soulèvement a été relativement régulier, surtout si l'on établit une corrélation entre ces vestiges de haut niveau marin et les phases climatiques interglaciaires du Pléistocène moyen (périodicité d'environ 100 ka).

La vitesse de soulèvement moyenne de la région est ainsi évaluée à 100 mm/10^3 ans. Les corrélations latérales entre terrasses anciennes, d'une région à l'autre, ne sont pas suffisamment assises pour que l'on puisse déterminer des différences de taux de soulèvement dans la péninsule. La comparaison altimétrique des traces de haut niveau marin du dernier interglaciaire conduit à envisager, pour le Pléistocène supérieur, un taux de soulèvement légèrement supérieur dans la zone de Bahia Tortugas, et légèrement inférieur sur la côte septentrionale de la péninsule, par rapport à l'ensemble de la zone Abreojos-Bahia Asuncion.

Le soulèvement régional de la zone de Bahia Tortugas est lié à l'activité tectonique des failles de Tortugas, La Bamba et La Valisa mais ne doit pas être confondu avec celle-ci ; le rejeu de la faille de Tortugas provoque des déplacements verticaux d'une quinzaine de mètres de cette terrasse mais la région côtière comprise entre Puerto Nuevo et Punta Rompiente a enregistré le plus haut niveau marin du dernier interglaciaire à une altitude (+17 $\pm$2 m) supérieure, de quelques mètres, à celle qui caractérise le reste de la péninsule de Vizcaino.

5.3. LA CÔTE OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE NORD

5.3.1. Introduction

Du fait de sa proximité avec la Californie, la région côtière de Basse Californie Nord a très tôt attiré les chercheurs nord-américains, en particulier ceux qui étu-

Age supposé (S.I.)	Abreojos/ San Hipolito	Bahia Asuncion	Bahia San Roque	Bahia San Cristobal	Bahia Tortugas	Punta Eugenia/Malarrimo	Ile Cedros	Iles San Benito
5 a/c	+6	+5			+5/+8			
5 e	+12	+12	+6 ?	+12/+17	+17± 2	+9	+13	+18?
7	+21	+22	+11?		+20	+15/+23		
9?	+30	+33	+30			+35		
11?	+40	+38	+42		+50	+54	+50	+70?
13/15?	+56	+49				+46 ?		
17?	+68	+60	+60			+70	+75	
19/21?	+75	+78	+100	+65/+140		+91		
23?	+90	+85	+130	+120/+190	+40/+140	+105/+140	+100	+150?

Tabl. 5.3- Corrélation hypothétique des terrasses marines de la péninsule de Vizcaino et des îles proches. Les terrasses sont caractérisées par l'altitude maximale (en m) atteinte par le niveau marin lors du maximum de la transgression correspondante.

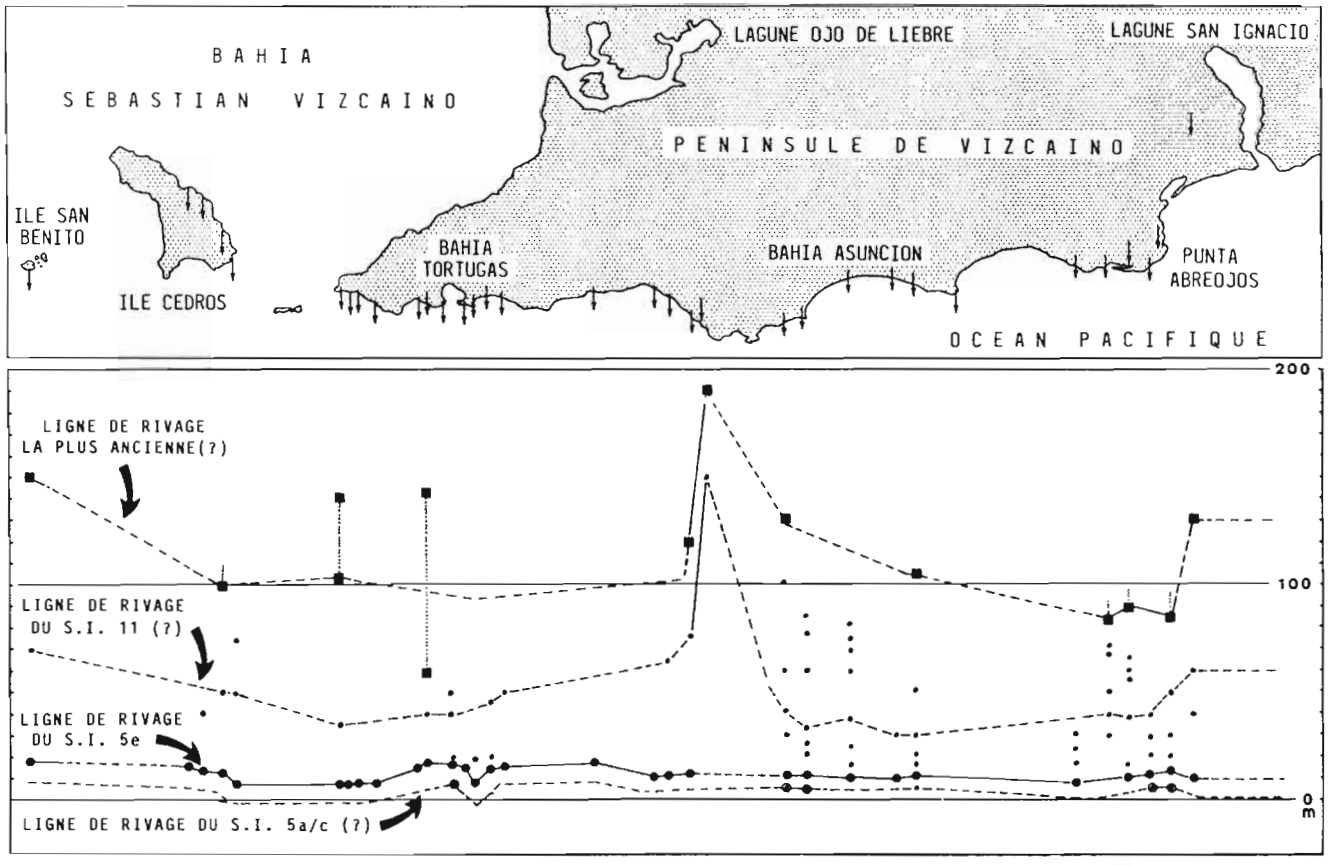


Fig. 5.37.- Distribution spatiale des principales terrasses marines quaternaires observées sur la côte sud-occidentale de la péninsule de Vizcaino, et corrélation latérales proposées.

Les traits continus marquent les corrélations chronostratigraphiques les mieux établies ; les tiretés figurent les corrélations plus hypothétiques.

diaient les dépôts littoraux quaternaires. Ainsi, de nombreuses localités fossilifères de terrasses marines pléistocènes y ont été décrites. Je présenterai ici à la fois le résultat de mes recherches et l'essentiel des informations publiées sur le Quaternaire marin de la côte pacifique de Basse Californie Nord. Outre la description sommaire des principales terrasses connues, certaines interprétations faites par d'autres auteurs seront mentionnées dans la mesure où elles appellent quelques commentaires ou critiques.

La présentation des données concernant les terrasses marines du nord-ouest de Basse Californie se fera en deux parties, la première couvrant la région littorale s'étendant depuis la limite avec l'état de Basse Californie Sud (28° N) jusqu'à El Rosario (30° N), la seconde s'étendant de El Rosario jusqu'au sud de la Californie (33° N). Dans chacune de ces deux régions, on repassera en revue les résultats principaux concernant le nombre, l'altitude et les données géochronologiques des différentes terrasses repérées. L'essentiel des listes de faunes fossiles décrites dans les dépôts marins de cette région est fourni en annexe A6 (tabl. A6.12 à A6.15).

5.3.2. La côte de Basse Californie Nord au sud de El Rosario

5.3.2.1. Morro Santo Domingo

Le cône basaltique (quaternaire) de Morro Santo Domingo constitue le premier affleurement rocheux de la baie de Vizcaino, au nord des zones de lagunes et de plages sableuses de Ojo de Liebre, Guerrero Negro et Manuela (fig. 5.38). Au nord de ce petit massif volcanique isolé, la côte est rectiligne, d'orientation NNE-SSW, et bordée par un imposant système de dunes littorales dont le sommet dépasse souvent +30 m d'altitude.

> Au pied du cône volcanique, des restes de transgressions marines pléistocènes se présentent sous la forme de placages de sables et graviers faiblement cimentés (LR 506, 507). Ces dépôts littoraux contiennent une faune bien préservée où prédominent Amiantis callosa, Pseudochama sp. Acanthina sp. et Thais sp. (tabl. A6.12-A).

La position altimétrique de ces dépôts, dont certains correspondent à des remplissages de grottes sous-marines, suggère que le niveau marin du maximum de la transgression se trouvait à une altitude au moins égale à +5 m. Compte tenu de l'absence d'autres restes littoraux pléistocènes et de la bonne préservation des faunes, j'attribue ce dépôt au haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

5.3.2.2. La région de Punta Rosarito-Punta Santa Rosalillita

5.3.2.2.1. Les terrasses marines

A partir de l'embouchure de l'arroyo El Salinito, en venant du sud, la côte devient rocheuse et relativement découpée, et l'on observe une succession de baies, de quelques kilomètres de long, séparées par des caps rocheux de

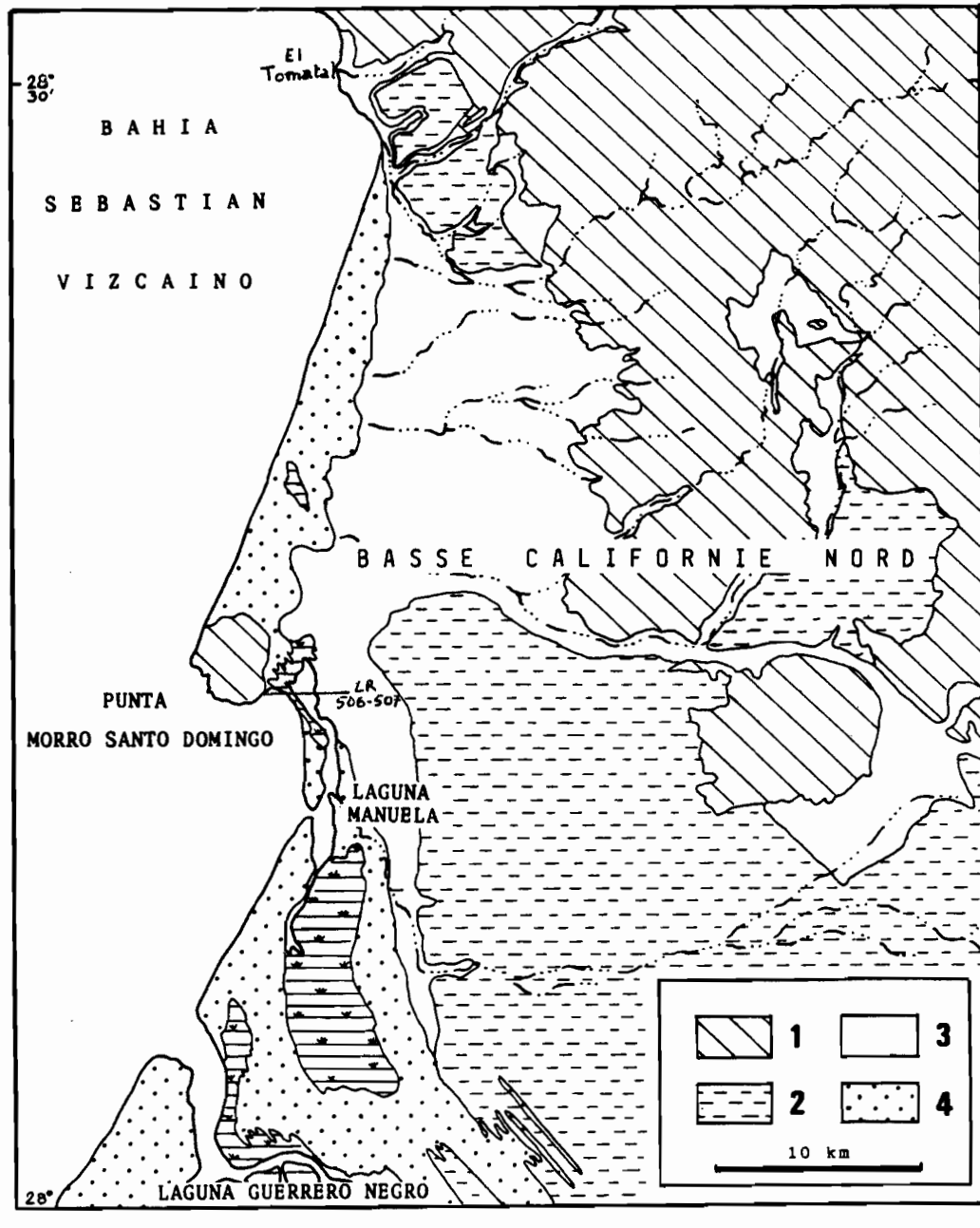


Fig. 5.38.- Schéma géologique simplifié de la région de Morro Santo Domingo, selon Gastil et collaborateurs (1975). 1- Unités pré-Quaternaires (et laves quaternaires). 2- Quaternaire fluviatile (?). 3- Alluvions. 4- Dunes holocènes.

Une partie des zones cartographiées comme Quaternaire fluviatile correspond à des dépôts littoraux pléistocènes fortement encroûtés.

composition lithologique variée (granite, diabase, volcanites de la formation Alisitos, etc.) (fig. 5.39).

La région côtière située entre El Tomatal et Punta Negra (fig. 5.39) a fait l'objet d'une étude géomorphologique de détail orientée vers la reconnaissance et la cartographie de terrasses marines pléistocènes (Woods, 1978, 1980). Ces travaux, qui succèdent à ceux d'Arnold (1957), Andersen (1966) et Fife (1968a, 1968b, 1974), établissent l'existence d'au moins trois terrasses marines bien développées dans la région (tabl. 5.4).

5.3.2.2.1.1. La basse terrasse ("Tomatal")

La basse terrasse, largement développée de part et d'autre de l'embouchure de l'arroyo Rosarito (fig. 5.40), est formée par une surface d'abrasion, recouverte de sédiments marins et d'une couche d'alluvions superficielles. Dans les environs de El Tomatal et de Punta Rosarito, la terrasse a une largeur moyenne de 1 km ; le pied de l'ancienne falaise littorale qui la limite se situe à +7 m d'altitude.

Le sédiment littoral associé à cette terrasse est graveleux, hétérométrique et irrégulièrement consolidé par des encroûtements calcaires (LR 510, LU 1123). Ceux-ci se présentent sous plusieurs formes : calcimicrite diffuse jouant le rôle de ciment (surtout lorsque la granulométrie est élevée), croûte laminaire superficielle (1 cm d'épaisseur), ou encore horizons d'accumulation calcaire paraissant interstratifiés dans les lits sableux et graveleux.

La faune de ces dépôts (tabl. A6.12-C) est généralement bien conservée ; les tests de Tegula gallina et de Donax gouldii, en particulier, présentent souvent leur couleur et leur brillant originels. Emerson et Hertlein (1960) ont étudié la faune de cette terrasse (tabl. A6.12-D), dans les environs immédiats du village de Santa Rosalillita (fig. 5.39, localité F2) ; selon ces auteurs, la composition de la faune fossile révèle des paléotempératures légèrement supérieures aux températures actuelles.

Trois tests fossiles (Saxidomus sp. et Chione sp.) de cette terrasse ("Tomatal") ont été soumis à une analyse aminostratigraphique par Woods (1978, 1980) ; deux fossiles (localité F6, fig. 5.39 ; échantillons 77-38 et 77-43) ont livré des résultats suggérant un âge S.I. 5e, tandis que le troisième (localité F2, échantillon 77-36) apparaît plus ancien (Wehmiller, in Woods, 1980).

5.3.2.2.1.2. La terrasse moyenne ("Andres")

La deuxième terrasse de la région, dénommée "Andres" par Woods (1978, 1980), s'exprime assez mal dans le paysage : la plate-forme est plus étroite et la paléofalaise qui la limite est moins bien marquée que celle de la basse terrasse (fig. 5.40 et 5.41). Selon Woods (op. cit.), la cote de la limite marine de cette terrasse varie de +31 à +24 m, entre Punta Santa Rosalillita et El Tomatal.

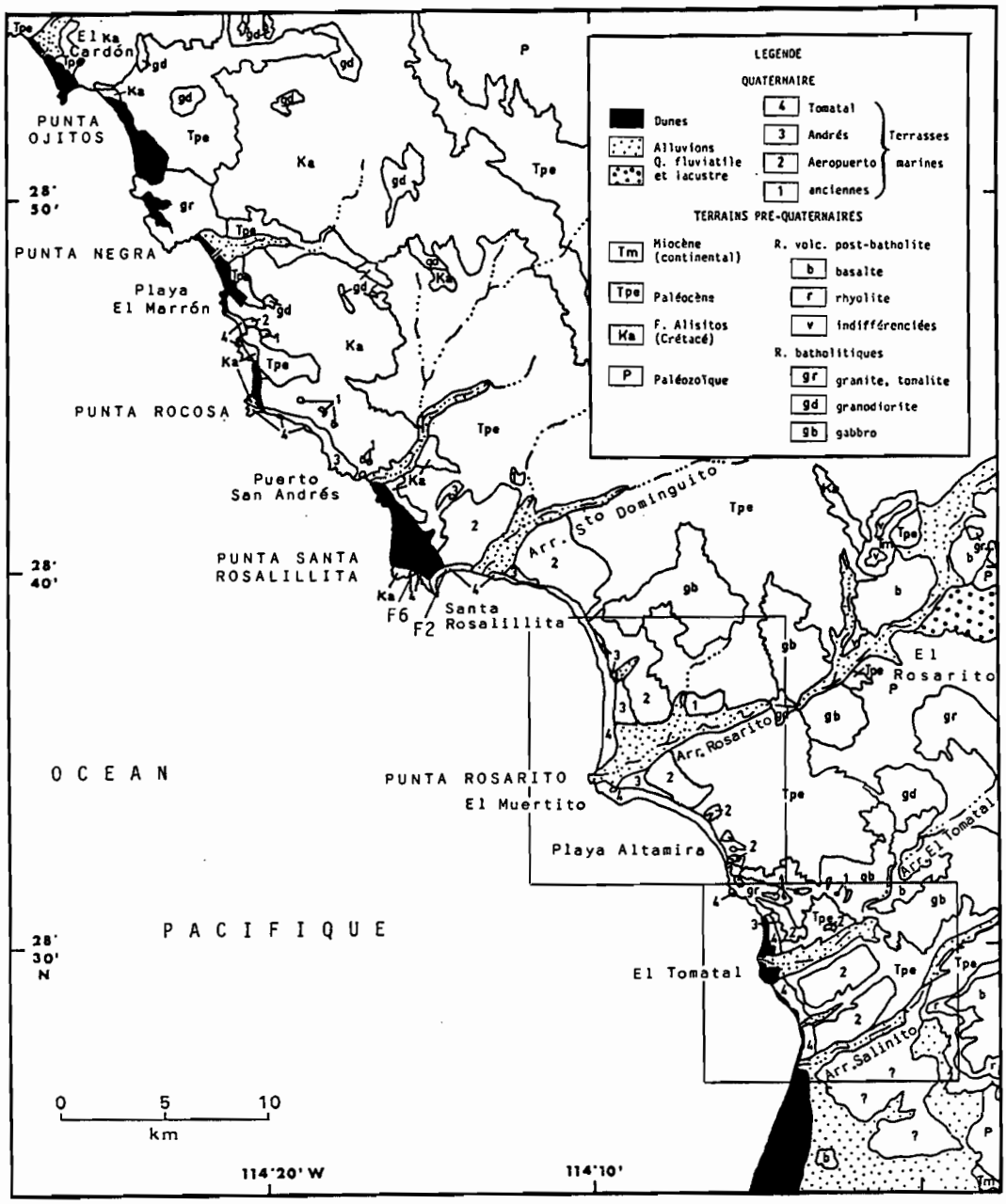


Fig. 5.39.- Carte géologique simplifiée de la région de Santa Rosalillita (modifiée d'après Fife, 1974 ; Gastil et al., 1975, et Woods, 1980), montrant la localisation des principales terrasses marines quaternaires.

F6 et F2 sont les sites datés par aminostratigraphie par Woods (1978, 1980) ; F2 représente également la localisation des échantillons de faune de la basse terrasse étudiés par Emerson et Hertlein (1960).

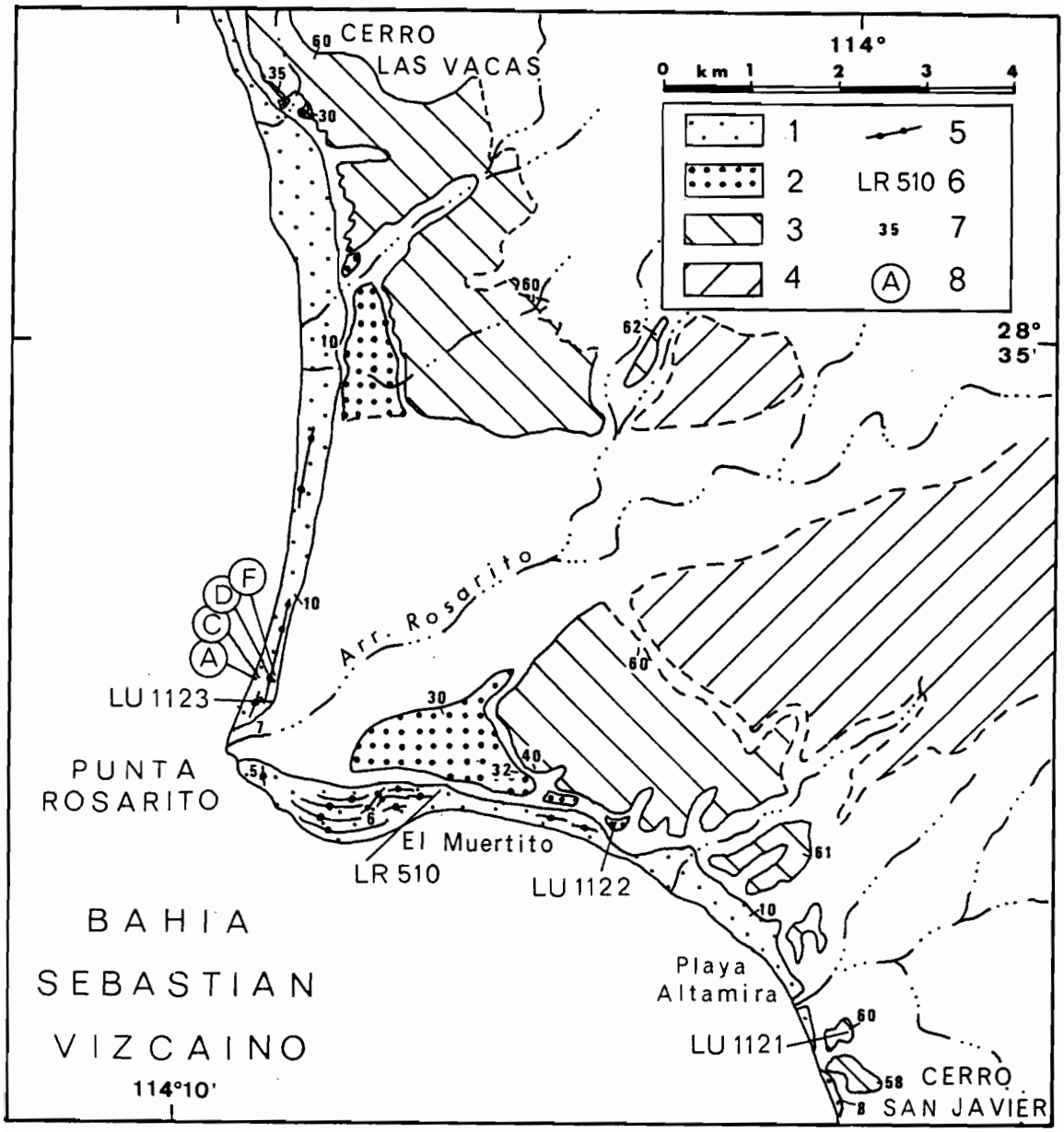


Fig. 5.40.- Les environs de Punta Rosarito (voir localisation fig. 5.39) : cartographie des terrasses marines pléistocènes (modifié d'après Woods, 1980), et localisation des échantillons prélevés, et des cordons littoraux étudiés par Woods et Leahy (1983) (voir fig. 5.42).

1- Terrasse "Tomatal" (Pléistocène supérieur) ; 2- Terrasse "Andres" (Pléistocène moyen) ; 3- "Terrasse Aeropuerto" (Pléistocène moyen ?) ; 4- Terrasse ancienne (Pléistocène inférieur ?) ; 5- Cordons littoraux, A à F : cordons étudiés par Woods et Leahy (1983), voir fig. 5.42 ; 6- Echantillons de sédiments et de faune pléistocènes prélevés ; 7- Points cotés en mètres (selon Woods, 1980).

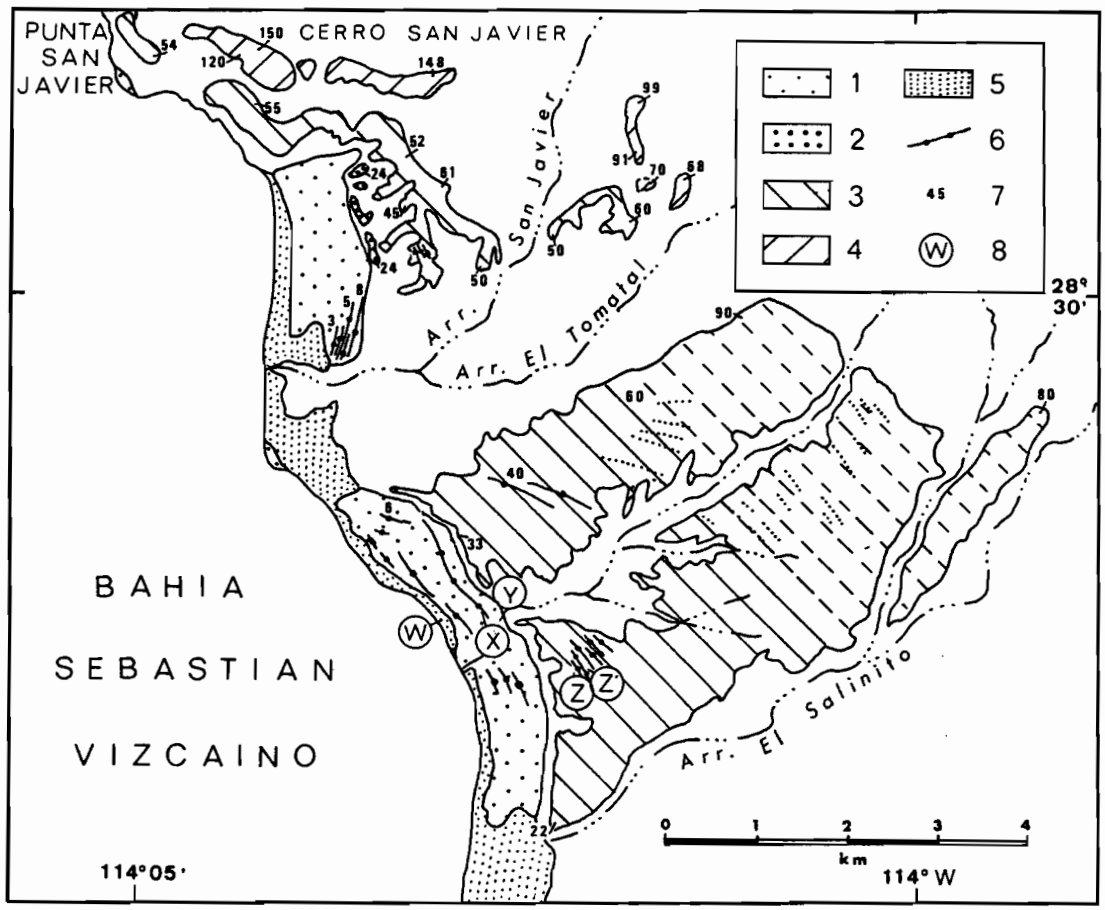


Fig. 5.41. - Les environs de El Tomatal (voir localisation fig. 5.39) : cartographie des terrasses marines pléistocènes (modifiée d'après Woods 1980, fig. 7), localisation des cordons littoraux étudiés par Woods et Leahy (1983), voir fig. 5.42.

1- Terrasse "Tomatal" (Pléistocène supérieur) ; 2- Terrasse "Andres" (Pléistocène moyen ?) ; 3- Terrasse "Aeropuerto" (Pléistocène moyen ?) ; 4- Terrasses anciennes (Pléistocène moyen et inférieur ?) ; 5- Dunes holocènes ; 6- Cordons littoraux , W à Z' : cordons étudiés par Woods et Leahy (1983), voir fig. 5.42 ; 7- Points cotés en mètres (selon Woods, 1980).

Les dépôts littoraux associés (LU 1122) sont rares et caractérisés par une forte altération diagénétique : calcaire pulvérulent blanchâtre et argiles pédogénétiques constituent l'essentiel du sédiment. Au microscope, les bioclastes (totalement recristallisés ou en fantômes) et les lithoclastes apparaissent souvent entourés d'une micrite brun sombre épaisse. Ces dépôts ont subi, outre ces altérations, plusieurs phases d'encroûtement superficiel (croûtes laminaires). Je n'ai observé aucun reste de faune déterminable mais Woods (1980) signale, pour cette terrasse, un unique site fossilifère (à Mytella cf guyanensis, Mytilus californianus et Dendraster vizcainoensis).

5.3.2.2.1.3. La haute terrasse ("Aeropuerto")

La troisième terrasse ("Aeropuerto", selon Woods) est la plus développée de la région et mesure souvent plusieurs kilomètres de large (inclinaison de 0,5 à 2° vers la mer). Son altitude est de +60 ±5 m (tabl. 5.4).

Les dépôts associés (LU 1121) sont des calcaires gréseux et conglomératiques et des biocalcarénites recouverts en surface par un encroûtement laminaire peu épais. Les éléments lithiques du conglomérat sont tous arrondis (roulés), souvent aplatis, et de forme allongée. Les bioclastes sont beaucoup plus abondants et moins profondément altérés que ceux de la deuxième terrasse.

5.3.2.2.1.4. Autres terrasses

Dans l'ensemble de la région, et notamment au nord de Punta San Javier, on ne distingue nettement que les trois terrasses mentionnées (fig. 5.40). Fife (1968a, et in Gastil et al., 1975) et Woods (1980, fig. 5.41) signalent cependant l'existence de hautes surfaces, à plus de +100 m d'altitude, qui pourraient être d'origine marine. La localisation de ces terrasses mal définies est indiquée fig. 5.41.

L'interfluve qui sépare les arroyos El Tomatal et El Salinito est formé par une vaste surface morphologique inclinée vers le sud dont l'altitude décroit de près de +100 m à +30 m environ (fig. 5.41). Woods (op. cit.) attribue la partie inférieure de cette surface à la terrasse Aeropuerto ; il n'a pas été déterminé s'il s'agit d'une surface d'abrasion littorale, formée lors de la transgression correspondante, qui aurait été basculée, ou s'il s'agit d'une surface façonnée en plusieurs fois par la mer et sur laquelle les alignements de cordons littoraux représenteraient des limites de transgressions marines interglaciaires. Notons par ailleurs, que, dans cette région, Woods (op. cit.) n'a pas identifié la terrasse "Andres".

Au nord de l'arroyo El Tomatal, trois lambeaux de terrasses vers +70, +100 et +150, m assez bien individualisés, semblent constituer des traces de trois transgressions marines distinctes dont les âges seraient antérieurs à

Arnold, 1957	Andersen, 1966	Fife, 1968	Woods, 1978, 1980		
Région de Sta Rosalillita	N Tomatal	Région de Sta Rosalillita	El Marron N Sta Rosalillita	Sta Rosalillita Tomatal	Dénomination
+7/+9		+4,5/+6	+7 ± 1	+7 ± 1	Tomatal
+17		+18			
+24			+31	+24 ± 1	Andres
	+45/+51	+42			
+61		+61	+65	+58/+54	Aeropuerto
	+90 +150				

Tabl. 5.4 - Récapitulation des données altimétriques concernant les terrasses marines dans la région de Santa Rosalillita, selon divers auteurs.

Type de dépôt associé (1)	Altitude (m) (2)	Age apparent (ans B.P.) (3)	N°analyse (4)
Cordon C	+6,2	1 035 + 250	2424C
Cordon X	+8,4	1 150 + 230	2424F
Dépôt de terrasse		3 200 + 280	2424B
Dépôt de terrasse	+6,4	14 415 + 1 135	2424E
Dépôt de terrasse		15 555 + 1 270	2424A

(1) : Localisation des cordons et des échantillons fig. 5.40 et 5.41.
(2) : Altitude de la crête des cordons ou du dépôt échantillonné, par rapport au NMM (selon Woods et Leahy, 1983, p. 172 et tabl. 13).
(3) : Ages apparents non corrigés ; 1/2 T = 5 568 + 30 ans.
(4) : Analyses de l'Institute of Geophysics and Planetary Physics, Univ. of California at Los Angeles.

Tabl. 5.5 - Résultats de datations radiométriques obtenus par Woods et Leahy (1983), sur des coquilles marines "associées" à des cordons littoraux situés sur la basse terrasse (Tomatal) des zones de Punta Rosarito (fig. 5.40) et El Tomatal (fig. 5.41) .

celui de la terrasse "Aeropuerto". Selon cette interprétation, basée sur les informations fournies par Woods (op. cit.), ce seraient donc six, et non trois, terrasses marines pléistocènes qui seraient présentes dans cette région.

5.3.2.2.2. Réinterprétation de l'étude des cordons littoraux de Woods et Leahy (1983).

Dans une étude paléogéographique de cette région, Woods et Leahy (1983) ont analysé divers paramètres relatifs à l'altération des cordons littoraux et des galets qui les constituent. Neuf cordons littoraux ont été étudiés : deux modernes, cinq localisés sur la basse terrasse ("Tomatal"), et deux sur une terrasse plus ancienne ("Aeropuerto") ; les mesures portent d'une part sur la morphométrie et la position relative des cordons, et d'autre part sur divers critères d'altération des galets tels que : rugosité superficielle, auréoles d'altération, "sonorité au choc", cohésion, etc. A partir de ces paramètres, les auteurs tentent de quantifier l'évolution vers un aplatissement des cordons (par érosion), et de mesurer les degrés d'altération des galets. Ils concluent que l'aplatissement des cordons et une part importante de l'altération mesurable des galets se produisent très rapidement (en quelques siècles) et que l'évolution ultérieure des paramètres considérés se fait à une vitesse extrêmement réduite sur une échelle de temps de l'ordre de 10^5 - 10^6 ans. Ces résultats, surprenants, reposent très probablement sur une erreur géochronologique.

Bien que l'un des auteurs (Woods, 1978, 1980) ait attribué un âge S.I. 5e à la basse terrasse (cf ci-dessus et paragr. 7.2.3.3.1), ils considèrent comme valides, deux âges au radiocarbone de l'ordre de 1100 ans B.P. obtenus sur des coquilles recueillies "en association" avec ces cordons (tabl. 5.5). Trois autres datations de coquilles récoltées dans les sédiments couvrant la basse terrasse leur livrèrent des âges apparents de 3200 ±210 à 15 555 ±1270 ans B.P. (tabl. 5.5) et semblent les conforter dans leur interprétation que les cordons de cette terrasse sont d'âge très récent (fin de l'Holocène). Mes observations sur au moins une partie des cordons étudiés (ceux de Punta Rosarito-El Muertito, fig. 5.40), et surtout, diverses incohérences géologiques et géomorphologiques (parfois relevées par les auteurs eux-mêmes) conduisent à rejeter la chronologie qu'ils proposent et, ainsi, à remettre en cause la validité de leurs conclusions.

Comme l'article de Woods et Leahy ne fournit aucune précision sur le matériel daté, si ce n'est que l'échantillon 2424F correspond à des coquilles de Donax sp. récoltées en surface, il est permis d'envisager que les coquilles sont des restes anthropiques, ou que les âges apparents obtenus ne fournissent pas l'âge réel des coquilles (en particulier pour les résultats de 14 415 ±135 et 15 555 ± 1270 ans B.P.), ou encore que les coquilles ne sont pas in

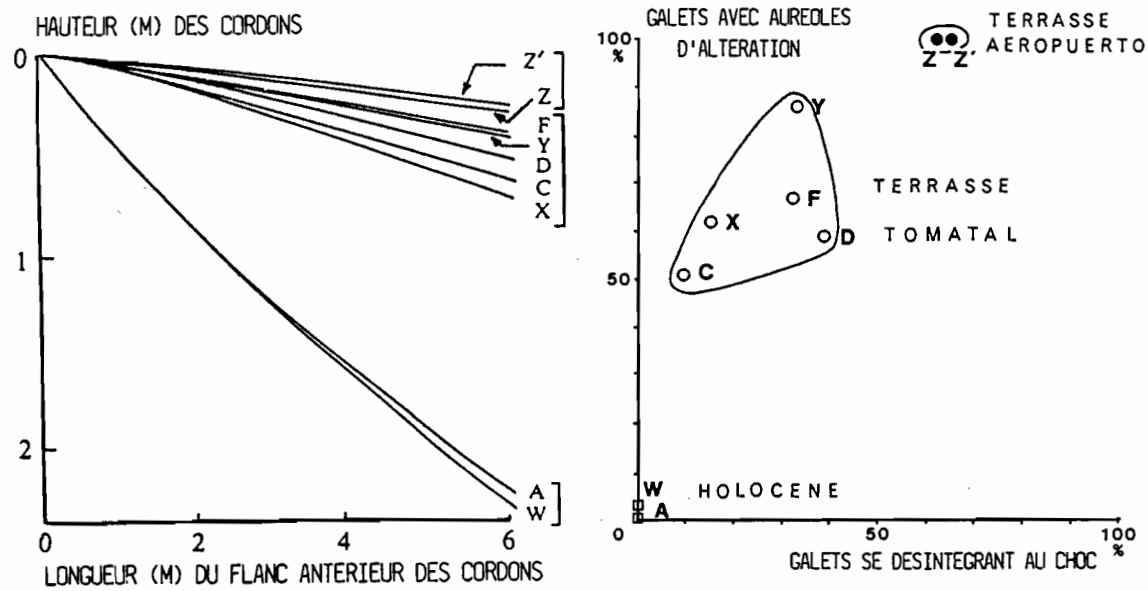


Fig. 5.42 .- Réinterprétation des données de Woods et Leahy (1983) relatives à la morphométrie de cordons littoraux quaternaires et à certains paramètres d'altération des galets composant ces cordons. Les cordons C, D, F, X et Y (voir localisation fig. 5.40 et 5.41) sont très vraisemblablement d'âge Pléistocène supérieur, et non d'âge finiholocène, comme le supposent Woods et Leahy. A et W sont des cordons modernes ; Z et Z' sont des cordons d'âge Pléistocène moyen.

a: représentation graphique de deux paramètres morphométriques des cordons (hauteur de la crête et "demie largeur" frontale) fig. 6, non modifiée, de Woods et Leahy, (1983) ;

b: représentation graphique de deux paramètres d'altération des galets des cordons littoraux (% de galets présentant des auréoles d'altération, et % des galets se désintégrant au choc d'un marteau), d'après les données du tabl. 2 de Woods et Leahy (1983).

situ. Quoi qu'il en soit, il parait très probable que la série de cordons littoraux de la basse terrasse date du Pléistocène supérieur et non des derniers millénaires (fig. 5.42).

En définitive, cette étude de Woods et Leahy (1983), débarassée de l'hypothèse chronologique proposée par ses auteurs, fournit des résultats qui confirment l'ordre de grandeur des vitesses d'altération de galets proposées antérieurement par certains auteurs (voir notamment Birkeland, 1974). Par ailleurs, les résultats obtenus, replacés dans un cadre chronologique plus conforme au contexte géologique, démontrent l'intérêt de l'approche méthodologique employée.

Cette approche pourrait se révéler très utile, dans une optique chronostratigraphique, dans le cas de terrasses marines emboitées appartenant à des phases successives de haut niveau marin (S.I. 5a, 5e, 7, 9).

5.3.2.2.3. Conclusions

5.3.2.2.3.1. Interprétations morphostratigraphiques

La basse terrasse ("Tomatal") est attribuée, par l'ensemble des auteurs, à la transgression du dernier interglaciaire ; cette interprétation repose sur des arguments morphologiques, paléontologiques et aminostratigraphiques.

La deuxième terrasse ("Andres") présente la particularité d'être peu fossilifère, et d'être couverte de sédiments très altérés. Ces caractères ne sont cependant pas suffisants pour que celle-ci soit associée à une transgression antérieure à celle de la terrasse "Aeropuerto", d'autant plus que les relations morphologiques qui lient ces deux terrasses sont celles d'un emboîtement. Les caractéristiques morphologiques et les faibles dimensions de la terrasse "Andres" impliquent que cette dernière a été formée lors d'une seule phase de haut niveau marin interglaciaire. Sa mauvaise préservation (rares lambeaux très érodés, altération des dépôts littoraux, dissolution des faunes) laisse croire qu'elle pourrait avoir un âge antérieur à celui du S.I. 7.

Les dimensions de la terrasse "Aeropuerto" contrastent fortement avec celles des deux terrasses plus récentes. Ce grand développement, ainsi que le fait que son bord interne ne soit jamais bien défini (notamment sur les rives méridionales des arroyos Rosarito et El Tomatal), conduit à penser qu'elle est le produit de plusieurs transgressions marines ayant atteint des cotes comparables. Il y aurait donc eu réoccupation par la mer, à plusieurs reprises, de la plateforme d'abrasion d'environ +60 m.

Les dépôts littoraux et terrasses d'altitude supérieure à +60 m correspondent probablement a deux ou trois transgressions marines antérieures à celle(s) de la terrasse "Aeropuerto" mais n'ont pas permis d'identifier clairement des lignes de rivage.

Dans le tabl. 5.6, est proposée une interprétation chronostratigraphique des restes de haut niveau marin pléistocènes de la région de Santa Rosalillita.

Age supposé (S.I.)	Altitude des terrasses (m)	Dénomination de Woods (1980)
5e	+7	"Tomatal"
7		
9?	+24	"Andres"
11? 13/15?	+60	"Aeropuerto"
17?	+70	
19/21?	+90?/+100?	
23?	+150?	

Tabl. 5.6 - Essai d'interprétation chronologique des terrasses marines cartographiées par Woods (1980) dans la région de El Tomatal (au nord de l'arroyo du même nom ; voir fig. 5.41). Seule la basse terrasse "Tomatal", qui a fait l'objet de datations aminostratigraphiques, a une position morphostratigraphique, bien établie.

5.3.2.2.3.2. Conclusions d'ordre néotectonique

L'existence de trois terrasses principales, peu déformées d'une manière générale, indique que le comportement néotectonique de cette région a été assez uniforme.

Dans son étude détaillée, Woods (1978, 1980) a mis en évidence deux types de déformation : un léger basculement vers le sud-est (0.2 m/km) de la terrasse "Aeropuerto", et un soulèvement d'environ 7 m d'un compartiment faillé situé au nord de l'arroyo Santo Dominguito. Le basculement vers le sud-est ne semble pas affecter les terrasses "Andres" et "Tomatal", et serait donc assez ancien ; le soulèvement de plusieurs mètres au nord de l'arroyo Santo Dominguito, concerne surtout la terrasse "Aeropuerto" : cette déformation, qui ne se serait pas poursuivie au Pléistocène supérieur, ne peut pourtant pas être assimilée à un simple rejeu de faille d'origine sismique ("instantané").

Une autre déformation locale, plus importante que celle de l'arroyo Santo Dominguito et qui n'est pas discutée par Woods (op. cit.), s'est produite au sud de l'arroyo El Tomatal. Alors qu'au nord de cet arroyo, plusieurs terrasses ont été distinguées (les trois terrasses de Woods plus trois autres moins bien définies), seule la terrasse "Tomatal" reste bien marquée au sud de l'arroyo. Des études complémentaires sont nécessaires pour déterminer si les larges surfaces d'origine marine, comprises entre les arroyos Tomatal et El Salinito, qui s'élèvent entre +20 et +90 m, ont été basculées (comme le laisse entendre Woods, op. cit.), ou si, au contraire, elles témoignent d'un soulèvement plus lent et plus régulier qui aurait permis l'enregistrement d'une série de hauts niveaux marins du Pléistocène moyen.

L'absence de déformations de la basse terrasse, et le fait que celle-ci culmine à +7 m, cote voisine de celle atteinte par la mer à l'époque du S.I. 5e, permet de conclure à une relative "stabilité" de cette région côtière au cours du Quaternaire supérieur. Si les lambeaux de terrasses observés par Andersen (1966) et Woods (1978, 1980), entre +70 et +150 m, appartiennent, comme je le suppose, à la fin du Pléistocène inférieur et au début de Pléistocène moyen (tabl. 5.6), ils témoignent d'une phase de soulèvement au début du Quaternaire, jusqu'à une période indéterminée du Pléistocène moyen.

5.3.2.3. El Cardon-Punta Cono-Bahia Blanca

La région côtière située au nord-ouest de Punta Negra a gardé moins de traces des transgressions marines quaternaires que la région de Santa Rosalillita.

La basse terrasse décrite plus au sud ("Tomatal") y est cependant visible en plusieurs localités, notamment à El Cardon, Punta Cono et Bahia Blanca (fig. 5.43). Cette terrasse d'abrasion qui culmine à une altitude d'environ +7 m est couverte par un conglomérat hétérométrique, légèrement cimenté, lui-même parfois surmonté par des limons continentaux brun clair. Un test de Tivela stultorum prélevé à Punta Cono, dans le dépôt littoral (LR 511) associé à cette terrasse, confirme par aminostratigraphie (cf paragr. 7.2.3.3.1) l'âge S.I.5e proposé sur la base d'arguments

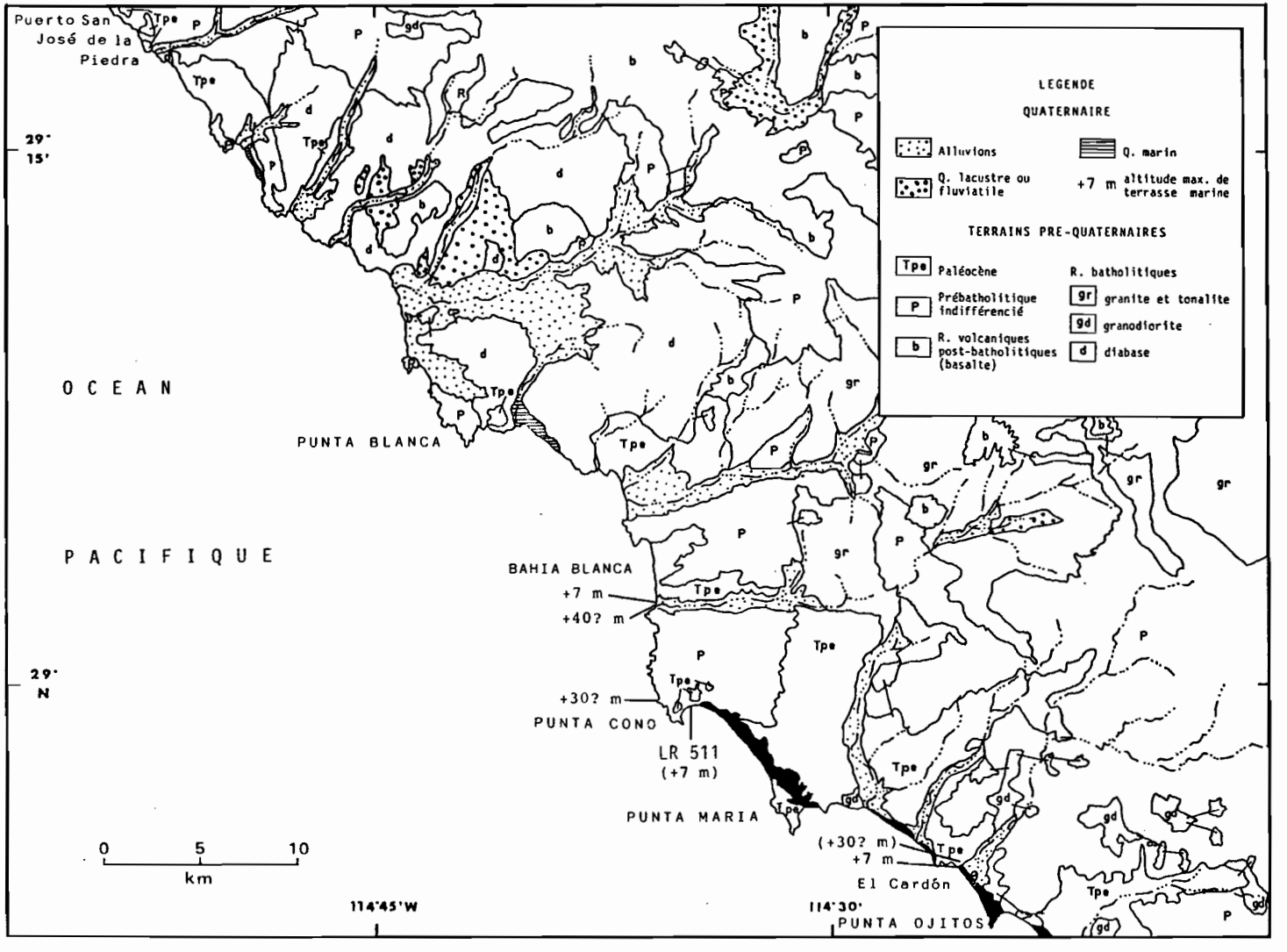


Fig. 5.43.- Carte géologique simplifiée de la région de El Cardon-Bahia Blanca (modifiée d'après Gastil et al., 1975 et la feuille H11D58 au 1/50 000 CETENAL, 1977), montrant la localisation des terrasses marines observées (altitudes en m) et de l'échantillon LR 511 ayant fait l'objet d'une analyse aminostratigraphique (voir paragr. 7.2.2.1.).

morphostratigraphiques.

Les terrasses d'âge antérieur au Pléistocène supérieur sont rares et mal préservées ; je n'ai observé que des surfaces d'érosion marine, vers +30 m d'altitude, à l'est de El Cardon, au sommet de la falaise littorale au nord de Punta Cono, et au sommet d'une butte témoin (Pliocène ?) au sud-est de Bahia Blanca (fig. 5.43). Antérieurement, Arnold (1957) a signalé l'existence de quatre terrasses antérieures à la basse terrasse, dans la partie septentrionale de la baie d'El Cardon (bords internes situés respectivement à +30 m, +65 m, +78 m et +120 m).

5.3.2.4. Puerto San José de la Piedra

Plusieurs terrasses marines ont été observées immédiatement au nord de Puerto San José de la Piedra (fig. 5.44) : une basse terrasse très étroite à dépôts bien préservés et plusieurs vastes surfaces d'érosion marine entaillant les sédiments de la formation Rosario (Crétacé) à plusieurs dizaines de mètres d'altitude.

La basse terrasse est bien marquée à 1,5 km au nord de Puerto San José de la Piedra et jusqu'à l'embouchure de l'arroyo El Cuervito. A cette surface d'abrasion marine située entre +3 et +5 m d'altitude, taillée dans divers substratums (Jurassique volcanique, ou Paléocène sédimentaire), est associé un ancien cordon littoral, en arrière de la plage actuelle.

Les dépôts littoraux associés à cette terrasse (LU 1131, 1132) affleurent jusqu'à +3 m d'altitude dans le talus côtier actuel et sont surmontés par deux mètres de sédiments continentaux. Les dépôts littoraux sont des conglomérats et des lentilles de sables, avec niveaux riches en minéraux lourds.

Selon les conditions paléogéographiques, la faune, qui est assez bien préservée et où dominent Protothaca staminea, Mytilus californianus et Haliotis cracherodii (tabl. A6.12-G), contient des proportions variables de formes typiques de substrat rocheux (LU 1132), ou d'espèces communément trouvées en laisse de plage (LU 1131).

Les dépôts qui coiffent les sédiments littoraux marins représentent plusieurs épisodes de sédimentation continentale : une couche d'alluvions consolidées, à éléments anguleux, puis un niveau d'argile rougeâtre (avec paléosol et traces de racines), et enfin, un conglomérat à galets roulés (continental) et des sables graveleux à gastéropodes terrestres.

Un cordon littoral ancien dont la crête atteint +9 m d'altitude a été observé à quelques centaines de mètres du rivage actuel, au sud de l'embouchure de l'arroyo El Cuervito (fig. fig. 5.46, coupe e). Ce cordon qui n'a pu être formé qu'à la fin de la transgression marine pléistocène la plus récente montre que le niveau marin de cette dernière phase transgressive a pu atteindre +7 ou +8 m.

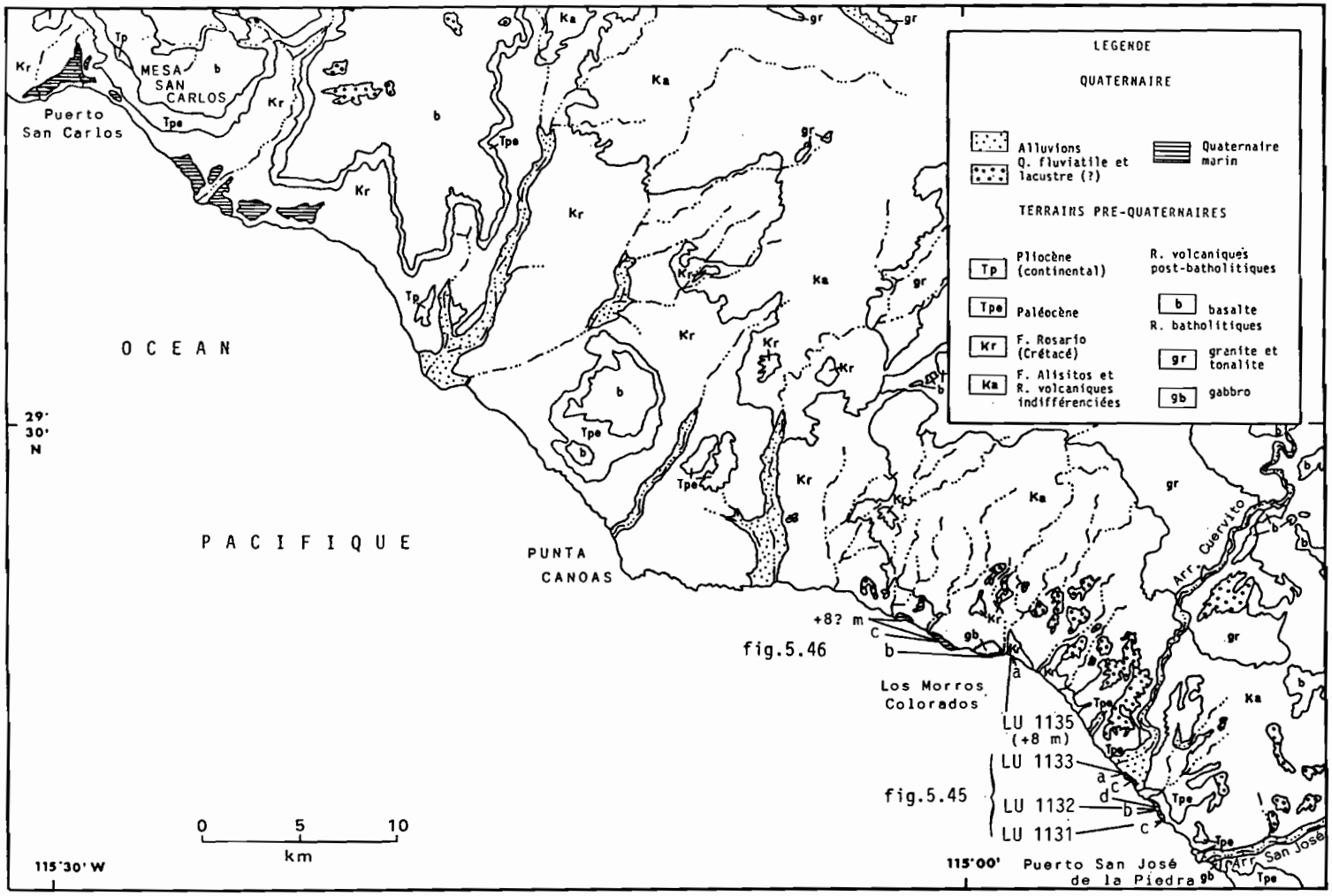


Fig. 5.44.- Carte géologique simplifiée de la région de Puerto San José de la Piedra-Puerto San Carlos (modifiée d'après Gastil et al., 1975), montrant la localisation des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes étudiés entre Puerto San José de la Piedra et Punta Canoas (fig. 5.45 et 4.46)

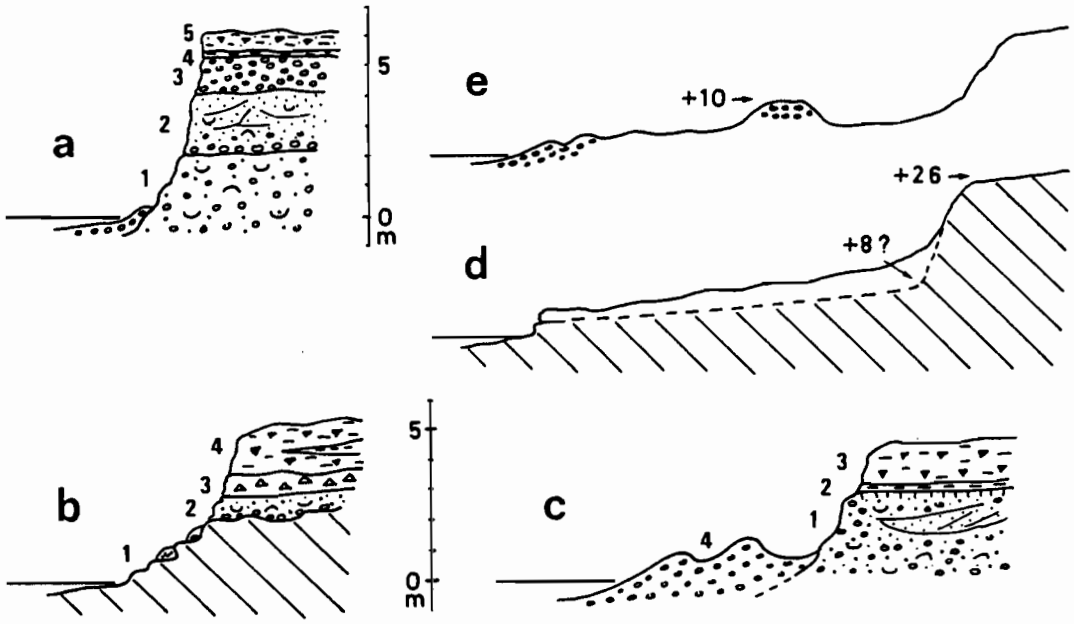


Fig. 5.45.- Les basses terrasses et dépôts littoraux pléistocènes situés entre Puerto San José de la Piedra et l'embouchure de l'arroyo El Cuervito (voir localisation fig. 5.44).

Coupe a : 1- Conglomérat et grès gris à éléments bioclastiques roulés (LU 1133), fossilifères (à Tivela stultorum prédominant, voir tabl. A6.11-H) (Pléistocène moyen ?) ; 2- Conglomérat et sables à stratification entrecroisée, riches en minéraux lourds, peu fossilifères (environnement intertidal) (Pléistocène supérieur) ; 3- Conglomérat littoral à Protothaca sp. (Pléistocène supérieur) ; 4- Horizon d'argile rougeâtre ; 5- Alluvions à éléments anguleux et matrice limoneuse.

Coupe b : 1- Substratum paléocène (?) ; 2- Sables et galets faiblement cimentés (LU 1132), à coquilles roulées et à Protothaca staminea in situ (voir tabl. A6.11-G) ; équivalent à a2 et c1 (Pléistocène supérieur) ; 3- Alluvions consolidées à cailloux anguleux (Pléistocène supérieur) ; 4- Alluvions meubles à niveaux lenticulaires d'argile rougeâtre.

Coupe c : 1- Conglomérat littoral à lentilles sableuses, localement riche en minéraux lourds, peu fossilifère, et partiellement encroûté (LU 1131) ; équivalent à a2 et b2 (Pléistocène supérieur) ; 2- Horizon d'argile rougeâtre, équivalent à a4 ; 3- Alluvions équivalent à a5 et b4 ; 4- Cordons de galets holocènes.

Coupe d : Profil à la latitude de la coupe b, montrant l'emboîtement de la basse terrasse attribuée au Pléistocène supérieur dans une terrasse antérieure (Pléistocène moyen) ; altitudes en m.

Coupe e : Profil, entre les coupes a et b, montrant la préservation d'un ancien cordon littoral, attribué au Pléistocène supérieur, et le cordon moderne édifié à l'Holocène.

Sur la rive méridionale de l'embouchure de l'arroyo El Cuervito, la coupe du talus littoral entaillant la basse terrasse (fig. 5.45, coupe a) permet de distinguer deux séquences marines : à la base, des sables fins gris, des graviers et galets arrondis, à Tivela stultorum (LU 1133), puis, au-dessus d'une discontinuité stratigraphique, une succession de lentilles de sables à stratification entrecroisée et des lits conglomératiques à Protothaca sp. Des tests de Tivela stultorum de l'unité inférieure ont fourni deux âges radiométriques U/Th peu fiables et non concordants de 150 ±14 et > 296 +106/-55 ka (paragr. 6.2.3.2). La discontinuité qui sépare l'unité inférieure (datée par U/Th), des dépôts plus récents, pourrait correspondre à l'intervalle de temps recouvrant un cycle glaciaire/interglaciaire complet.

Aucun indice ne permet de fixer la cote maximale atteinte par la mer lors de la sédimentation de l'unité inférieure (qui dans le talus côtier affleure jusqu'à +2 m seulement).

A l'est et au nord de l'embouchure de El Cuervito, plusieurs surfaces étagées, jonchées de galets arrondis marquent vraisemblablement des phases successives de haut niveau marin pléistocènes. Les galets proviennent de l'érosion des niveaux conglomératiques de la formation Rosario mais ont été remaniés par la mer au Pléistocène. Aucun dépôt marin calcarénitique ou calcaire, fossilifère, n'a été identifié sur ces anciennes surfaces. Les principales surfaces observées se situent à des altitudes de +30/+26 m, +55 m et +135/+140 m. En deux endroits, localisés respectivement à +67 et +111 m, la terminaison vers l'intérieur des terres de ces terrasses se marque par un talus (talus côtier ancien) évoquant des limites de transgressions marines.

5.3.2.5. Los Morros Colorados

Au nord-ouest de l'embouchure de El Cuervito, à l'endroit où la côte prend une direction est-ouest, une étroite banquette d'abrasion, creusée dans les grès et conglomérats de la formation Rosario, a été préservée au sommet du talus littoral (fig. 5.46, coupe a).

La surface d'abrasion littorale est à +6 m d'altitude, et se trouve surmontée de deux mètres de galets et graviers arrondis et de sables littoraux (LV 1135) ; ces dépôts fossilifères (tabl. A6.12-J) contiennent surtout Amiantis callosa et Protothaca laciniata.

La ligne de rivage du maximum de la transgression attribuable au Pléistocène supérieur (S.I. 5e), se situe donc à +8 m (fig. 5.46).

Au pied du talus littoral actuel, au niveau des basses eaux, une surface d'abrasion marine constitue un équivalent moderne de la terrasse émergée ; la largeur de cette surface d'abrasion littorale (plusieurs dizaines de mètres) permet de penser que son façonnement a pu s'effectuer, notamment, au cours du S.I. 5a/c .

La basse terrasse se poursuit lors de plusieurs phases de haut niveau et non pas seulement à l'Holocène sur

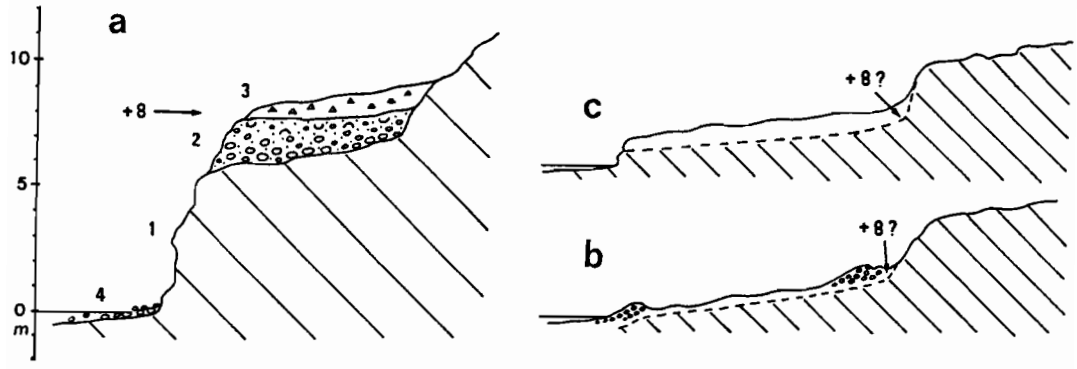


Fig. 5.46.- La basse terrasse marine, attribuée au Pléistocène supérieur, de Los Morros Colorados (voir localisation fig. 5.44).

Coupe a : 1- Substratum crétacé (formation Rosarito) ; 2- Sables, graviers et galets marins, faiblement cimentés (LU 1135), fossilifères, à Amiantis callosa prédominants (voir tabl. A6.11-J) ; 3- Alluvions et dépôts de pente ; 4- Banquette d'abrasion actuelle.

Coupe b : Coupe 0,7 km à l'ouest de Los Morros Colorados, montrant les cordons de galets littoraux édifiés à l'Holocène et au Pléistocène supérieur.

Coupe c : Profil caractéristique de la basse terrasse marine à quelques km au nord-ouest de Los Morros Colorados.

plusieurs kilomètres, au nord-ouest de Los Morros Colorados une basse terrasse borde le rivage (fig. 5.46, coupes b et c). Cette terrasse, dont la largeur dépasse 200 m localement, est limitée à l'est par un ancien talus littoral de plusieurs mètres de haut. La cote du pied de falaise (recouvert d'alluvions) se trouve à +8 m environ. On ne dispose d'aucune information sur d'éventuelles terrasses marines pléistocènes plus élevées dans la région.

5.3.2.6. Punta Canoas-Puerto de San Carlos

La région littorale comprise entre Punta Canoas et la baie de Rosario (fig. 5.44) n'a pas été visitée, mais a fait l'objet d'une étude antérieure (Gastil et al., 1975).

L'équipe de géologues qui a élaboré la carte géologique de Basse Californie Nord (op. cit.) a distingué, dans cette région, quatre surfaces d'érosion marine principales (fig. 5.47). La plus ancienne surface (T4), qui forme les mesas de San Carlos et de Canoas, atteindrait une altitude de +500 m ; sous les basaltes pliocènes, qui la recouvrent, cette "terrasse" présenterait des dépôts fossilifères pliocènes (Gastil et al., 1975). Les deux terrasses intermédiaires, T3 et T2, couvertes par une mince couche de galets (incluant des galets de basalte mis en place après T4), seraient inclinées vers l'ouest et témoigneraient, selon Gastil et collaborateurs (1975) d'un basculement important. La terrasse la plus récente et la mieux conservée le long de la côte actuelle (T1), qui atteindrait une altitude de +10 à +20 m, est restée horizontale.

Cette région mérite d'être étudiée d'une façon plus détaillée. En effet il pourrait apparaître que les terrasses T2 et T3 ont été mal définies, et que ce que Gastil et collaborateurs (1975) interprètent comme des basculements de terrasses ne sont que des surfaces marines naturellement inclinées vers le large.

Trois arguments me semblent justifier cette hypothèse a priori. Le premier tient à la morphologie générale des terrasses marines bien développées sur l'ensemble de la côte pacifique de Basse Californie ; en effet, les plus grandes surfaces d'abrasion littorale sont composites et résultent d'une érosion en plusieurs phases, de hauts niveaux marins interglaciaires (voir notamment dans les régions de La Bocana et Campito, péninsule de Vizcaino : fig. 5.22 et 5.32 ou de El Tomatal : fig. 5.41).

Les deux autres arguments sont de nature géométrique. Dans le schéma proposé par Gastil et collaborateurs (fig. 5.47), les relations géométriques entre T3, T2 et T1 ne sont pas explicites ; ainsi on peut objecter que la réoccupation par la mer, à l'époque de T1, d'une surface marine antérieure (T2), (si cela a bien été observé) ne constitue pas une preuve de basculement de l'ancienne surface T2 ; par ailleurs, doit-on comprendre que la terrasse T3 se trouve stratigraphiquement au-dessus de la terrasse T2?

Le dernier argument avancé concerne les inclinaisons des différentes terrasses ; le sommet

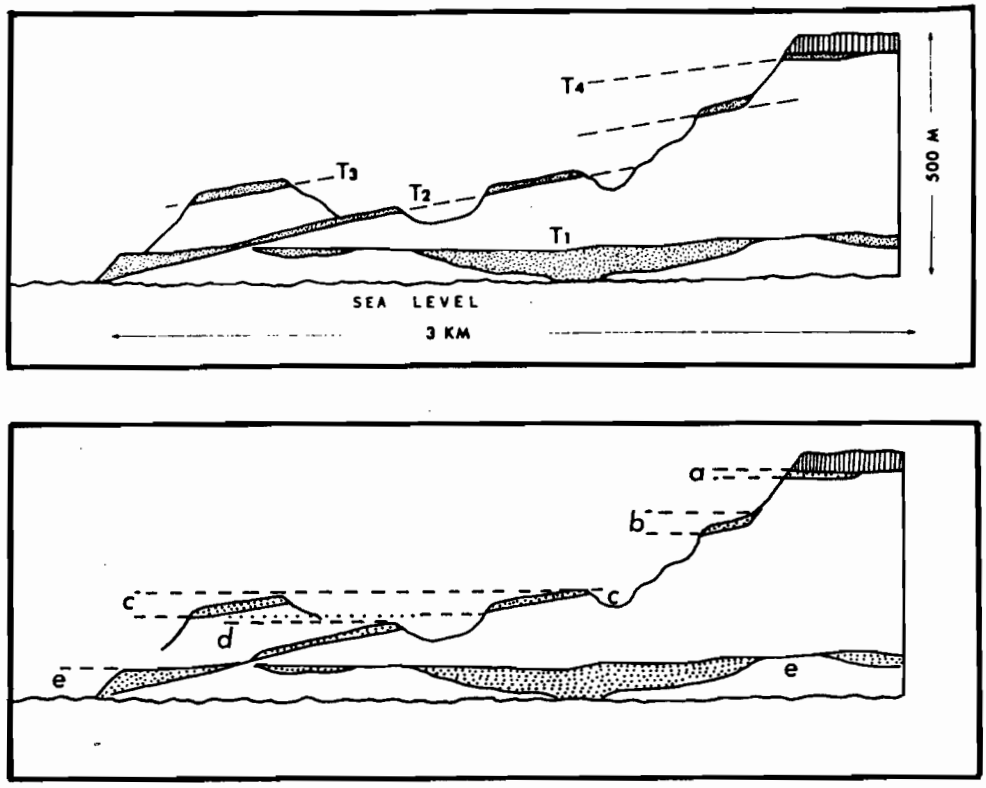


Fig. 5.47.- Schéma interprétatif du basculement vers l'ouest de terrasses marines (T2, T3 et T4), à l'ouest de Mesa San Carlos, selon Gastil et collaborateurs (1975, fig. 35) (en haut), et réinterprétation possible du même schéma (en bas) ; voir discussion dans le texte. Dans le schéma du bas, a, b, c, d et e représentent des dépôts littoraux pléistocènes d'âge décroissant ; l'inclinaison des terrasses pourrait ne pas être d'origine tectonique mais être celle de plateformes d'abrasion naturellement inclinées vers le large. Les dépôts pourraient avoir été laissés par deux ou trois transgressions marines (interglaciaires) successives.

de la mesa de San Carlos est incliné vers l'est, et le schéma des auteurs suggère que T4 est sub-horizontal, de sorte que le basculement de T4 ne peut s'être fait vers l'ouest (inclinaison "forcée" des tiretés "T4" sur la figure 5.47a) ; en fait, la position sub-horizontale de la surface pliocène T4 rend improbable, à moins de flexure ou d'accident parallèle à la côte, le basculement au Quaternaire de la zone littorale. On ajoutera que si à la fois T4 et T1 sont horizontaux, les surfaces T2 et T3 peuvent difficilement constituer des évidences de basculement vers l'ouest.

5.3.2.7. La région de Bahia del Rosario-Punta Baja

5.3.2.7.1. La basse terrasse

La baie de Rosario, limitée au nord-ouest par Punta Baja, est largement ouverte vers le sud-ouest et mesure plus de 40 km de long (fig. 5.48). Le rivage est formé par une plage sableuse, pratiquement continue, et très étroite qui est limitée par un talus côtier d'une dizaine de mètres de haut.

Dans la partie orientale de la baie (notamment au lieu-dit Agua Blanca), ce talus littoral n'entaille que des alluvions d'âge probablement Pléistocène supérieur. Dans le nord-ouest de la baie, la base du talus est constitué de grès crétacés de la formation Rosario, recoupés, à quelques mètres d'altitude, par une surface d'abrasion marine pléistocène. Sur cette surface, reposent un dépôt littoral et des sédiments éoliens et alluviaux de plusieurs mètres de puissance (fig. 5.49).

Des coquilles de Mytilus sp. associées à un foyer préhistorique, à 1.20 m de profondeur dans ces sédiments superficiels, ont livré un âge ^{14}C de 4 000 ans (Suess, 1954, échantillon W30).

La basse terrasse, morphologiquement bien marquée dans l'ensemble de la baie, bute vers +20 m d'altitude sur un escarpement de 20 à 30 m de haut (fig. 5.49) qui correspond à un ancien talus côtier.

Une coupe naturelle d'arroyo, à 1,5 km au nord-est de Punta Baja, montre, sous la couverture de sédiments éoliens et continentaux, les restes d'une ligne de rivage contemporaine de la formation de la basse terrasse.

Le dépôt littoral constitué de sables fins beiges, à petits galets arrondis (LU 1141, 1142) affleure jusqu'à +12 m d'altitude (fig. 5.49, coupe b). Il semble y avoir continuité stratigraphique entre ces derniers sédiments et les dépôts littoraux qui, dans le talus côtier actuel affleurent jusqu'à environ +5 m ; si cette interprétation était confirmée, l'altitude atteinte par la mer lors de cette transgression serait supérieure à celle proposée antérieurement (+6 à +8 m) par Emerson et Addicott (1958), Acosta (1965) et Ortlieb (1980).

Toutefois je n'écarte pas l'hypothèse que les dépôts littoraux observés au pied de la paléofalaise (LU 1141-

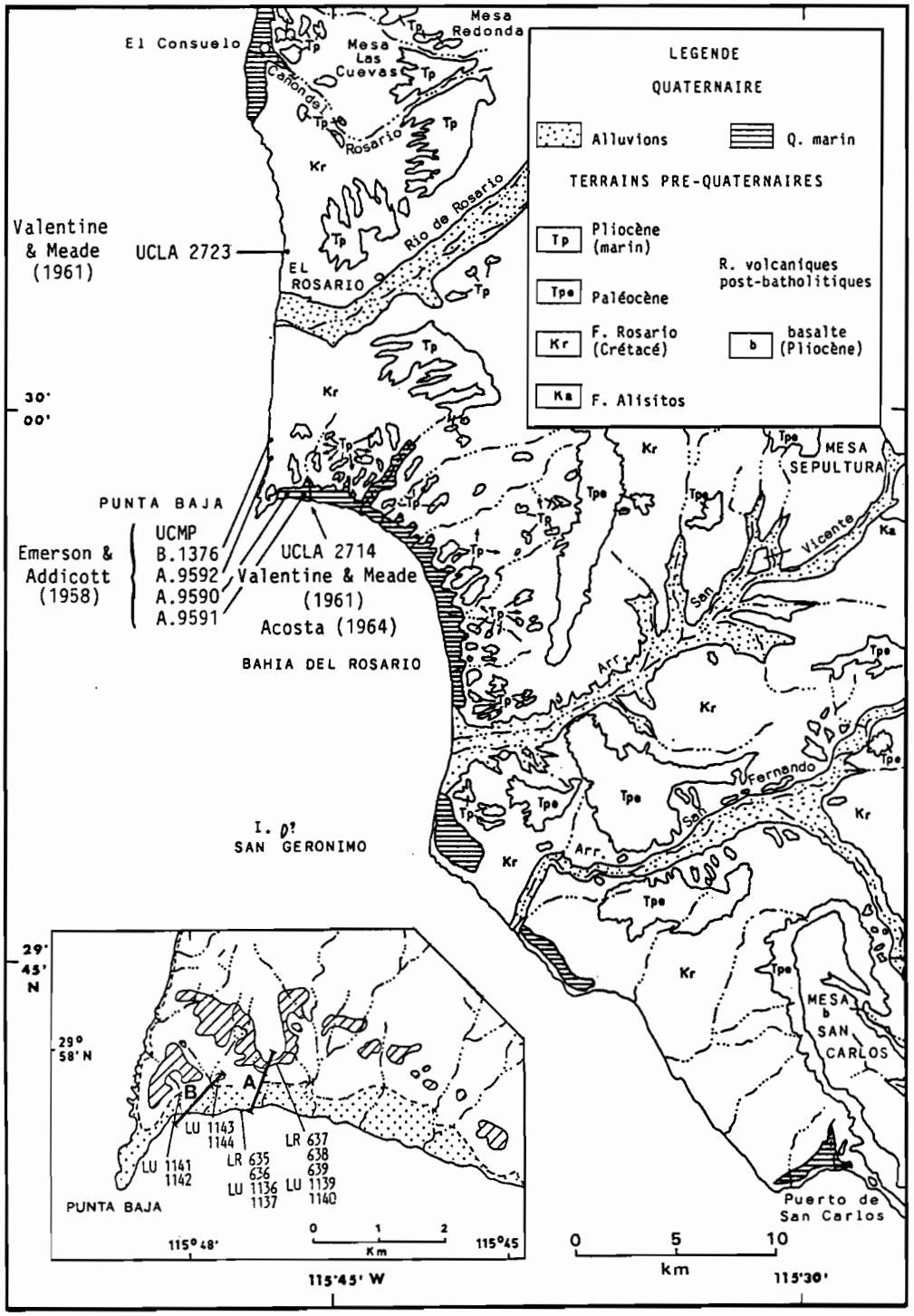


Fig. 5.48.- Carte géologique de la région de Bahia del Rosario et Punta Baja (modifiée d'après Gastil et al., 1975), montrant la localisation des dépôts marins quaternaires (selon Gastil et al., 1975) et celle des sites fossilifères étudiés par Emerson & Addicott (1958), Valentine et Meade (1961) et Acosta (1965).

En encart : Localisation des coupes étudiées et des échantillons prélevés (fig. 5.49) et limites d'extension approximatives des trois terrasses marines identifiées.

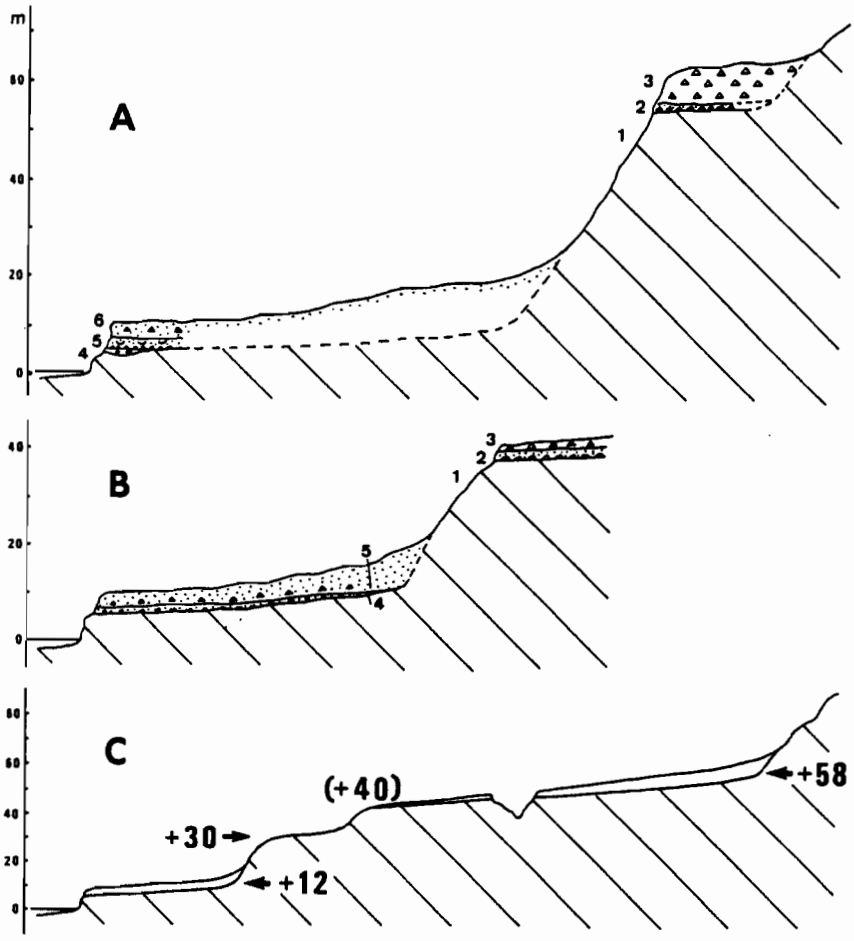


Fig. 5.49.- Les terrasses marines pléistocènes de la région de Punta Baja, au nord-ouest de Bahia del Rosario (voir localisation fig. 5.48).

Coupe a : 1- Substratum crétacé (formation Rosario), pendage 45°W ; 2- Sable fin beige et graviers arrondis très abondants, localement cimentés et encroûtés, reposant sur un conglomérat de base (LR 637, 638, LU 1139, 1140) ; dépôt fossilifère infralittoral à faune in situ (Zirfaea pilsbryi, Tresus nuttalli et Protothaca staminea prédominants, voir tabl. A6.11-K) (Pléistocène moyen) ; 3- Alluvions à cailloutis anguleux et matrice limoneuse brun-rouge, surmontés d'un encroûtement calcaire ; puissance variable atteignant 10 m ; 4- Lambeau de dépôt continental à cailloutis anguleux, cimenté (Pléistocène moyen ?) ; 5- Sable gris, graviers et galets arrondis, faiblement cimentés (LR 635, 636, LU 1136, 1137), à faune bien préservée (Acmaea mitra, Tresus nuttalli, Protothaca staminea prédominants, voir tabl. A6.12-D) dépôt encroûté au sommet (Pléistocène supérieur) ; 6- Alluvions limoneuses brun clair et sable éolien, au sommet présence d'artéfacts anthropiques et de coquilles consommées.

Coupe b : 1- Substratum crétacé (formation Rosario) ; 2- Sable mal classé, graviers et galets arrondis, surmontés par une croûte calcaire épaisse (LU 1143, 1144) ; dépôt fossilifère (voir tabl. A6.12-J) (Pléistocène moyen) ; 3- Alluvions de 1 à 2 m de puissance ; 4- Sable fin beige et galets arrondis (LU 1141, 1142), fossilifères (voir tabl. A6.12-C) (Pléistocène supérieur ?) ; 5- Sables dunaires et alluvions sablo-limoneuses.

Coupe c : Profil synthétique du littoral au nord de la baie del Rosarito montrant les deux terrasses principales (cf coupes A et B) et la terrasse intermédiaire mal définie.

1142) et dans le talus côtier appartiennent à deux cycles interglaciaires distincts.

Dans le talus côtier, les dépôts littoraux (LR 635, 636, LU 1136, 1137) reposent par l'intermédiaire d'un conglomérat de base sur les grès crétacés (fig. 5.49, coupe a). En certains points, la surface d'abrasion entaillant la formation Rosario recoupe également de minces dépôts conglomératiques continentaux, à éléments anguleux. On interprète ces dépôts comme des alluvions pléistocènes qui auraient recouvert une ancienne surface d'abrasion et l'on suppose que la plateforme littorale de la basse terrasse s'est surimposée à une surface d'érosion littorale d'âge antérieur. Pour vérifier cette hypothèse, il faudrait identifier un lambeau de dépôt littoral associé à la première des invasions marines pléistocènes responsables du début du façonnement de la basse terrasse.

Un fragment de corail (LR 636), prélevé à +5 m d'altitude dans le talus côtier fournit un âge U/Th apparent de 93 ±7 ka dont la fiabilité est très amoindrie par plusieurs indications de migrations d'éléments. (paragr. 6.2.3.2.1). Je considère que la formation de la basse terrasse est (au moins en partie, sinon en totalité) contemporaine du S.I. 5e.

La côte située au nord de Punta Baja, à l'extérieur de la baie del Rosario, montre, au-dessus d'une terrasse d'abrasion "actuelle" (dans la zone de battement des marées), des lambeaux de terrasses atteignant une altitude d'une dizaine de mètres.

Plusieurs affleurements de dépôts littoraux associés à cette terrasse ont fait l'objet d'études paléontologiques : localités UCMP B-1356 et A-9592 (Emerson et Addicott, 1958), UCLA 2723 (Valentine et Meade, 1961) (tabl. A6.13-G,H,I).

La faune récoltée dans les dépôts de la basse terrasse, dans la région de Punta Baja, se caractérise par un mélange de faune relativement thermophile, que l'on retrouve fréquemment dans des paléoenvironnements protégés de Californie au Pléistocène supérieur, et de faune littorale "froide", typique des zones de upwelling actuelles ou fossiles (Valentine, 1955 ; Emerson, 1956a ; Emerson & Addicott, 1958). La proportion de faune "froide" dans les assemblages récoltés suggère que les phénomènes de upwelling avaient, lors de la phase de haut niveau marin considérée, une intensité particulière, supérieure à l'actuelle.

Six des sept tests de mollusques, d'espèces distinctes, prélevés dans les localités UCLA 2723 et 2714 (fig. 5.48) et soumis à une analyse isotopique de l'oxygène, par Valentine et Meade (1961), ont fourni des températures isotopiques de 11° à 12°C, bien inférieures à la température moyenne actuelle (17°C) du mois le plus froid (février) (paragr. A9.2.1.3).

5.3.2.7.2. La haute terrasse

Une autre terrasse bien marquée dans la baie del Rosario s'observe entre +40 et +60 m environ. C'est une surface de grande extension, régulièrement inclinée vers la mer et souvent recoupée par l'escarpement limitant la basse terrasse (fig. 5.49). La surface des mesas que forme cette terrasse est constituée de plusieurs mètres de dépôts continentaux de sorte que les sédiments littoraux ne sont pas visibles en surface, mais seulement en coupe, à la faveur d'entailles fluviatiles, ou dans l'escarpement de la basse terrasse. Ce type de recouvrement de dépôts alluviaux, dont l'épaisseur va croissant du bord externe de la terrasse vers l'ancienne ligne de rivage (fig. 5.49, coupe c), a une signification paléoclimatique puisqu'on ne l'observe systématiquement qu'à partir de cette latitude et plus au nord.

Les dépôts marins associés à cette terrasse (LR 637, 638, LU 1139, 1140) sont des sables et graviers fossilifères, généralement peu cimentés mais fortement encroûtés au toit du dépôt, et qui reposent sur un conglomérat de base bien formé, à galets et petits blocs arrondis de taille centimétrique à décimétrique. La surface d'abrasion marine recoupant sub-horizontalement les grès de la formation Rosario est abondamment perforée par des organismes lithophages (Zirfaea pilsbryi).

Le bord externe de la terrasse est souvent observé à une altitude de +38/+42 m. La ligne de rivage du maximum de la transgression n'a pas été observée effectivement, mais des dépôts marins qui n'en étaient pas éloignés affleurent, en plusieurs localités, jusqu'à +56 m ; on évalue donc le niveau atteint par la mer, lors de la formation de cette terrasse, à une cote de +58 ±2 m. L'encart de la fig. 5.49 présente l'extension des restes de cette terrasse à proximité de Punta Baja.

5.3.2.7.3. La terrasse intermédiaire

La plateforme sub-horizontale visible dans la partie la plus large de la pointe de Punta Baja, à une altitude d'environ +30 m, constitue un reste de terrasse marine intermédiaire entre celle de +58 m et la basse terrasse (fig. 5.49, coupe c). Aucun dépôt littoral n'y a été observé. Cette terrasse a été représentée sur la carte géologique de Gastil et collaborateurs (1975) (fig. 5.48).

La mauvaise préservation des témoins de cette terrasse, ainsi que son altitude et ses relations géométriques avec les autres terrasses (postérieure et antérieure), rappellent les caractères de la terrasse "Andres" décrite par Woods (1978, 1980) dans la région de Punta Rosarito (paragr. 5.3.2.2.1.).

5.3.2.7.4. Les terrasses les plus anciennes

Dans la région de Punta Baja-El Rosario, je n'ai pas étudié de terrasses marines très anciennes, d'altitude supérieure à +60 m. Sur la carte géologique de Gastil et col-

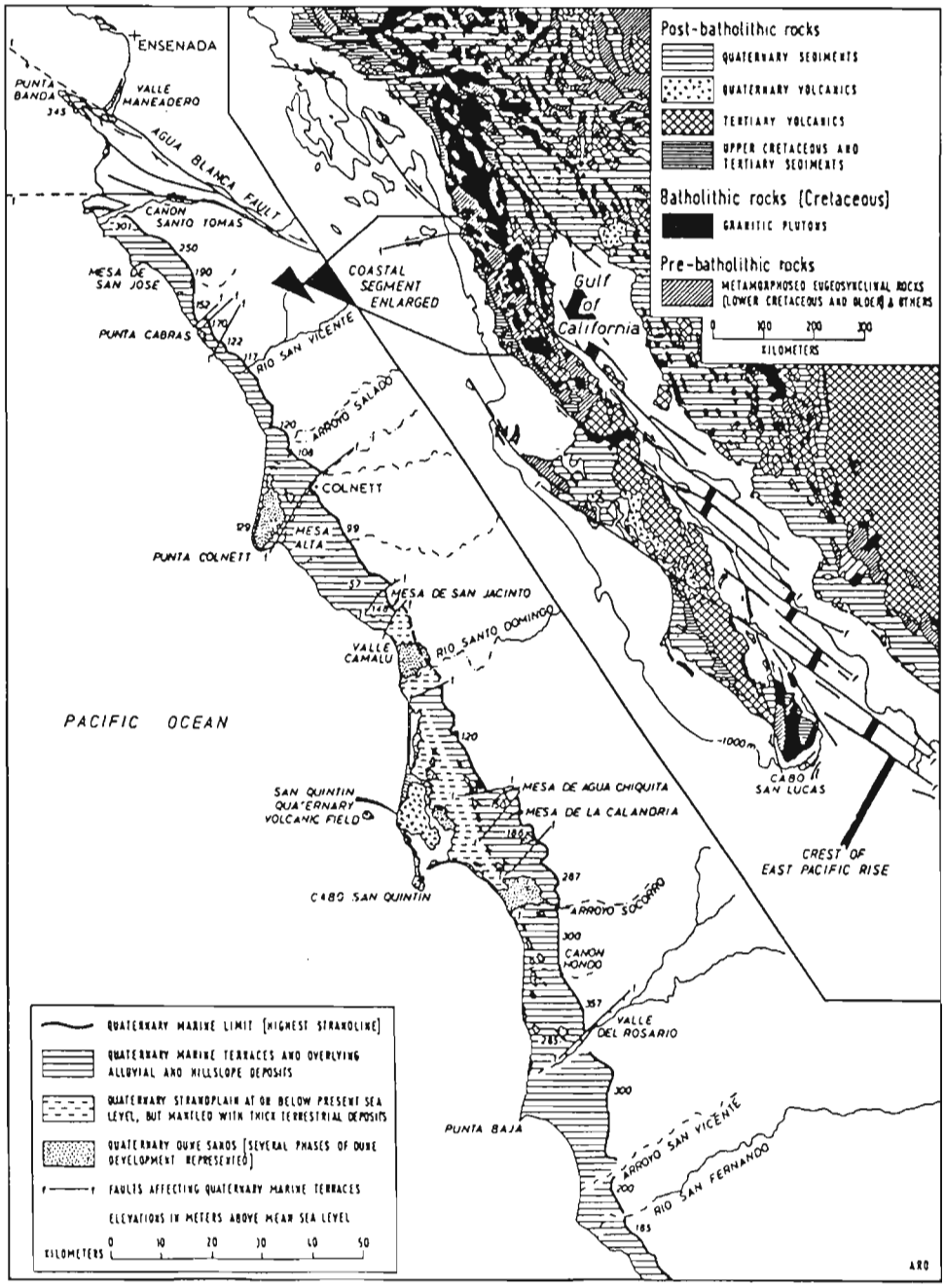


Fig. 5.50.- Localisation, et altitude (en mètres), de la "limite marine quaternaire" entre Ensenada et Mesa San Carlos, avec indication des failles affectant les terrasses marines quaternaires, selon Orme (1972).

laborateurs (1975), la terrasse de +40/+60 m ne figure pas, mais en revanche sont représentés de nombreux affleurements de Pliocène marin (fig. 5.48). Replacés sur une carte topographique, ces derniers affleurements se révèlent correspondre à des replats morphologiques, d'altitudes variables, entre +70 m et +260 m (altitude des deux hautes mesas situées au nord et au sud de El Rosario). Il semble donc possible que la plupart d'entre eux correspondent à d'anciennes surfaces marines d'âge pléistocène.

Au nord de Rosario, la limite marine "quaternaire" déterminée par Orme (1972, 1974, cf. infra) atteindrait, une cote de +357 m -qui constituerait son altitude maximale sur l'ensemble de la côte nord-occidentale de Basse Californie (fig. 5.50). Selon Orme (1972, 1974), la basse vallée de l'arroyo Rosario, où se serait produit un fort soulèvement côtier quaternaire, serait aussi le siège d'une importante faille perpendiculaire au littoral. Gastil et collaborateurs (1975) objectèrent que les dépôts marquant la limite marine "quaternaire" d'Orme (op. cit.), en particulier dans la région de El Rosario, ont livré une faune typiquement pliocène.

En définitive, il est vraisemblable que les affleurements de dépôts littoraux situés à des altitudes de +75 à +100, (ou +150 ? m) et identifiés par Gastil et collaborateurs (1975) comme pliocènes, soient des restes de terrasses pléistocènes ; en revanche, les plus hautes surfaces considérées comme pléistocènes par Orme (1972, 1974) appartiennent probablement au Pliocène.

5.3.2.8. Synthèse chronostratigraphique

En récapitulant les données morphostratigraphiques et les rares informations chronologiques dont on dispose sur les terrasses marines pléistocènes de la région comprise entre Morro Santo Domingo et El Rosario (350 km de côte), examinons les corrélations possibles des restes de transgressions marines sur la côte sud-occidentale de Basse Californie Nord.

La basse terrasse, la plus récente, est la mieux préservée des terrasses marines pléistocènes. L'altitude de la limite marine correspondant à cette terrasse est de +7 à +8 m. L'attribution de cette terrasse à la phase du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire repose à la fois sur des critères morphostratigraphiques et sur quelques rares résultats d'analyses aminostratigraphiques (à Santa Rosalillita et Punta Cono).

La deuxième terrasse en altitude, qui n'est pas toujours bien marquée dans le paysage, se situe vers +30 m dans l'ensemble de la région. La mauvaise préservation des sédiments et des faunes associés à cette terrasse, ainsi que les dommages que lui a imposés l'érosion météorique permet de supposer qu'il ne s'agit pas de restes de la transgression de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7). Plusieurs indices suggèrent que lors de la transgression du S.I. 7, la mer pourrait avoir atteint une cote altimétrique voisine de celle qui caractérise la transgression du dernier interglaciaire : l'existence d'une séquence littorale sous-jacente à des dépôts attribués au S.I. 5 (El Cuervito), le développement particulièrement large de la basse terras-

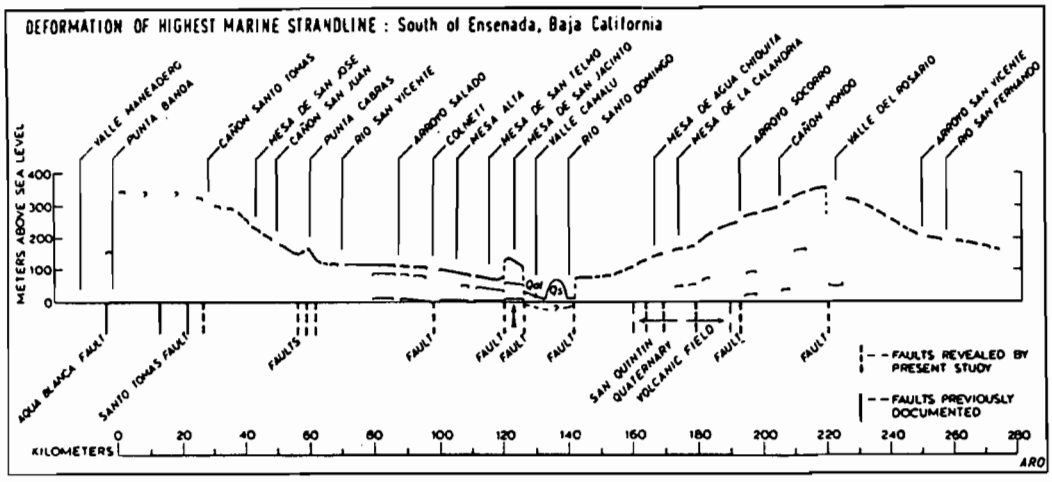


Fig. 5.51. - Déformation des terrasses marines quaternaires, et en particulier de la limite d'extension des mers quaternaires (?), entre Ensenada et Mesa San Carlos (voir localisation fig. 5.50), selon Orme (1972). Plusieurs points de désaccord avec cette interprétation sont discutés dans le texte, notamment au sujet de l'âge quaternaire de la limite marine, dans certaines localités (Valle del Rosario, par exemple), ou de la position altimétrique de cette limite marine (au nord de rio Santo Domingo, par exemple).

Age supposé (S.I.)	Morro Santo Domingo	N Arroyo El Tomatal	Punta Cono El Cardon	San José de la Piedra/ El Cuervito	Los Morros Colorados	Punta Baja
5e	≥+5	+7	∿+7	+8?	+8	+8?
7	-	-	-	(>+3)	-	(+12?)
9	-	+24/+30	∿+30	∿+30	-	∿+30
11/13?	-	+60	+65	≥+55	-	+58
15?/17?	-	∿+70	∿+78	∿+67	-	(≥+70)
19/21?	-	∿+90/+100	∿+120	∿+111	-	-
23?	-	∿+150	-	≥+140	-	-

Tabl. 5.7. - Corrélations hypothétiques et interprétations chronostratigraphiques des principales terrasses marines pléistocènes étudiées sur la côte occidentale de Basse Californie Nord, entre Morro Santo Domingo et El Rosario. Les terrasses sont caractérisées par les cotes altimétriques (en m) des traces du plus haut niveau marin identifiées pour chaque transgression interglaciaire.

se dans certaines localités, et la présence d'alluvions couvrant une ancienne surface d'abrasion (littorale ?) et qui sont recoupées par la transgression marine du dernier interglaciaire. Ce faisceau d'arguments conduit à envisager, pour le S.I. 7, un niveau marin à une cote comparable à celle du S.I. 5 (atteignant peut-être +12 m) ; les restes de cette phase de haut niveau marin auraient été le plus souvent érodés lors de la formation de la basse terrasse (S.I. 5). En conséquence, les lambeaux de terrasse de +30 m correspondraient à une transgression d'âge antérieur au S.I. 7, vraisemblablement le S.I. 9.

La terrasse suivante en altitude apparaît à +60 m environ. Cette terrasse présente une extension plus grande que les autres. Cette particularité est due soit à une réoccupation par la mer d'une surface d'abrasion littorale antérieure (lors des transgressions S.I. 11 et S.I. 13 ?) soit au fait que le niveau marin se soit maintenu à une même altitude pendant une durée assez longue (supérieure aux quelques milliers d'années que l'on attribue généralement aux hauts niveaux marins interglaciaires). Par ailleurs, on pourrait arguer que l'écart altimétrique de 30 mètres qui sépare les deuxième et troisième terrasses principales est suffisamment important pour qu'une période supérieure à un cycle glaciaire/interglaciaire se soit écoulée entre la formation de ces terrasses (sous réserves d'un jeu tectonique brutal) ; selon cette dernière option, la terrasse de +60 m pourrait dater d'une ou plusieurs interglaciaire(s) antérieur(s) au S.I.11.

Les terrasses d'altitude supérieure à +60 m sont généralement mal définies morphologiquement, et présentent des dépôts littoraux rarement préservés ou tellement altérés qu'il est difficile de les distinguer de dépôts pliocènes. Elles ont fait l'objet d'études plus succintes que les basses terrasses. Trois d'entre elles, vers +70, +100 et +150 m, ont pu être néanmoins être distinguées dans plusieurs localités.

5.3.3. La côte de Basse Californie Nord, au nord de El Rosario

5.3.3.1. Introduction

5.3.3.1.1. La morphologie des terrasses marines

A partir de la région de El Rosario vers le nord, la côte de Basse Californie Nord prend une direction générale NNW-SSE. A la différence des régions plus méridionales, la côte présente souvent des falaises entaillant d'épais dépôts continentaux quaternaires. Cette particularité, qui s'amplifie vers la Californie, est due à l'importance des écoulements superficiels et des transports fluviatiles, notamment lors de périodes glaciaires du Pléistocène moyen et supérieur, ainsi qu'à la présence de reliefs plus élevés et plus abondamment arrosés que dans le reste de la péninsule de Basse Californie.

Cette sédimentation alluviale quaternaire se traduit par une occultation des formes d'abrasion littorale et des dépôts marins contemporains des phases de hauts niveaux

pléistocènes. Alors qu'au sud du 30e parallèle, les terrasses marines sont caractérisées par une surface d'abrasion tapissée de dépôts marins encroûtés, éventuellement recouverts par une mince couche de sédiments continentaux, les terrasses marines de l'extrême nord-ouest de Basse Californie et de Californie sont essentiellement constituées de sédiments alluviaux de plusieurs mètres (ou dizaines de mètres) d'épaisseur. La surface topographique de ces terrasses ne correspond donc pas à la trace d'un ancien niveau marin, et le pied de falaise marquant la limite d'extension marine des transgressions n'est qu'exceptionnellement visible sur le terrain.

5.3.3.1.2. Etude régionale antérieure

Outre les études ponctuelles de terrasses marines, souvent effectuées par des paléontologues et sur lesquelles on reviendra plus loin, la région nord-occidentale de Basse Californie Nord a fait l'objet d'une étude (Orme, 1972, 1974) visant à déterminer les déformations tectoniques affectant les dépôts marins pléistocènes entre le rio San Fernando et Punta Banda (fig. 5.50). Orme (op. cit.) s'est attaché à suivre, de proche en proche, ce qu'il nomme la "limite marine quaternaire" mais ne prêta qu'une attention réduite aux terrasses marines elles-mêmes. Les variations d'altitude de sa "limite marine quaternaire" (LMQ) l'amènent à proposer l'existence de deux zones soulevées de 350 mètres (Valle del Rosario et Punta Banda-Canon Santo Tomas), d'une zone d'effondrement récente, sous le niveau zéro actuel (Valle Camalu-rio Santo Domingo), et d'une série de failles généralement orientées perpendiculairement à la côte (fig. 5.51).

La démarche suivie par cet auteur appelle quelques commentaires, indépendamment des remarques que l'on sera amené à faire dans certains sites précis (voir plus loin). Le premier commentaire tient à la signification chronostratigraphique de la LMQ. Orme ne définit pas les critères d'identification et de détermination chronologique de sa LMQ. Il semble qu'il a simplement relevé l'altitude de la trace la plus élevée de transgression marine qu'il ait rencontrée dans chacune des régions. Il ne présente pas d'arguments géomorphologiques qui démontrent la contemporanéité des plus hautes terrasses marines observées ; on peut donc craindre que, du fait de l'érosion particulièrement forte des témoins les plus élevés de transgressions marines, il lui soit arrivé d'attribuer des restes de terrasses marines d'âges distincts à la LMQ.

Par ailleurs, Orme (op. cit.) ne mentionne aucun argument lui permettant de distinguer les dépôts pliocènes marins de ceux du Pléistocène ; or, dans cette région, les sédiments pliocènes marins se présentent parfois sous forme de terrasses marines, peu différentes de celles du Pléistocène (Hertlein & Allison, 1959 ; Gastil et al. 1975). Une telle imprécision risque de conduire à une corrélation latérale entre des

restes littoraux dont la différence d'âge pourrait atteindre plusieurs millions d'années.

Sur un plan pratique, on peut regretter qu'Orme ne fournisse, dans aucune de ses publications (1971, 1972, 1973a, 1973b, 1974), une description des dépôts ou des formes d'érosion qui lui permettent d'identifier la LMQ. Les seuls documents à une échelle assez petite où apparaisse la LMQ, concernent la zone comprise entre San Quintin et San Antonio del Mar (Orme, 1973b, 1974). On peut être surpris par la continuité des tiretés figurant la LMQ dans les fig. 5.50 (en plan) et 5.51 (en coupe perpendiculaire à la côte) étant donné que même la basse terrasse, bien préservée, ne présente pas de témoins aussi continus le long de la côte actuelle.

Enfin, on relève qu'Orme (op. cit.) ne tient apparemment pas compte des travaux antérieurs portant sur le Pliocène et le Quaternaire marins de la région étudiée.

Après avoir examiné l'ensemble des données disponibles sur les terrasses marines, dans chaque zone géographique, on reviendra sur les conclusions néotectoniques proposées par Orme (op. cit.).

5.3.3.2. La région de San Quintin

5.3.3.2.1. Présentation et travaux antérieurs

La région littorale située entre les embouchures des rios del Rosario et Santo Domingo (fig. 5.48 et 5.52) comporte, du sud au nord, un tronçon de côte rectiligne bordé par une étroite plaine littorale (basse terrasse marine), puis une large plaine alluviale s'étendant entre l'escarpement Santa Maria (paléofalaise de plusieurs dizaines de mètres de haut) et un champ volcanique quaternaire ; au nord de la zone volcanique, et derrière un cordon littoral rectiligne et ininterrompu, se trouve la lagune évaporitique de Mormona, (Guzman, 1950 ; Gorsline & Stewart, 1962 ; Vonder Haar, 1971, 1972, 1973, 1976 ; Coleman, 1972). La majeure partie du littoral de la région de San Quintin est couverte de dunes quaternaires de différents types (fig. 5.53).

Des études sédimentologiques et géomorphologiques (Gorsline & Stewart, 1962 ; Cooper, 1967; Vonder Haar, 1972, 1973, 1976 ; Orme, 1973a) ont montré que ces dunes présentent des caractères minéralogiques et granulométriques relativement homogènes et qu'elles témoignent de la constance des vents dominants du NW. Elles appartiennent à au moins quatre générations : fin du Pléistocène moyen (antérieure au dernier interglaciaire), Pléistocène supérieur (postérieure à la formation de la basse terrasse marine), Holocène inférieur (antérieure à environ 6 000 ans B.P.) et Holocène supérieur (depuis 5 000 ans B.P. à l'actuel) (fig. 5.53). La période limite de 6 000-5 000 ans B.P. qui sépare les deux phases d'accumulation dunaire holocènes est déterminée

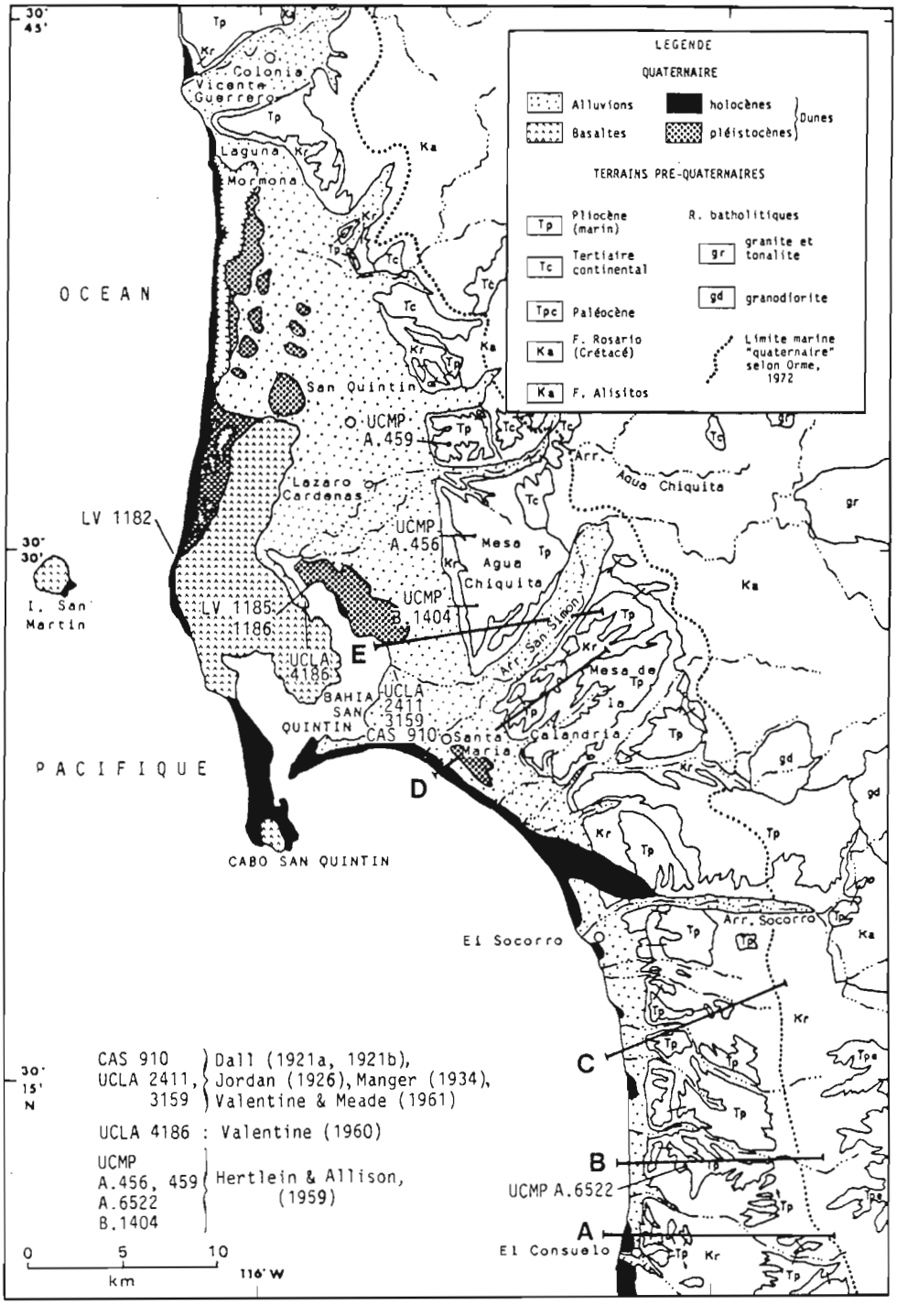


Fig. 5.52. - Carte géologique simplifiée de la région de San Quintin (modifiée, d'après Gastil et al., 1975), montrant la localisation des principaux dépôts littoraux pléistocènes étudiés et des sites fossilifères décrits par divers paléontologues (voir texte). La plupart des affleurements de Pliocène marin figurés ici ont été considérés par Orme (1973a, 1973b, 1974) comme des terrasses marines quaternaires ; la ligne en tiretés (LMQ) représenterait, selon Orme (op. cit.) la limite d'extension des mers pléistocènes (voir texte).

Les traits de coupes "A" à "E" renvoient aux profils topographiques de la fig. 5.54.

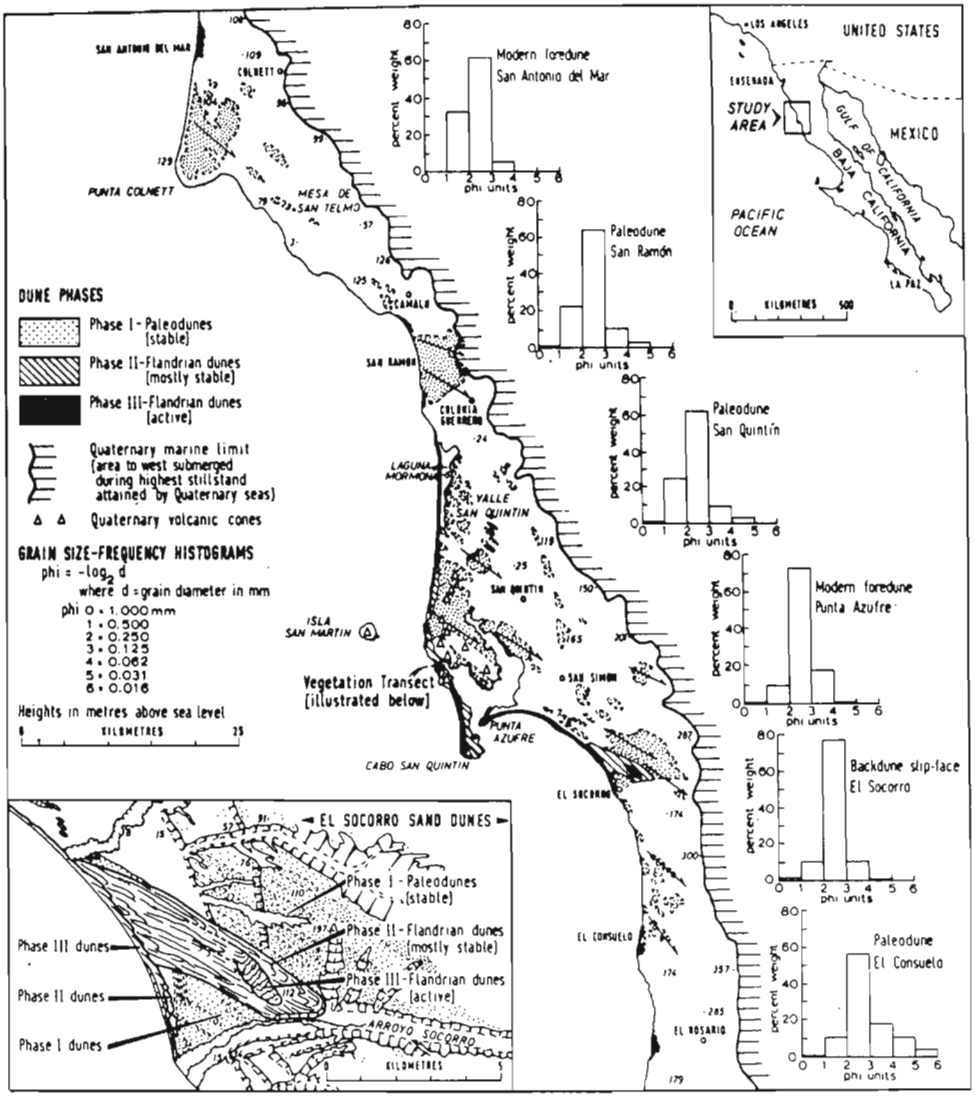


Fig. 5.53 .- Cartographie, caractères granulométriques et chronologie des dunes de la région de San Quintin-Punta Colnett, selon Orme (1973a).

par des datations ^{14}C de restes anthropiques recouvrant les dunes de l'avant-dernière phase (C. Hubbs, in Gorsline & Stewart, 1962). La mise en place de ces sédiments éoliens paraît liée aux variations du niveau marin et, plus précisément, à la disponibilité de matériel sableux stocké dans la zone actuellement infralittorale.

La zone lagunaire de Mormona, qui est le siège de formation d'évaporites (halite, gypse subaquatique, lenticulaire ou nodulaire), a fait l'objet de plusieurs études sédimentologiques (Vonder Haar, 1972, 1973, 1976 ; Vonder Haar & Gorsline, 1975, 1977 ; Horodyski et al., 1975 ; Horodyski & Vonder Haar, 1977 ; Pierre & Ortlieb, 1981 ; Pierre, 1982 ; Ortlieb & Pierre, 1984).

L'âge des cônes volcaniques de San Quintin n'est pas encore connu avec précision. Selon Woodford (1928), et Gorsline et Stewart (1962), l'activité volcanique serait postérieure à l'accumulation de l'essentiel des dunes préholocènes et se serait poursuivie jusqu'à près de 3 000 ans B.P. Cette interprétation suppose qu'aucune terrasse marine pléistocène ou holocène n'entaille les formations volcaniques ; or, on décrira plus loin une terrasse d'abrasion marine de +6 m d'altitude (d'âge Pléistocène supérieur) recoupant les laves, qui permet d'attribuer un âge Pléistocène moyen à la plupart des cônes volcaniques. La relative fraîcheur morphologique des cônes, l'abondance des ponces et cendres (peu altérées ?) dans les dépôts littoraux du Pléistocène supérieur, et l'absence de terrasses marines attribuables à l'avant-dernier interglaciaire, conduisent à envisager un âge voisin de la fin du Pléistocène moyen (moins de 200 ka ?).

5.3.3.2.2. La basse terrasse

Les dépôts littoraux pléistocènes de la région de San Quintin sont connus pour leur contenu faunistique depuis la fin du siècle dernier (Dall, 1892, 1898a, 1898b, Orcutt, 1900a, 1900b). Ces dépôts sont localisés sur la bordure orientale de la lagune de San Quintin. Ce sont des sables fins, parfois limoneux, gris-vert, qui témoignent d'un environnement calme et protégé (LU 1186). Ils affleurent, dans le talus littoral, jusqu'à une altitude de +3 m, et sont couverts par des sables éoliens orangés (fini-pléistocènes) et par les sédiments alluviaux qui recouvrent la plaine de Santa Maria.

Le toit des sédiments marins est localement encroûté, sur plusieurs centimètres, par un calcaire plus ou moins friable, souvent laminaire, de couleur beige (LU 1185) ; cet encroûtement se propage à la faveur de moules externes de racines et s'est donc probablement mis en place après une phase d'érosion partielle et d'induration des sédiments marins.

Les sables éoliens affleurant sur la rive orientale de la lagune appartiennent à deux cycles distincts : les sables partiellement consolidés, colorés par des oxydes de fer, sont

de peu postérieurs à la phase de haut niveau marin pléistocène (S.I. 5), tandis que les sables beiges, peu ou pas fixés par la végétation, sont d'âge holocène (fig. 5.53).

Au pied des cônes volcaniques, sur la rive occidentale de la lagune San Quintin, les dépôts littoraux pléistocènes reposent sur un substratum rocheux et sont constitués de matériel détritique volcanique, très hétérométrique (limons, sables, cailloutis et blocs anguleux) ; ces dépôts, incluant des débris coquilliers et quelques coquilles entières de mollusques, affleurent jusqu'à une altitude de +6 m (Valentine, 1960).

Sur la côte ouverte, à l'ouest des cônes volcaniques, un seul lambeau de terrasse marine, taillé dans la lave, a été préservé (à la latitude de l'île San Martin, fig. 5.52). Cette banquette d'abrasion se présente à une altitude maximale (observée) de +6 m.

La surface d'érosion est recouverte par un conglomérat comportant des blocs de dimensions décimétriques, de minces dépôts de cendres volcaniques remaniées, brun-foncé, à débris coquilliers (LU 1184), et des lambeaux de calcaire gréseux à faune bien préservée (LU 1182, Haliotis fulgens, Acmaea sp. et Pododesmus macrochismus prédominants). Ces dépôts littoraux sont surmontés par 15 à 20 mètres de sables dunaires. Le sommet de l'unité dunaire, attribuée au Pléistocène supérieur, est marqué par un paléosol rougeâtre, qui localement épouse une paléotopographie d'entailles fluviatiles. Des sables dunaires holocènes fixés recouvrent l'ensemble. Le reste de la côte, au droit des cônes volcaniques, est caractérisé par une falaise abrupte de plusieurs dizaines de mètres de haut.

L'épaisse couverture de sédiments alluviaux dans l'ensemble de la plaine de San Quintin-Santa Maria, ainsi que l'accumulation de sables éoliens, en massifs dunaires ou en nappe superficielle, masquent l'essentiel des dépôts littoraux de la région et ne permettent pas de déterminer précisément la position et l'altitude du bord interne de la basse terrasse.

Des déblais de puits attestent de l'existence de dépôts marins sous l'ensemble de la plaine (présence de débris coquilliers et des sables littoraux). Par ailleurs, le creusement d'un canal de dérivation d'eaux de crues, immédiatement au nord du massif volcanique septentrional, a rendu possible l'observation en place, sous plusieurs mètres de sables éoliens, de sables gris clair, à coquilles bien préservées, vers +5 m d'altitude.

La ligne de rivage de cette transgression dont la trace se trouve donc à une côte minimale de +6 m, était située très probablement au pied du grand escarpement qui limite à l'est la plaine de San Quintin-Santa Maria.

La faune des dépôts littoraux pléistocènes qui bordent la lagune de San Quintin a été étudiée par de nombreux auteurs depuis les travaux

de Dall (1892), Orcutt (1900b, 1921a, 1921b), Bartsch (1917), Berry (1926, 1950), etc.. Dans ces dépôts, plus de 280 espèces de mollusques ont été identifiées. Le tabl. A6.14, rassemble : la principale liste des espèces déterminées par Dall (1921a, 1921b), Jordan (1926), Manger(1934) et Valentine et Meade (1961) (tabl. A6.15-A) ; la liste de faune de la localité UCLA 4186 (rive occidentale de la lagune), d'après Valentine (1960a) (tabl. A6.15-B) ; ainsi que la liste des espèces les plus représentées dans l'ensemble des collections (selon Manger (1934) et Valentine et Meade (1961) (tabl. A6.15-C).

Cette faune comprend des organismes de substrat rocheux, quelques espèces d'origine relativement profonde ramenées par des courants littoraux et des phénomènes de upwelling, et surtout des formes de fonds sableux peu profonds. L'essentiel de la faune est "froide" bien que quelques espèces caractéristiques d'environnements protégés soient de type thermophile. Les paléotempératures estimées d'après la composition faunistique (températures moyennes mensuelles variant entre 22° et 14°C) sont peu différentes des températures actuelles des eaux littorales (0 à 70 m de profondeur) de la zone de Bahia San Quintin-île San Martin (Valentine et Meade, 1961).

5.3.3.2.3. Les terrasses marines plus anciennes

Aucune terrasse marine antérieure à la précédente n'a été identifiée dans la région de San Quintin. Ceci tient en partie au remplissage alluvial de la plaine et à l'absence de lambeaux de terrasses de faible ou moyenne altitude au pied des reliefs qui bordent cette région, entre l'embouchure du rio Santo Domingo et El Socorro. Orme (1972, 1973a, 1973b, 1974) qui considère que la "limite marine quaternaire" passe à une altitude variant de +120 à +300 m (fig. 5.50), largement à l'est des mesas Agua Chiquita (= San Simon) et La Calandria, ne décrit aucune des terrasses marines "pléistocènes" qu'il a prises en compte.

Dans la région de San Quintin, comme dans d'autres parties de la côte nord-occidentale de Basse Californie il est difficile de distinguer les dépôts (ou/et les formes de relief littoral) pléistocènes de ceux d'âge pliocène. En effet, l'ensemble des dépôts littoraux et marins qu'implicitement Orme (op. cit.) attribue au Pléistocène, et qui se trouvent à une altitude supérieure à +50 m, ont été attribués par d'autres auteurs au Pliocène (Santillan & Barrera, 1930 ; Hertlein & Allison, 1959 ; Gastil et al., 1975, etc.).

Des témoins de transgressions marines, d'âge incertain, s'observent à des altitudes croissant du nord au sud. Sur la ride qui sépare la vallée du rio Santo Domingo de la plaine de San Quintin et de la Laguna Mormona, des dépôts conglomératiques d'origine marine, très encroûtés, affleurent entre +25 et +60 m. Au nord-est de San Quintin, des dépôts littoraux comparables ont été préservés au sommet de

quelques buttes témoins, vers +60 m d'altitude (fig. 5.52). A l'est de San Quintin et de Santa Maria, ils coiffent, entre +100 et +130 m d'altitude, les mesas d'Agua Chiquita, La Calandria, etc. (fig. 5.52). Enfin, à l'est et au sud-est de El Socorro, de tels dépôts s'observent à différentes altitudes entre +100 et plus de +300 m (ou +400 m, selon Gastil et al., 1975). Des profils topographiques, dans cette dernière zone, montrent un étagement de replats morphologiques qui pourraient être identifiés comme des surfaces d'érosion littorale (fig. 5.54). C'est apparemment dans les environs de Mesa Redonda (fig. 5.48 et 5.52, profil A), que Orme a cru reconnaître le point le plus élevé atteint par la mer au Quaternaire, dans le nord-ouest de Basse Californie (+357 m ; fig. 5.50 et 5.51).

L'ensemble de ces dépôts a été cartographié comme "Pliocène marin" par Gastil et collaborateurs (1975). Ces derniers auteurs se sont appuyés sur les déterminations paléontologiques de faunes de mollusques et d'échinodermes effectuées par Santillan et Barrera (1930) et par Hertlein et Allison (1959) (localités UCMP A-456, A-459, B-1404, A-6522, indiquées fig. 5.52).

> Selon Hertlein et Allison (1959), plusieurs espèces identifiées dans certains de ces dépôts ont également été trouvées dans les formations Almejas (péninsule de Vizcaino) et San Diego, et certaines seraient caractéristiques du Pliocène (voir tabl. A6-14). Toutefois le nombre de localités fossilifères étudiées n'est pas suffisant pour que l'on puisse établir une corrélation latérale entre les différents affleurements de sédiments littoraux anciens de la région et considérer qu'ils appartiennent tous à la formation Cantil Costero (Santillan & Barrera, 1930 ; Gastil et al., 1975).

D'autre part, la disposition particulière de certains de ces dépôts (au sud de l'arroyo Socorro, fig. 5.52) en bandes parallèles au rivage, et à des altitudes croissantes (fig. 5.54), est plus compatible avec une série de terrasses marines liées aux variations climatiques pléistocènes qu'avec l'interprétation de lambeaux d'une même formation marine préservés par l'érosion.

Enfin, on remarque que certaines des localités fossilifères étudiées par Hertlein et Allison (1959) (telle UCMP A-6522) ont livré des espèces qui ne sont pas exclusivement pliocènes (de sorte que les dépôts de ces localités pourraient aussi bien être d'âge pléistocène).

En conclusion, il est actuellement impossible de préciser, à l'est et au sud-est de San Quintin, les limites d'affleurement du Pliocène marin et celles des dépôts laissés par les mers quaternaires. Il est probable que le sommet des mesas Agua Chiquita et San Simon est constitué de dépôts pliocènes et que la plupart des affleurements de la zone El Socorro-El Consuelo sont d'âge pléistocène inférieur et moyen.

5.3.3.3. La région de Camalu-Colnett

La région côtière située entre rio Santo Domingo et San Antonio del Mar (fig. 5.55) a été étudiée par Orme

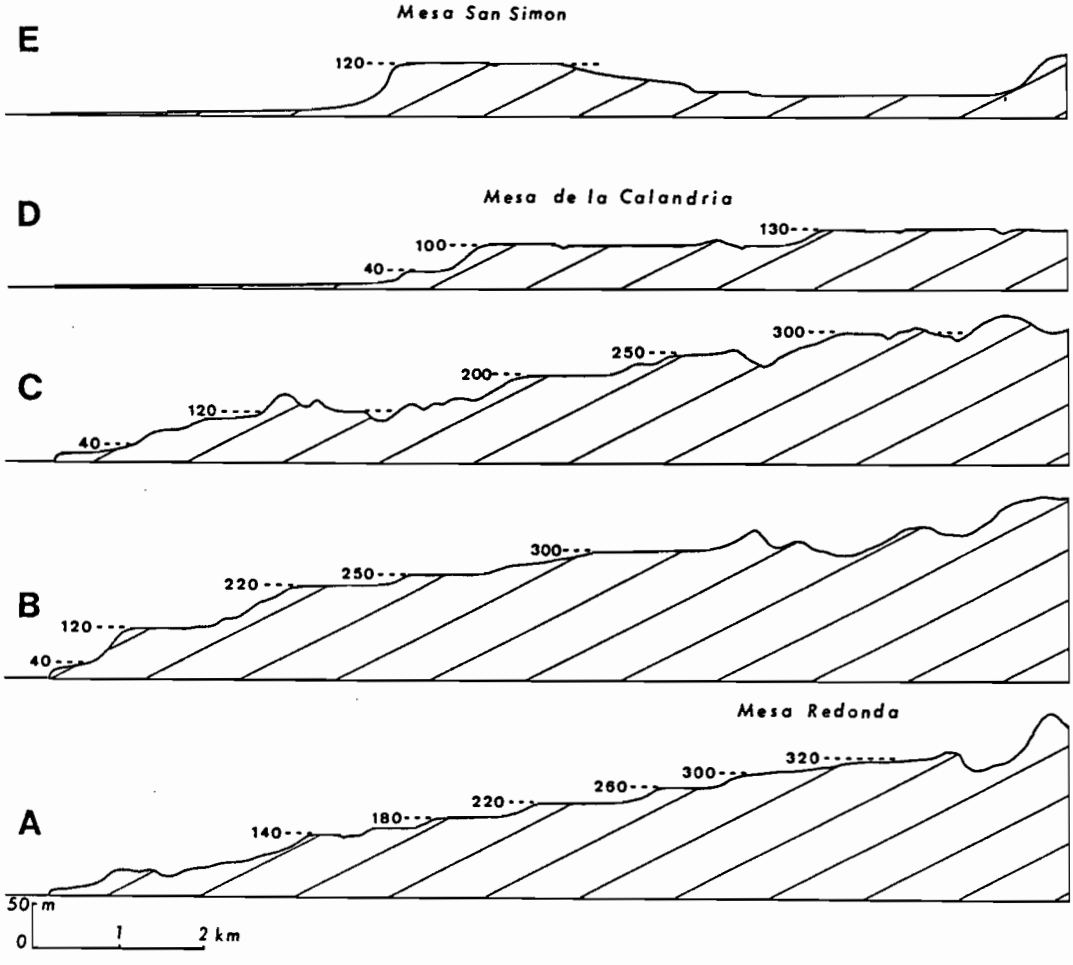


Fig. 5.54 .- Profils topographiques de la région côtière entre San Quintin et El Consuelo (voir localisation fig. 5.53) suggérant un emboitement de surfaces d'érosion marine pléistocènes, et peut-être pliocènes (voir discussion dans le texte).

Les altitudes indiquées (en mètres) correspondent, selon le cas, à la surface morphologique ou à la rupture de pente qui limite les replats topographiques.

(1972, 1973a, 1973b, 1974). Cet auteur qui s'est interessé aussi bien à la végétation des zones lagunaires et marais littoraux, qu'aux dunes côtières quaternaires et aux terrasses marines pléistocènes, a élaboré plusieurs cartes géomorphologiques de cette région. La fig. 5.56 synthétise l'essentiel des données concernant la distribution et l'altitude des terrasses marines selon cet auteur (Orme, 1973b, 1974) ; dans la carte géologique simplifiée de la fig. 5.55, fondée sur les travaux de Gastil et collaborateurs (1975), est présentée une interprétation contradictoire de la distribution des dépôts marins pliocènes et quaternaires.

Au nord de la plaine de San Quintin jusqu'à Camalu, aucune terrasse marine n'avait été signalée antérieurement.

Immédiatement au nord du rio Santo Domingo, un vaste champ de dunes couvre la presque totalité de la plaine côtière (San Ramon), depuis le rivage actuel jusqu'à une altitude maximale de +75 m (Orme 1973a). Selon Orme (1972, 1974), cette zone constituerait un compartiment effondré limité par deux failles parallèles aux rios Santo Domingo et Camalu. L'hypothèse d'un effondrement important (de l'ordre de la centaine de mètres), au Quaternaire récent, proposée par Orme (1972) (fig. 5.51), repose sur l'idée (erronnée) que les sables dunaires forment une couche épaisse se prolongeant jusque sous le niveau de la mer.

La carte géologique de Gastil et collaborateurs (1975) montre la superposition de "Pliocène marin" (en fait, les sables dunaires quaternaires) sur un substratum crétacé (formation Rosario), et les cartes géologiques CETENAL H11B64 confirment la présence d'un substratum rocheux émergé sous les dunes consolidées.

Ainsi, contrairement à la supposition de Orme (op. cit.), les sables dunaires de la plaine de San Ramon ne constituent qu'une couverture superficielle, de quelques mètres d'épaisseur ; ces dunes masquent probablement les restes d'une ou plusieurs terrasses marines pléistocènes. Dans le cas du bassin de Camalu, en revanche, l'interprétation de mouvements tectoniques verticaux quaternaires est tout à fait plausible. La petite plaine de Camalu, qui n'est drainée par aucun rio important, doit probablement sa position topographique basse à un effondrement relativement récent.

La région comprise entre Punta Camalu et la Mesa San Jacinto présente plusieurs entablements emboîtés et correspond, selon Orme (1972, 1974) à un horst quaternaire (fig. 5.51). Dans ce compartiment soulevé, de 5 km de large, la ligne de rivage de la plus haute terrasse marine (Mesa de San Jacinto) apparaît à près de +150 m d'altitude, alors qu'elle n'est que de +65 m, au sud-est de la Mesa San Telmo (fig. 5.56). Une terrasse intermédiaire se trouve à des altitudes variant de +90 à +70 m. Selon Orme (op. cit.), la basse terrasse serait affectée par la faille Camalu puisque la ligne de rivage de la transgression du dernier intergla-

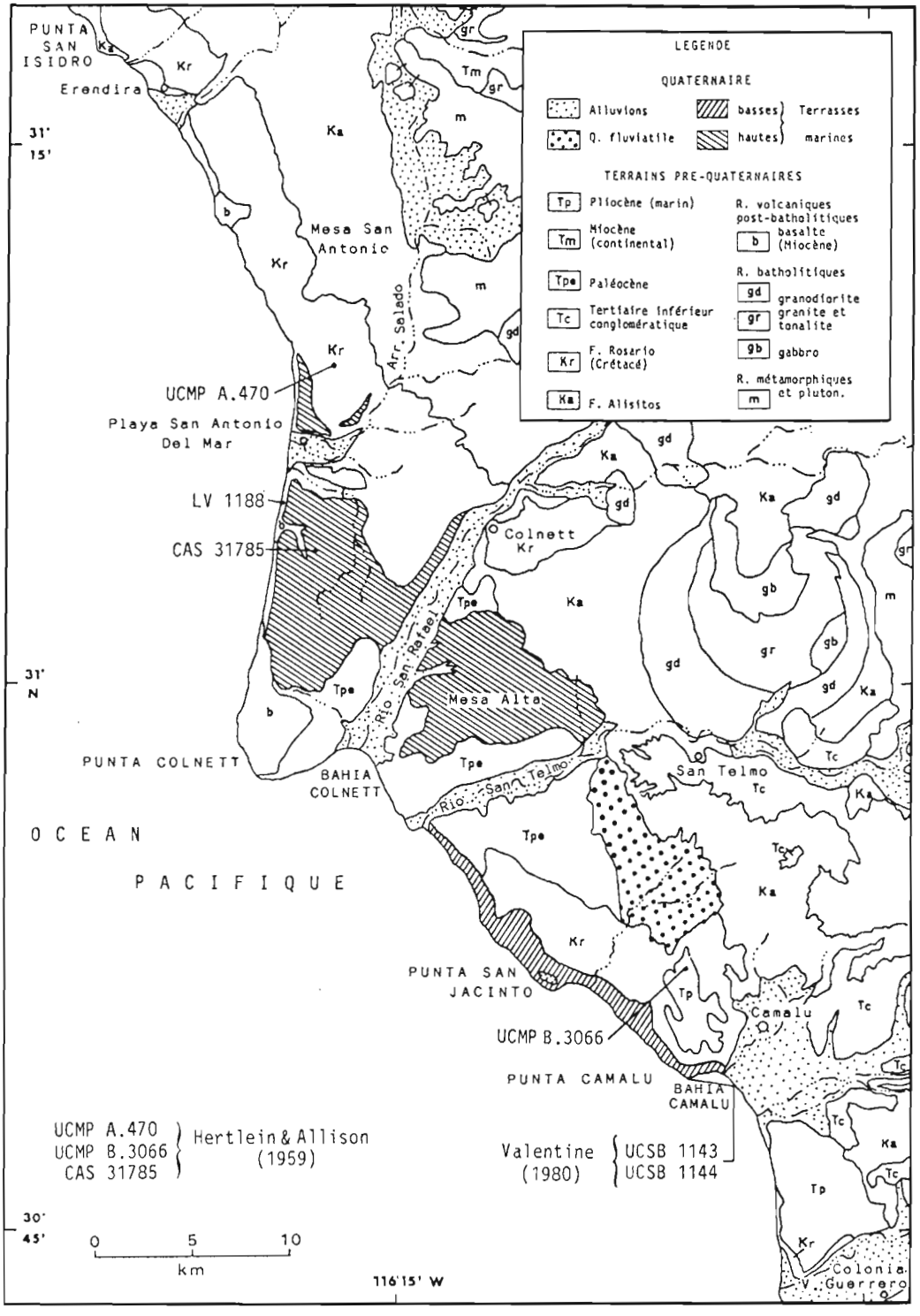


Fig. 5.55.- Carte géologique simplifiée de la région de Punta Colnett (modifiée d'après Gastil et al., 1975), montrant l'extension des dépôts pliocènes et pléistocènes et la localisation de divers sites fossilifères. Une interprétation différente de la distribution des terrasses marines pléistocènes (?) de cette région a été proposée par Orme (1973b, 1974), (voir fig. 5.56).

ciaire qui, à Bahia Camalu, serait située sous le niveau de la mer, s'élèverait à environ +8 m, à une distance de 2 km au nord de Punta Camalu.

La faune de cette basse terrasse a été décrite récemment par Valentine (1980) à Punta Camalu (localités UCSB 1143 et 1144, cf tabl. A6.15-E). Deux tests de Protothaca staminea provenant de la localité UCSB 1143 ont livré des rapports énantiométriques d'acides aminés suggérant un âge S.I. 5e (J. Wehmiller, in Valentine, 1980).

La région de San Telmo-Colnett (ou Colonet) est caractérisée par un grand développement des terrasses marines, notamment de la plus élevée d'entre elles (fig. 5.56). La plus haute ligne de rivage identifiée par Orme (1974) est située vers +108 m d'altitude, au nord de Colnett (Mesa de Colnett), et s'abaisse, vers le sud, à +100/+90 m (Mesa Alta) puis à +90/+65 m (Mesa de San Telmo) (fig. 5.56). Cette haute terrasse est localement surmontée par une couche de sables éoliens consolidés, à pisolithes ferruginisés, de 20 à 30 mètres de puissance. On reviendra plus loin sur la similitude de ces pisolithes et ceux qui jonchent la terrasse "Linda Vista" à San Diego, Californie (paragr. 5.3.3.10.3.).

Une deuxième terrasse, plus basse, est bien marquée à l'ouest de la Mesa de San Telmo et au nord de San Antonio del Mar. Dans les environs de San Antonio del Mar, le pied de falaise correspondant à cette deuxième terrasse se trouve vers +88 m, et son bord externe entre +75 m (au sommet de la falaise côtière actuelle) et +45 m (fig. 5.56). Entre le rio San Telmo et Punta San Jacinto, la deuxième terrasse est observée entre +50 et +40 m ; à l'est de Punta San Jacinto, cette terrasse s'abaisse encore (+40/+23 m) jusqu'à la faille limitant le horst de la Mesa de San Jacinto (fig. 5.56).

Au nord de Punta Colnett, la terrasse la plus récente a été largement érodée le long de la falaise côtière. Selon Orme (1974), son altitude décroîtrait, vers le sud, depuis +8 m à la latitude de San Antonio del Mar, pour passer sous le niveau de la mer actuel, à Punta Colnett. Au sud de rio San Telmo, jusqu'à Punta Camalu, la basse terrasse se trouve à une altitude variant entre zéro et quelques mètres au-dessus du niveau de la mer.

A 3 km au sud de San Antonio del Mar (fig. 5.55), j'ai observé, dans le talus littoral, un affleurement de dépôt de pied de falaise (LV 1188). Ce dépôt qui se trouve entre +10 et +13 m d'altitude, contient des coquilles fragmentées et mal préservées (Tivela stultorum, Tivela sp., Tresus nuttallii, Glycymeris sp., Protothaca laciniata). On ignore s'il doit être rattaché à la transgression du dernier interglaciaire, ou s'il s'agit d'un témoin du haut niveau marin de l'avant-dernier interglaciaire.

Dans les environs de San Antonio del Mar, plusieurs localités fossilifères de dépôts pliocènes (?) et pléistocènes méritent d'être mentionnées. Hertlein et Allison (1959) signalent l'existence de fossiles marins et terrestres

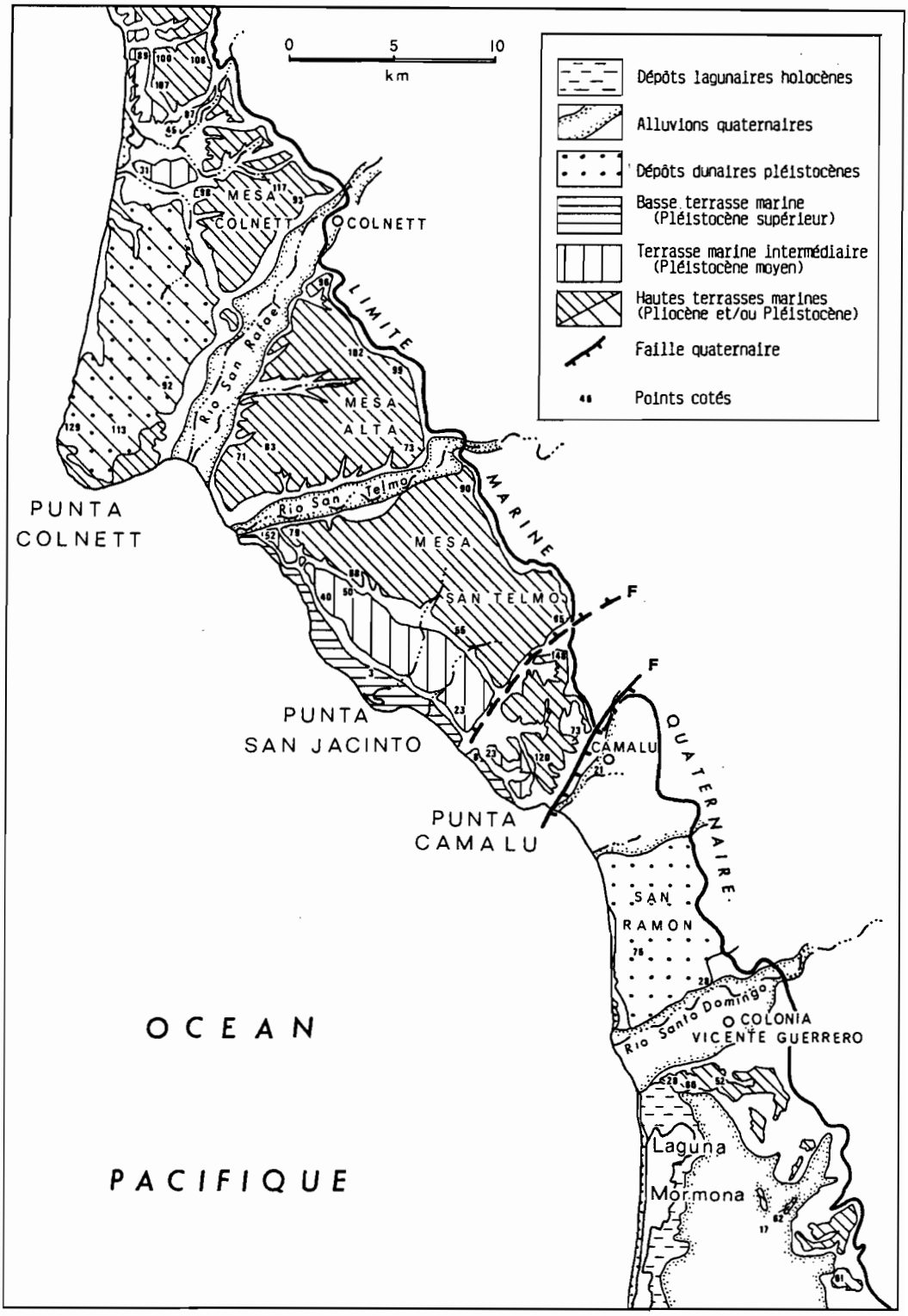


Fig. 5.56 .- Principales terrasses marines de la région San Quintin-San Antonio del Mar : synthèse des cartes géomorphologiques de Orme (1973b, 1974). La "limite marine quaternaire" (Orme, 1972, 1973a) pourrait marquer l'extension maximale des mers plio-pléistocènes. Voir l'interprétation, en coupe, des déformations de ces terrasses, fig. 5.51.

caractéristiques du Pléistocène au nord de Punta Colnett (à une altitude inférieure à +50 m) : Dendraster excentricus, daim, antilocarpidés, chevaux, "paresseux" (localités UCMP V-5123, V-5686, V-5728, B-3080). Les mêmes auteurs observèrent la présence de Ostrea vespertina veatchii Gabb, qu'ils attribuent au Pliocène, dans les localités UCMP A-470 et CAS-31785 (fig. 5.55) ; ces données suggèrent que la haute terrasse de cette région, attribuée au Quaternaire par Orme (1973b, 1974), date en réalité du Pliocène. Sur la même haute terrasse (Mesa San Telmo, voir fig. 5.55) une autre localité (UCMP B-3066) a livré à Hertlein et Allison (1959) une faune plus abondante, au caractère pliocène bien marqué et comparable à celle de la formation San Diego (voir tabl. A6.14-C).

En l'absence de description précise des dépôts littoraux anciens, il est difficile de corréler les terrasses marines de la région Camalu-Colnett. Les cartes géomorphologiques et les quelques données fournies par Orme (1973a, 1973b, 1974) conduisent à distinguer trois terrassses principales, d'altitude généralement décroissante du nord au sud. La terrasse la plus élevée, qui est aussi la plus développée (mesas Colnett, Alta, San Telmo, San Jacinto ?) pourrait avoir été formée lors de plusieurs phases de haut niveau marin, pléistocènes et/ou pliocènes. Les terrasses intermédiaires, d'altitude variant entre +90 et +20 m, sont probablement d'âge pléistocène moyen.

La basse terrasse, dont l'altitude varie de +10 (ou +13 ?) m à +0 (?) m, est attribuée au maximum marin du dernier interglaciaire (arguments morphostratigraphiques et aminostratigraphiques).

Du point de vue des déformations tectoniques, il semble bien établi que les deux failles limitant la Mesa de San Jacinto déterminent une structure en horst (Orme, 1972, 1974) ; il reste à déterminer l'âge de cette phase de fracturation en fonction de l'âge de la plus haute terrasse (pliocène et/ou pléistocène). Par ailleurs, je considère la plaine de Camalu comme une zone effondrée, mais contrairement à Orme (op. cit.) (fig. 5.51), je suppose que cet effondrement est d'amplitude limitée et ne concerne pas la zone de San Ramon couverte de dunes pléistocènes.

5.3.3.4. Punta Cabras

Dans la région de Punta Cabras (fig. 5.57), trois terrasses marines ont été signalées, à +4/+15 m, +45/+75 m et +90/+120 m (Beal, 1948 ; Addicott & Emerson, 1959).

Orme (1972, 1974) qui place à +122 m l'altitude de la limite marine "quaternaire" dans cette région, mentionne l'existence de quatre terrasses dans l'arrière-pays de Punta Cabras, sans en préciser les altitudes (ni la localisation) (voir fig. 5.51).

Les deux hautes terrasses, couvertes de plusieurs mètres d'alluvions, semblent dépourvues de sédiments marins fossilifères (Oakes, in Addicott & Emerson, 1959). Addicott et Emerson (1959) décrivent en détail la morphologie de la

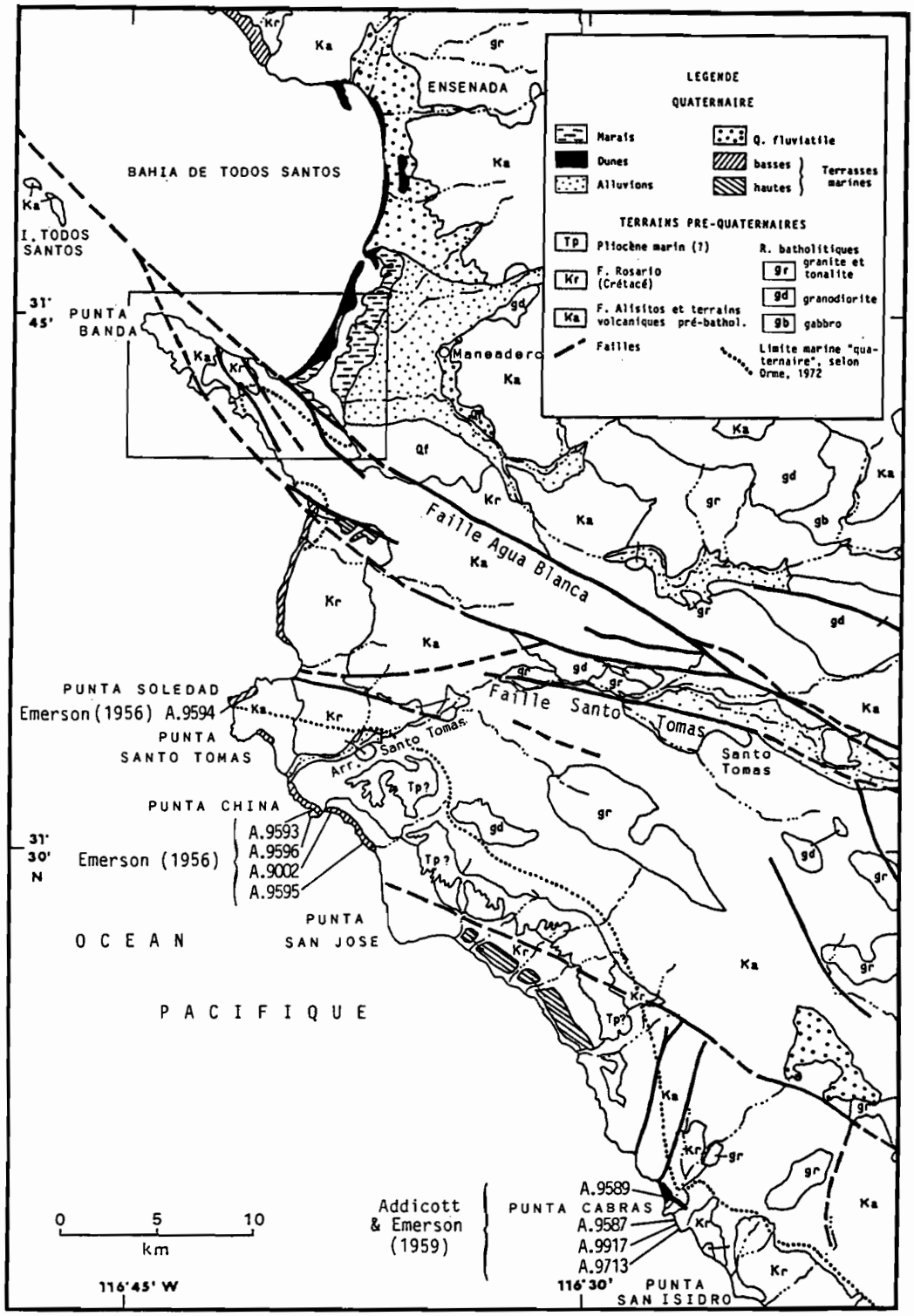


Fig. 5.57.- Carte géologique simplifiée de la région de Punta Banda (modifiée d'après Gastil et al., 1975 Acosta, 1966, et Orme, 1973a, 1973b), montrant la localisation des principaux sites fossilifères de dépôts marins pléistocènes, étudiés par divers auteurs.

basse terrasse dont le bord interne (ancien pied de falaise) se situe à +15 m. Le bord externe de la terrasse, au sommet du talus littoral actuel est à +6 m environ.

La faune des dépôts littoraux de cette basse terrasse, comprenant une centaine d'espèces de mollusques (tabl. A6.15-F), présente surtout des formes de substrat rocheux ; comme dans d'autres localités de Basse Californie Nord, les formes "froides" de zones littorales exposées sont dominantes, et seules les espèces de baie protégée ont un caractère thermophile (Addicott & Emerson, 1959).

5.3.3.5. Punta San José

Dans les environs de Punta San José (fig. 5.57), la basse terrasse a été étudiée par Emerson (1960b). Le bord externe de la plateforme d'abrasion est à +4,5 m d'altitude mais l'altitude de sa limite interne n'a pas été déterminée.

Les dépôts littoraux, d'environ 1 m de puissance, sont surmontés par plusieurs mètres d'alluvions comportant à leur sommet des restes d'occupation humaine. La faune récoltée dans les dépôts littoraux pléistocènes est peu abondante et caractérisée par un mélange de formes "froides" et thermophiles (tabl. A6.15-G).

Orme (1974) signale, sans plus de précisions, que cinq terrasses bien définies seraient préservées dans les environs de Mesa San José, à l'est de Punta San José.

5.3.3.6. Punta China-Bahia Soledad

5.3.3.6.1. La basse terrasse

La basse terrasse de l'embouchure du rio Santo Tomas (fig. 5.57) a été étudiée par Allison (1955), Emerson (1956) et Acosta (1966). Cette terrasse a été taillée dans des tuffs et conglomérats volcanoclastiques de la formation Alisitos (Crétacé moyen) et des grès et conglomérats de la formation Rosario (Crétacé supérieur) (Allison, 1974). Le bord externe de la surface d'abrasion littorale se trouve à une altitude de +4 à +8 m. La terrasse est bien développée entre Punta China et l'embouchure de rio Santo Tomas tandis qu'au sud de Punta China (à 1,5 et 3 km), à Punta Soledad, et dans la baie de Soledad, seuls quelques lambeaux de cette terrasse ont été préservés de l'érosion (fig. 5.57).

Les dépôts marins de cette basse terrasse, constitués de blocs, galets et sables, plus ou moins fossilifères, se présentent en lentilles discontinues, ou en couches de moins de 3 m d'épaisseur. La couverture alluviale de la terrasse est épaisse, de l'ordre d'une dizaine de mètres. La faune recueillie et décrite par Emerson (1956, voir tabl. A6.15-I) est abondante (une centaine d'espèces) et présente des formes qui, à l'heure actuelle, vivent au nord de Conception Point (Californie) ou en eaux plus profondes (Acmaea instabilis, A. mitra., A. scutum,

Calliostoma ligatum, Ocinebra lurida, Opalia wroblewskii chacei, Tegula brunnei, T. montereyi, Clinocardium fucanum, Balanophyllia elegans). Selon Emerson (1956a) les éléments "froids" de cette faune, apparentés à ceux décrits dans les faunes des basses terrasses de San Diego, San Quintin et Punta Baja, traduisent l'importance des phénomènes d'upwelling dans le passé.

5.3.3.6.2. Les hautes terrasses

Au sud-est de la péninsule de Punta Banda, plusieurs hautes terrasses marines ont été signalées par Acosta (1966) (fig. 5.57). Un premier lambeau de terrasse a été observé à +35 m d'altitude, dans la baie de Soledad. Un autre reste de terrasse marine, à +150 m d'altitude, a été décrit au nord-est de Bahia Soledad, sur la trace de la faille Los Acacias (dépôts littoraux pléistocènes non affectés par la faille). Une troisième terrasse, plus largement développée, est signalée à l'est de Punta China, à +250 m.

Les dépôts marins de cette dernière terrasse (observables en particulier dans la carrière de calcaire de Punta China) ne se distinguent pas toujours nettement du substratum formé par le conglomérat calcaire de la formation Rosario.

Les relations latérales entre les deux dépôts littoraux les plus élevés n'ont pas été élucidées ; en effet, leur similitude lithologique ne permet pas d'établir de chronologie relative ; d'autre part, il n'est pas exclu qu'à la suite du rejeu de l'une des failles du système de Santo Tomas les restes de terrasses mentionnés correspondent à un même ensemble qui aurait été déformé.

Acosta (1966) mentionne l'existence d'un autre reste de terrasse marine pléistocène (?), surmontant des dépôts pliocènes, à +250 m, dans une localité située à 11 km au sud-est de Punta China. Par ailleurs, il faut signaler que Gastil et collaborateurs (1975) ont attribué au Pliocène marin, les dépôts constituant la terrasse de +250 m, à l'est de Punta China. Une analyse paléontologique pourrait peut-être lever l'incertitude chronostratigraphique concernant ces dépôts.

Enfin, on notera que, selon Orme (1972, 1974), la plus haute terrasse marine "quaternaire" de la région se trouverait à +301 m, sur la rive méridionale du rio Santo Tomas (fig. 5.50 et 5.51). La limite marine "quaternaire" tracée par cet auteur, dans la zone comprise entre les failles Agua Blanca et Santo Tomas (fig. 5.57) occupe une position trop occidentale puisqu'elle ne tient pas compte des affleurements décrits par Acosta (1966).

5.3.3.7. Punta Banda

La péninsule de Punta Banda est un bloc faillé, limité au nord par la faille Agua Blanca (fig. 5.57). Cette faille est l'un des principaux accidents qui, à la fin du Cénozoïque, ont affecté le nord-ouest de Basse

Californie et le Continental Borderland (paragr. A10.1). Cette péninsule est connue pour avoir enregistré un grand nombre de terrasses marines.

A titre anecdotique, signalons que le nom attribué à la pointe et à la péninsule est celui du Dr. Longinos Banda, qui dirigeait un expédition géologique et géophysique mexicaine, dans cette région, en 1862.

La plaine qui borde la baie de Todos Santos forme un demi — graben limité au sud par la faille d'Agua Blanca et rempli par plus de 2 000 m de sédiments (Gastil et al., 1975).

La terrasse signalée dans la région de Ensenada se trouve à quelques mètres d'altitude (Schroeder, 1967 ; Gastil et al., 1975).

5.3.3.7.1. La faille Agua Blanca

La faille Agua Blanca est une faille décrochante dextre, de plus de 130 km de long (fig. 5.57) ; elle affecte essentiellement des terrains crétacés et présente des signes d'activité au Quaternaire : escarpements récents, détournements de rivières, ensellements, etc. (Allen et al., 1960 ; Armiego & Suarez, 1981 ; Hilinsky & Rockwell, 1986 ; Hatch & Rockwell, 1986). Les déplacements horizontaux maximaux ont été estimés à 11 et 22 km ; la séparation de 5 km entre un affleurement de graviers fluviatiles (quaternaires) et leur source possible a conduit Allen et collaborateurs (1960) à envisager que l'activité de cet accident se soit poursuivie jusqu'au Pléistocène. Aucun séisme historique n'a cependant été enregistré.

Le tracé de la faille Agua Blanca est jalonné de sources chaudes (comme dans le village d'Agua Blanca), et d'escarpements de failles (facettes triangulaires au sud de Maneadero). Selon certains auteurs, il y aurait continuité entre cette faille et celle qui longe la côte orientale de l'île San Clemente (Krause, 1962, 1965 ; Moore, 1969a), mais une étude récente à l'aide du "Seabeam" tend à infirmer cette interprétation (Legg & Luyendyk, 1982). Selon Legg et Wong (1979), la faille Agua Blanca, au large, se raccorderait à deux zones de fractures actives, "bassin de San Diego-Maximinos" et " Coronado bank-Agua Blanca".

5.3.3.7.2. Les séries de terrasses marines

La série de lignes de rivage pléistocènes de Punta Banda a été observée il y a près d'un siècle, par Lindgren (1888). Cet auteur identifia en particulier des restes de plages quaternaires à +12, +54, +131 et +180 m (tabl. 5.8). Wittich (1920), lui, n'observa que deux terrasses, à +50 et +90 m.

Par la suite, Allen et collaborateurs (1960) reconnurent 13 terrasses étagées sur le flanc sud-oriental du sommet de la péninsule (tabl. 5.8). Ils identifièrent les lignes de rivage par la morphologie (point d'inflexion de la partie interne des terrasses) et par la présence de galets roulés, d'origine exogène (mesures à l'aide d'un altimètre anéroïde). Ces auteurs, qui n'étudièrent pas la chronologie des lignes de rivage, n'excluaient pas que les

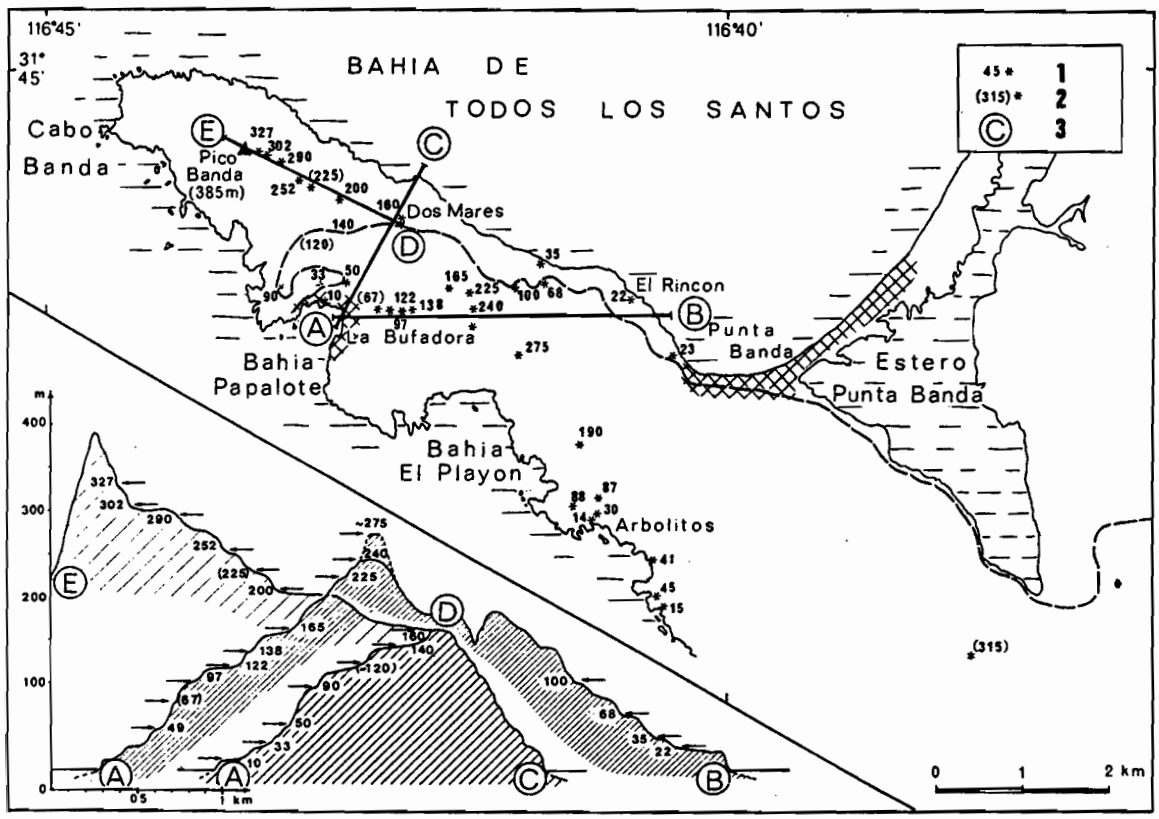


Fig. 5.58.- Reconnaissance de séries de lignes de rivage pléistocènes dans la péninsule de Punta Banda. Les altitudes indiquées (en m) correspondent à la trace supposée du plus haut niveau marin contemporain de chaque terrasse (tabl. 5.8).

plus anciennes terrasses marines soient d'âge pliocène. Selon eux, l'étagement des terrasses constitue une évidence de soulèvement, mais en même temps, ces auteurs faisaient remarquer que les terrasses elles-mêmes sont relativement peu déformées par des failles du système d'Agua Blanca.

Dans une nouvelle étude, j'ai tenté de préciser les caractères et la position de chacune des lignes de rivage successives en utilisant des critères morphologiques (replats morphologiques, ruptures de pente correspondant à des talus littoraux, etc.) et géologiques (cordons de galets, séquences de sédiments marins et continentaux, etc.).

La séquence de terrasses observées par Allen et collaborateurs (1960) a été retrouvée entre le point culminant de la péninsule (Pico Banda) et la baie de Papalote (fig. 5.58). Les altitudes mesurées de la trace du niveau marin contemporain de la formation de chaque terrasse sont voisines de celles fournies par les auteurs pré-cités bien qu'elles soient généralement inférieures à celles-ci de quelques mètres (tabl. 5.8, 2e et 3e colonnes),

Les dépôts littoraux les plus élevés que j'ai identifiés se trouvent à +327 m, une vingtaine de mètres plus bas que la plus haute terrasse (?) (+348 m) de Allen et collaborateurs (1960).

> C'est un conglomérat, de 1 mètre de puissance, à éléments arrondis à la base, devenant plus anguleux au sommet, à ciment argilo-limoneux (altération pédogénétique), et reposant sur une surface d'abrasion sub-horizontale (LU 1146, 1147).
>
> A environ +370 m, (soit 5 mètres sous le niveau du point culminant de Pico Banda) un affleurement de brèche à éléments volcaniques (andésites ?), de forme arrondie ou anguleuse, ne présente pas de caractères marins typiques ; je le considère comme étant d'origine continentale.

La deuxième plus haute ligne de rivage (à +302 m) correspond à un replat topographique sur lequel reposent des galets arrondis, mais où n'affleure qu'un conglomérat de type alluvial (apparemment déposé après la formation de la terrasse d'abrasion et le retrait de la mer). La troisième plus haute ligne de rivage est matérialisée par un conglomérat à éléments très arrondis, de dimension centimétrique à décimétrique, et à matrice gréseuse (LU 1148).

> Ce dépôt, de 2 mètres de puissance, reposant sur un substratum (granite) érodé, est recouvert d'éboulis et de colluvions consolidés.

Entre +252 et +120 m, six replats topographiques ont été assimilés à des surfaces d'abrasion marine, la plus vaste étant située vers +150/+160 m (lieu-dit Dos Mares, fig. 5.58). La ligne de rivage identifiée à +90 m, au sud-est de Pico Banda, et à +97 m au nord-est de Bahia Papalote, est matérialisée par un dépôt de galets marins, monogéniques (andésite), de plusieurs mètres d'épaisseur, recouvrant une terrasse d'abrasion largement développée (une centaine de mètres). C'est l'une des terrasses marines les mieux marquées dans le paysage.

Lindgren (1888)	Allen et al. (1960)	SE du Pic de Punta Banda	E Bahia Papalote	NW village Punta Banda	Bahia Arbolitos
12	15	10 ± 3*		22 ± 2•*	14 ± 2•*
	40	33 ± 3*		35 ± 3*	30 ± 3•
54	58	50 ± 2*	49 ± 5*		41 ± 3•
			(67 ± 3)•	68 ± 5•*	
	95	90 ± 3*	97 ± 5•*	100 ± 5*	87 ± 2•*
	125	(120 ± 10)*	122 ± 5•*		
143	134	140 ± 10•	138 ± 3•		140 ± 10*
	162	160 ± 10•	165 ± 5•*		
183	210	200 ± 5•			190 ± 3*
	229	(225 ± 10)•	225 ± 10*		
	262	252 ± 20•	240 ± 5•*		
	284	290 ± 10*	275 ± 10•		
	314	302 ± 10•*			(315 ± 15)•
	348	327 ± 10*			

• = PLATEFORMES LITTORALES

* = CORDONS ET DEPOTS LITTORAUX.

Tabl. 5.8. - Corrélation proposée entre les différentes terrasses marines de la péninsule de Punta Banda, caractérisées par l'altitude de leur ligne de rivage (selon divers auteurs). Voir localisation des points cotés fig. 5.58. Les altitudes indiquées se rapportent à la trace supposée du plus haut niveau marin atteint lors des transgressions contemporaines de chaque terrasse.

Sur le versant septentrional de la péninsule, le bord interne de cette terrasse se situe vers +100 m, et apparaît clairement dans le talus de la route BCN 13 (km 16) ; un dépôt littoral caractéristique, d'épaisseur inférieure à 1 mètre, à débris coquilliers et restes de gastéropodes (Tegula sp. et Haliotis sp., notamment ; LU 949), tapisse une surface d'érosion marine sub-horizontale et se trouve surmonté par près de 4 mètres de sables argileux rougeâtres à cailloutis, continentaux.

Les trois plus basses terrasses ont été identifiées à +50, +33 et +10 m, sur la rive septentrionale de Bahia Papalote. L'altitude de +10 m, mesurée au sommet du dépôt littoral marin qui repose sur la plus basse plateforme d'abrasion émergée (et non à proximité d'une paléofalaise) ne constitue qu'une altitude minimale de haut niveau marin. Enfin, une étroite banquette d'abrasion, découverte à marée basse seulement, a été observée en plusieurs points de Bahia Papalote et de la côte septentrionale de la péninsule.

Sur la côte septentrionale de la péninsule, les dépôts marins des deux plus basses terrasses atteignent +35 et +22 m. Ceux de la terrasse inférieure se présentent soit en minces dépôts conglomératiques et fossilifères recouvrant une surface d'abrasion, soit en séquence régressive (LU 950, voir faune tabl. A6.15-K), au sommet de sédiments de remplissage d'une entaille fluviatile (débarcadère de El Rincon, fig. 5.58).

Sur la côte méridionale de la péninsule (Los Arbolitos), des lignes de rivage ont été observées à +14, +30, +41, +87, +140 et +190 m. Ces six terrasses, sont situées à des altitudes légèrement inférieures à celles des principales terrasses reconnues dans le reste de la péninsule (tabl. 5.8).

A l'est de la péninsule de Punta Banda, un replat morphologique, localisé au pied d'un escarpement d'une centaine de mètres de haut, semble être, à +315 m, le témoin le plus élevé de haut niveau marin enregistré dans cette région. Ce replat, où l'on observe également des galets arrondis d'origine marine probable, peut être corrélé avec l'une des deux plus hautes terrasses marines de Pico Banda.

En résumé, la péninsule de Punta Banda présente un total de 13 ou 14 terrasses marines, étagées entre +10 (?) et près de +320 m. Les maxima des transgressions associées aux plus développées d'entre elles sont situés à +15/+22, +35, +50, +95, +140, +160, +200, et +250 m. Comme l'ont suggéré Allen et collaborateurs (1960), il semble que les déformations de terrasses, au sein de la péninsule, ont été réduites, et que l'ensemble de la zone faillée ait été soulevée en bloc. L'étagement des terrasses, relativement régulier, laisse penser que ce mouvement de surrection a été continu au cours du Pléistocène.

Aucune datation de coquilles fossiles n'est encore disponible dans cette région mais des études paléontologiques et aminostratigraphiques ont été entreprises récemment

par Kennedy et collaborateurs (1986). Compte tenu du grand développement de la terrasse dont la ligne de rivage est à +35 m, j'attribue celle-ci au maximum du dernier interglaciaire (S.I. 5e). La plus basse terrasse (+15/+22 m), dont les dépôts sont bien conservés, aurait été formée lors d'un (ou de plusieurs ?) haut(s) niveau(x) marin(s) postérieur(s) (S.I. 5a et/ou 5c). Comme la troisième terrasse est limitée par un ressaut topographique bien marqué, je suppose qu'il s'agit de la trace de haut niveau marin de l'interglaciaire antérieur (S.I. 7). En remontant la série de terrasses, on peut envisager que les trois terrasses particulièrement bien marquées de +95, +140, +160, +200, et +250 m correspondent également à des niveaux interglaciaires. En l'absence d'éléments diagnostiques déterminants (restes fossiles), je n'exclus pas que les lambeaux de sédiments littoraux affleurant à plus de +250 m soient d'âge pliocène.

5.3.3.8. Ensenada-Punta_Descanso

Entre Ensenada et Rosarito Beach, la côte est caractérisée par de hautes falaises, taillées dans différentes formations mésozoiques et tertiaires (fig. 5.59), et par la présence d'une basse terrasse discontinue. Dans les environs de Punta Descanso, où cette terrasse est particulièrement développée, la plateforme d'abrasion s'observe, dans le talus littoral, à des altitudes de +7 à +15 m, mais le bord interne de la terrasse se situe vers +23 m (Valentine, 1957, 1961 ; Pendarvis, 1969). Valentine (op. cit.), qui étudia une dizaine de localités entre Punta Descanso et Rosarito Beach, considère que cette basse terrasse constitue le prolongement vers le sud de la terrasse Nestor définie à San Diego.

> La composition de la faune associée à cette terrasse (tabl. A6.15-L), où prédominent Mytilus californianus, Protothaca staminea, Olivella biplicata, Nassarius fossatus, Littorina scutelata et Tegula funebralis, indique que les dépôts littoraux ont été déposés sous une faible tranche d'eau et que la morphologie de la côte était comparable à l'actuelle. Sur les 230 espèces et sub-espèces de mollusques déterminées dans cette région, 19 d'entre elles ne s'observent actuellement qu'à des latitudes plus septentrionales, et 3, à des latitudes plus méridionales (Valentine, op. cit.).

Des restes littoraux, d'âge pléistocène (?), ont été mentionnés par Böse et Wittich (1913) et Wittich (1920), a des altitudes de +65 m et +155 m, entre El Descanso et Mision Vieja, ainsi que dans la région d'Ensenada.

5.3.3.9. La_région_de_Tijuana-Rosarito_Beach

5.3.3.9.1. La_formation_San_Diego

Dans la région de Tijuana-Rosarito Beach (fig. 5.60), la formation San Diego est formée de deux membres distincts : un membre inférieur composé de 60 mètres de grès

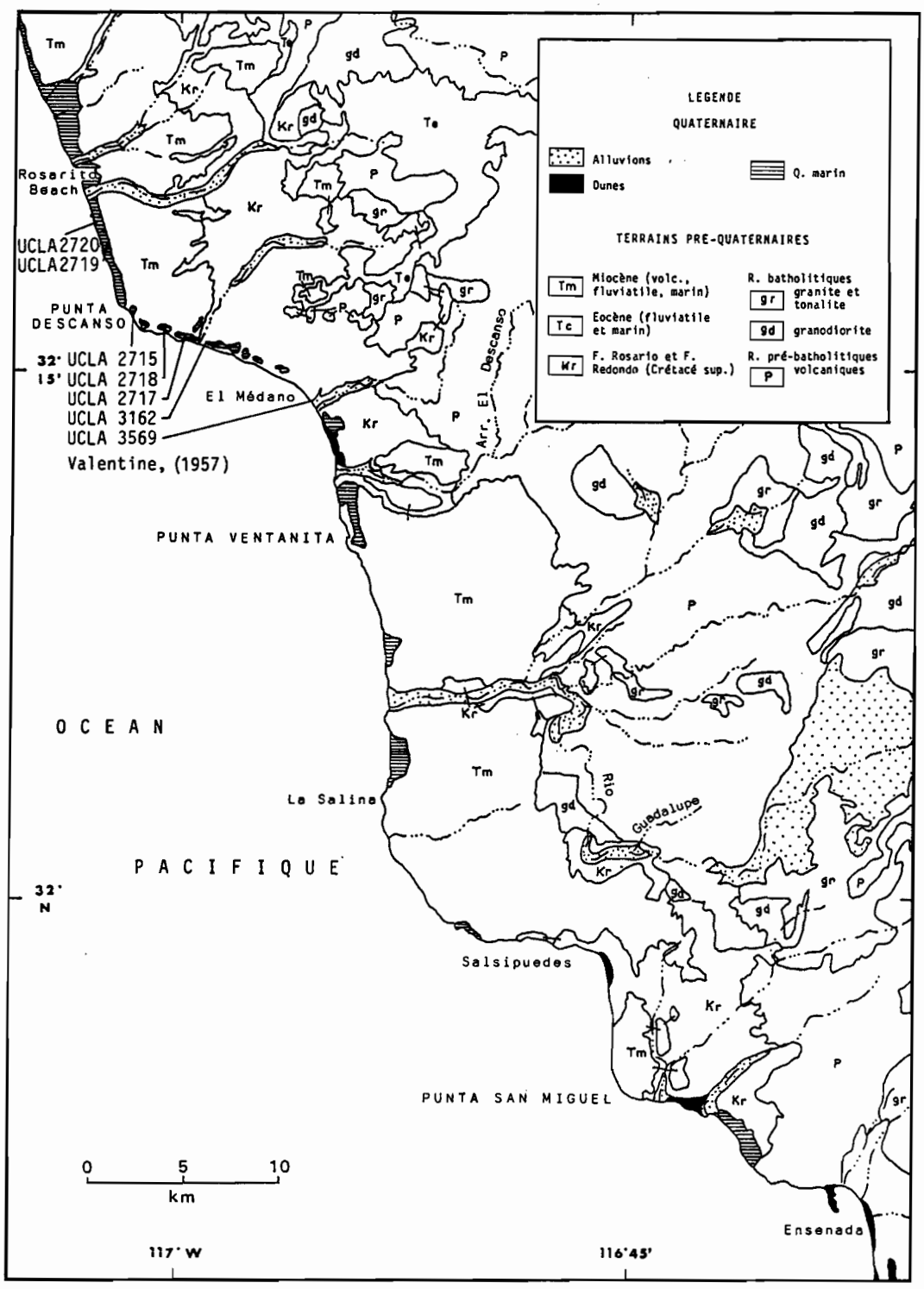


Fig. 5.59.- Carte géologique simplifiée de la région de Punta San Miguel-Punta Descanso (modifiée d'après Gastil et al., 1975), montrant la localisation des sites fossilifères de dépôts littoraux du Pléistocène supérieur étudiés par Valentine (1957) (tabl. A6.14-L).

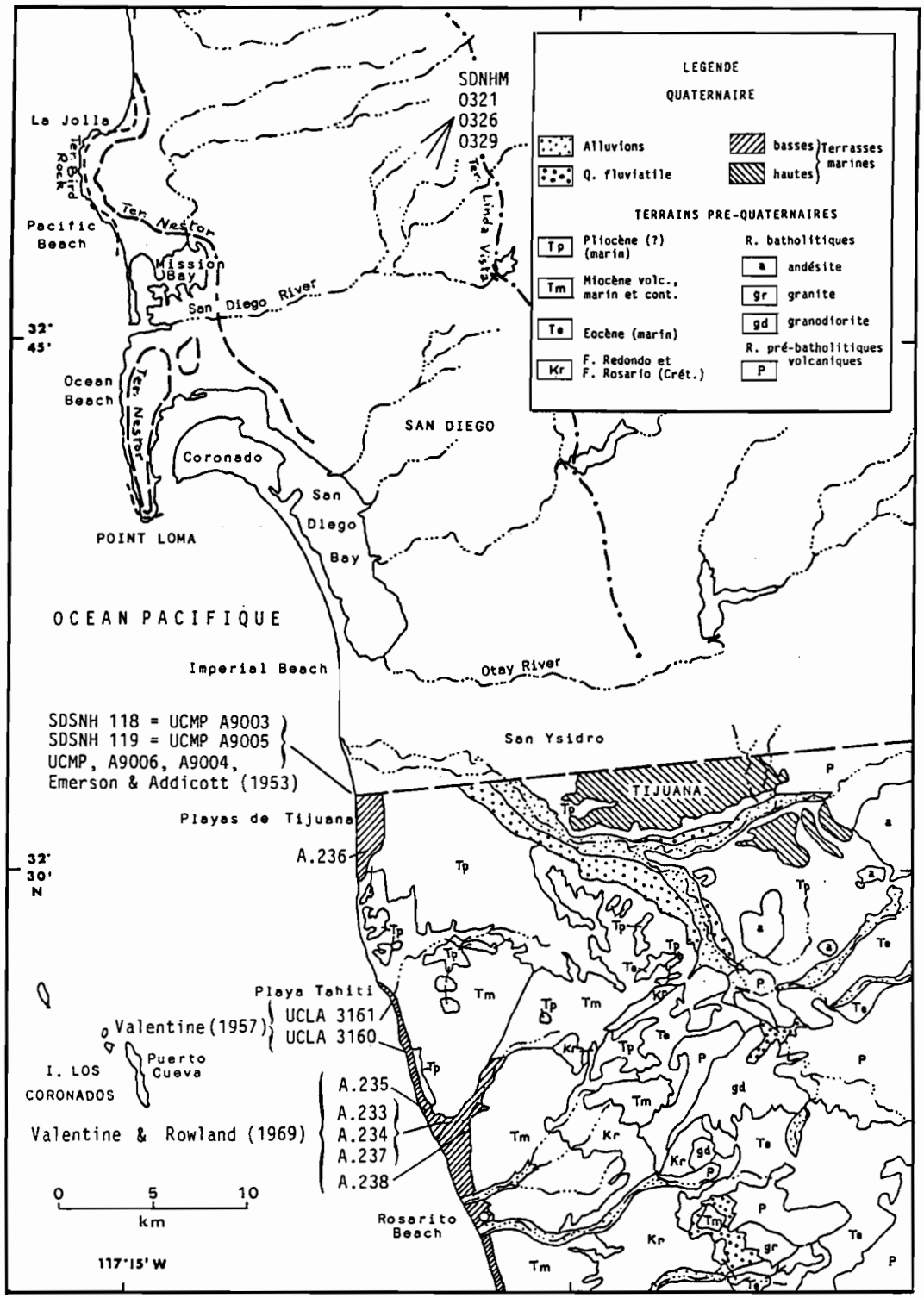


Fig. 5.60.- Carte géologique simplifiée de la région de Tijuana (modifiée d'après Gastil et al., 1975), montrant la localisation des principaux dépôts littoraux pléistocènes et de certains sites fossilifères étudiés par divers auteurs, des régions de Tijuana et San Diego.

Dans la zone de San Diego, la limite des principales terrasses marines a été tracée à partir des travaux de Peterson (1970b), Kern (1977) et Emerson & Chace (1959).

gris-bleu à bruns, à lentilles conglomératiques, et un membre supérieur comportant 30 mètres de grès grossiers et de conglomérats bruns (Minch, 1967). La présence de cinq espèces de mollusques (Anadara trilineata, Pecten opuntia, Pecten healyi, Chione fernandoensis et Cancellaria hemphilli) généralement attribuées au Pliocène, permet de considérer que cette formation est d'âge anté-Pléistocène (Rowland, 1968).

Par rapport aux dépôts de baie profonde affleurant au nord de la frontière (San Diego), les dépôts de la formation San Diego dans la zone de Tijuana-Rosarito Beach montrent une grande variété de paléo-environnements littoraux, liés à la présence de hauts-fonds et d'un paléo-relief irrégulier (Rowland, 1968, 1972). La ligne de rivage pliocène la plus élevée dans cette zone se trouve vers +200 m d'altitude (Gastil et al., 1975) (fig. 1.21).

5.3.3.9.2. La haute terrasse

La terrasse marine la plus élevée de la région de Tijuana se trouve à une altitude d'environ +120 m, et a été déformée par une série de failles et quelques plis à grands rayons de courbure (Valentine & Rowland, 1969). Minch (1967) proposa une corrélation entre cette haute surface et la terrasse "Avondale", décrite immédiatement au nord de la frontière par Ellis (1919), en remarquant toutefois que, dans la région de San Diego, la terrasse "Avondale" était peu déformée et à une altitude moindre (environ +60 m). Cette terrasse "Avondale" correspond à ce que l'on appelle maintenant terrasse "Linda Vista" (paragr. 5.3.3.10.1). Comme au nord de la frontière, il est possible que la haute terrasse des environs de Tijuana ait été formée par plusieurs phases de haut niveau marin interglaciaires.

Les dépôts littoraux associés à cette haute terrasse, observés surtout à proximité de la frontière, sont riches en galets roulés et très peu fossilifères (Minch, 1967).

5.3.3.9.3. La basse terrasse

La présence d'une basse terrasse entre la frontière et Rosarito Beach a été remarquée dès 1919, par Ellis ; l'altitude de +30 m (?) de cette terrasse l'a conduit à conclure que la zone de Tijuana avait été légèrement plus soulevée que celle de San Diego.

Le long de la côte à l'ouest de Tijuana, plusieurs localités fossilifères ont été décrites (UCLA 3160, 3161 et UCD A-236, fig. 5.60 ; Valentine, 1957 ; Valentine & Rowland, 1969). La faune de ces dépôts de la basse terrasse (tabl. A6.15-P/Q), dominée par Tivela stultorum et Donax gouldi, est typique d'un environnement sublittoral non protégé. L'une de ces localités se trouve à +15 m d'altitude, mais il semble que la limite interne de la même terrasse, à cet endroit, se situe à au moins +19 m (Valentine & Rowland, 1969).

La "localité de la frontière", ainsi dénommée par Emerson et Addicott (1953), correspond à un ensemble de

sites fossilifères (UCMP A-9003 à A-9006, fig. 5.60) localisés sur le bord interne de la basse terrasse, immédiatement au nord de la frontière mexicano-américaine.

La base de ces dépôts littoraux qui reposent sur les grès et limolites de la formation San Diego, et affleurant entre +6 et +11 m, est composée de sables fins bien classés, gris, contenant de rares galets. Le reste de la terrasse est formé par une dizaine de mètres de sables hétérogranulaires, massifs, azoïques, et le sommet de la séquence correspond à un sol sableux rougeâtre, à artefacts anthropiques. L'altitude maximale atteinte par les dépôts de cette unité est de +16 m (Emerson & Addicott, 1953).

La faune de cette "localité de la frontière" a été décrite par Stephens (1929), Emerson et Addicott (1953), et Valentine (1961) (tabl. A6.15-R). Les sédiments littoraux ont été déposés à une profondeur de l'ordre de 15 mètres, à une température semblable (ou très légèrement inférieure) à la température actuelle (Emerson & Addicott, 1953 ; Valentine, 1961).

Cette terrasse est considérée, par certains auteurs, comme un équivalent latéral de la terrasse "Nestor" (="terrasse La Jolla" in Gastil et al., 1975) (Valentine, 1961 ; Kern, 1977) ; une analyse amino-stratigraphique de Karrow et Bada (1980) (fig. 7.12, tabl. 7.12) confèrerait plutôt à cette localité un age S.I.7.

5.3.3.9.4. Les terrasses intermédiaires (?)

A quelques kilomètres au nord de Rosarito Beach, des dépôts littoraux pléistocènes, correspondant probablement à plusieurs unités chronostratigraphiques, ont été étudiés par Valentine et Rowland (1969). Sur le terrain, les relations chronologiques de ces dépôts n'ont pas été établies clairement mais des arguments paléontologiques ont permis d'attribuer ceux de +40 m d'altitude à la fin du Pléistocène moyen et ceux de +30 m au S.I. 5e.

Les dépôts, de 1 à 2 mètres d'épaisseur, des localités UCD A-233 et 234 (fig. 5.60) se trouvent à +40 m d'altitude, et recouvrent une surface d'abrasion taillée dans des laves miocènes, (Minch, 1967). Les sables et conglomérats d'une autre unité marine fossilifère (UCD A-235), qui pourrait être postérieure à celle des localités UCD A-233 et 234, affleurent à +30 m d'altitude. Une quatrième localité (UCD A-237), moins fossilifère que les autres a été observée, vers +24 m, dans la même zone, mais il n'a pu être déterminé si ces dépôts sont antérieurs ou postérieurs aux dépôts des autres terrasses. Enfin, à 3 km au nord de Rosarito, une coupe creusée lors de la construction de l'autoroute, a permis à Valentine et Rowland (1969) d'étudier un cinquième affleurement de sables fossilifères, à +40 m d'altitude (UCD A-348).

Une étude statistique de la composition de la faune de chacune de ces localités, amenèrent Valentine et Rowland (1969) à établir une corrélation latérale entre trois des localités citées (UCD A-233, 234 et 238).

Valentine et Rowland (1969) pensent que les dépôts les plus élevés (+40 m) sont antérieurs au dernier interglaciaire ; alors que les faunes de la terrasse du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e), présentent généralement un caractère plus tropical que la faune actuelle (terrasse "Nestor" de San Diego, localité "de la frontière", UCD A-236), les faunes observées dans les dépôts de +40 m suggèrent des paléotempératures marines inférieures, ou égales, aux températures actuelles. En revanche la présence de quelques formes thermophiles, comme Pecten vogdesi, dans les dépôts de la localité A-235 suggère un âge Pléistocène supérieur (S.I. 5e) pour l'affleurement situé à +30 m d'altitude.

Le fait qu'aucune des localités ne présente de faune à caractère "froid", permet de supposer que les dépôts considérés ne datent pas d'une phase de haut niveau marin postérieure au maximum du dernier interglaciaire (telles celles de S.I. 5a ou 5c).

5.3.3.9.5. Les déformations plio-quaternaires

La zone de Tijuana-Rosarito Beach est affectée par un réseau de failles comprenant d'une part deux grandes failles de direction NE-SW et NW-SE, et d'autre part une série de fractures orientées N-S (Minch, 1964, 1967) (fig. 5.60). L'accident principal, nommé faille Agua Caliente, a un rejet vertical de l'ordre de 30 mètres. La faille orientée NW-SE (Los Buenos), qui affecte le Pliocène marin, semble avoir des rejets verticaux atteignant 180 mètres. les failles N-S, normales et inclinées de 50 à 70°, déterminent une structure en horsts et grabens, comparable à celle du Continental Borderland (paragr. A10.1). Les quelques plis affectant les formations plio-quaternaires sont apparemment contemporains de la fracturation (Minch, 1967).

Quelques lambeaux de terrasses marines (et surtout de la haute terrasse) sont affectés par ces failles, mais l'essentiel des mouvements semble s'être produit au cours du Pliocène ou au début du Pléistocène.

5.3.3.9.6. Les îles Coronados

Les îles Coronados, situées à 12 km au large de Rosarito Beach (fig. 5.60) correspondent aux parties émergées de plusieurs blocs faillés et basculés, qui sont constitués essentiellement de laves et de sédiments volcanoclastiques de la formation Rosarito (Miocène). A l'occasion de la cartographie géologique de ces îles, Lamb (1978, 1979) fournit quelques données sur les restes de dépôts littoraux pléistocènes.

Sur l'île septentrionale, un seul lambeau de basse terrasse marine a été signalé (altitude non précisée), au

sud de Lobster Cove (fig. 5.60).

Sur l'île méridionale, deux affleurements de dépôts littoraux ont été distingués. Le plus élevé d'entre eux est situé à l'est du point culminant de l'île, à +55 m d'altitude, et ne mesure que 7 m de long sur 3 m de large ; il se compose de 1,5 m de conglomérat littoral à matrice sableuse. La seconde terrasse est localisée au sud de la baie de Puerto Cueva, à +30 m d'altitude ; les dépôts associés à cette terrasse, qui mesurent jusqu'à 20 m de puissance et présentent un pendage (originel ?) d'une dizaine de degrés vers le NE, sont formés de limolites, conglomérats et sables fossilifères. Gastil et collaborateurs (1975) suggèrent une corrélation entre ces dépôts et la formation Lindavista de San Diego (cf infra, paragr. 5.3.3.10.3).

5.3.3.10. La région de San Diego

5.3.3.10.1. Introduction

De nombreuses études ont été consacrées aux terrasses marines de la région de San Diego. Un bref rappel de ces travaux portant sur la morphologie, la paléontologie et la chronologie de ces terrasses s'impose naturellement.

5.3.3.10.1.1. Problèmes de terminologie

Les déformations quaternaires subies par les dépôts littoraux de cette région ont compliqué l'interprétation des traces de haut niveau marin pléistocènes. Depuis près d'un siècle on a discuté de corrélations latérales entre certains affleurements, du décompte des terrasses et de leur chronologie. Ainsi, des 5 terrasses décrites initialement par Ellis (1919), les trois plus élevées, "Otay", "Avondale" et "Chula Vista" (tabl. 5.9), ne constitueraient que des panneaux faillés d'une seule terrasse, ultérieurement nommée "Linda Vista" (Hanna, 1926c ; Peterson, 1970a, 1970b ; Artim & Pinckney, 1973 ; Kennedy in Kern, 1977).

La basse terrasse, qui est la plus largement représentée à San Diego, a reçu plusieurs dénominations selon les auteurs (voir tabl. 5.9) : "Nestor", "La Jolla Point", "Loma" ; on la désigne maintenant sous le nom de "Nestor". De rares indices d'une autre basse terrasse, postérieure à la terrasse "Nestor", ont été observés à Point Loma et à La Jolla : ils correspondent à la terrasse "Tijuana", à présent appelée terrasse "Bird Rock" (Ellis & Lee, 1919 ; Carter, 1957 ; Peterson, 1970b ; Kern, 1977).

L'une des sources de confusion dans la caractérisation des terrasses provient de la corrélation de la plupart des faunes récoltées dans la région de San Diego avec la formation Bay Point, définie par Hertlein et Grant (1939) à Bay (= Crown) Point, au nord de Mission Bay (fig. 5.60). La variété des types de dépôts (infralittoraux, plateformes d'abrasion, environnements sableux ou rocheux, etc.) et la connaissance imparfaite de la chronostratigraphie des localités ne justifient pas de rapporter toutes les faunes à celles de la formation Bay Point. Ceci est d'autant plus nécessaire que, selon certaines analyses (J. Wehmiller, in Kern, 1977), cette formation Bay Point pourrait être antérieure au dépôt de la terrasse "Nestor".

Ellis, in Ellis & Lee (1919)	Hanna (1926) Grant & Gale (1931) Artim & Pinckney (1973)	Webb (1937)	Hertlein & Grant (1939) (1944) ; Valentine (1959) ; Peterson (1970a & 1970b)	Kern (1973a, 1977)
Terrasse Tijuana (+6/+15 m)			Terrasse Tijuana	Terrasse Bird Rock
Terrasse Nestor (+7,5/+30 m)		Terrasse Point Loma (+7,5/+30 m)	T. Nestor/La Jolla et formation Bay Point	Terrasse Nestor
Terrasse Chula Vista (+30/+40 m)	Terrasse La Jolla (+7,5/+60 m)			
Terrasse Avondale (+60/+75 m)				
Terrasse Otay (+130/+220 m)	Terrasse Linda Vista (+90/+150 m)		Terrasse Linda Vista (lignes de rivage à +90, +100 et +140 m) et form. Lindavista	
	Terrasse Poway (+240/+360 m)			

Tabl. 5.9. - Dénomination des terrasses marines pléistocènes de la région de San Diego, selon les principaux auteurs.

Localité "de la frontière"	Rive est de San Diego Bay	Peninsula Coronado	Cote ouest de Point Loma	Mission Bay (Pacific Beach)	La Jolla, Torrey Pines Park
Stephens, 1929	Dall, 1878	Dall, 1878	Berry, 1922	Dall, 1878	Stephens, 1929
Emerson & Addicott, 1953	Orcutt, 1900a ; 1900b	Dall, 1892	Stephens, 1929	Dall, 1898a	Valentine, 1960b
Valentine, 1961	Arnold, 1903	Dall, 1898a	Webb, 1937	Arnold & Arnold, 1902	Kern, 1971
	Bartsch, 1917	Stearns, 1894	Valentine & Meade, 1961	Arnold, 1903	Karrow & Emerson, 1974
	Stephens, 1929	Stearns, 1897		Oldroyd, 1921	
	Grant & Gale, 1931	Orcutt, 1900a		Stephens, 1929	
		Arnold, 1903		Grant & Gale 1931	
		Bartsch, 1917		Grant & Hertlein, 1938	
		Berry, 1922		Hertlein & Grant, 1939	
		Stephens, 1929		Valentine, 1959a	
		Grant & Gale, 1931		Emerson & Chace, 1959	
		Berry, 1940		Valentine, 1961	
		Hertlein & Grant, 1944		Kern et al., 1971	
				Bishop & Bishop 1972.	

Tabl. 5.10. - Principales références bibliographiques concernant les faunes marines du Pléistocène supérieur et moyen de la région de San Diego, classées par localités (fig. 5.60).

5.3.3.10.1.2. Les terrasses sous-marines

De nombreux profils bathymétriques (Dietz & Menard, 1951 ; Norris, 1951 ; Emery, 1958, 1960) et des sondages acoustiques (Moore, 1960), réalisés au large de la Californie méridionale ont mis en évidence l'existence d'une série de terrasses sous-marines étagées dans les premiers 200 m de profondeur.

Au delà de 200 m de profondeur, quelques terrasses très profondes ont été identifiées, soit par leur morphologie (Shepard & Emery, 1941 ; Emery, 1958, 1960), soit du fait de la présence de galets marins littoraux (Clements & Dana, 1944 ; Emery & Shepard, 1945 ; Emery, 1948), soit encore par observations sous-marines (Dill & Heezen, 1968 ; Dill, 1969 ; Shepard, 1973 ; Pratt & Dill, 1974) ; elles ont été attribuées à des bas niveaux marins du Pléistocène inférieur (ou "supérieur", Shepard, 1973) et du Pliocène (Upson, 1951 ; Emery, 1958), et témoignent apparemment de mouvements de subsidence et de rejeux de failles récents.

La terrasse sous-marine la mieux développée au large de la Californie méridionale, et en particulier au large de San Diego et de Tijuana (fig. 5.61), comme autour des îles du Continental Borderland et sur les hauts-fonds de la région (Forty-mile, Sixty-mile, Cortez et Tanner banks) est située entre -90 et -130 m (Emery, 1948 ; Scholl, 1960 ; Krause, 1961b ; Curray, 1965, 1970 ; Ridlon, 1972 ; Day & Doull, 1979 ; Darigo & Osborne, 1985). La formation de cette terrasse sous-marine est contemporaine d'au moins une, sinon plusieurs, phase(s) de bas niveau marin glaciaire. De fait, des algues calcaires, ne croissant qu'à faible profondeur, ont été récoltées à proximité de Palos Verdes à -100/-120 m et ont fourni des âges radiométriques de 17 900 à 24 500 ans B.P. (Emery & Terry, 1956 ; Emery, 1958).

A partir d'études de sismique-réflexion couplées avec des carottages sous-marins, sur le plateau continental au nord-ouest de Palos Verdes (Santa Monica), Nardin et collaborateurs (1981) ont élaboré une courbe de variation du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire (fig. 5.62).

Selon ce modèle, entre 18 000 et 10 000 ans B.P., le niveau marin se serait élevé jusqu'à -24 m, puis se serait abaissé jusqu'à -46 m, avant de remonter jusqu'à -20 m ; durant les derniers 10 000 ans, le niveau serait remonté assez régulièrement, atteignant le zéro actuel vers 3 000 ans B.P..

Certaines terrasses sous-marines observées dans cette région, à moins de 60 m de profondeur (Bradley, 1958 ; Byrd et al., 1975 ; Nardin, 1983 ; Darigo & Osborne, 1985), se seraient ainsi formées entre le dernier maximum glaciaire et le début de l'Holocène.

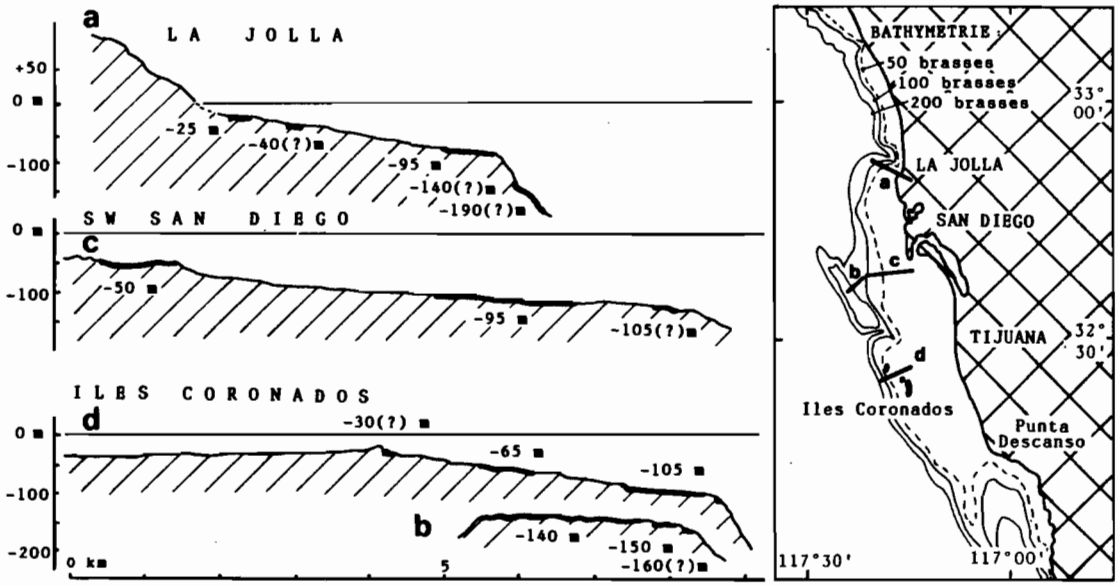


Fig. 5.61 .- Terrasses sous-marines de la région de San Diego et des îles Coronados, d'après des profils bathymétriques (Emery, 1958).

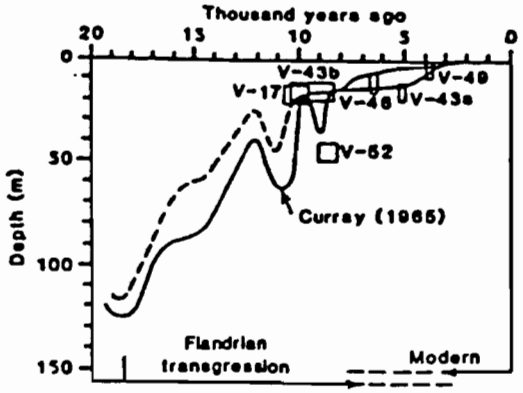


Fig. 5.62 .- Courbe de variation du niveau marin construite pour la région de Santa Monica (nord-ouest de Los Angeles), par Nardin et collaborateurs (1983), et comparaison avec la courbe de Curray (1965), concernant la côte texane.

5.3.3.10.2. Les basses terrasses

5.3.3.10.2.1. Description sommaire

Deux basses terrasses marines émergées, d'importance inégale, ont été reconnues le long de la côte entre la frontière mexicano-américaine et La Jolla (Kern, 1973a, 1977). La plus élevée et la plus développée ("Nestor") présente des dépôts marins à des altitudes croissant du sud au nord (Kern, 1973b) ; la ligne de rivage associée à cette terrasse varie de +25 m à Point Loma à +40 m à Pacific Beach, et atteint son altitude maximum (+60 m) à La Jolla, dans le compartiment soulevé de la faille Rose Canyon (fig. 5.60).

La basse terrasse ("Bird Rock") n'est identifiée qu'au cap de La Jolla et sur la côte occidentale de Point Loma (fig. 5.60). La ligne de rivage de la terrasse "Bird Rock" se situe vers +10 m d'altitude, sauf à proximité de la faille Rose Canyon, où elle est soulevée à +18 m.

Les deux terrasses présentent des surfaces d'abrasion, de plusieurs centaines de mètres de large, recouvertes d'un dépôt littoral de quelques décimètres d'épaisseur, lui même surmonté de sédiments continentaux. Dans les environs de la baie de San Diego et de Mission Bay, les dépôts associés à la terrasse "Nestor" sont de granulométrie plus fine et comportent une faune d'environnement protégé.

Le seul témoin de ce qui pourrait constituer une troisième (?) terrasse du Pléistocène supérieur a été observé par Kern (1977), à proximité de la faille Rose Canyon, à une altitude d'environ +19 m.

Immédiatement au nord de la faille de Rose Canyon, une seule terrasse est visible : il s'agit vraisemblablement d'un équivalent latéral de la terrasse "Nestor". Son altitude passe de +5 m à proximité des bâtiments de la Scripps Institution of Oceanography, à +21 m, à Torrey Pines (Valentine, 1960b).

5.3.3.10.2.2. Paléontologie des dépôts littoraux

Des conditions paléogéographiques et paléoécologiques favorables, lors du maximum marin du dernier interglaciaire, expliquent que les dépôts littoraux du Pléistocène supérieur soient très fossilifères. Une couverture épaisse de sables marins a souvent protégé ces faunes fossiles qui sont généralement peu altérées.

Le tabl. 5.10 récapitule les principaux travaux consacrés à la reconnaissance de ces faunes, dans différentes zones géographiques de la région de San Diego. En annexe (tabl. A6.15), je ne rapporte que la composition des faunes de la localité dite "de la frontière" et celles des faunes caractéristiques des terrasses Nestor et Bird Rock (selon Kern, 1977).

La faune abondamment décrite (tabl. 5.10), de la terrasse "Nestor" est caractérisée par un mélange de formes méridionales (thermophiles) et septentrionales ("froides"). Les raisons de ce mélange d'espèces qui, à l'heure actuelle, ne s'observent que plus au nord, ou au

contraire, plus au sud, que San Diego, ont fait l'objet de nombreuses discussions (Webb, 1937 ; Valentine, 1955 ; Emerson & Chace, 1959 ; Kern, 1971, 1973a ; Zinsmeister, 1974). Les auteurs s'accordent généralement à trouver une certaine prédominance de formes thermophiles, et l'interprètent comme le signe d'une température légèrement plus élevée qu'actuellement (au moins pendant une partie de l'année).

La faune de la terrasse "Bird Rock" (tabl. A6.15-T, se distingue de celle de la terrasse "Nestor" par l'absence d'espèces franchement thermophiles et par la présence de plusieurs formes qui, actuellement, ne vivent qu'au nord de la latitude de San Diego (Acteocina eximia, Tegula montereyi, Tellina salmonea, pour ce qui concerne les mollusques). Ceci indique que lors de la formation de cette terrasse, les eaux étaient à une température comparable à celle qui existe actuellement à une centaine de kilomètres au nord de San Diego. Cette interprétation concorde avec l'attribution de cette terrasse à une phase ("interstadiaire") de haut niveau marin moins élevé que celui du stade isotopique 5e.

5.3.3.10.2.3. Géochronologie

5.3.3.10.2.3.1. Données radiométriques

La terrasse "Nestor" a été datée de 120 ±10 ka, à partir de trois résultats radiométriques $^{230}Th/^{234}U$ fournis par des coraux fossiles provenant d'une même localité, sur la côte occidentale de Point Loma (Ku & Kern, 1974) (tabl. 5.11). Deux tests de mollusques provenant, l'un de la même localité que les coraux, et l'autre de la zone de Pacific Beach (fig. 5.60), ont cependant livré des âges plus jeunes (respectivement 84 ±6 et 93 ±3 ka (tabl. 5.11), considérés non significatifs par Ku et Kern (1974).

Deux tests de mollusques provenant de la terrasse "Bird Rock", à l'extrémité méridionale de Point Loma (localité SDSU 2523, fig. 5.60) ont fourni des âges radiométriques $^{230}Th/^{234}U$ de 120 ±10 et 100 ±6 ka (Ku & Kern, 1974) (tabl. 5.11). Ces résultats ne sont pas considérés comme fiables par leurs auteurs (Ku & Kern, 1974 ; Kern, 1977).

5.3.3.10.2.3.2. Données aminostratigraphiques

L'analyse aminostratigraphique s'est révélée utile pour corréler les dépôts littoraux du Pléistocène supérieur et de la fin du Pléistocène moyen du sud-ouest de Californie, et pour en établir une chronologie relative (paragr. 7.1.3.3.2 et 7.2.3.3.2). La calibration de cette chronologie relative sur les âges radiométriques $^{230}Th/^{234}U$ de certaines localités, telles que celle de Point Loma, permet d'interpréter les rapports énantiomériques des acides aminés en termes chronostratigraphiques.

Les rapports énantiométriques de la leucine de tests de Protothaca fossiles prélevés sur les trois terrasses les plus récentes de la région sont : D/L = 0,38 ; 0,48 ; 0,60 (tabl. 7.16, fig. 7.22). Compte tenu de l'âge radiométrique (120 ka) de la deuxième terrasse ("Nestor"), les deux autres pourraient dater de 80 ka (terrasse "Bird Rock") et

Terrasse	Localité (SDSU)	Echantillons analysés 1 : corail 2 : mollusques	Age $^{230}Th/^{234}U$ (ka)	Remarques selon Ku et Kern, 1974
Nestor	2577	Balanophyllia elegans (1)	109 + 6	Résultats fiables moyenne = 120 + 10
"	"	"	131 + 8	
"	"	"	124 + 7	
"	"	Fissurella volcano (2)	84 + 6	Présence de ^{232}Th résultats non fiables
"	1854	Olivella biplicata (2)	93 + 3	
Bird Rock	2523	Fissurella volcano (2)	120 + 10	Présence de ^{232}Th
"	"	Olivella biplicata (2)	100 + 6	

Tabl. 5.11 - Datations radiométriques des terrasses Nestor et Bird Rock, dans la région de Point Loma, San Diego, selon Ku & Kern (1974).

d'environ 200 ka (Newport Beach, Del Mar) Wehmiller et al., 1977a ; Wehmiller et al., 1978b, Lajoie et al., 1979).

Des analyses portant sur l'isoleucine de tests de Chione ont également permis de distinguer, dans cette même région (tabl. 7.12, fig. 7.12) deux terrasses distinctes du dernier interglaciaire, des dépôts attribués à l'avant dernier interglaciaire (S.I. 7) et enfin une localité d'âge S.I. 9 probable (Masters & Bada, 1977 ; Karrow & Bada, 1980) (paragr. 7.1.3.3.2).

5.3.3.10.3. Les hautes terrasses

La terrasse "Linda Vista" est une vaste surface d'abrasion marine, légèrement inclinée vers l'ouest, d'altitude variant entre +90 et +140 m environ (fig. 5.60, tabl. 5.9). Cette surface supporte une série de cordons littoraux (jusqu'à 28), dont deux principaux qui sont attribuables à des phases assez longues de stationnement du niveau marin (Hertlein & Grant, 1944 ; Emery, 1950b ; Peterson, 1970b ; Mc Crory & Lajoie, 1977 ; Lajoie et al., 1979). Le mode de formation de cette surface d'abrasion, et les conditions d'accumulation des cordons littoraux sont encore mal compris ; en particulier, on ignore quel est le laps de temps écoulé entre les dépôts de chaque cordon, et si tous (ou seulement certains de) ces cordons correspondent à des phases de retrait de la mer. On retiendra ici l'hypothèse que le bord interne de la terrasse (vers +140 m) marque la trace du plus ancien haut niveau marin de la série, et que les deux cordons principaux (qui se suivent sur des dizaines de kilomètres) correspondent à deux phases interglaciaires postérieures (plus récentes). Selon cette hypothèse, la terrasse "Linda Vista" présenterait donc des restes d'au moins trois périodes interglaciaires, à des altitudes décroissantes avec l'âge, de +140, +100 et +90 m (tabl. 5.9).

> La formation Lindavista (également appelée "Sweitzer" par Hertlein et Grant, 1939,1944) est un dépôt gréseux et conglomératique marin, de quelques mètres de puissance, riche en minéraux lourds et caractérisé par la présence de concrétions hématitiques (Hanna, 1926 ; Emerson, 1950). Les rares localités fossilifères de cette formation sont situées à environ 18 km à l'est de La Jolla (fig. 5.60).
>
> La faune de ces dépôts n'est pas en place, et provient à la fois d'un habitat sableux peu profond, et d'un fond rocheux (tabl. A6.15-U) (Kennedy, 1973). Deux des espèces observées (Arca sisquocencis et Pecten bellus) sont actuellement éteintes mais sont signalées dans d'autres dépôts pléistocènes de Californie (Valentine & Lipps, 1963 ; Vedder & Norris, 1963 ; Kennedy, 1973).

Une analyse aminostratigraphique portant sur des mollusques fossiles de la formation Lindavista, à +140 m d'altitude, permet d'envisager un âge au moins égal à 1 M.a. (Kennedy, 1973). Ce résultat géochronologique, pourrait signifier que la terrasse "Linda Vista" a été formée à la fin du Pléistocène inférieur, ce qui n'exclut pas la

possibilité que les cordons littoraux qui la recouvrent soient d'âge Pléistocène moyen.

L'altération particulière des dépôts associés à la terrasse "Linda Vista", caractérisée par la précipitation et l'oxydation de minéraux ferrifères et la formation de croûtes siliceuses et de concrétions ferrugineuses (Emery, 1950 ; Carter, 1957 ; Bowman et al., 1973) témoignent de climats beaucoup plus humides qu'actuellement. On ignore si cette altération s'est produite par la répétition des balancements de zones climatiques (glaciaires/interglaciaires) ou si elle relève d'un type de climat particulier (subtropical humide ?) (Abbott, 1981). Le faciès du paléosol associé à cette terrasse (dont la partie superficielle a sûrement été érodée) est à rapprocher de celui qui caractérise les dépôts de la haute terrasse de Punta Colnett (paragr. 5.3.3.3., fig. 5.56) ; la présence de pisolites ferrugineux dans les dépôts recouvrant les terrasses marines est suffisamment peu fréquente pour que soit suggérée une similitude des conditions de formation (ou même une pénécontemporanéité ?).

5.3.3.10.4. Les dépôts marins pliocènes

La formation San Diego, définie par Hertlein et Grant (1944) est composée de grès beiges fossilifères et de lentilles conglomératiques. Elle affleure surtout à l'est et au sud de San Diego Bay et repose sur des unités de faciès continental ou marin qui ont reçu diverses dénominations de part et d'autre de la frontière (formation Rosarito Beach, formation Sweetwater, formation, ou membre, "Otay") (Minch, 1967 ; Flynn, 1970 ; Artim & Pinckney, 1973 ; Kuper, 1977 ; Scheidemann, 1977) ; ces unités, qui n'ont pas toujours bien été distinguées de la base de la formation San Diego (Artim, 1971), ont initialement été attribuées au Pliocène (Hertlein & Grant, 1944 ; Beal, 1948) mais sont à présent considérées d'âge miocène (Scheidemann & Kuper, 1979).

A la suite de la décision du Congrès Géologique International de 1948, de placer la limite entre le Pliocène et le Pléistocène à la base du Calabrien (et du Villafranchien), quelques auteurs ont parlé d'un âge pléistocène de la formation San Diego (Durham et al ; 1954 ; Valentine, 1961 ; Woodring, 1962, etc.). Des arguments paléontologiques, et notamment micropaléontologiques, ont cependant confirmé l'âge pliocène de cette formation (Ingle, 1967 ; Wicander, 1970).

Au nord de San Diego, les dépôts marins pliocènes ont été identifiés dans la formation Niguel (altitude : +125/+200 m) et sous la forme de sédiments littoraux couvrant des terrasses marines étagées entre +175/+200 m et +390 m (voire +470 m) (Ehlig, 1979, 1980) ; selon Ehlig (1979, 1980), ces terrasses correspondraient à des phases sucessives de stationnement du niveau marin au Pliocène moyen (antérieur à la formation Niguel, attribuée au Pliocène supérieur par Vedder, 1960), et témoigneraient de mouvements de surrection de même vitesse que ceux qui se sont produits depuis le Pléistocène supérieur. Il semble néanmoins que dans la région de San Diego, les dépôts pliocènes marins soient limités à ceux de la formation San

Diego et que la terrasse "Linda Vista" (altitude : +140 m) soit d'âge Pléistocène inférieur (Kennedy, 1973, Lajoie et al., 1979).

5.3.3.10.5. Principales déformations plio-quaternaires

La région de San Diego est traversée par une famille de failles orientées N-S à NNW-SSE (failles Rose Canyon, Coronado, Old Town, La Nacion, San Diego, Morena, Sweetwater, Point Loma, etc.) se rattachant probablement au système de la faille Newport-Inglewood (décrochement dextre) qui longe la côte depuis Los Angeles (Peterson, 1970b ; Wiegand, 1970 ; Moore, 1972 ; Artim & Pinckney, 1973 ; Foster, 1973 ; Kern, 1973b ; Moore & Kennedy 1975 ; Elder-Mills, 1982). Les nombreuses études consacrées à l'évaluation de l'activité de ces failles (Mc Euen & Pinckney, 1972 ; Ziony, 1973 ; Kennedy et al., 1975a, 1975b ; Streiff & Artim, 1982 ; Streiff et al., 1982 ; Elder Mills, 1982 ; Patterson et al., 1986) tendent à indiquer que le système a été actif au Pléistocène mais que les rejeux d'âge holocène sont rares. La plupart des failles sont superficielles et seules les failles Rose Canyon et La Nacion qui présentent les plus grands rejeux horizontaux (d'ordre décamétrique), et qui sont décrochantes dextres, semblent constituer des branches du système Newport-Inglewood.

Les déformations souples récentes ont été mises en évidence par les positions relatives des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes (Peterson, 1970a, 1970b ; Kern 1977 ; Mc Crory & Lajoie, 1977 ; Lajoie et al., 1979). Les vitesses de soulèvement varient de 100 à 300 mm/10^3 ans dans les environs de San Diego et tendent à augmenter vers le nord (San Onofre, Palos Verdes) (paragr. 1.1.4.1.2).

5.3.3.11. Synthèse chronostratigraphique

Dans l'extrême nord-ouest de Basse Californie Nord et en Californie méridionale, la position des traces de haut niveau marin pléistocènes n'est encore qu'imparfaitement définie. Les données géochronologiques sur les terrasses ne commencent à être nombreuses qu'au nord de la frontière mexicano-américaine.

Les hypothèses chronostratigraphiques proposées en Californie méridionale et dans les îles du Continental Borderland (paragr. 1.1.4.1.2), notamment dans les zones où les terrasses marines sont disposées en séries étagées, fournissent néanmoins un cadre chronologique de travail pour l'ensemble de la région. Dans les îles San Clemente et San Nicolas, en particulier, ainsi que dans la zone de Palos Verdes, il est généralement admis que la plus basse (+5 à +15 m) et la deuxième terrasses (environ +30 m) ont été formées au Pléistocène supérieur (respectivement, S.I. 5a/c et S.I. 5e). Selon les différentes interprétations proposées, et en fonction des taux de soulèvement de ces régions, il apparaît que l'avant-dernier interglaciaire peut avoir laissé une, deux, ou trois (?), terrasses marines immédiatement au-dessus des deux plus récentes, et que la plupart des interglaciaires antérieurs sont représentés par une (ou deux) terrasse(s). Le manque de précision des analyses aminostratigraphiques n'autorise encore

que des chronologies hypothétiques tandis que la variabilité des contextes tectoniques limite les extrapolations régionales. Ainsi, selon les différents auteurs, les terrasses attribuées au S.I. 15, par exemple, se situeraient à +100/+120 m à San Clemente (tabl. 1.9 ; fig. 1.13), +180/+240 m à San Nicolas (tabl. 1.10), et entre +200 et +350 m à Palos Verdes (tabl. 1.7).

En Basse Californie Nord, au nord de El Rosario, deux régions présentent des séries de terrasses s'élevant jusqu'à près de +330 m (à Punta Banda et à quelques km au nord de El Rosario) (fig. 5.63).

La série de terrasses située à Punta Banda, qui compte près d'une quinzaine de traces de lignes de rivage successives, est comparable à celles de l'île San Nicolas et de Palos Verdes (en nombre de terrasses comme en gamme d'altitudes atteintes par celles-ci). A Punta Banda, les relations morphostratigraphiques entre les deux terrasses les plus basses (environ +15 et +35 m) conduisent à rattacher celles-ci au Pléistocène supérieur. A titre d'hypothèse, j'attribue les mieux définies des terrasses suivantes (+50, +95, +140, +160, +200 et +250 m) à six transgressions interglaciaires du Pléistocène moyen ; les terrasses intermédiaires, moins bien marquées (à +68, +120, +140, +225 et +280 m), constitueraient des vestiges de phases de haut niveau marin secondaires, au sein même de chacune des périodes interglaciaires (tabl. 5.12).

La série de terrasses de El Consuelo, au nord de El Rosario, n'a pas encore fait l'objet d'études suffisamment détaillées pour pouvoir constituer une séquence chronostratigraphique de référence. Si cette série de terrasses correspond effectivement à une séquence de traces de hauts niveaux marins pléistocènes, elle témoignerait d'un soulèvement, apparemment assez régulier dans le temps (espacement vertical de 20/40 m, tabl. 5.12), et limité dans l'espace, de la région comprise entre l'arroyo Rosario et San Quintin (fig. 5.63).

En depit des interprétations de Orme (1972, 1974), je considère que les lambeaux de terrasses et restes littoraux mal préservés du sommet des séquences de Punta Banda et de El Consuelo pourraient être d'âge pliocène. A la différence des affleurements les plus élevés de la formation Santa Rosalia, sur la côte orientale de Basse Californie, ces vestiges littoraux sont dépourvus de coquilles marines qui, par leur taxonomie ou leur état de préservation, permettent d'identifier des restes pléistocènes. A ce sujet, il convient d'ajouter que l'absence de faune dans les dépôts quaternaires anciens du nord-ouest de Basse Californie doit être liée à des facteurs paléo-écologiques défavorables et, surtout, à des phénomènes d'altération (dissolution) propres à cette région.

Entre San Quintin et Santo Tomas, la plus haute terrasse marine identifiée est située vers +120/+140 m d'altitude ; entre celle-ci et la plus basse terrasse (vers +8/+15 m, au sud de Punta Banda), on dénombre une ou deux terrasses intermédiaires, vers +40 m et +90/+100 m (tabl. 5.12, fig. 5.63). Cette disposition des principales terrasses rappelle celles observée plus au sud, notamment à El Tomatal et El Cuervito (tabl. 5.7). Cette similitude dans

El Consuelo	San Quintin	San Telmo	San Antonio del Mar	Punta Cabras	Santo Tomas	Punta Banda	Punta Descanso	Tijuana Rosarito Beach	Iles Coronados	San Diego	La Jolla	Age Supposé (S.I.)
						+15	+23			+10	+18	5 a/c
+10?	+8	+8?	+13?	+15	+15?	+33	+23?	+30	+30	+25	+40	5e
						+50	+40					7
						(+68)						
(+40?)	+40				+35	+95		>+40	+55			9?
(+120?)						(+120)						
(+140?)	+100		+90	+75		+140	(+65?)			(+90)		11?
(+180?)						+160				(+100)		13?
						+200						15?
						(+225)						
(+220?)					+150	+250						17/19?
(+260?)						(+280)						21?
						(+310)						
(+320?)	+130	+55	+120	+120	(+250)	(+330)	+155	+120		(+140)		23?

Tabl. 5.12.- Corrélation hypothétique des terrasses marines pléistocènes identifiées sur la côte nord-occidentale de Basse Californie Nord (au nord de Punta Baja) et dans l'extrême sud-ouest de Californie (San Diego-La Jolla). Les terrasses sont caractérisées par les altitudes (en m) des traces des plus hauts niveaux marins observées (sauf à El Consuelo).

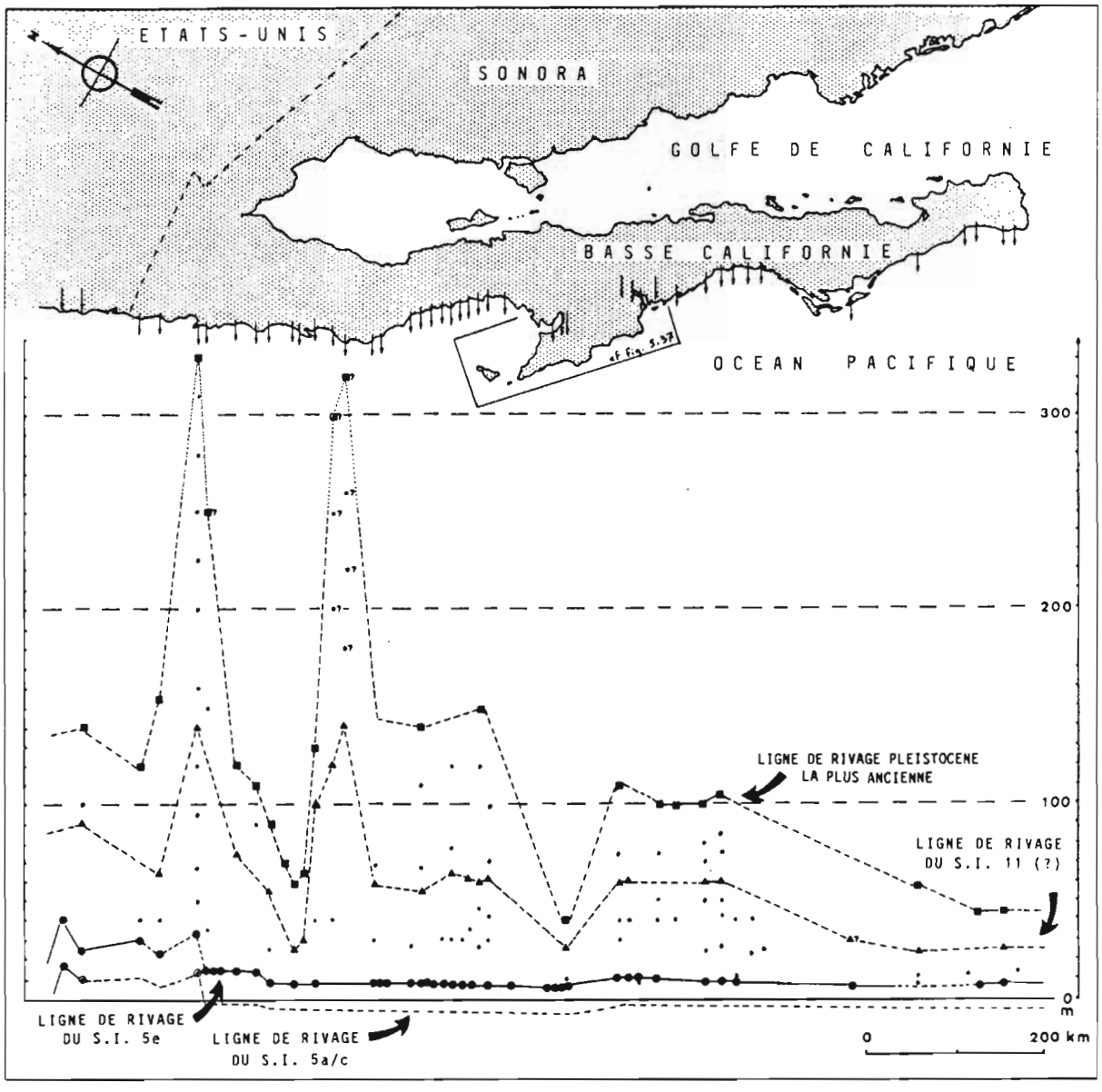


Fig. 5.63. - Distribution spatiale des principales terrasses marines quaternaires observées le long de la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie et corrélations latérales proposées.

Les corrélations latérales indiquées concernent les lignes de rivage du Pléistocène supérieur (S.I. 5e et S.I. 5a), celles attribuées au S.I. 11 (Pléistocène moyen) et enfin, les plus anciennes terrasses pléistocènes connues.

Les traits continus marquent les corrélations chronostratigraphiques les mieux établies ; les tiretés figurent les corrélations plus hypothétiques.

l'échelonnement des terrasses marines semble indiquer qu'au sud de Punta Banda, les mouvements verticaux affectant la côte de Basse Californie Nord, entre les parallèles 28° et 31°30' N, ont été du même ordre de grandeur, même si, localement, quelques failles ont isolé de petits compartiments soulevés (Punta Colnett), ou effondrés (Camalu ?).

Dans la région de San Diego et dans l'extrême nord-ouest de Basse Californie Nord, la basse terrasse principale ("Nestor"), corrélée avec le maximum marin du dernier interglaciaire, se trouve à une altitude de l'ordre de +25 m, largement supérieure à ce qu'elle est au sud de Punta Banda (tabl. 5.12, fig. 5.63). Dans la région de San Diego, les restes d'une terrasse plus basse (+10 m) et clairement postérieure à la terrasse Nestor ont été attribués au haut niveau marin du S.I. 5a/c. Cette disposition des lignes de rivage du Pléistocène supérieur témoigne d'un soulèvement récent d'extension régionale, concernant aussi bien les îles du Continental Borderland que la région de Palos Verdes et celle de l'extrême nord-ouest de Basse Californie, au nord de Punta Banda. A ce mouvement de surrection régional, se sont ajoutés des basculements locaux et des jeux de failles (failles Rose Canyon, San Clemente, Palos Verdes, Newport-Inglewood etc.).

Pour ce qui concerne les lignes de rivage du Pléistocène moyen et inférieur, de part et d'autre de la frontière, on constate d'une part qu'elles sont mal préservées, et d'autre part qu'elles sont d'altitude comparable à celles observées sur le reste de la côte pacifique de Basse Californie Nord, entre Punta Banda et San Quintin, ou au sud de Punta Baja. La corrélation latérale proposée entre les plus hautes terrasses marines observées entre +120 et +140 m (tabl. 5.12, fig. 5.63) ne repose que sur des présomptions d'ordre morphologique. S'il s'avérait que les lignes de rivage situées à environ +140 m datent d'1 M.a. (estimation aminostratigraphique de Kennedy, 1973 ; interprétation morpho-climato-stratigraphique), on pourrait en déduire qu'antérieurement à la phase de surrection relativement rapide du Quaternaire supérieur, il se serait produit un soulèvement régional d'amplitude limitée.

En conclusion (chap. 10), je reviendrai sur ces interprétations néotectoniques, et en particulier sur la limite de blocs lithosphériques que constitue la faille Agua Blanca, entre la péninsule de Basse Californie et la Californie méridionale.

TROISIEME PARTIE

ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

6. LES DATATIONS RADIOMETRIQUES U/Th

6.1. Principes et méthodes

6.2. Analyses radiométriques et interprétations

6.3. Conclusion : bilan des datations radiométriques

TROISIEME PARTIE : ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

LES DATATIONS RADIOMETRIQUES U/TH

6.1. PRINCIPES ET METHODES

6.1.1. Généralités

Les datations radiométriques, fondées sur la décroissance radioactive de l'uranium et de ses dérivés, ont constitué, jusqu'à une époque récente, le seul moyen d'établir l'âge de témoins de hauts niveaux marins du Pléistocène supérieur et de la fin du Pléistocène moyen. Dans la principale méthode analytique utilisée, l'âge des carbonates biogéniques (coraux, tests de mollusques) est déduit du rapport $^{230}Th/^{234}U$.

La validité des âges radiométriques obtenus est surtout déterminée par les indices de fermeture du système chimique que constituent les carbonates fossiles. Bien que de nombreux auteurs aient préconisé que seuls les coraux étaient susceptibles de présenter des garanties suffisantes de validité des âges apparents U/Th, la majorité des datations ont, jusqu'à présent, été effectuées sur des tests de mollusques ; cela tient, bien sûr, au fait que les mollusques sont ubiquistes et ne sont pas limités, comme les coraux, à la région intertropicale.

Dans la région du Golfe de Californie, une soixantaine d'échantillons fossiles, de groupes zoologiques variés, ont été soumis à des datations U/Th. Les résultats de ces mesures ont permis de confirmer l'attribution de nombreux témoins de haut niveau marin pléistocènes au dernier interglaciaire, et de quelques autres dépôts de terrasses à l'un des deux derniers épisodes interglaciaires du Pléistocène moyen. Cependant, un certain nombre de résultats ont dû être écartés après un examen soigneux des données radiochimiques qui mettent en évidence des phénomènes de migration des différents isotopes de l'uranium. Pour justifier cet examen critique, on rappellera avec quelque détail les principes sur lesquels repose cette méthode géochronologique.

6.1.2. Principe des méthodes radiochronologiques $^{230}Th/^{234}U$, $^{231}Pa/^{235}U$, $^{234}U/^{238}U$

Les carbonates de calcium (calcite et aragonite) qui forment certains sédiments (oolites, stalactites, etc.) et les squelettes, ou tests, de nombreux organismes (coraux, mollusques, échinodermes, etc.), contiennent des traces d'uranium. Ces traces d'uranium sont incluses dans le réseau cristallin de la phase minérale carbonatée, ou se trouvent sous forme de complexes liés à la matière organique.

Les différentes espèces isotopiques de l'uranium qui sont incorporées dans le réseau cristallin des carbonates biogéniques et néogénétiques sont les espèces solubles naturelles ^{234}U, ^{235}U et ^{238}U. Les eaux naturelles, marines ou continentales, ne contiennent pratiquement pas de descendants de l'uranium tels que ^{230}Th (= ionium) ou ^{231}Pa (= protactinium). Par décroissance radioactive, l'uranium piégé dans les carbonates donne naissance à une série de produits-fils, dont les espèces insolubles, ^{230}Th et ^{231}Pa, qui restent fixées dans le réseau cristallin.

Ainsi, si le système chimique de ces carbonates est resté clos au cours de la diagenèse, et en particulier si l'uranium originel n'a pas migré, les quantités de ^{230}Th (ou de ^{231}Pa) décelées, qui sont fonctions à la fois du temps écoulé depuis la mort de l'organisme et des teneurs originelles en uranium, permettent de calculer l'âge de formation du carbonate.

Théoriquement, si les isotopes 234 et 238 de l'uranium étaient en équilibre dans le carbonate originel, l'activité de ^{230}Th, par rapport à celles de ^{234}U et ^{238}U, pourrait être déduite des lois de désintégration radioactive selon la formule :

$$\frac{^{230}Th}{^{234}U} = \frac{^{230}Th}{^{238}U} = 1 - e^{-\lambda_0 . t} \qquad (1)$$

dans laquelle : - ^{230}Th, ^{234}U et ^{238}U sont les activités mesurées des différentes espèces isotopiques,

- λ_0 est la constante de decroissance du ^{230}Th,

- et t est le temps écoulé depuis la mort de l'organisme.

En fait, dans les eaux marines en particulier, le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ est constant et égal à 1,14 (Blanchard, 1965 ; Miyake et al., 1966 : Somayajulu & Goldberg, 1966 ; Komura & Sakanove, 1967) ; autrement dit, les carbonates marins en équilibre avec l'eau de mer (coraux et oolites, par ex.) présentent un excès de ^{234}U de 14 %. Cet excès de ^{234}U disparait, au cours du temps, à un taux déterminé par la constante de décroissance de ^{234}U :

$$\frac{^{234}U}{^{238}U} - 1 = \left(\frac{^{234}U_o}{^{238}U} - 1 \right) . e^{-\lambda 4 . t} \qquad (2)$$

où : ^{234}Uo est l'activité initiale (au temps t = 0) de ^{234}U.

L'introduction de ce terme correcteur (2) exprimant la disparition de ^{234}U en excès, permet de modifier l'équation (1) et de fournir l'expression complète du rapport d'activité :

$$\frac{^{230}Th}{^{234}U} = 1 - e^{-\lambda 0 . t} + \left(1 - \frac{^{238}U}{^{234}U} \right) \left[\frac{\lambda_o}{\lambda 0 - \lambda 4} . (1-e^{-\lambda 0 - \lambda 4 . t}) - (1-e^{-\lambda 0 . t}) \right] \qquad (3)$$

La solution graphique de cette équation (3) (Kaufman & Broecker, 1965), dans laquelle les périodes de demi-vie de ^{230}Th et ^{234}U sont respectivement 75 200 ans et 248 000 ans, est présentée fig. 6.1.

Cette méthode de datation couvre la période 0-400 000 ans, mais en pratique, elle ne fournit de résultats, avec une précision acceptable, que pour les derniers 250 000

ans.

Une autre méthode de datation, repose sur la décroissance de ^{235}U présent dans les eaux naturelles et dans les carbonates en équilibre avec le milieu, et sur la mesure de ^{231}Pa ainsi accumulé dans les carbonates (Sackett, 1958). Du fait de difficultés pratiques de mesure de ^{235}U, on utilise le rapport d'activité constant $^{235}U/^{238}U = 0,046$, et l'on obtient l'équation :

$$\frac{^{231}Pa}{^{238}U} = \left(\frac{^{231}Pa}{0,046}\right).\ ^{238}U = 1 - e^{\lambda_1 . t} \qquad (4)$$

dans laquelle : - ^{231}Pa, ^{235}U et ^{238}U sont les activités des différentes espèces isotopiques,

- λ_1 est la constante de décroissance de ^{231}a,

- et t est le temps écoulé depuis la mort de l'organisme.

La gamme d'âges couverte par cette méthode est de 150 000 ans. La faiblesse des teneurs en ^{231}Pa des échantillons, ainsi que la longueur des opérations de mesure, en fait une méthode relativement peu utilisée, bien qu'elle constitue théoriquement un bon moyen de vérifier, sur les mêmes échantillons, les âges apparents $^{230}Th/^{234}U$ (Kaufman et al., 1971 ; Stearns, 1981).

6.1.3. Les datations des carbonates biogéniques.

6.1.3.1. Les différents types de carbonates biogéniques

L'incorporation d'uranium dans les carbonates biogéniques est réglée par des processus biogéochimiques qui varient d'un groupe zoologique à l'autre. Dans les coraux, le squelette carbonaté est en équilibre avec le milieu, du point de vue de l'uranium, de sorte que la teneur en U du test "vivant" reflète celle de l'eau de mer (environ 3 ppm) et que ce dernier ne contient pas de ^{230}Th. Selon une étude de Veeh et Burnett (1982) les tests de coraux vivants contiennent entre 1.8 et 3.6 ppm et d'uranium.

Les tests de mollusques vivants présentent des teneurs d'uranium très faibles (de l'ordre de 0.1 ppm, Kaufman et al., 1971). Après la mort de l'animal, une réequilibration entre le carbonate des tests et le milieu se produit et conduit à une incorporation d'uranium (Broecker, 1963). Cette réequilibration s'effectue probablement dans les premiers milliers d'années après la mort de l'animal (Kaufman et al., 1971), et se trouve fortement influencée par la décomposition de la matière organique (Lahoud et al., 1966). Dans le cas de tests de mollusques littoraux de terrasses marines, qui ont été émergés quelques siècles, ou quelques milliers d'années, après la mort des organismes, l'uranium incorporé est formé de proportions variables des isotopes 234 et 238 (rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ compris entre 1,0 et 1,6, cf. tabl. 6.2 à 6.4).

Les tests d'échinodermes semblent n'avoir été utilisés pour des datations radiométriques $^{230}Th/^{234}U$ qu'en Basse Californie (Omura et al, 1979 ; et ce travail). Ce type de squelette, à minéralogie calcitique, incorpore l'uranium de l'eau de mer sans fractionnement isotopique ($^{234}U/^{238}U = 1,14$, tabl. 6.1) mais dans des proportions

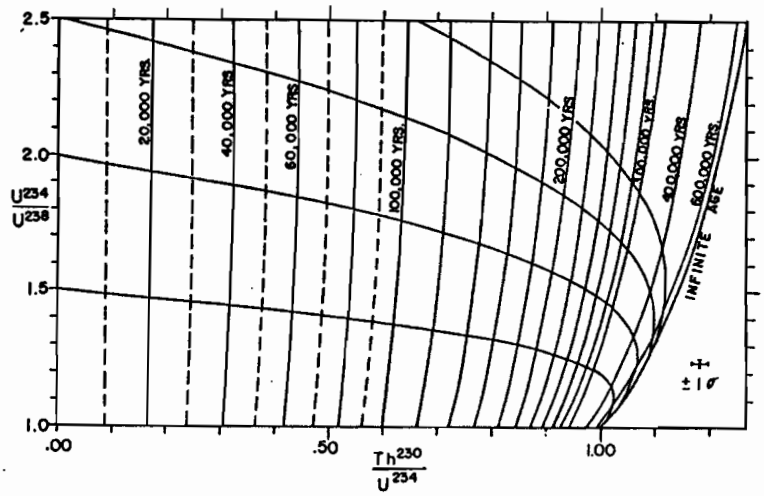


Fig. 6.1. - Variation des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ et $^{230}Th/^{234}U$, en fonction du temps, dans un système chimique dépourvu de ^{230}Th originel (Ku, 1976a). Les lignes quasi-verticales représentent les isochrones (valeurs variables du rapport $^{234}U/^{238}U$). Noter la marge d'incertitude, correspondant aux erreurs statistiques de mesure.

N° Echant. (1)	Espèce	% Calcite	^{238}U (ppm)	$^{234}U/^{238}U$	$\frac{^{232}Th}{^{230}Th}$	Remarques
LR 641 (N)	Tivela stultorum	0 %	0,035	1,03 + 0,16	0%	Prélevé mort
AO 1 (L)	Encope grandis		0,204 + 0,003	1,14 + 0,02		Prélevé mort
AO 2	Encope grandis		0,293 + 0,005	1,14 + 0,02		Prélevé vivant

(1) Laboratoire d'analyse :(N)(Univ. Nice) ;(L)(Univ. Southern California, Los Angeles).

Tabl. 6.1 - Données radiochimiques sur des tests actuels, provenant de la région du Golfe de Californie, de Encope grandis (échinoderme) selon Omura et al, 1979 et de Tivela stultorum (lamellibranche).

bien moindres que dans cette dernière (0,2 - 0,3 ppm, tabl. 6.1).

6.1.3.2. Les problèmes de validité des datations radiométriques

Les méthodes de datations radiométriques fondées sur la décroissance radioactive de l'uranium reposent sur deux hypothèses fondamentales :

- lors de la formation du carbonate et de l'intégration de l'isotope-père dans le réseau cristallin, l'isotope-fils dont on mesure l'activité (^{230}Th par ex.) doit avoir été totalement absent, ou avoir existé dans une proportion connue vis à vis de l'isotope-père (rapport $^{234}U/^{238}U$ initial) ;
- le carbonate doit être demeuré un système chimique clos depuis sa formation ; dans le cas où des migrations de radio-éléments se seraient produites, il est nécessaire de connaître à la fois le moment de la "contamination" et les quantités relatives des isotopes introduits dans le système (ou qui l'ont quitté).

La vérification de ces deux hypothèses constitue un préalable pour toute exploitation de mesures radiochronologiques. Sur le plan analytique, il convient donc d'examiner les indices reflétant les proportions initiales de radioéléments et la clôture permanente du système chimique analysé.

La recristallisation du carbonate des tests fossiles, qui est décelée par une teneur en calcite supérieure à celle du test originel, constitue un premier indice d'ouverture probable du sytème chimique. Rappelons que les coraux et la plupart des tests de mollusques actuels sont aragonitiques à près de 100 %.

La teneur en uranium des coraux fossiles analysés ne doit pas être très différente de 3 ppm, s'il n'y a pas eu de lessivage d'uranium. Dans le cas des tests de mollusques, qui ne sont pas en équilibre avec le milieu marin et qui incorporent post mortem des quantités variables d'uranium, cette règle ne peut pas être appliquée ; tout au plus peut-on vérifier qu'il existe une certaine homogénéité dans les teneurs en uranium d'une population de fossiles de même espèce dans un même site.

Comme le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ des eaux marines est de $1.14 \pm 0,04$, et que celui des eaux continentales est variable mais généralement supérieur, la mesure de la valeur de ce rapport dans les échantillons fossiles permet parfois de déceler des migrations de l'une ou l'autre espèce isotopique. En ce qui concerne les tests de mollusques, et particulièrement ceux qui auraient été émergés très peu de temps après la mort de l'organisme, la valeur du rapport $^{234}U/^{238}U$ ne peut que rarement être utilisée comme critère d'ouverture du système.

L'introduction probable de ^{230}Th dans le système chimique peut être mise en évidence par la présence de ^{232}Th, isotope du thorium caractéristique du milieu continental. L'existence de ^{232}Th dans des carbonates biogéniques marins indique qu'il y a eu intégration de particules détritiques porteuses (argiles) qui contenaient également

du ^{230}Th dans des proportions variables (Kaufman & Broecker, 1965). Une correction est envisageable dans la mesure où on peut retrouver le rapport d'activité $^{230}Th/^{232}Th$ à l'origine (Kaufman et al., 1971 ; Schwarcz, 1980 ; Schwarcz & Skoflek, 1982 ; Schwarcz & Latham, 1984).

Indépendamment des indices d'ouverture du système mentionnés, la validité des résultats radiométriques peut être mise en question s'il y a contradiction avec les données morphostratigraphiques, ou avec des résultats radiométriques calculés par la méthode $^{231}Pa/^{235}U$. Certains auteurs considèrent même que, pour les échantillons de mollusques, les deux méthodes $^{230}Th/^{234}U$ et $^{231}Pa/^{235}U$ devraient toujours être utilisées conjointement (Ku, 1968, 1976a ; Stearns, 1981).

Enfin, on rappellera, au sujet de la datation des tests de mollusques, que de nombreux problèmes d'interprétation chronologique proviennent du fait que l'âge $^{230}Th/^{234}U$ ne correspond pas exactement à l'âge de l'organisme, mais plutôt au temps écoulé depuis l'incorporation d'uranium naturel (^{234}U, ^{238}U, ^{235}U) dans les tests (Stearns, 1980, 1981). Comme l'ont montré les résultats de datations réalisées sur des tests de mollusques et des coraux d'une même localité (Veeh & Valentine, 1967 ; Ku & Kern, 1974, par ex.), les âges radiométriques des mollusques sont presque systématiquement inférieurs à ceux des coraux. Selon certains auteurs (Hillaire- Marcel, comm. pers.), les tests de mollusques provenant de dépôts cimentés (grès de plage consolidés dès leur émersion, notamment) constituent un matériel plus fiable que lorsqu'ils sont recueillis dans des dépôts meubles.

6.1.4. Matériel analysé.

La grande majorité des échantillons soumis à des datations radiométriques, dans cette région, sont des tests de lamellibranches ; parmi les organismes fossiles étudiés on compte également quelques fragments de coraux et tests d'échinodermes.

Près de la moitié des 61 échantillons analysés dans le Golfe de Californie et sur la côte occidentale de Basse Californie (fig. 6.2) appartiennent à l'espèce Dosinia ponderosa. Cette espèce de lamellibranche a été choisie de préférence à d'autres, pour trois raisons principales.

En premier lieu c'est l'un des plus gros tests de mollusques fossiles que l'on trouve dans les dépôts littoraux pléistocènes de la région ; ces épaisses coquilles sont donc plus à même de résister aux altérations superficielles (et permettent éventuellement la multiplication d'analyses géochimiques sur un même invidu).

D'autre part, s'agissant d'une espèce commune en milieu infralittoral de faible profondeur, les sédiments littoraux de terrasses marines renferment assez souvent des spécimens de Dosinia ponderosa dont les deux valves sont en connexion anatomique ; cela laisse supposer que ces organismes n'ont pas été déplacés et sont

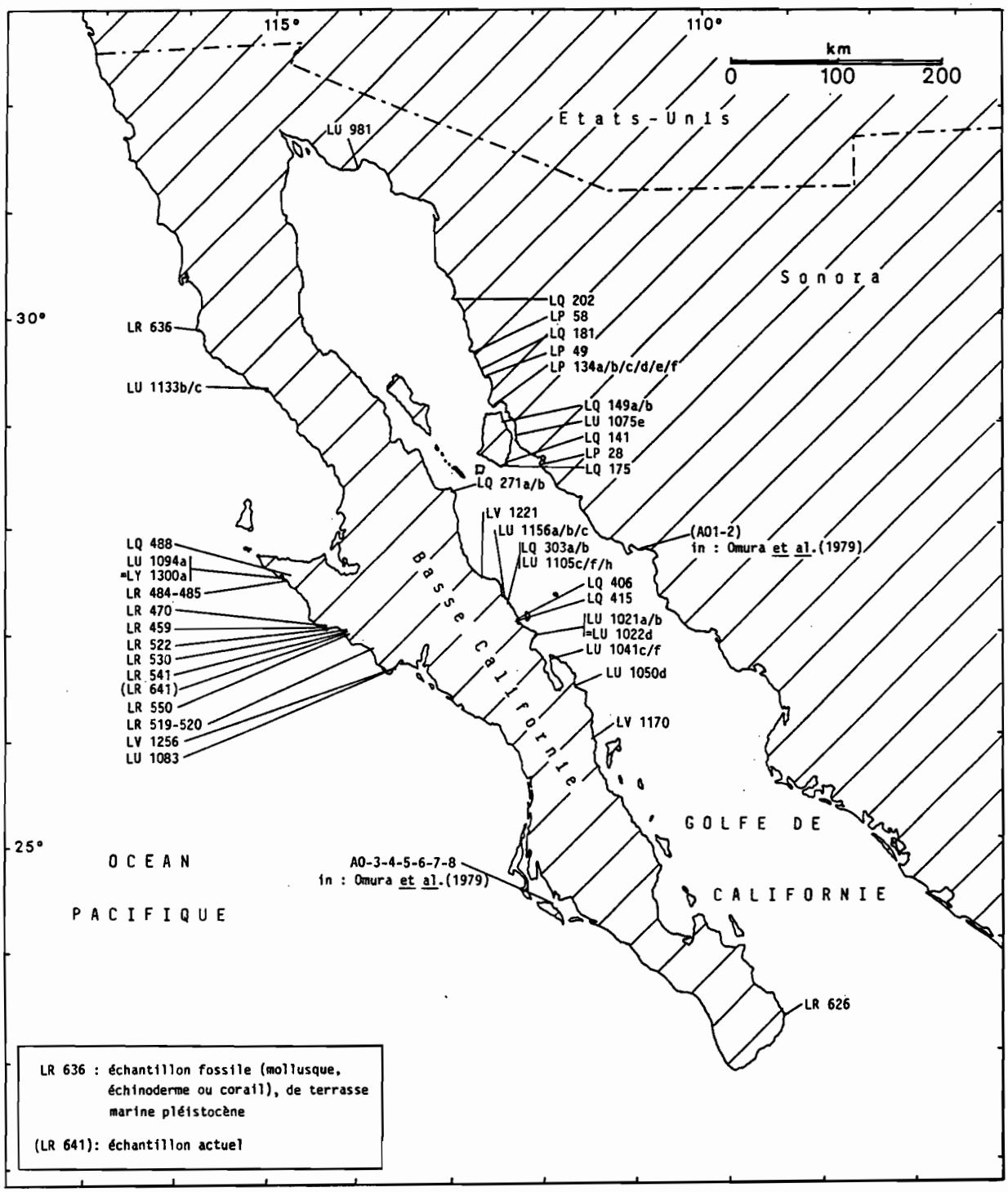


Fig. 6.2. - Localisation des échantillons soumis à des datations $^{230}Th/^{234}U$ dans l'ensemble de la région du Golfe de Californie. Voir les données analytiques dans les tabl. 6.2, 6.3 et 6.4.

contemporains des sédiments encaissants.

Enfin, troisième argument en sa faveur, cette espèce a une distribution géographique relativement large dans le Golfe de Californie et s'étendant même (actuellement) jusqu'à la latitude de Bahia Vizcaino, sur la côte occidentale de Basse Californie ; dans la mesure où il est préférable de comparer des analyses sur des échantillons de même espèce, il est donc possible d'échantillonner des tests de Dosinia ponderosa dans la plupart des localités fossilifères du Golfe de Californie.

Sur la côte pacifique de Basse Californie, et en particulier dans la péninsule de Vizcaino, le fossile de loin le plus commun, qui a été selectionné pour les datations, appartient à l'espèce de lamellibranche Tivela stultorum ; les tests de cette espèce sont encore plus grands et plus épais (2 à 3 cm) que ceux de Dosinia ponderosa.

Quelques tests isolés, de trois autres espèces de lamellibranches, Chione gnidia, Chione californiensis et Protothaca sp., ont été utilisés dans des localités dépourvues de tests fossiles de Dosinia ponderosa ou de Tivela stultorum.

Les coraux qui ont été analysés appartiennent au genre Porites, et généralement à l'espèce Porites californica. Dix échantillons ont été prélevés dans des dépôts littoraux pléistocènes de la moitié méridionale de Basse Californie, aussi bien sur la côte du Golfe que sur la côte pacifique de la péninsule. Rappelons que les coraux, actuels ou fossiles, sont rares en Basse Californie Nord (sur les deux côtes) et sur la côte nord-orientale du Golfe de Californie.

Enfin, le dernier groupe zoologique qui a fourni des échantillons datés de cette région sont des échinodermes de deux genres voisins Encope et Dendraster. Ces fossiles, analysés pour la première fois par Omura et collaborateurs (1979), en Basse Californie, semblent satisfaire les critères de validité des méthodes radiométriques $^{230}Th/^{234}U$ et $^{231}Pa/^{235}U$.

Une étude critique de Kaufman et collaborateurs (1971), mettait en cause la validité de la méthode $^{230}Th/^{234}U$ appliquée aux mollusques, et favorisait les datations de coraux. Si dans la région du Golfe de Californie, les datations ont surtout porté sur des tests de mollusques, cela tient d'abord à la pauvreté générale des dépôts en fragments de coraux, et, également, au meilleur état de préservation des tests de mollusques.

Dans les quelques localités où ont été analysés à la fois des coraux et des tests de lamellibranches, on verra que les premiers sont généralement plus altérés et livrent des résultats radiométriques moins fiables que les seconds.

Pour la présentation des résultats radiométriques, on distinguera trois zones géographiques : l'est et le nord du golfe, l'ouest du golfe, et enfin l'ouest de la péninsule de Basse Californie. La localisation de l'ensemble des échantillons est indiquée dans la fig. 6.2.

6.1.5. Méthode analytique

Les 55 échantillons de tests fossiles analysés dans le cadre de cette étude ont été soumis à la méthode $^{230}Th/^{234}U$, à l'Université de Nice (M. Bernat, C. Gaven-Causse) et au laboratoire Geotop de l'Université du Québec à Montréal. On rappellera également les résultats obtenus par Omura et collaborateurs (1979) sur six échantillons (coraux et échinodermes) d'un même site (Bahia Magdalena), par les méthodes $^{230}Th/^{234}U$ et $^{231}Pa/^{235}U$.

6.1.5.1. Préparation des échantillons.

Les fragments de test de lamellibranches, choisis parmi les moins altérés des échantillons récoltés, ont été prélevés dans la partie centrale (la plus épaisse) des tests, à proximité de la charnière. Dans le cas des coraux, les fragments utilisés ont été débarrassés au maximum de sédiments de remplissage et d'éventuels organismes incrustés.

Après décapage mécanique superficiel et lavages successifs à l'acide chlorhydrique dilué puis à l'eau distillée, et enfin passage en cuve à ultrasons, ces échantillons ont été réduits en poudre.

Les teneurs relatives en calcite et aragonite ont été obtenues par comparaison des pics 3,035 Å de la calcite et 3,272 Å de l'aragonite sur des diffractogrammes (R.X). Les analyses minéralogiques faites sur différents appareils ont un seuil de détection et une marge d'incertitude variables.

6.1.5.2. Analyses radiochimiques

La technique employée pour l'analyse des radioisotopes par spectrométrie α est celle mise au point par Goldberg et Koide (1962). Le traceur de l'uranium choisi est l'isotope artificiel 232, et celui du thorium l'isotope naturel 234 (en concentrations au moins 10 000 fois supérieures aux valeurs naturelles, Gaven et al., 1979).

Les mesures effectuées concernent :
- la teneur en ^{238}U, (en $\mu g/g$ = ppm)
- le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$,
- l'activité ^{234}U (désintégrations/minute/g),
- l'activité ^{230}Th (dpm/g),
- l'activité ^{232}Th (dpm/g).

Le calcul de l'âge apparent $^{230}Th/^{234}U$ est effectué selon l'équation chronométrique de Broecker (1963) (équation 3 ci-dessus et fig. 6.1). L'incertitude sur l'âge obtenu dérive des erreurs statistiques de mesure, et peut donc varier dans de grandes proportions, selon les échantillons et les comptages.

6.2. ANALYSES RADIOMETRIQUES ET INTERPRETATIONS

6.2.1. Les côtes orientale et septentrionale du Golfe de Californie.

6.2.1.1. Les échantillons analysés.

Dix-sept échantillons de lamellibranches provenant de basses terrasses marines de la côte de Sonora et de l'île Tiburon ont été soumis à des datations U/Th (fig. 6.2). Parmi ces échantillons, celui qui provient de l'extrémité septentrionale du golfe appartient à l'espèce Chione gnidia, tandis que tous les autres (12 sur la côte de Sonora central et quatre sur l'île Tiburon) sont des tests de Dosinia ponderosa (tabl. 6.2).

Cinq des 17 échantillons ont été analysés deux (voire trois) fois (LP 28, LP 134 c, LP 134 d, LP 134 e) ; en outre, deux localités ont fait l'objet d'analyses répétées, sur des individus distincts (LQ 149 a et b, et LP 134 a à f).

La quasi-totalité des déterminations radiométriques U/Th de cette région ont été effectuées à l'Université de Nice et ont fait l'objet d'une publication (Bernat et al., 1980) ; deux résultats supplémentaires, inédits, ont été obtenus à l'Université du Québec à Montréal (O. Carro et C. Gaven-Causse).

6.2.1.2. Résultats et interprétations.

6.2.1.2.1. Données minéralogiques et radiochimiques.

Parmi les échantillons traités, un seul (LQ 181) présente une teneur en calcite (17 %) supérieure à 3 % (tabl. 6.2).

Cet échantillon, qui semble donc avoir subi une recristallisation partielle, est également celui dont l'âge apparent U/Th est le plus vieux de la série (181 ka) ; on considère qu'un léger départ d'uranium a pu se produire au cours de la recristallisation en calcite et que l'âge U/Th calculé est supérieur à l'âge réel.

Les teneurs en ^{238}U de l'ensemble des échantillons varient de 0,27 à 2,66 ppm, mais se situent en général entre 0,40 et 1,00 ppm (tabl. 6.2).

Les plus fortes teneurs observées en ^{238}U (supérieures à 1,5 ppm) concernent le même individu LP 28 ; bien qu'aucune trace de ^{232}Th n'ait été décelée, il est probable qu'une telle teneur en ^{238}U corresponde à un enrichissement anormal en uranium, qui provoque un "rajeunissement" apparent de l'échantillon.

Pour ce qui concerne le rapport $^{234}U/^{238}U$, les valeurs de l'ensemble des échantillons varient de 1,14 à 1,39. Dans des tests de mollusques ayant incorporé de l'uranium après émersion, hors du milieu marin, de telles valeurs ne signalent aucune anomanie particulière, d'autant

N°échant.	Genre (1)	%Calc. (2)	N°analyse labo (3)	^{238}U (ppm) (4)	$^{234}U/^{238}U$ (activité) (5)	$^{230}Th/^{232}Th$ (activité) (6)	$^{234}U/^{232}Th$ (activité)	Age mesuré $^{230}Th/^{234}U$ (ka) (7)	Remarques moy. individuelles (8)
LU 981	Ch	0	UQT 36	0,524±0,012	1,226±0,034	142,823±30,298	199,455±42,705	129 ± 13	
LQ 202	D	<1	NICC 45	1,00 ±0,03	1,21 ±0,08			42 ± 8	?-
LP 58	D	3	NIMB	1,35 ±0,04	1,16 ±0,10			118 ± 17	
LQ 181	D	17 *	NIMB	0,89 ±0,02	1,38 ±0,10 *			180 ± 25	* +
LP 49	D	<1	NIMB	0,60 ±0,02	1,26 ±0,06			93 ± 13	
LP 134a	D	<1	NIMB 37	0,85 ±0,02	1,22 ±0,08			83 ± 12	
LP 134b	D	0	NIMB 38	0,27 ±0,01 *	1,24 ±0,08			102 ± 14	} 98,5 ± 18 *
"			NICC 38	0,32 ±0,02 *	1,14 ±0,10	31,80 ± 7,50 *	49,43 ±15,10	95 ± 18	
LP 134c	D	<1	NICC 39	0,38 ±0,02 *	1,39 ±0,12 *	58,06 ±16,02 *	95,88 ±32,82	96 ± 14	*
"			NIMB 39	0,43 ±0,01 *	1,14 ±0,08	48,60 ± 5,50 *	71,4 ±12,5	120 ± 16	} 108 ± 16 *
LP 134d	D	1	NICC 40a	0,55 ±0,02	1,16 ±0,05	115,30 ±42,50	253,14 ±114,64	64 ± 10	
"			NICC 40b	0,57 ±0,02	1,23 ±0,08	74,50 ±32,30 *	252,06 ±120,10	65 ± 10	} 64,5 ± 10 *
LP 134e	D	<1	NIMB 41a	0,92 ±0,02	1,15 ±0,08			88 ± 12	
"			NIMB 41b	1,02 ±0,03	1,17 ±0,10	80,70 ±15,00 *	>100	84 ± 12	} 85 ± 13
"			NICC 41	0,96 ±0,02	1,17 ±0,08	31,00 ± 7,80 *	57,37 ±17,96	83 ± 13	* ?
LP 134f	D	0	NIMB 42	0,48 ±0,01 *	1,21 ±0,10	5,8 ± 0,5 *	10,8 ± 1,1	82 ± 11	*
LQ 149a	D	<3	NIMB	0,40 ±0,01 *	1,26 ±0,10			84 ± 12	
LQ 149b	D	<3	NIMB	0,46 ±0,01 *	1,18 ±0,08			100 ± 14	
LU 1075e	D	0	UQT 42	1,147±0,029	1,229±0,031			66,6 ± 5	
LQ 141	D	<1	NIMB	0,71 ±0,02	1,21 ±0,08			86 ± 12	
LQ 175	D	<1	NIMB	0,92 ±0,02	1,26 ±0,08			83 ± 12	
LP 28	D	<3	NIMB	2,66 ±0,07 *	1,25 ±0,04			22,8 ± 3	} 20,9 ± 3 * -
"			NIMB	1,53 ±0,4	1,28 ±0,08			19 ± 2,5	

(1). D : Dosinia ponderosa ; Ch : Chione sp.
(2). Calcite/(aragonite + calcite) x 100 ; * Echantillons contenant > 5 % calcite
(3). UQT : Labo. Géotop (UQAM, Montréal) ; NICC : Labo. Géochronologie, Univ. Nice (C. Causse) ; NIMB : idem (M. Bernat)
(4). * Teneur en uranium faible (<0,5 ppm) ou forte (>2 ppm)
(5). * Rapport d'activité > 1,30
(6). * Teneur en ^{232}Th supérieure 1 %
(7). Marge d'erreur correspondant à 1 σ
(8). * Fiabilité restreinte des résultats chronométriques (signes de migration de radio-éléments) ; + : "vieillissement" probable ; - : "rajeunissement" probable .

Tabl. 6.2 - Datation $^{230}Th/^{234}U$ de tests de lamellibranches fossiles de dépôt littoraux pléistocène de la côte orientale (et septentrionale : LU 981) du Golfe de Californie (Sonora central et Ile Tiburon) : données minéralogiques et radiochimiques. Voir localisation des échantillons fig. 6.2.

que les valeurs extrêmes mentionnées ont été mesurées sur le même individu (LP 134 c), analysé deux fois.

Enfin, les teneurs en ^{232}Th sont nulles ou faibles. Seules quelques analyses des tests de la localité LP 134 présentent jusqu'à 3 % de ^{232}Th.

6.2.1.2.2. Discussion des résultats.

L'ensemble des échantillons de cette région ont été prélevés dans des dépôts littoraux et sur des terrasses marines que des arguments morphostratigraphiques tendent à corréler avec le maximum marin de la dernière transgression interglaciaire (paragr. 3.4.1.).

Les âges apparents U/Th obtenus dans cette région s'étalent entre 20 ka et 180 ka, ou entre 65 et 154 ka si l'on écarte les trois échantillons fournissant les valeurs extrêmes.

Les âges apparents extrêmes (19/23 et 180 ka) sont suspects dans la mesure où l'une ou l'autre des données analytiques des échantillons LP 28 et LQ 181 suggèrent des migrations de radio-éléments (voir ci-dessus). Un troisième échantillon (LQ 202), dont les données minéralogiques et radiochimiques semblent normales, fournit un âge apparent de 42 ka ; comme aucun argument morphostratigraphique ne justifie l'attribution à cette localité d'un âge aussi jeune, on suppose que des migrations de ^{234}U ou/et de ^{230}Th ont provoqué un rajeunissement apparent de l'échantillon analysé.

Pour les 14 échantillons restants, ou distinguera ceux qui proviennent de localités isolées de ceux qui ont fait l'objet d'analyses multiples, dans la même localité.

6.2.1.2.2.1. Analyses répétées.

Pour les deux individus LQ 149 a et LQ 149 b, de la même localité, la différence d'âges apparents U/Th (100 et 84 ka) est légèrement supérieure à la valeur de l'incertitude statistique.

Pour les six échantillons de la localité LP 134, les écarts inter-individuels entre les âges apparents U/Th peuvent être très faibles, comme entre LP 134 a (83 ka), LP 134 e (88, 84 et 83 ka) et LP 134 f (83 ka), ou au contraire très élevés, comme entre LP 134 d (64 et 65 ka) et LP 134 c (96 et 120 ka). En ce qui concerne les analyses répétées sur les mêmes individus (LP 134 b, LP 134 c, LP 134 d et LP 134 e) on observe une grande cohérence des résultats (sauf dans le cas de LP 134 c).

Comme les échantillons provenant du site LP 134 ont été récoltés *in situ*, dans une même unité stratigraphique où les remaniements de coquilles sont peu probables, on est assuré de leur contemporanéité (paragr. 3.2.2.2.2.3) ; la dispersion des âges obtenus apparait donc artificielle et ne peut que traduire des migrations non contrôlées des espèces isotopiques.

6.2.1.2.2.2. Echantillons isolés.

Les écarts entre les âges apparents U/Th extrêmes fournis par les échantillons isolés sont du même ordre de

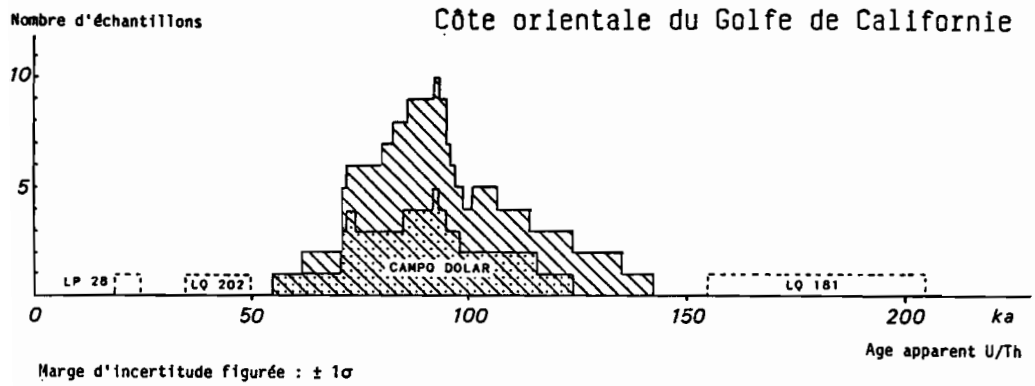


Fig. 6.3.- Histogramme de fréquence des âges $^{230}Th/^{234}U$ apparents mesurés sur l'ensemble des échantillons (lamellibranches) de la côte orientale (et septentrionale) du Golfe de Californie (voir données tabl. 6.2). Les tests ayant fait l'objet de plusieurs analyses sont représentés par la valeur moyenne des âges apparents obtenus.

grandeur (67-154 ka) que ceux observés dans la localité de LP 134 (64-120 ka).

Les échantillons LU 981 (129 ± 13 ka) et LP 58 (118 ± 17 ka) sont les deux seuls tests isolés (en plus de LP 134 c) désignant la terrasse étudiée comme le témoin du maximum marin du dernier interglaciaire.

Les échantillons LP 49 (93 ± 13 ka), LQ 141 (86 ± 12) et LQ 175 (83 ± 12) fournissent des résultats très voisins entre eux, et comparables à ceux des localités LQ 149 et LP 134. La contemporaneité des dépôts dont ils proviennent, suggérée par les observations de terrain, semble donc être confirmée par ces donnés radiométriques. Le problème reste de déterminer la validité des âges précis obtenus. S'agit-il de dépôts de la fin du dernier interglaciaire (S.I.5 a ou c), ou les âges apparents sont-ils "rajeunis" ?

L'unité stratigraphique d'où provient l'échantillon LU 1075e présente la particularité d'avoir été soulevée à une époque récente (paragr. 3.2.3.2.2.) ; l'absence de restes littoraux, plus élevés que le dépôt marin de LU 1075e, dans les environs immédiats, me conduit cependant à considérer que cette localité est contemporaine des autres, et donc que l'âge apparent de LU 1075 e (66,6 ± 5 ka) pourrait être artificiellement "rajeuni".

6.2.1.3. Conclusion : l'âge vraisemblable de la basse terrasse.

L'ensemble des âges apparents U/Th obtenus sur les côtes de Sonora et de l'île Tiburon, représentés dans la diagramme de la fig. 6.3, déterminent un "pic" à 93 ka.

Le fait que la dispersion des résultats de la localité de Campo Dolar (LP 134) soit équivalente à celle des résultats obtenus dans les autres localités (après élimination des trois échantillons douteux) confirme que l'ensemble des sites étudiés sur la côte orientale du Golfe appartient à une même population. Si l'on admet que la terrasse marine a été formée lors d'une même phase de haut niveau marin et que cette terrasse est la seule qui soit largement représentée dans la région, il apparait probable que la période de haut niveau marin considérée soit celle du S.I.5e (125 ka). Selon cette interprétation, l'ensemble des âges apparents obtenus serait artificiellement rajeuni de 30 ka, et présenterait une marge d'incertitude de 30 000 ans.

Cette interprétation accrédite la théorie selon laquelle les âges apparents U/Th obtenus sur des tests de mollusques sont des âges minima (paragr. 6.1.3.2). Stearns (1981) suppose que dans une série de datations U/Th de mollusques fossiles d'une même localité, l'âge réel de la population d'échantillons est donné par les âges apparents les plus anciens.

6.2.2. La côte orientale de Basse Californie.

6.2.2.1. Les échantillons analysés.

Au total, 20 échantillons ont été datés sur la côte orientale de la péninsule de Basse Californie (fig. 6.2) : 10 tests de Dosinia ponderosa, 3 tests de Chione califor-

niensis, 4 fragments de coraux (Porites californica et P. sp.) et trois tests de Dendraster sp. (échinodermes) (tabl. 6.3).

Quatre localités ont fait l'objet d'analyses multiples sur des individus distincts (LQ 271 a/b ; LQ 303 a/b/LU 1105 c/f/h ; LU 1021a/LU 1022d et LU 1156 a/b/c).

Les datations concernant cette région ont été effectuées, pour partie à l'Université de Nice, et pour partie à l'Université du Québec à Montréal. Seuls des résultats préliminaires des premières datations mentionnées ont été publiés (Causse & Ortlieb, 1984).

6.2.2.2. Résultats et interprétations.

6.2.2.2.1. Données minéralogiques et radiochimiques.

Les échantillons de lamellibranches analysés contiennent moins de 5 % (voire moins de 3 %) de calcite (tabl. 6.3). Trois des quatre fragments de coraux ont révélé des teneurs de 5 à 12 % de calcite.

La présence de quelques % de calcite dans les tests de Porites sp. pourrait cependant ne pas être le signe d'une recristallisation d'aragonite en calcite, si l'on admet que ce matériau poreux peut inclure des débris de calcite détritique.

Pour les tests d'échinodermes, formés de calcite, le critère minéralogique de non-ouverture du système ne peut évidemment pas être utilisé.

Les teneurs en ^{238}U des échantillons analysés varient, largement, de 0,27 à 4,56 ppm ; cette variation tient essentiellement aux différences des modes d'incorporation de l'uranium dans les tests de groupes zoologiques distincts. Si l'on considère comme normales des teneurs en ^{238}U de l'ordre de 1 $\pm$ 0,5 ppm pour les tests de mollusques, de 3 $\pm$ 0,5 ppm pour ceux de coraux, et de 0,7 $\pm$ 0,4 pour ceux d'échinodermes, six échantillons sont susceptibles d'avoir subi des migrations notables d'uranium.

Deux tests de Chione sp. (LU 1156 b et LU 1156 c) et trois de Dosinia ponderosa (LQ 271 a, LQ 271 b, LQ 406) contiennent de 2 à 4,6 ppm de ^{238}U, et de ce fait témoignent d'enrichissements exceptionnels. Par ailleurs, un échantillon de corail (LR 626), qui présente 12 % de calcite, semble appauvri en uranium (2,2 ppm).

Les rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ des coraux, censés avoir été en équilibre avec l'eau de mer, sont tous légèrement inférieurs à la valeur de 1,14 (1,09 à 1,13). Les tests de lamellibranches analysés, en revanche, présentent tous des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ supérieurs à 1,14, quatre d'entre eux fournissant des valeurs proches de 1,35 (LU 1041c, LU 1156b, LU 1156c et LQ 303b) ; de telles données radiochimiques confirment que l'ensemble des tests de lamellibranches ont incorporé de l'uranium en milieu continental émergé, et ne permettent de déceler aucune anomalie particulière.

On notera tout de même que deux des échantillons de Chione sp., à forte teneur en ^{238}U,

N°échant.	Genre (1)	%Calc. (2)	N°analyse labo (3)	^{238}U (ppm) (4)	$^{234}U/^{238}U$ (activité)	$^{230}Th/^{232}Th$ (activité) (5)	$^{234}U/^{232}Th$ (activité)	Age $^{230}Th/^{234}U$ (ka) (6)	Remarques (7)
LQ 271a	D	1	NICC 233	3,49 ±0,20*	1,19 ±0,08	245±81	436±272	87 ± 14	*-
LQ 271b	D	⩽5	NICC 234	4,56 ±0,18*	1,21 ±0,04	>1000	>1000	65 ± 12	*-
LV 1221	D	1	UQT 48	0,764±0,017	1,203±0,030	209,686±48,131	286,008±66,241	$135,3^{+14}_{-12}$	
LU 1156a	Ch	0	UQT 267	1,089±0,031	1,248±0,037			$159,5^{+24}_{-19}$	
LU 1156b	Ch	0	UQT 268	2,829±0,059*	1,335±0,023			$131,5^{+15}_{-13}$	
LU 1156c	Ch	0	UQT 256	2,064±0,046*	1,359±0,024	154,199±15,028	157,512±16,042	$262,8^{+50}_{-35}$	*+
LQ 303a	D	⩽3	NICC 235	1,15 ±0,06	1,28 ±0,06	220±58	524±246	58 ± 6	
LQ 303b	D	0	UQT 258	1,270±0,033	1,350±0,030			60,7 ± 5	
LU 1105c	D	<1	UQT 45	1,092±0,029	1,189±0,035			73,3 ± 6	
LU 1105f	E		UQT 270	0,270±0,005	1,179±0,029	7,494±0,487*	10,860±0,730	121,9 ± 11	*
LU 1105h	E		UQT 271	0,395±0,008	1,173±0,030	15,557±1,533*	36,152±3,654	60 ± 4	*
LQ 406	D	⩽3	NICC 236	2,91 ±0,12*	1,24 ±0,04			62 ± 8	*-
LQ 415	D	⩽3	NICC 237	1,55 ±0,06	1,19 ±0,06			53,5 ± 6	
LU 1021a	D	4	UQT 37	0,589±0,015	1,144±0,028	287,845±56,757	409±82	$126,9^{+16}_{-13}$	
LU 1021b	E		UQT 269	1,115±0,032	1,010±0,032	23,225±2,041*	65,265±6,111	47,7 ± 4	*-
LU 1022d	C	7*	UQT 38	3,205±0,071	1,096±0,019	98,535±8,131*	143,727±17,144	$122,5^{+27}_{-21}$	*
LU 1041c	D	2	UQT 39	1,337±0,042	1,351±0,038			$193,7^{+43}_{-31}$	
LU 1050d	C	5	UQT 41	3,087±0,087	1,113±0,027	103,001±9,509	144,710±19,368	$130,8^{+36}_{-26}$	*
LU 1170	C	1	UQT 47	3,092±0,091	1,091±0,028			⩾200	
LR 626	C	12*	UQT 34	2,216±0,046*	1,135±0,018	6,197±0,189*	8,670±0,705	$131,3^{+26}_{-21}$	*

(1). D : Dosinia ponderosa ; Ch : Chione californiensis ; C : Porites sp.(corail) ; E : Dendraster sp. (échinoderme).
(2). Calcite (calcite + aragonite)x 100 ; * échantillons contenant > 5 % calcite.
(3). UQT : Labo. Géotop, Univ. Québec à Montréal, anal. C. Causse et O. Carro ; NICC : Labo. Géochronologie Univ. Nice, anal. C. Causse.
(4). * Teneur en uranium élevée (supérieure à 2 ppm pour les mollusques) ou faible (inférieure à 2,5 ppm pour les coraux).
(5). * Teneur en ^{232}Th supérieure à 1 %.
(6). Marge d'incertitude égale à ± 1 σ
(7). * Fiabilité restreinte des résultats chronométriques (signes de migrations de radio-éléments) + "vieillissement" probable ; - "rajeunissement" probable.

Tabl. 6.3 - Datations $^{230}Th/^{234}U$ de tests fossiles (lamellibranches, échinodermes et coraux) de dépôts littoraux pléistocènes de la côte occidentale du Golfe de Californie : données minéralogiques et radiochimiques. Voir localisation des échantillons : fig. 6.2.

sont parmi ceux qui présentent les plus forts rapports $^{234}/^{238}U$ (LU 1156b et LU 1156c).

Les tests d'échinodermes qui, comme les coraux, sont normalement en équilibre avec le milieu marin pour ce qui concerne l'uranium (tabl. 6.1 ; Omura et al., 1979), présentent des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ qui sont, soit légèrement plus élevés (1,17-1,18) que la valeur de 1,14 (LU 1105f et LU 1105h), soit notablement plus faible (1,01 : LU 1021b).

Même s'ils ont pu subir une très faible contamination par des eaux continentales, enrichies en ^{234}U (plus soluble), les deux premiers échantillons d'échinodermes ne s'éloignent de la valeur de 1,14 que de 1 sigma, tandis que le troisième échantillon semble être appauvri en ^{234}U (d'autant qu'il contient trois à quatre fois plus de ^{238}U que les deux autres échantillons).

La majorité des échantillons traités ne contiennent pas de traces de ^{232}Th. Les trois tests d'échinodermes et deux des fragments de coraux présentent des teneurs en ^{232}Th variant entre 1 % et 15 %. Les deux échantillons de coraux (LR 626 et LU 1022d) contenant du thorium "détritique" sont également ceux dans lesquels ont été décelées les plus fortes teneurs en calcite (12 % et 7 % respectivement).

De l'ensemble de ces données radiochimiques et minéralogiques on retiendra donc que les signes d'ouverture de système chimique, qui atténuent sensiblement la fiabilité des âges radiométriques calculés, concernent surtout les tests de coraux et d'échinodermes. Malgré les incertitudes liées aux modalités d'incorporaton de l'uranium dans les tests de mollusques, il semble que ces derniers constituent des systèmes plus fréquemment clos que ceux des deux autres groupes zoologiques.

Le fait que, dans le cas des mollusques, ni, la valeur du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$, ni la teneur en ^{238}U ne permettent de déceler des ouvertures (ou des non-ouvertures) du système, constitue un inconvenient majeur dans l'évaluation de la fiabilité des résultats radiochronologiques. Les teneurs observées d'uranium (2 à 4,6 ppm au lieu de 1 ppm), dans certains tests de lamellibranches, témoignent tout de même de conditions particulières d'incorporation de radio-éléments, et incitent à la prudence pour l'interprétation des résultats.

6.2.2.2.2. Discussion des résultats

Alors que sur la côte orientale du Golfe de Californie, la quasi-totalité des échantillons analysés semblent contemporains de la phase de plus haut niveau marin du dernier interglaciaire, les sites fossilifères étudiés sur la côte occidentale du golfe paraissent correspondre à plusieurs transgressions du Pléistocène supérieur et de la fin du Pléistocène moyen. Les caractères morphostratigraphiques, et quelques résultats aminostratigraphiques de certaines localités (chap. 4) suggèrent des corrélations soit avec la phase de plus haut niveau marin du dernier

interglaciaire (LU 1221, LQ 303/LU 1105, LQ 406/LQ415, LU 1021/LU 1022, LU 1050, LR 626), soit avec une transgression de la fin du Pléistocène moyen (LU 1170). Dans le cas de ces échantillons, on attendait des mesures radiométriques une confirmation de ces interpretations chronostratigraphiques, ou d'éventuelles distinctions de phases séparées de haut niveau marin au cours de dernier interglaciaire (S.I.5a, S.I.5c, S.I.5e). Pour quelques autres localités (LQ 271, LU 1156, LU 1041), les datations ont été effectuées dans le but de déterminer si elles correspondent à l'une, ou l'autre, des deux derniers trangressions interglaciaires (S.I.5 et S.I.7).

6.2.2.2.2.1. Analyses multiples

Dans cinq localités de la côte orientale de Basse Californie, deux ou plusieurs échantillons contemporains ont été étudiés. Dans trois de ces localités les mesures radiométriques concernent seulement des lamellibranches (même espèce), et dans les deux autres les analyses ont porté, en plus, sur des échinodermes et/ou des coraux.

Les doublets d'échantillons LQ 271a /LQ 271b et LQ 406/LQ 415 fournissent chacun des âges apparents U/Th dont les écarts sont légèrement supérieurs à la marge d'incertitude. L'ensemble de ces résultats compris entre 53 et 87 ka semblent "trop jeunes" si l'on tient compte de certains arguments morphostratigraphiques en faveur d'un âge S.I.5 (S.I.5e ?) de ces localités (paragr. 4.2.5 et 4.4.2).

Les trois tests de Chione analysés dans la localité LU 1156 (Punta Santa Maria, paragr. 4.3.3.3) fournissent des âges apparents U/Th variant de 131 à 263 ka. Ces résultats très dispersés, ne permettent pas de determiner si l'unité dont il proviennent date du S.I.5e ou du S.I.7.

Dans le dépôt littoral pléistocène bordant la rive méridionale de Caleta Santa Maria (paragr 4.3.3.3.1), trois tests de Dosinia ponderosa (LQ 303a, LQ 303b, LU 1105c) et un de Dendraster sp. (LU 1105 h) fournissent des âges apparents groupés entre 58 et 73 ka, tandis qu'un second test de Dendraster sp. (LU 1105f) livre un âge U/Th de 122 ka. Ce dernier échantillon, donnant un résultat plus conforme à l'interprétation morphostratigraphique proposée (paragr. 4.3.3.6), n'est pas caractérisé par des données radiochimiques plus fiables que les autres tests (et présente même 13 % de thorium détritique).

Dans la dernière localité où ont été réalisées des mesures multiples, (lamellibranche LU 1021a, échinoderme LU 1021b et corail LU 1022d), deux résultats (127 et 122 ka) sont concordants et conformes aux interprétations morphostratigraphiques (paragr. 4.4.4) et aminostratigraphiques (paragr. 7.1.2.5.3) ; le test d'échinoderme qui témoigne de migrations de ^{234}U (rapport $^{234}U/^{238}$ = 1.01 au lieu de 1,14) et d'une incorporation de thorium détritique (4 % de ^{232}Th), fournit l'âge apparent (48 $\pm$ 4 ka) le moins fiable.

6.2.2.2.2.2. Les échantillons isolés

Les cinq localités où des échantillons isolés ont été analysés appartiennent à au moins deux phases interglaciaires. Les trois échantillons qui, sur le terrain, ont

été attribués au S.I.5e, ont livré des âges concordants de 131 +36/-26 ka (LU 1050d), 135+14/-12 ka (LV 1221) et 131 +26/-21 ka (LR 626). On remarque qu'en dépit d'indices d'ouverture du système chimique (12 % de calcite ; seulement 2,2 ppm de ^{238}U ; 15 % de ^{232}Th) l'échantillon de corail LR 626 fournit un résultat acceptable, du point de vue chronostratigraphique.

Dans le cas de l'échantillon LU 1041c, qui a fourni un âge apparent de 194 +43/-31ka, aucun indice de migration de radio-éléments n'est observé. Cette localité, où des tests de lamellibranches se sont révélés particulièremeent altérés (paragr. 7.1.2.5.4 et 8.2.1.3) et où se posent des problèmes morphostratigraphiques non résolus (paragr. 4.4.4.2.3), pourrait donc appartenir au S.I.7.

Le dernier échantillon isolé analysé (LU 1170), a livré un âge U/Th "supérieur à 200 ka", conforme à l'interprétation morphostratigraphique (S.I.7 ou S.I.9, paragr. 4.4.9.2).

6.2.2.3. Conclusions

L'histogramme de fréquence de l'ensemble des résultats obtenus sur la côte orientale de Basse Californie (fig. 6.4) fait apparaitre deux groupes de résultats autour des âges apparents de 60 ka et 130 ka. Dans la mesure où certains des échantillons datés d'environ 60 ka (âge apparent) semblent satisfaire aux critères radiochimiques de fermeture du système, et où ces échantillons proviennent d'une région (Santa Rosalia) qui aurait enregistré deux phases de hauts niveaux marins au Pléistocène supérieur (paragr. 4.3), il est concevable que ces deux "pics" désignent, effectivement, deux trangressions distinctes. La possibilité d'attribuer un âge postérieur au S.I.5e, à certains échantillons de la région de Santa Rosalia (LQ 303/LU 1105) et de San Lucas (LQ 415, LQ 406 ?) ne semble pas devoir être étendue aux trois autres tests fossiles ayant fourni des âges apparents voisins (LQ 271a/271b, LU 1021b). L'âge précis de la phase de haut niveau marin concernée pourrait ne pas correspondre à la moyenne arithmétique des âges apparents, ou au sommet du pic statistique ; un âge réel proche de 80 ans, qui correspond à la limite la plus ancienne du groupe de dates radiométriques ($\pm$1 sigma), semblerait plus conforme au modèle d'évolution du niveau marin classique (paragr. 1.1.2.3.2).

Le groupe de résultats centré autour de la valeur de 130 ka désigne le maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e). On remarque, qu'à la différence des résultats obtenus sur la côte orientale du Golfe, qui montrent un "rajeunissement" d'ensemble d'environ 30 ka, ceux de la côte occidentale du golfe sont peu différents de la valeur de 125 ka généralement attribuée à la transgression du début du Pléistocène supérieur.

Parmi les échantillons donnant des âges apparents antérieurs au Pléistocène supérieur, deux au moins sont attribuables à un des derniers interglaciaires du Pléistocène moyen, sur la base d'arguments morphostratigraphiques. L'âge réel de la localité LU 1156, pour laquelle on dispose de résultats dispersés (131 ka, 160 ka, 263 ka), reste à déterminer.

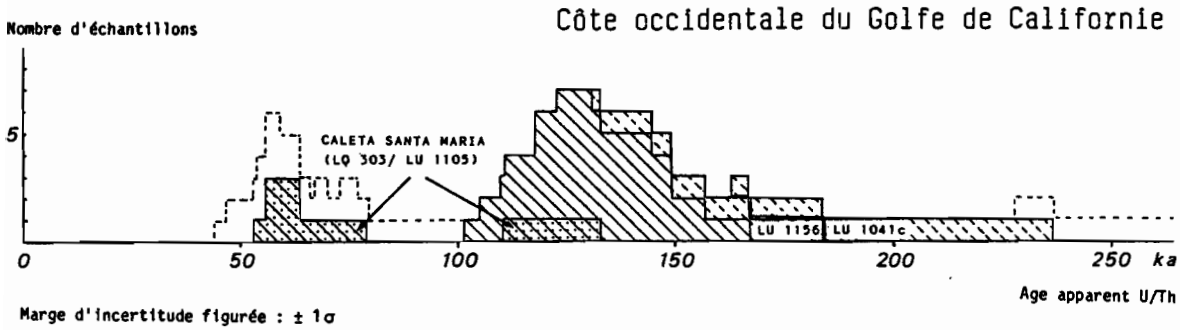


Fig. 6.4.- Histogramme de fréquence des âges $^{230}Th/^{234}U$ apparents mesurés sur l'ensemble des échantillons (lamellibranches, coraux et échinodermes) de la côte occidentale du Golfe de Californie (voir données tabl. 6.3).

6.2.3. La côte occidentale de Basse Californie.

6.2.3.1. Les échantillons analysés.

Sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie, 24 échantillons fossiles ont fait l'objet de datations U/Th (fig. 6.2). Parmi ces échantillons on compte des tests de mollusques (12 de Tivela stultorum, un de Dosinia ponderosa et un de Protothaca sp.), six fragments de coraux (Porites californica et Porites sp.) et quatre tests d'échinodermes (Encope grandis) (tabl. 6.4).

Dans cinq localités, deux ou plusieurs échantillons ont été analysés : LR 484/LR 485 ; LU 1133 b/LU 1133 c ; LU 1094 a/LY 1300 a ; LR 519/LR 520 et AO-3/AO-4/AO-5/AO-6/AO-7/AO-8.

Les datations de fossiles pléistocènes littoraux de cette région ont été réalisées par trois laboratoires distincts : l'University of Southern California (A. Omura et T.L. Ku), l'Université de Nice et l'Université du Québec à Montréal ; elles ont fait l'objet de deux publications : Omura et al., (1979) et Ortlieb et al., (1984). Une partie des échantillons dont les résultats ont été publiés par Ortlieb et collaborateurs, (1984), a été soumise à de nouvelles analyses, en 1985-86.

6.2.3.2. Résultats et interprétations.

6.2.3.2.1. Données minéralogiques et radiochimiques.

Les tests de lamellibranches analysés contiennent moins de 3 % de calcite (tabl. 6.4). Deux fragments de coraux (LU 1083 et LR 519) présentent des teneurs en calcite non négligeables (respectivement 9 et 21 %), qui pourraient correspondre, au moins en partie, à des recristallisations d'aragonite originelle.

Dans les tests de lamellibranches analysés, les teneurs en ^{238}U varient dans d'importantes proportions, de 0,32 à 4,56 ppm. Six échantillons seulement, sur 14, présentent des teneurs que l'on peut considérer comme normales (1 $\pm$ 0,5 ppm de ^{238}U) : LU 1133c, LY 1300a, LU 1094a, LR 470, LR 522 et LR 520 ; parmi les autres échantillons de mollusques l'un (LR 484) présente une teneur faible en ^{238}U (0,30 ppm), et sept autres des teneurs comprises entre 1,90 et 4,56 ppm (tabl. 6.4). Les coraux analysés ont également des teneurs en ^{238}U très variables, de 1,17 à 8,41 ppm : deux échantillons seulement (AO-3 et AO-6) fournissent des valeurs normales (environ 3,50 ppm) ; deux autres coraux sont appauvris en uranium (LR 519 et LU 1083), et les deux derniers (LR 485 et LR 636) ont des teneurs très supérieures à la normale (4,57 et 8,41 ppm). En ce qui concerne les échinodermes, les teneurs en ^{238}U sont comprises entre 0,46 et 1,86 ; si l'on suppose que l'incorporation de l'uranium dans les tests d'échinodermes se produit dans des conditions semblables à celles des tests de lamellibranches, les teneurs décelées de ^{238}U apparaissent acceptables.

N°échant.	Genre (1)	%Calc. (2)	N°analyse labo (3)	^{238}U (ppm) (4)	$^{234}U/^{238}U$ (activité) (5)	$^{230}Th/^{232}Th$ (activité) (6)	$^{234}U/^{232}Th$ (activité)	Age $^{230}Th/^{234}U$ (ka) (7)	Remarques (8)	
LR 636	C	2	UQT 35	8,411±0,174*	1,365±0,013*	63,929±3,906*	107,228±7,266	93,4 ± 7		* -
LU 1133b	T	<1	UQT 46	1,698±0,038	1,294±0,025	213,500±22,270	274,026±29,803	149,6 $\pm^{14}_{13}$		
LU 1133c	T	2	UQT 259	0,848±0,023	1,367±0,036*			296 $^{+106}_{-55}$		* +
LR 488	T	<1	NICC 133	1,91 ±0,08	1,32 ±0,06			150 ± 25		
LU 1094a	P	1	UQT 44	1,106±0,024	1,239±0,028			77,4 ± 6		?-
LY 1300a	D	0	UQT 257	1,242±0,038	1,212±0,036			141,1 $\pm^{7}_{4}$		
LR 484	T	<3	NICC 132	0,32 ±0,02*	1,28 ±0,14			⩾200	(285 $\pm^{240}_{120}$)	*
LR 485	C	<1	UQT 32	4,571±0,091*	1,116±0,013	29,499 ± 1,118*	69,329 ± 4,040	59,6 ± 5		* -
LR 470	T	<3	NICC 131	0,91 ±0,04	1,19 ±0,06			⩾200	(⩾ 400)	
LR 522	T	<1	NICC 135	1,43 ±0,08	1,20 ±0,06			⩾200	(235 $\pm^{80}_{60}$)	
LR 459	T	<1	NICC 130	3,47±0,16*	1,61 ±0,06*				Excès Io	*
LR 530	T	<1	NICC 136	4,56±0,18*	1,30 ±0,04	~ 95			Excès Io	*
LR 541	T	<1	NICC 137	1,91±0,10	1,43 ±0,06	~ 95			Excès Io	*
LR 550	T	<3	NICC 46	3,38±0,10*	1,25 ±0,08			⩾200		*
LR 519	C	21*	UQT 33	1,170±0,029	1,125±0,027	13,461 ± 0,464*	17,957±0,981	144,2 $\pm^{20}_{16}$		*
LR 520	T	<3	NICC 134	0, 73±0,02	1,12 ±0,06			97 ± 14		-
LU 1083	C	9*	UQT 43	2,148±0,050	1,175±0,024	29,982 ± 1,821*	58,277 ± 5,180	76,8 $\pm^{10}_{9}$		* -
LV 1256	T	2	UQT 49	2,208±0,030*	1,391±0,012*			⩾200	(364 $\pm^{200}_{100}$)	*
	C	?	USC A03	3,50 ±0,08	1,08 ±0,02	345±108		116 ± 16	Age ^{231}Pa:110 $\pm^{27}_{18}$	
1,5 Km N de Puerto Magdalena (localité AMNH F.6= CAS 754)	E		USC A04	0,46 ±0,01	1,01 ±0,02	28,1 ± 2,6*		119 ± 10	" :117 $\pm^{29}_{18}$	
	E		USC A05	1,86 ±0,04	1,05 ±0,02	>300		128 ± 18		
	C	?	USC A06	3,36 ±0,12	1,14 ±0,03	128±39		118 ± 24		
	E		USC A07	1,56 ±0,04	1,06 ±0,02	46,2 ± 6,5*		108 ± 16		
	E		USC A08	0,81 ±0,01	1,08 ±0,01	>400		113 ± 12	Age ^{231}Pa:119 $\pm^{32}_{19}$	

Tabl. 6.4 (voir légende ci-contre).

(1). C : Porites sp.(corail) ; T : Tivela stultorum ; P : Protothaca sp. ; E : Encope grandis (échinoderme) ; D : Dosinia ponderosa
(2). Calcite/(calcite + aragonite) x 100 ; * : échantillons contenant > 5 % calcite.
(3). UQT : Labo Géotop (Univ. Québec à Montréal), anal. C. Causse et O. Carro ; NICC : Laboratoire Géochronologie (Univ. Nice), anal. C. Causse ; USC AO : (Univ. Southern California Los Angeles, cf. Omura et al., 1979).
(4). * Teneur en uranium faible (<0,5 ppm, pour les mollusques et <2,5 ppm pour les coraux) ou élevée (> 2 ppm, pour les mollusques et > 4 ppm, pour les coraux).
(5). * Rapport d'activité 1,35
(6). * Teneur en ^{232}Th supérieure à 1 %
(7). Marge d'incertitude correspondant à 1 σ
(8). * Fiabilité restreinte des résultats chronométriques (signes de migration de radio-éléments) + "vieillissement" probable ; - "rajeunissement" probable.

Tabl. 6.4 - Datation $^{230}Th/^{234}U$ de tests fossiles (lamellibranches, échinodermes et coraux) de dépôts littoraux pléistocènes de la côte pacifique de Basse Californie : données minéralogique et radiochimiques (en partie d'après Omura et al., 1979). Voir localisation des échantillons fig. 6.2.

Les rapports $^{234}U/^{238}U$ de l'ensemble des échantillons de cette région varient de 1,01 à 1,61. Les tests d'échinodermes ont les rapports $^{234}U/^{238}U$ les plus faibles (1,01 à 1,08). Les coraux présentent des rapports s'éloignant peu de la valeur normale de 1,14 (sauf LR 636 : 1,36). Les tests de lamellibranches, qui incorporent l'uranium en milieu continental (enrichi en ^{234}U), présentent des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$, souvent compris entre 1,20 et 1,40 ; les échantillons montrant les rapports $^{234}U/^{238}U$ les plus élevés sont souvent ceux qui, par ailleurs, témoignent d'enrichissements particuliers en ^{238}U (LR 636, LR 459, LR 541, LU 1256).

La présence de ^{232}Th a été observée dans une minorité des échantillons de lamellibranches et d'échinodermes mais dans presque tous les coraux analysés (5 sur 6). Dans les tests de lamellibranches et d'échinodermes, les teneurs de ^{232}Th sont inférieures à 2 % (sauf dans l'échantillon AO-4: 4 %), tandis que dans les coraux, elles varient de 0 à 7%.

Plusieurs échantillons de coraux analysés fournissent des signes caractéristiques d'ouverture du système chimique ; les échantillons LR 519 et LU 1083 sont ceux qui ont les plus forts taux de calcite (respectivement 21 et 9 %), les teneurs les plus faibles en ^{238}U (1,17 et 2,15 ppm), et les concentrations en ^{232}Th les plus élevées (7 et 3 %) ; ces indices d'ouverture du milieu (présence de calcite et de ^{232}Th) sont proportionnellement plus prononcés dans l'échantillon LR 519 que dans l'échantillon LU 1083. Les âges radiométriques U/Th obtenus pour ces deux coraux ne peuvent donc être considérés comme fiables.

Deux autres échantillons de coraux qui présentent des anomalies importantes, ne satisfont pas non plus aux critères de clôture du système : LR 636 et LR 485 révèlent à la fois des teneurs en ^{238}U très élevées (8,41 et 4,59 ppm), et des traces de ^{232}Th (respectivement 2 et 3 %) ; de plus, LR 636 témoigne d'un enrichissement important en ^{234}U.

Parmi les tests de lamellibranches, la moitié montrent des indices de migration possible de radioéléments (LR 484, LR 459, LR 530, LR 541, LU 1133c et LV 1256).

6.2.3.2.2. Discussion des résultats.

Les échantillons étudiés sur la côte pacifique de Basse Californie proviennent de terrasses marines d'âges variés correspondant à au moins trois des dernières transgressions marines interglaciaires. Les âges apparents obtenus couvrent une période s'étendant de 60 ka à plus de 400 ka. Avant d'examiner le cas des échantillons isolés des différentes localités, on s'intéressera aux localités ayant fourni deux ou plusieurs résultats radiométriques.

6.2.3.2.2.1. Analyses multiples

La localité de Bahia Magdalena, étudiée par Omura et collaborateurs (1979), est la seule localité dont les résultats, portant sur six échantillons (coraux et échinodermes), sont cohérents. Les âges apparents U/Th, tous compris entre 108 et 128 ka, sont confirmés par trois

datations $^{231}Pa/^{235}U$ dont les résultats varient entre 110 et 119 ka (tabl. 6.4). Ainsi, malgré les quelques restrictions mentionnées ci-dessus à propos des données radiochimiques et minéralogiques de certains échantillons, il est bien établi que cette localité date du maximum marin du dernier interglaciaire. On peut se demander si l'âge moyen de l'ensemble des résultats (116,5 ± 6 ka) est la meilleure estimation de l'âge réel de ces dépôts (Omura et al., 1979), ou si l'on doit accorder plus de crédit aux âges apparents les plus anciens (119 et 128 ka).

Dans les quatre autres localités, où l'on dispose de doublets d'échantillons, les âges U/Th mesurés divergent de plusieurs dizaines de milliers d'années.

Au sud de la péninsule de Tortolo, l'un des échantillons (LR 484) fournit un âge apparent >= 200 ka, et l'autre (LR 485) un âge de 60 ka. Le premier résultat est peu crédible du fait de la faible teneur en uranium (0,32 ppm) de l'échantillon, et le second résultat n'est pas retenu à cause des évidences d'apports d'uranium (^{238}U) et de thorium détritique dans l'échantillon. Les mesures radiométriques de ces échantillons ne permettent donc pas de lever l'indétermination chronologique (S.I. 5e et/ou S.I.7) concernant cette localité (paragr. 5.2.5.2.2.1.5).

Dans une localité de la même région (Cabo Tortolo), deux tests de mollusques (LU 1094a/LY 1300a) ont également fourni des résultats très différents (77 et 141 ka). Aucun des deux échantillons analysés ne présente de critères d'ouverture du système et d'indices de contamination, de sorte que le doute subsiste quant à l'âge de cette unité, au sein du dernier interglaciaire (S.I.5). Comme les deux résultats radiométriques portent sur des tests de lamellibranches, on peut éventuellement considérer que la datation de 77 ± 6 ka est un âge minimum (incorporation tardive d'uranium), et que celle de 141 +14/-17 ka est probablement plus proche de l'âge réel (S.I.5e).

Le doublet d'échantillons LR 519 (corail) /LR 520 (Tivela) provenant d'une même unité stratigraphique, dans la baie de San Hipolito (paragr. 5.2.2.2.7), fournit des résultats radiométriques presque aussi divergents (144 +20/-16 et 97 ± 14 ka.) qu'à Cabo Tortolo. L'échantillon LR 519, dont on a signalé les multiples signes d'ouverture du système chimique, est particulièrement peu fiable. Du point de vue radiochimique, aucune anomalie importante n'est décelée dans l'échantillon LR 520 qui livre un âge radiométrique apparent compatible avec un âge S.I.5. Pourtant, l'attribution de ce dépôt au dernier interglaciaire serait en conflit avec certaines données morphostratigraphiques et aminostratigraphiques, qui suggèrent un âge S.I.7 pour cette localité (paragr. 5.2.2.2.7 et 7.2.3.1.2).

La dernière localité où l'on dispose d'un doublet de résultats se trouve en Basse Californie Nord (El Cuervito : LU 1133b/LU 1133c). Les résultats fournis par les échantillons de Tivela stultorum (150 +14/-13 et 296 +106/-95 ka) varient dans de fortes proportions. Les seules données radiochimiques qui pourraient diminuer la validité des déterminations chronologiques sont les fortes valeurs (surtout pour LU 1133c) du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$. Des arguments morphostratigraphiques conduisent à envisager un âge S.I.7 pour cette unité, c'est-à-dire un âge plus ancien

que le résultat de LU 1133b, et plus récent que celui de LU 1133c.

6.2.3.2.2.2. Echantillons isolés

Parmi les 10 échantillons provenant chacun d'une localité distincte, trois livrent des résultats postérieurs à 200 ka, quatre autres fournissent des âges apparents antérieurs à 200 ka, et trois autres présentent des excès de ^{230}Th rendant impossible le calcul des âges radiométriques.

Le résultat radiochronologique de l'échantillon LU 1083 (77 +10/-9ka) est très peu fiable à cause des indices d'ouverture révélés par les analyses radiochimiques.

L'échantillon LR 488, qui semble satisfaire aux critères de clôture du système, livre un âge apparent de 150 ± 25 ka ; ce résultat suggère que cette localité date du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e), alors que des données aminostratigraphiques en font un témoin d'une phase de haut niveau marin postérieure (S.I.5a ou S.I5c) (paragr. 5.2.5.2.2.1.7 et 7.2.3.2.2).

L'échantillon de corail LR 636, qui est particulièrement altéré (excès de ^{238}U, ^{234}U, ^{232}Th et ^{230}Th), ne permet pas d'établir précisément l'âge de la basse terrasse de la baie de El Rosario. Les arguments morphostratigraphiques et paléontologiques favorisant l'attribution de cette terrasse au S.I.5e semblent plus solides que la détermination radiochronologique de 93 ± 7 ka.

Des quatres échantillons fournissant des résultats supérieurs ou égaux à 200 ka, l'un (LR 522) apparait attribuable au S.I.7 ou au S.I.9 (235 + 80/-60 ka) et un autre (LR 470) semble d'âge antérieur (> = 400 ka) ; les deux autres (LR 550 et LV 1256) présentent des critères d'ouverture du système. Les trois échantillons (LR 459, LR 530, LR 541) qui, du fait d'un excès de ^{230}Th, ne fournissent pas de résultats radiométriques chiffrés, temoignent également d'apports importants de ^{234}U et ^{238}U au cours de la fossilisation.

En dépit du manque de fiabilité et des imprécisions des résultats radiochronologiques des sept derniers échantillons mentionnés, les analyses radiométriques paraissent confirmer que les localités concernées sont toutes antérieures au Pléistocène supérieur.

6.2.3.3. Conclusion

Sur la côte occidentale de Basse Californie, les datations radiométriques se révélent généralement peu fiables, du point de vue des critères analytiques. Les échantillons de coraux prélevés au nord du Bahia Magdalena présentent de nombreux signes de migration de radio-éléments. Les interprétations chronologiques doivent donc reposer sur des analyses de tests de lamellibranches. Malgré l'absence de thorium détritique dans la quasi-totalité des échantillons de lamellibranches, ces derniers semblent souvent ne pas avoir joué le rôle de systèmes chimiques clos : les doublets de résultats (concernant une même unité) ne sont pas cohérents, et les âges U/Th apparents ne sont que rarement en accord avec les interprétations mor-

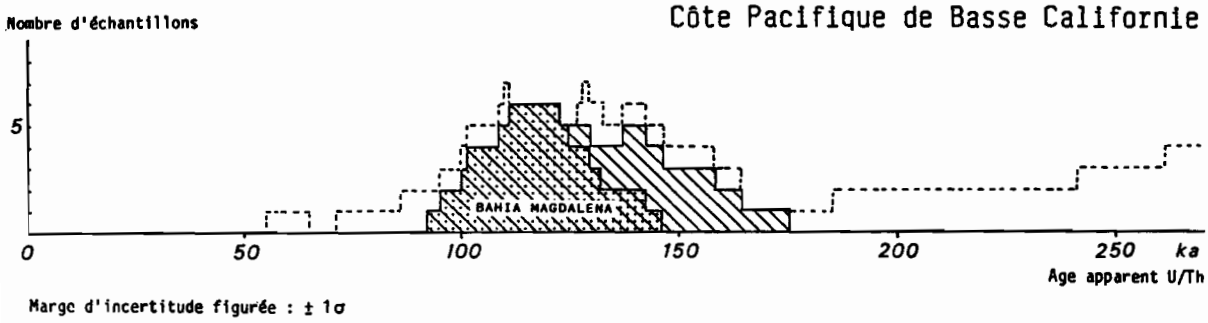


Fig. 6.5. - Histogramme de fréquence des âges $^{230}Th/^{234}U$ apparents mesurés sur l'ensemble des échantillons (lamellibranches, coraux et échinodermes) de la côte occidentale de Basse Californie (voir données tabl. 6.4).

phostratigraphiques et/ou aminostratigraphiques.

Le faible nombre de résultats radiométriques estimés fiables tient également au fait que sur la côte occidentale de la péninsule plus de la moitié des échantillons analysés datent de la fin du Pléistocène moyen, et non, comme dans le Golfe de Californie, du Pléistocène supérieur.

Les échantillons dont les données radiochimiques semblent indiquer qu'ils se sont comportés en systèmes clos, fournissent des âges apparents d'environ 145 ka (fig. 6.5). Il est vraisemblable que ces échantillons datent du maximum marin du dernier interglaciaire. On remarque que les âges apparents de ces échantillons, provenant de la moitié septentrionale de la péninsule, sont légèrement plus anciens que ceux de Bahia Magdalena (fig. 6.5).

La méthode radiométrique employée ne permet pas de préciser l'âge des quelques témoins de l'avant-dernier interglaciaire, ni de distinguer ceux-ci des restes du S.I.9.

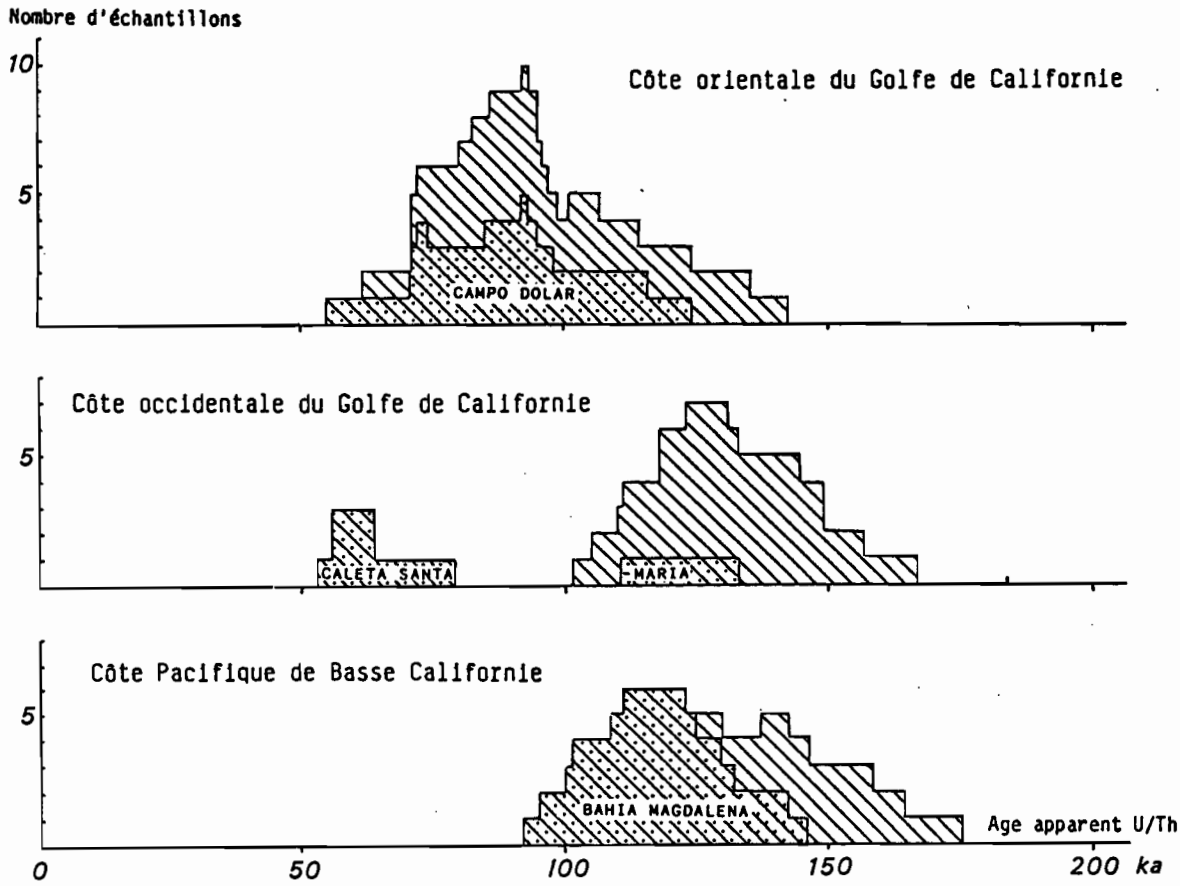
6.3. CONCLUSION : BILAN_DES_DATATIONS_RADIOMETRIQUES

Sur les 61 échantillons de tests fossiles analysés dans l'ensemble de la région, une minorité d'entre eux a fourni des données radio-chimiques satisfaisantes, qui permettent de supposer que les coquilles ont constitué des systèmes géochimiques fermés. Ces échantillons livrent généralement des âges apparents de 120/140 ka et proviennent de la terrasse marine pléistocène la plus récente (fig. 6.6.) ; ils sont donc attribués à la phase de plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (S.I.5e). Dans quelques cas, des échantillons satisfaisant aux critères de fermeture du système et fournissant des âges apparents supérieurs à 200 ka, peuvent être corrélés avec l'une des transgressions interglaciaires de la fin du Pléistocène moyen (S.I.7 ou S.I.9).

Les nombreux échantillons qui présentent des indices d'ouverture du sytème et de migrations des diverses espèces isotopiques de la famille de l'uranium sont jugés peu (ou non) fiables, d'un point de vue analytique. Les âges apparents de ces échantillons n'ont que peu d'intérêt géochronologique.

L'examen de la fiabilité des résultats en fonction du groupe zoologique des échantillons montre que, dans cette région, les coraux ne constituent pas un matériel privilégié. Des dix échantillons de coraux analysés, seulement trois semblent remplir les conditions classiques de fermeture du système. Ces résultats s'expliquent, en grande partie, par une altération importante des coraux, dans un environnement de type silico-clastique, où les rares carbonates présents sont d'autant plus impliqués dans des échanges géochimiques que les conditions climatiques sont arides.

Les échantillons d'échinodermes analysés contiennent presque tous des traces mesurables de ^{232}Th, qui témoignent de l'introduction de ^{230}Th non authigénique. Comme, de plus, leur teneur en uranium varie largement et que leurs rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ ne reflètent que rarement celui qui caractérise l'eau de mer (1,14), il est difficile



Marge d'incertitude figurée : ± 1σ
Seuls les résultats d'analyses radiochimiquement fiables sont pris en compte.

Fig. 6.6. - Comparaison des histogrammes de fréquence des âges $^{230}Th/^{234}U$ apparents mesurés sur les échantillons les plus fiables des trois régions étudiées : côtes orientale et occidentale du Golfe de Californie et côte pacifique de Basse Californie.

Noter le décalage des pics correspondant aux échantillons du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e), et en particulier le "rajeunissement" apparent (d'environ 30 000 ans) des coquilles de la côte orientale du golfe.

d'apprécier la fiabilité des données radiochimiques et des résultats chronométriques de cette catégorie de fossiles.

Pour ce qui concerne les tests de mollusques (44 au total), la détermination de la fiabilité des mesures et des résultats est délicate à établir parce que ces carbonates biogéniques incorporent leur uranium après la mort de l'animal, durant un laps de temps variable, et dans des proportions inégales selon les échantillons. Malgré ces difficultés de contrôle des migrations ultérieures de l'uranium et du thorium, le matériau des tests de lamellibranches se révèle moins altérable que ceux des coraux et des échinodermes.

(TROISIEME PARTIE ;

ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES)

7. ETUDES AMINOSTRATIGRAPHIQUES

7.1. Aminostratigraphie dans le Golfe de Californie

7.2. Aminostratigraphie de la côte pacifique de Basse Californie

ETUDES AMINOSTRATIGRAPHIQUES

7.1. AMINOSTRATIGRAPHIE DANS LE GOLFE DE CALIFORNIE

7.1.1. Introduction

7.1.1.1. Objectifs et méthode d'étude

Les analyses de racémisation (épimérisation) de l'isoleucine dans les tests de lamellibranches pléistocènes sont faites dans un but essentiellement chronostratigraphique (Annexe A7). Cette méthode chronologique n'est que relative ; elle doit donc être calibrée sur des mesures radiométriques et être confrontée aux interprétations morphostratigraphiques avant de fournir des résultats exploitables. L'élaboration d'une aminostratigraphie régionale (paragr. A7. 5) repose à la fois sur :

- des comparaisons de rapports aIle/Ile (alloisoleucine/isoleucine) de tests d'une même espèce de lamellibranche, de même âge et de localités distinctes ;
- des comparaisons de rapports aIle/Ile de tests d'une même espèce mais d'âges (interglaciaires) différents, dans une ou plusieurs zones de la région ;
- des comparaisons de rapports aIle/Ile de tests d'espèces distinctes, de même âge et de même localité ;
- si possible, des calibrations de rapports aIle/Ile par quelques datations radiométriques.

Du fait des conditions climatiques régionales (températures élevées, présentes et passées) et de la faible profondeur d'enfouissement des tests fossiles dans les dépôts de terrasses marines du Golfe de Californie, on découvrira que les rapports énantiométriques sont particulièrement élevés et que l'équilibre racémique de l'isoleucine est atteint dans de nombreux échantillons. Ces conditions particulières qui réduisent les possibilités chronologiques de la méthode fournissent l'occasion de préciser les limites d'utilisation de la méthode aminostratigraphique ; on sera en particulier amené à définir les valeurs représentatives de l'équilibre racémique de l'isoleucine pour chacun des genres de lamellibranches considéré.

Un autre aspect de cette étude de racémisation des acides aminés est d'ordre paléoclimatique et concerne l'histoire thermique des échantillons. Même si le type d'analyses effectuées dans la région du Golfe de Californie ne peut pas conduire à l'élaboration de modèles cinétiques tels que ceux de Wehmiller et collaborateurs (Wehmiller et al., 1977a, 1978b ; Wehmiller & Emerson, 1980 ; Wehmiller, 1982a ; etc.) établis pour la côte pacifique des Etats Unis et de Basse Californie, la comparaison de rapports aIle/Ile de fossiles du golfe et de la côte occidentale de Basse Californie devrait fournir quelques indications sur les différences régionales de température diagénétiques lors du Quaternaire récent. A l'intérieur même du golfe, où l'on

constate, actuellement, des différences de température de l'air (moyennes annuelles) de plusieurs degrés C (fig. A2.3), on examinera les variations de vitesses d'épimérisation de l'isoleucine d'une région à l'autre.

7.1.1.2. Analyses effectuées

7.1.1.2.1. Echantillons analysés

Au total, 96 échantillons ont été analysés dans la région du Golfe de Californie. Par "échantillon" on se réfère ici à chaque test, ou groupe de tests, d'un certain genre de lamellibranche, et provenant d'un horizon stratigraphique déterminé dans un site donné. Les trois genres de lamellibranches analysés sont : Chione, Dosinia (D. ponderosa) et Codakia (C. distinguenda). Les tests de Chione échantillonnés appartiennent à différentes espèces, selon les conditions paléoécologiques et les zones géographiques (C. californiensis, C. undatella, C. gnidia, C. tumens) ; du point de vue de la racémisation des acides aminés, on considère généralement que les variations interspécifiques, à l'intérieur d'un même genre, et de celui de Chione en particulier, sont négligeables (Lajoie et al., 1980 ; Karrow & Bada, 1980) (paragr. A7.4.3).

7.1.1.2.2. Procédure opératoire

La méthode de mesure de racémisation (épimerisation) de l'isoleucine, qui met en oeuvre la chromatographie liquide (par échange d'ions), est spécifique à cet acide aminé (Annexe A7). Sur la centaine d'échantillons traités, 84 l'ont été par G. Miller au laboratoire de géochronologie de l'INSTAAR (Institute of Arctic and Alpine Research), University of Boulder, et 12 autres l'ont été au laboratoire de R. Mitterer, à l'University of Texas at Dallas.

On décrira rapidement la procédure opératoire utilisée pour les échantillons analysés à Boulder.

7.1.1.2.3. Préparation des échantillons

Les tests de lamellibranches sont sélectionnés parmi les moins altérés de chaque localité. Le fragment à analyser est prélevé dans la partie centrale, la plus épaisse, du test.

Ce fragment est décapé, nettoyé, rincé, puis attaqué à l'acide chlorhydrique 2N, avant d'être rincé plusieurs fois à l'eau distillée. L'échantillon, dont il doit rester environ 50 mg, est alors pesé avec précision. Une solution de "Norleucine" (acide aminé non protéïnique servant d'étalon interne) et de HCL 2N est versée sur l'échantillon. Après centrifugation sous vide, deux parties aliquotes de la solution restante, de 20 µl chacune, sont alors prélevées. L'un de ces prélèvements, destiné à une éventuelle analyse de la fraction libre des acides aminés, est placé dans un dessicateur sous vide, puis stocké en chambre froide. Dans le second prélèvement, effectué pour l'analyse de la fraction hydroly-

sée totale, sont ajoutés 200 µl d'HCL 6N ; ce flacon, hermétiquement clos, est ensuite chauffé à 110°C durant 22 heures. Après chauffage, le flacon est débouché et mis dans un dessicateur sous vide, puis également stocké.

Pour l'analyse, l'échantillon est réhydraté, puis introduit dans le chromatographe à échange ionique durant 90 minutes. Les acides aminés sont mélangés avec une solution réactive de O-phtalaldéhyde, et les composés formés sont détectés par fluorescence et mesurés à l'aide d'un microphotomètre.

Les concentrations absolues, par mg d'échantillon, d'isoleucine-L et d'alloisoleucine-D sont calculées par comparaison avec les quantités de "Norleucine" décelées.

Bien qu'au laboratoire de l'INSTAAR, la procédure habituelle prévoie que les analyses de chaque échantillon se fassent sur trois individus distincts, et concernent à la fois la fraction libre et la fraction hydrolysée totale, les mesures effectuées sur les échantillons du Golfe de Californie ne correspondent généralement qu'à la fraction hydrolysée totale de tests uniques. La fraction hydrolysée totale présente des rapports énantiométriques plus stables et plus fiables que la fraction des acides aminés libres, surtout lorsque les rapports sont élevés (Miller & Hare, 1975 ; Miller et al., 1977) (tabl. 7.1).

7.1.1.2.4. Précision et reproductibilité des mesures

Au laboratoire de géochronologie de l'INSTAAR, les mesures de rapports énantiomériques aIle/Ile présentent généralement des variations inter-individuelles de l'ordre de ± 15 %, tandis que les mesures répétées sur un même individu fournissent des résultats identiques à ± 5 % près (G. Miller, comm. pers.). Les analyses répétées et les tests de reproductibilité effectués sur le matériel du Golfe de Californie montrent des variations de résultats du même ordre de grandeur (tabl. 7.1. et 7.2.). La variabilité inter-individuelle des résultats (3 à 7 %) est semblable pour chacun des genres de lamellibranches étudiés (tabl. 7.2). Le fait que les écarts maximaux mesurés ne s'élèvent qu'à 6,8 % (Chione et Dosinia) souligne la reproductibilité généralement bonne des analyses.

7.1.2. Les résultats

7.1.2.1. Présentation

Les résultats des analyses aIle/Ile sont présentés par zone géographique, depuis la côte orientale du Golfe de Californie jusqu'à celle de Basse Californie Sud, de façon à permettre des comparaisons entre échantillons ayant subi des histoires thermiques voisines. Pour chaque échantillon sont précisés le genre du test analysé (Chione, Dosinia ou Codakia) et l'âge supposé du dépôt (d'après les interprétations morphostratigraphiques et/ou les données radiométriques).

N°lab.	N°éch.	Genre	Indiv.	Rapports énantiomériques aIle/Ile*		
				Fraction libre	Fraction hydrolysée totale	
AAL 1710	LU 1066	Chione	a b c	1.6 1.6 (1.3);1.11	(0.80) (0.99) 1.14;1.12	1.13
AAL 1710	LU 1112	Chione	a b c	1.45 1.33;(0.91) 1.21	1.07;(0.82) 0.99	1.03 ± 0.04
AAL 1712	LU 1119	Chione	a b c	1.47 1.53;(1.38) 1.24	0.94 1.23 1.15	1.11 ± 0.13
AAL 1713	LU 1036	Chione	a b c	1.71 1.67;(1.09) 2.1	(1.11;1.19 (1.45) 1.45	1.32 ± 0.13
AAL 1992	LT 861	Codakia	a b c	1.44 1.5 -	1.30 1.25 1.23	1.26 ± 0.04
AAL 1993	LT 861	Chione	h i	1.3 1.46	0.95 (1.05);0.86	0.90 ± 0.04
AAL 4445	LQ 315	Chione	a b c	- - -	0.80 0.80 0.87	0.82 ± 0.05

* Les résultats figurés entre parenthèses sont considérés comme peu fiables (chromatographie douteuse, contamination possible révélée par certains rapports d'acides aminés tels que Asp/Glu). Ces résultats ne sont pas pris en compte dans les moyennes aIle/Ile mentionnées ici et dans les tabl.7.6 et 7.9.

Tabl. 7.1.- Variabilité individuelle des rapports aIle/Ile (plusieurs tests de même genre d'une même localité) et reproductibilité des résultats (plusieurs mesures sur un même test) de certains échantillons du golfe de Californie analysés au lab. de Géochronologie de l'INSTAAR.

Genre	N° lab.	N° éch.	Moyenne aIle/Ile (fract.hydrol.tot.)	Incertitude relative (%)
Chione	AAL 1710c	LU 1066c	1.13	0.9
"	AAL 1977	LT 700o	0.70	1.4
"	AAL 1978	LS 649a	0.77	5.2
"	AAL 1981	LS 660a	0.93	3.2
"	AAL 2007	LU 1081a	1.06	1.0
"	AAL 2025	LU 1016c	1.025	1.0
"	AAL 2035	LU 1023b	0.945	4.8
"	AAL 2037	LU 1027b	0.975	1.6
Dosinia	AAL 1973	LP 49d	0.815	0.6
"	AAL 1976	LP 134a	1.285	3.5
"	AAL 1987	LU 1008i	1.395*	6.8
"	AAL 1988	LQ 243g	1.235	3.6
"	AAL 2038	LU 1028a	1.20	1.7
"	AAL 2044	LU 1041a	1.48*	1.4
Codakia	AAL 1986	LU 1008a	1.345*	4.1
"	AAL 2045	LU 1042a	1.18	0
"	AAL 2049	LU 1064a	1.175	0.4

	Chione (n=8)	Dosinia (n=6)	Codakia (n =3)
incertitude relative moyenne (%)	2.27	2.93	1.5
incertitude relative maximale (%)	5.2	6.8	4.1

* Valeur anormalement élevée.

Tabl. 7.2.- Reproductibilité des mesures de rapports énantiomériques aIle/Ile de chacun des trois genres de lamellibranches étudiés dans la région du Golfe de Californie. Les mesures prises en compte dans les calculs d'incertitude relative ne concernent que les résultats analytiquement "fiables" obtenus sur un même individu.

Avant toute interprétation des résultats, le principal problème consiste à déterminer quelles sont les valeurs significatives, et celles qui correspondent à l'équilibre racémique. Rappelons qu'en principe le rapport d'équilibre pour l'isoleucine, dans les tests de lamellibranches, est de 1,3 ± 0,05 (Hare & Mitterer, 1969 ; Mitterer, 1975 ; Miller et al., 1979 ; McCartan et al., 1982a) (paragr. A7. 3.1) ; mais une valeur d'équilibre de 1,05 a été obtenue expérimentalement par Masters et Bada (1977), sur la fraction hydrolysée totale de tests de Chione. On considèrera, pour l'instant, que les tests de Chione présentant des rapports aIle/Ile supérieurs à 1,05 sont probablement déjà parvenus à l'équilibre racémique, et qu'ils doivent donc être écartés des discussions chronostratigraphiques. Comme on le verra plus loin, en reconsidérant l'ensemble des résultats obtenus dans le Golfe de Californie (paragr. 7.1.3.1), le rapport d'équilibre de l'isoleucine chez Dosinia et Codakia semble être atteint vers 1,25.

En principe, seuls les échantillons "non racémiques" (par commodité de langage on parlera de tests, ou d'échantillons, racémiques, en se référant à ceux dont l'isoleucine a atteint l'épimérisation totale, ou équilibre racémique), peuvent donner lieu à des interprétations chronostratigraphiques.

7.1.2.2. La côte orientale du Golfe de Californie

Sur les côtes de Sonora central et celles de l'Ile Tiburon, deux types de problèmes géochronologiques se posent. Le premier concerne la fermeture du système U/Th des tests de mollusques de la basse terrasse et la "représentativité" des âges apparents radiométriques mesurés (paragr. 6.2.1.3). La plupart des tests de Dosinia ponderosa qui ont été datés radiométriquement, ont donc également été soumis à une analyse aminostratigraphique (fig. 7.1). Le deuxième problème concerne la signification, en termes d'âges, des activités ^{14}C mesurées dans la série de tests de la zone de Tepopa (paragr. 3.2.2.2.2.4).

Pour la présentation des résultats, les échantillons de la côte orientale du Golfe de Californie (fig. 7.1) ont été séparés en trois groupes selon l'âge présumé, ou l'âge radiométrique apparent, qui leur avait été attribué (tabl. 7.3, fig. 7.2). Ces trois groupes sont :

- $\leqslant$ S.I.5 : échantillons pour lesquels ont dispose d'âges radiométriques apparents (^{14}C ou U/Th) d'environ 30 000 ans B.P. ;
- S.I.5 : échantillons datés entre 80 et 120 ka par U/Th, et échantillons que je considère attribuables au haut niveau marin du dernier interglaciaire (sur la base d'arguments morphostratigraphiques).
- $\geqslant$ S.I.5 : échantillons datés d'environ 180 ka par U/Th mais provenant de dépôts dont la position morphostratigraphique est compatible avec un âge S.I.5.

Dans l'ensemble des échantillons analysés, trois seulement semblent avoir atteint l'équilibre racémique (LS

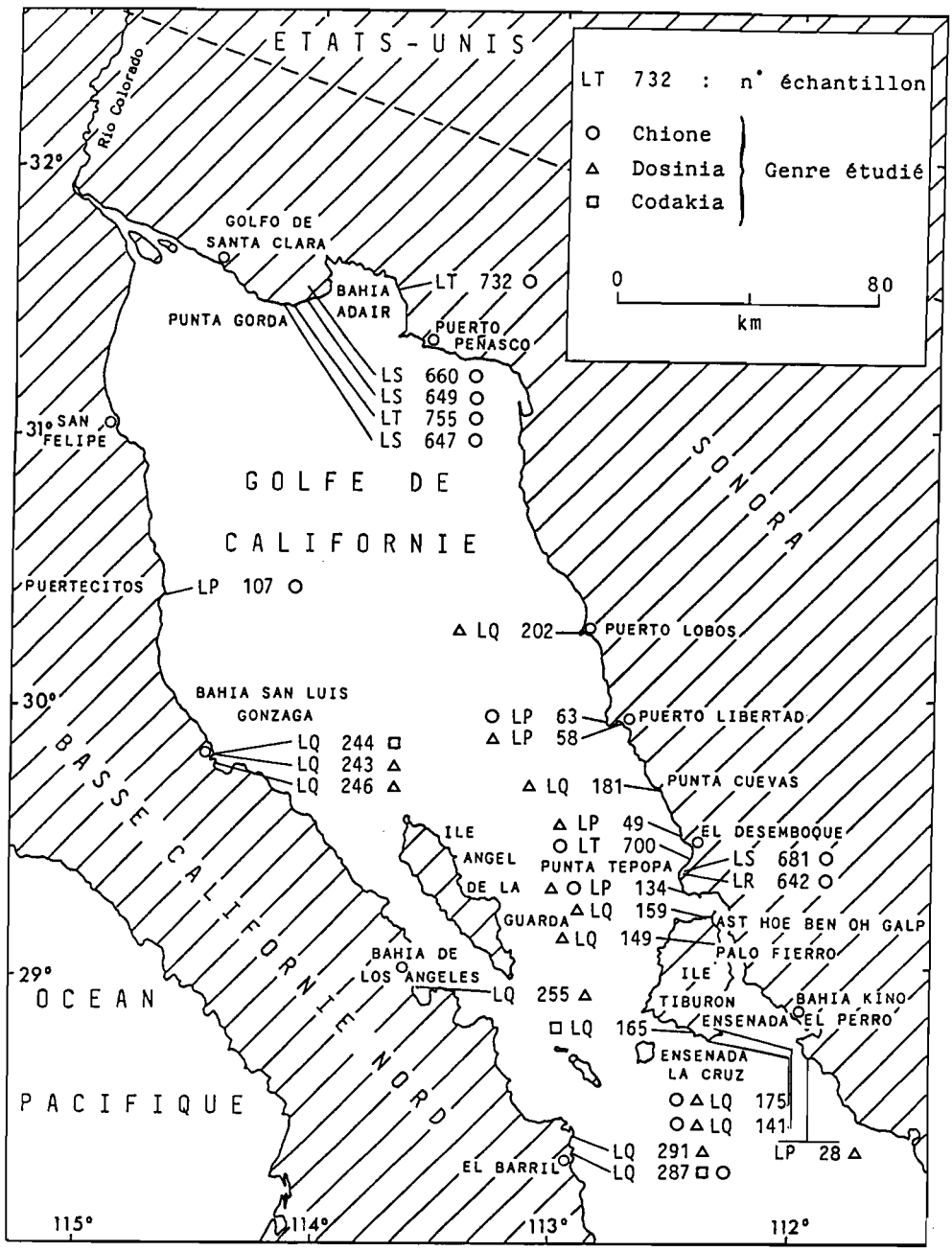


Fig. 7.1. - Localisation des échantillons de lamellibranches analysés pour leur rapport aIle/Ile dans la moitié septentrionale du Golfe de Californie (côtes orientale et septentrionale du golfe, et côte orientale de Basse Californie Nord). Les résultats des analyses sont indiqués dans les tabl. 7.3, 7.4 et 7.5, et dans la fig. 7.2.

N°échant.	Genre	Age présumé (S.I.)	Age radio-métrique (ka)	Rapports aIle/Ile Mesures indi-viduelles	Moyennes par échant.	Remarques
LP 28	Dos	⩽ 5	32	0.90*	0.90*	
LS 642a	Chi	⩽ 5	33.5	0.81	0.81	
LS 681a	Chi	⩽ 5	31	(0.89)		
"	"			1.06	1.06	Equilibre racémique
LT 700i	Pro		31-33	0.862	0.86	
LT 700o	Chi	⩽ 5	"	0.71		
"	"			0.69	0.70	
LQ 202	Dos	⩽ 5	42	0.86*	0.86*	
LP 49Dp	Dos	5	93	1.09*	1.09*	
LP 49d	Dos			0.82	0.81	
"	"			0.81		
LP 58Dp	Dos	5	118	0.89*	0.89*	
LP 63	Chi			0.86*	0.86*	
LP 134Dp	Dos			0.88*	0.88*	
LP 134a	Dos	5	82/	1.33	1.28	Equilibre racémique
"	"		100	1.24		
LP 134d	Chi			0.84	0.84	
LQ 141a	Chi			(1.11)		
"	"	5	86	1.11	1.11	Equilibre racémique
LQ 141Dp	Dos			1.05*	1.05*	
LQ 149a	Dos	5	84/	0.91*	0.91*	
LQ 149b	Dos		100	0.96*	0.96*	
LQ 165	Cod	5		(0.79)*	-	Analyse non fiable
LQ 175Dp	Dos			0.89*	0.89*	
LQ 175a	Chi			(0.94)		
"	"	5	83	0.89	0.89	
LQ 175d	Dos			(1.19)		
"	"			(1.5)		
"	"			1.20	1.20	
LQ 159c	Dos	5	-	0.95*	0.95*	
LQ 181Dp	Dos	⩾ 5	180	0.98*	0.98*	
LQ 181a	Dos			(1.15)		
"	"			1.12	1.12	

* Analyses R.Mitterer; ( )= résultat non fiable.

Tabl. 7.3.-Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la côte orientale du Golfe de Californie. Voir localisation des échantillons fig. 7.1, et regroupement des résultats par âge radiométrique apparents fig. 7.2.

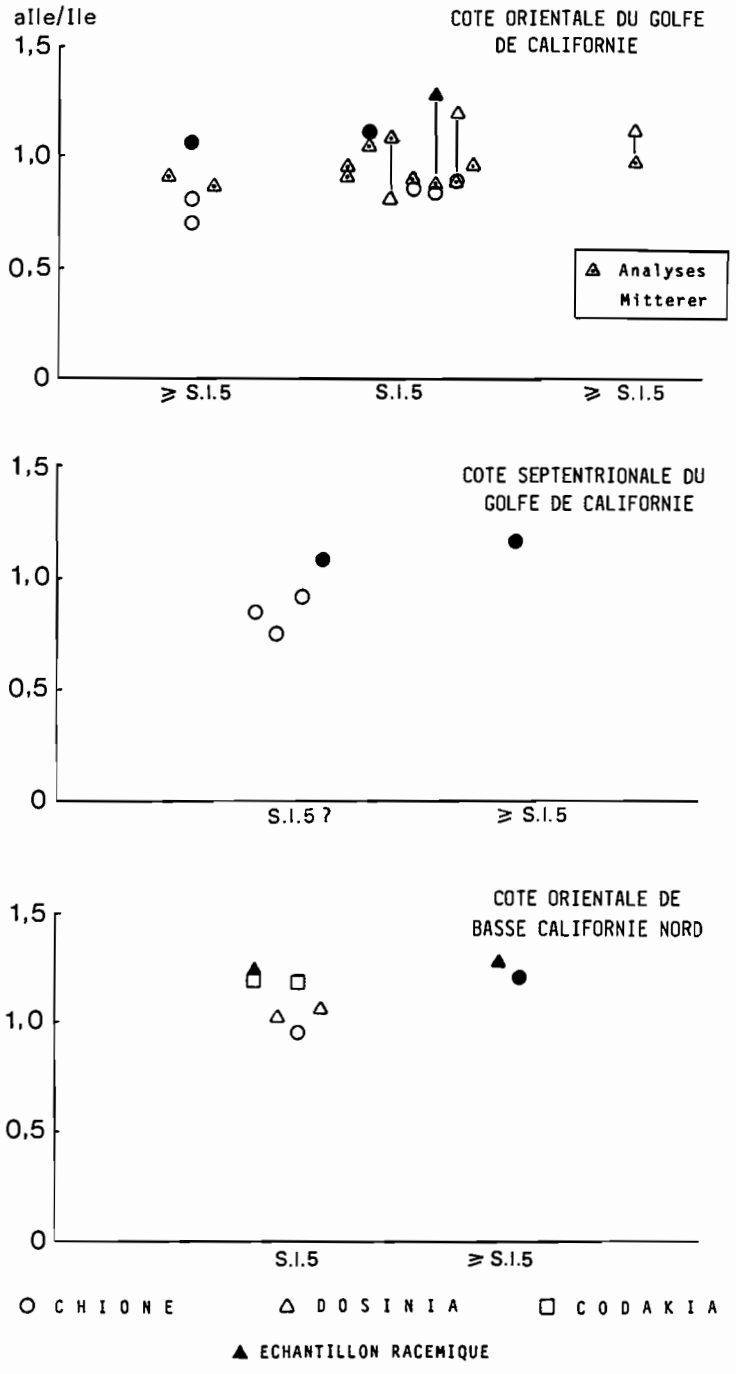


Fig. 7.2.- Représentation graphique des résultats alle/Ile de lamellibranches analysés dans la moitié septentrionale du Golfe de Californie, en fonction de leur âge supposé ou radiométrique. Voir localisation des échantillons fig. 7.1, et données aminostratigraphiques tabl. 7.3, 7.4 et 7.5.

681a, LP 134a et LQ 141a). On remarque qu'aucun de ces trois échantillons n'appartient à la classe des âges radiométriques apparents les plus anciens (>= S.I.5). Par ailleurs, on constate que les rapports aIle/Ile des tests de Dosinia d'âges apparents plus jeunes, ou plus anciens, que ceux datés de 80-120 ka ne sont pas significativement distincts de ceux des tests attribuables au S.I.5 (fig. 7.14). Au contraire, les données aminostratigraphiques tendent à montrer que, au-delà d'une certaine dispersion des résultats due à des particularités diagénétiques locales (et au fait que les analyses ont été réalisées dans deux laboratoires distincts, fig. 7.2), la quasi-totalité des échantillons étudiés appartiennent à un même groupe d'âge, très probablement celui du S.I.5e.

Les quatre échantillons de la région de Tepopa datés d'environ 30 ka par ^{14}C (tabl. 7.3) présentent une grande dispersion des valeurs aIle/Ile (0,70-1,06). Ces résultats sont d'interprétation délicate.

Si l'on ne considère que les valeurs des tests LS 681a et LT 700i (ou la moyenne des quatre résultats), on est conduit à attribuer ces localités au dernier interglaciaire, et donc à rejeter les résultats des datations par ^{14}C. Si au contraire, on ne retient que la plus faible des quatre valeurs aIle/Ile (0,70 ; LT 700o) (la plus faible qui ait été obtenue dans le Golfe de Californie), on pourrait envisager que le dépôt marin en question soit légèrement plus jeune que 120 ka. Mais, même dans cette dernière hypothèse, on observe que l'écart entre le résultat de LT 700o et la moyenne des rapports aIle/Ile des tests de Chione du dernier interglaciaire dans cette région (0,85) ne s'élève qu'à 0,15 et ne semble donc pas pouvoir justifier une différence d'âge de l'ordre de 90000 ans (120-30 ka).

On en conclut que les données aminostratigraphiques des tests de Chione de la région de Tepopa infirment l'attribution des dépôts littoraux concernés à une phase de haut niveau marin d'environ 30 ka.

7.1.2.3. La côte septentrionale du Golfe de Californie

Dans la zone comprise entre Puerto Peñasco et l'embouchure du rio Colorado, seuls des tests du genre Chione ont été analysés (fig. 7.1). Deux d'entre eux paraissent totalement racémiques, et les autres fournissent des résultats compris entre 0,77 et 0,93 (tabl. 7.4, fig. 7.2.).

Par comparaison avec les résultats de la côte orientale du golfe, les valeurs de rapports aIle/Ile des échantillons LS 647a, LS 649a et LS 660a sont compatibles avec un âge S.I.5. La valeur proche de celle de l'équilibre racémique des deux échantillons LT 732a et 755a peut s'expliquer soit par le fait que ces tests sont d'âge antérieur au S.I.5 (S.I.7 ?), soit par l'effet d'une température diagénétique élevée.

N°d'échant.	Genre	Age présumé	Rapports aIle/Ile mesures individuelles	moyenne par échant.	Remarques
LS 647a "	Chi "	5?	(0.92) 0.857	0.86	
LS 649a "	Chi "	5?	0.73 0.81	0.77	
LS 660a " "	Chi " "	5?	(0.97) 0.96 0.90	0.93	
LT 732a "	Chi "	5?	0.98 1.21	1.10	Equilibre racémique
LT 755a	Chi	⩾ 5	1.18	1.18	Equilibre racémique

( ): résultat non fiable.

Tabl. 7.4.- Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la côte septentrionale du Golfe de Californie. Voir localisation des échantillons, Fig 7.1, et regroupement des résultats par âge supposé Fig. 7.2.

N° échant.	Genre	Age présumé	Rapports aIle/Ile mesures individuelles	moyenne par échant.	Remarques
LQ 243g " LQ 244d	Dos " Cod.	5	1.19 1.28 1.18	1.23 1.18	Equilibre racémique
LQ 246a "	Dos "	5	(1.10) 1.03	1.03	
LQ 287a " LQ 2871	Chi " Cod	5	(0.98) 0.952 1.19	0.95 1.19	
LQ 291a	Dos	5	1.06	1.06	
LP 107x LP 107a "	Chi Chi "	⩾ 5	(1.11)* (1.21) 1.20	- 1.20	Analyse non fiable Equilibre racémique
LQ 255d "	Dos "	⩾ 5	(1.19) 1.27	1.27	Equilibre racémique

* Analyse R.MITTERER; ( ): résultat non fiable.

Tabl. 7.5.- Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la côte orientale de Basse Californie Nord. Voir localisation des échantillons fig. 7.1, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.2.

7.1.2.4. La côte orientale de Basse Californie Nord

Sur la côte orientale de Basse Californie Nord, où six localités ont été étudiées (fig. 7.1), les rapports alle/Ile des échantillons sont élevés et souvent proches de l'équilibre racémique (tabl. 7.5, fig. 7.2).

Trois localités de cette région présentent chacune au moins un résultat inférieur à l'équilibre racémique (LQ 246a, LQ 287a et LQ 291a) ; compte tenu des valeurs élevées des rapports énantiomériques de cette région (certainement liées aux fortes températures actuelles et passées de cette zone du golfe), j'interprète que les trois dernières localités citées sont attribuables au S.I.5 et ne sauraient être plus anciennes. Aucune conclusion chronostratigraphique définitive ne peut être tirée des résultats obtenus dans les trois autres localités (LQ 243 et 244, LP 107 et LQ 255).

7.1.2.5. La côte orientale de Basse Californie Sud

La côte nord-orientale de Basse Californie Sud a fourni plus de la moitié des échantillons analysés dans le Golfe de Californie. Les conditions favorables de préservation des dépôts marins pléistocènes successifs, et la disposition générale des terrasses, qui facilite les interprétations morphostratigraphiques, expliquent la densité de l'échantillonnage réalisé (fig. 7.3).

Dans certaines localités de cette région, cependant, la discontinuité des affleurements ou les faibles différences d'altitude des dépôts rendent plus difficiles les interprétations morphostratigraphiques (notamment Bahia Concepcion) ; les études de racémisation ont alors été effectuées dans le but d'établir une chronostratigraphie locale et d'identifier, en particulier, les dépôts du dernier interglaciaire.

Pour tenir compte des conditions diagénétiques locales, les échantillons de la côte nord-orientale de Basse Californie Sud ont été regroupés par zones géographiques.

7.1.2.5.1. Santa Rosalia

Les rapports alle/Ile des tests de Chione des deux plus basses terrasses (LT 861 h/i et LU 1005d) sont inférieurs à l'équilibre racémique, tandis que ceux des terrasses plus élevées (LT 866d et LU 1008c) présentent la même valeur (1,10) et sont certainement à l'équilibre racémique (tabl. 7.6 et fig. 7.4).

Les tests de Dosinia (LU 1105a et LU 1008i) et de Codakia (LT 861a/b/c et LV 1008a) analysés dans cette région, semblent tous être à l'équilibre racémique.

7.1.2.5.2. San Lucas

La région de San Lucas, à quelques kilomètres seulement au sud de Santa Rosalia, a fourni des échantillons de Chione et de Dosinia d'âges distincts : actuel, holocène et pléistocène (au moins trois stades interglaciaires) (fig. 7.3 et tabl. 7.7). L'échantillon holocène (LU 1120a) provient de la base d'un épais amas coquillier d'origine

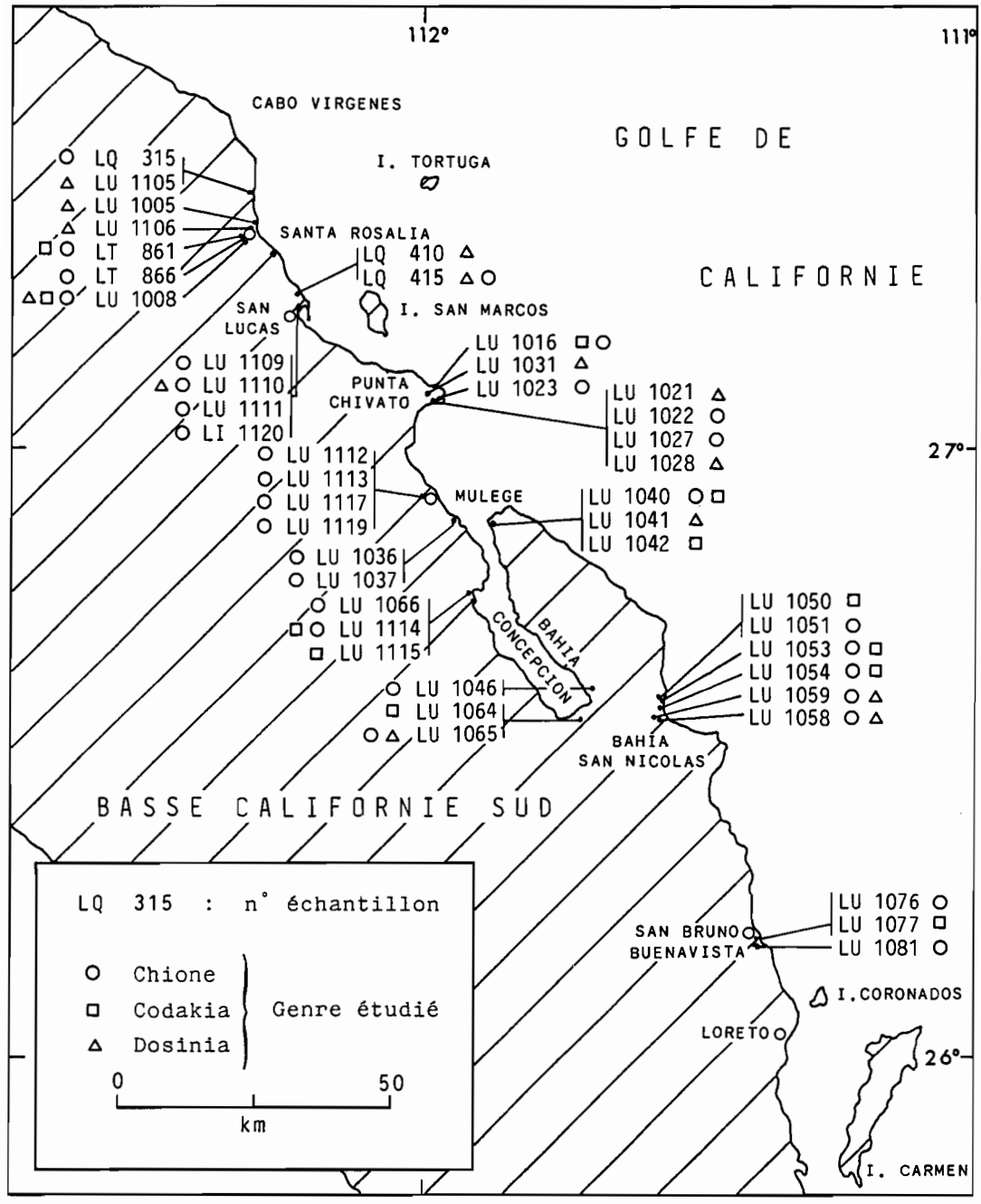


Fig. 7.3. - Localisation des échantillons de lamellibranches analysés pour leur rapport aIle/Ile sur la côte orientale de Basse Californie Sud. Les résultats des analyses sont indiqués dans les tabl. 7.6, 7.7 et 7.8, et dans les fig. 7.4 et 7.5.

N° échant.	Genre	Age présumé	Rapports alle/Ile mesures individuelles	Rapports alle/Ile moyenne par échant.	Remarques
LU 1106a	Dos	Actuel	0.033	0.033	
LQ 315a	Chi		0,80	0,80	
LQ 315b	Chi	5	0,80	0.80	
LQ 315c	Chi		0,87	0,87	
LU 1105a	Dos	5	1.37	1.37	5 âges U/Th=58/122 ka Equilibre racémique
LU 1005d	Chi	⩾5	0.92	0.92	
LT 861a	Cod		1.30	1.30	Equilibre racémique
LT 861b	Cod		1.25	1.25	Equilibre racémique
LT 861c	Cod	⩾5	1.23	1.23	Equilibre racémique?
LT 861h	Chi		0.95	0.95	
LT 861i	Chi		(1.5)		
"	"		0.857	0.86	Rapport faible ?
LU 1008a	Cod		1.40	1.35	Equilibre racémique
"	"		1.29		
LU 1008c	Chi		1.10	1.10	Equilibre racémique
LU 10081	Chi	⩾11	(1.11)		
"	"		(1.14)	-	Analyse non fiable
LU 1008i	Dos		1.49	1.40	Equilibre racémique
"	"		1.30		
LT 866d	Chi	21?	(0.90)		
"	"		(0.99)		
"	"		1.09	1.09	Equilibre racémique

( ): résultat non fiable

Tabl. 7.6.- Rapports alle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la région de Santa Rosalia. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.4.

N° échant.	Genre	Age présumé	Rapports aIle/Ile		Remarques
			mesures individuelles	moyenne par échant.	
LU 1111d	Chi	Actuel	(0.016)		
"	"		(0.018)		
"	"		0.02	0.02	
LU 1120b	Chi	Holocène	0.047	0.05	
LQ 415a	Dos		(1.57)		
"	"	5	1.30	1.30	Equilibre racémique
LQ 415b	Chi		(0.99)		âge U/Th=53,5 ka
"	"		0.864	0.86	
LU 1109a	Chi	⩾ 5	(0.78)		
"	"		0.833	0.83	
LU 1110a	Dos		1.28	1.28	Equilibre racémique
LU 1110i	Chi	⩾ 7	(1.18)		
"	"		1.12	1.12	Equilibre racémique
LQ 410a	Dos	⩾ 9	(1.6)	-	Analyse non fiable

( ): Résultat non fiable.

Tabl. 7.7.- Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la région de San Lucas. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.4.

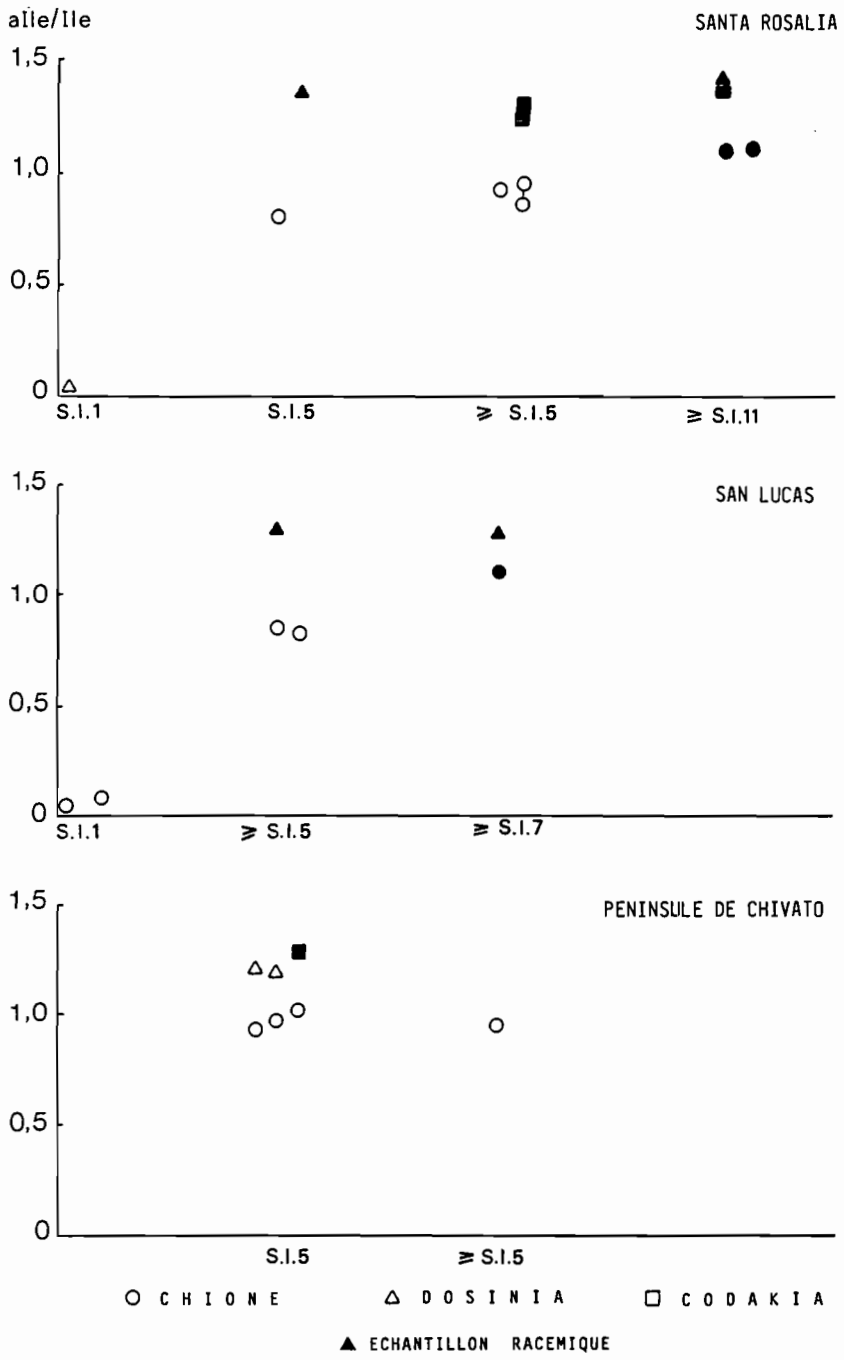


Fig. 7.4.- Représentation graphique des résultats aIle/Ile de lamellibranches analysés dans les régions de Santa Rosalia, San Lucas et Punta Chivato (côte orientale de Basse Californie Sud), en fonction de leur âge supposé ou radiométrique. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et données aminostratigraphiques tabl. 7.6, 7.7 et 7.8.

anthropique (kjokkenmödding), daté de 4 550 ± 90 ans B.P. (UPS 2446) ; son rapport aIle/Ile le distingue d'un test de Chione actuel (LU 1111d).

Comme dans la région de Santa Rosalia, tous les échantillons de Dosinia fossiles sont racémiques ; les tests de Chione qui ne sont pas racémiques (valeurs aIle/Ile : 0,83-0,86) sont attribuables au Pléistocène supérieur (S.I.5) (tabl. 7.7 et fig. 7.3).

7.1.2.5.3. La péninsule de Chivato

Dans la péninsule de Chivato, les mesures aminostratigraphiques concernent essentiellement des fossiles attribuables au dernier interglaciaire (fig. 7.3 et 7.4, et tabl. 7.8).

Les trois tests de Chione de la basse terrasse (LU 1022c, LU 1027b et LU 1016c) présentent des rapports aIle/Ile relativement élevés (0,93-1,02) par rapport à ceux des régions de Santa Rosalia-San Lucas. L'échantillon de Chione LU 1023b, dont le rapport aIle/Ile s'élève à 0,94, pourrait être contemporain du dernier interglaciaire, même si la position morphostratigraphique de l'unité concernée par rapport à la basse terrasse reste imprécise.

Les deux tests de Dosinia et le test de Codakia attribuables au dernier interglaciaire fournissent des rapports énantiomériques très proches de l'équilibre racémique.

7.1.2.5.4. Bahia Concepción

Dans la région de Bahia Concepción (fig. 7.3), une vingtaine d'échantillons de Chione ont été analysés (tabl. 7.9 et fig. 7.5) mais cinq échantillons seulement (LU 1046a, LU 1112c, LU 1113a, LU 1114b et LU 1119a) fournissent des résultats exploitables sur le plan chronologique. Selon des critères morphostratigraphiques, ces cinq échantillons appartiennent au dernier interglaciaire ; sept échantillons de Chione attribués au S.I.5, et quatre autres tests plus anciens (> S.I.5 et > S.I.9) ont atteint l'équilibre racémique.

Les deux tests de Dosinia analysés (LU 1065a et 1041a) sont totalement racémisés. Parmi les quatre échantillons de Codakia étudiés, l'un (LU 1114a) présente un rapport énantiomérique anormalement faible (0,81) et les trois autres (LU 1064a, LU 1142a et LU 1040a) sont très proches de l'équilibre racémique.

La région de Bahia Concepción est celle qui présente les vitesses de racémisation les plus élevées, plusieurs fossiles attribués au dernier interglaciaire paraissent y avoir atteint l'équilibre racémique. Les processus de racémisation semblent avoir été accélérés, probablement à la suite d'une élévation de température diagénétique.

7.1.2.5.5. Bahia San Nicolas

A Bahia San Nicolas, quatre terrasses marines ont été étudiées à travers des analyses portant sur au moins deux tests fossiles (incluant toujours une Chione) (fig. 7.5 et

n°échant.	Genre	Age présumé	Rapports alle/Ile mesures individuelles	Rapports alle/Ile moyenne par échant.	Remarques
LU 1021a	Dos		1.21	1.21	âge U/Th=127 ka
LU 1022b	Pro		(0.70)		
"	"	5	0.574	0.57	âge U/Th=48/127 ka
LU 1022c	Chi		(0.77)		
"	"		0.93	0.93	
LU 1027a	Chi		(1.1)		
"	"		0.96	0.97	
"	"	5	0.99		
LU 1028a	Dos		(1.14)		
"	"		1.18		
"	"		1.18	1.20	
"	"		1.25		
LU 1016a	Cod		(1.6)		
"	"	5	1.29	1.29	Equilibre racémique
LU 1016c	Chi		1.03	1.02	Equilibre racémique?
"	"		1.02		
LU 1023b	Chi	⩾ 5	(0.85)		
"	"		0.92	0.94	
"	"		0.97		
LU 1031a	Dos	⩾ 9	(0.87)		
"	"		(0.87)	-	Analyses non fiables
"	"		(∿1.3)		
"	"		(∿0.95)		

( ): Résultat non fiable

Tabl. 7.8.- Rapports alle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la région de Punta Chivato. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.5.

n°échant.	Genre	Age présumé	Rapports aIle/Ile mesures individuelles	Rapports aIle/Ile moyenne par échant.	Remarques
LU 1115a	Cod	Actuel	(0.023)		
"	"		(0.059)		
"	"		0.035	0.035	
LU 1037a	Chi	5	(0.63)		
"	"		(0.86)		
"	"		1.25	1.25	Equilibre racémique
LU 1046a	Chi	5	0.96	0.96	
LU 1064a	Cod		1.17	1.17	
"	"		1.18		
LU 1065a	Dos	5	1.31	1.31	Equilibre racémique
LU 1065b	Chi		(1.38)		
"	"		1.08	1.08	Equilibre racémique
LU 1066a	Chi		(0.80)	-	Analyse non fiable
LU 1066b	Chi	5	(0.99)	-	Analyse non fiable
LU 1066c	Chi		1.14	1.13	Equilibre racémique
"	"		1.12		
LU 1112a	Chi		-		Analyse non fiable
LU 1112b	Chi		(0.82)		
"	"	5	1.07	1.07	Equilibre racémique
LU 1112c	Chi		0.99	0.99	
LU 1113a	Chi	"	1.00	1.00	
LU 1114a	Cod		(0.96)		
"	"	5	0.806	0.81	Rapport faible
LU 1114b	Chi		(1.21)		
"	"		0.97	0.97	
LU 1117c	Chi	5	(1.21)		
"	"		1.07	1.07	Equilibre racémique
LU 1119a	Chi		0.94	0.94	
LU 1119b	Chi	5	1.23	1.23	Equilibre racémique
LU 1119c	Chi		1.15	1.15	Equilibre racémique
LU 1040a	Cod		(1.19)		
"	"		1.25	1.25	Equilibre racémique
LU 1040b	Chi	⩾ 5	1.32	1.32	Equilibre racémique
LU 1041a	Dos		(1.16)		âge U/Th=194 ka
"	"		1.50	1.48	Equilibre racémique
"	"		1.46		
LU 1042a	Cod	⩾ 5	1.18	1.18	
"	"		1.18		
LU 1036a	Chi		(1.11)		
"	"		1.19	1.19	Equilibre racémique
LU 1036b	Chi	⩾ 9	(1.45)	-	Analyse non fiable
LU 1036c	Chi		1.45	1.45	Equilibre racémique

( ): Analyse non fiable.

Tabl. 7.9.- Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la région de Bahia Concepcion. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.5.

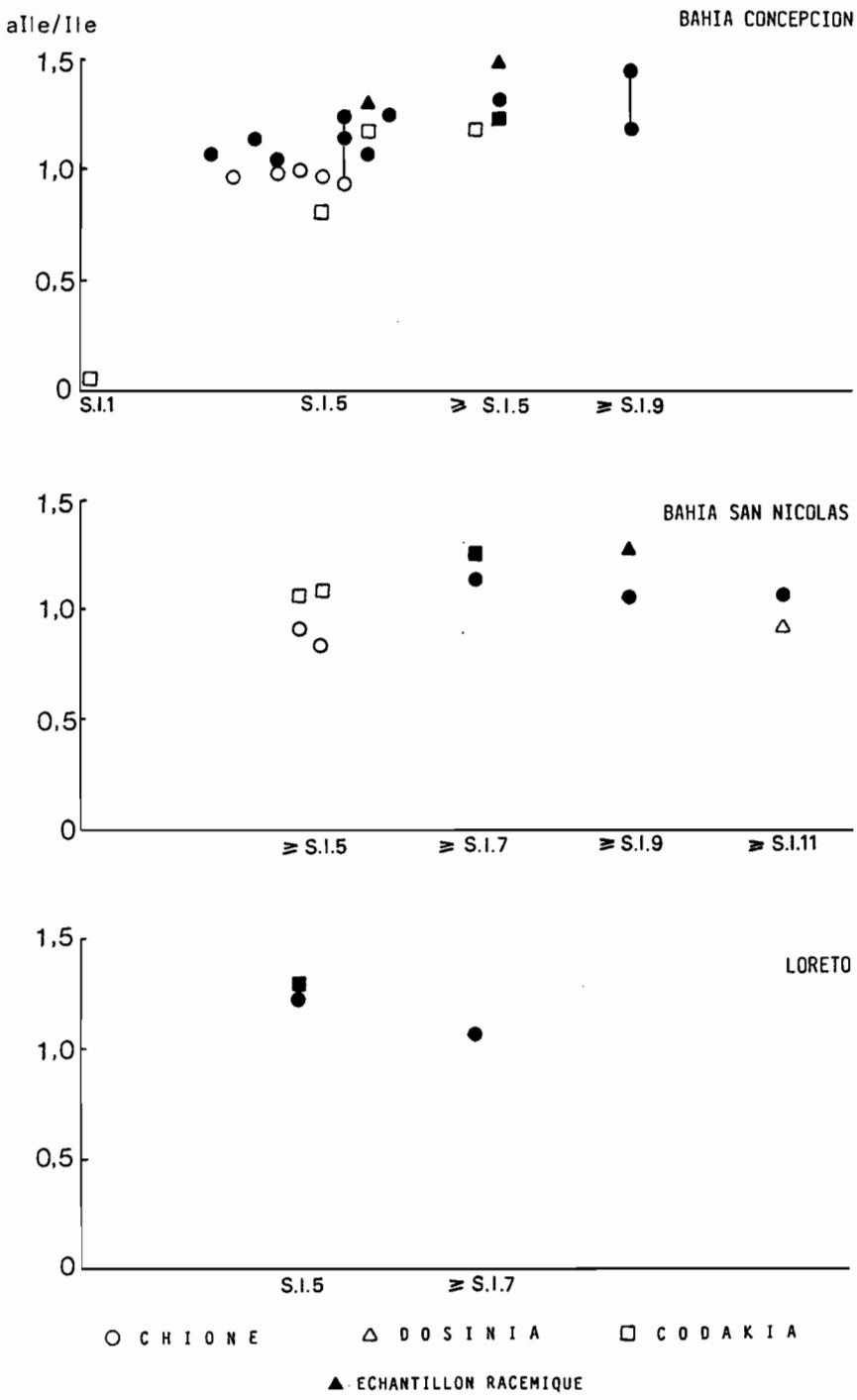


Fig. 7.5. - Représentation graphique des résultats aIle/Ile de lamellibranches analysés dans les régions de Bahia Concepción, Bahia San Nicolas et Loreto (côte orientale de Basse Californie Sud). Voir localisation des échantillons fig. 7.3 et données aminostratigraphiques tabl. 7.9, 7.10 et 7.11.

n° échant.	Genre	Age présumé	Rapports aIle/Ile mesures individuelles	Rapports aIle/Ile moyenne par échant.	Remarques
LU 1054a	Cod	⩾ 5	1.06	1.06	
LU 1054d	Chi		0.90	0.90	
LU 1050a	Cod	⩾ 5	1.08	1.08	Age U/Th 131 ka
LU 1051a	Chi		0.83	0.83	
LU 1053a	Cod		1.25	1.25	Equilibre racémique
Lu 1053d	Chi	⩾ 7	(0.98)		
"	"		1.14	1.14	Equilibre racémique
LU 1059a	Chi		(1.1)		
"	"	⩾ 9	1.04	1.04	Equilibre racémique
LU 1059b	Dos		(1.3)		
"	"		1.27	1.27	Equilibre racémique
LU 1058b	Dos		(0.90)		
"	"	⩾ 11	0.906	0.91	Rapport faible
LU 1058c	Chi		1.06	1.06	Equilibre racémique

( ): résultat non fiable.

Tabl. 7.10.- Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la région de Bahia San Nicolas. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.5.

n°échant.	Genre	Age présumé	Rapports aIle/Ile mesures individuelles	Rapports aIle/Ile moyenne par échant.	Remarques
LU 1076d	Chi		(1.24)		
"	"		(1.20)		
"	"	5	1.23	1.23	Equilibre racémique
LU 1077b	Cod		1.30	1.30	Equilibre racémique
LU 1081b	Chi	⩾ 7	1.05		
"	"		1.07	1.06	Equilibre racémique

( ): Résultat non fiable.

Tabl. 7.11.- Rapports aIle/Ile de tests de lamellibranches provenant de la région de Loreto. Voir localisation des échantillons fig. 7.3, et regroupement des résultats par âge supposé fig. 7.5.

tabl. 7.10).

Seuls les tests de Chione (LU 1054d et LU 1051b) et de Codakia (LU 1054a et LU 1050a) de la basse terrasse (attribuée au S.I.5e) fournissent des rapports aIle/Ile inférieurs à l'équilibre racémique. Les tests des trois autres terrasses, plus anciennes, ont tous atteint l'équilibre racémique (y compris l'échantillon de Dosinia LU 1058b qui fournit un résultat aberrant).

7.1.2.5.6. La région de Loreto

Dans le site de San Bruno Buenavista (fig. 7.3), où des échantillons provenant de deux terrasses ont été analysés (fig. 7.5 et tabl. 7.11), tous les tests sont apparemment racémiques.

Le fait que les tests de Chione et de Codakia attribuables au dernier interglaciaire soient racémiques laisse supposer que dans cette région méridionale, les paléotempératures subies par ces échantillons ont été supérieures à ce qu'elles ont été dans les autres zones étudiées.

7.1.2.6. Conclusion

On a donc pu constater que, sur la côte orientale de Basse Californie Sud, les tests de Dosinia et de Codakia sont presque toujours racémiques, et que seuls les tests de Chione attribués au dernier interglaciaire fournissent des résultats aminostratigraphiques utilisables. D'une façon générale, les vitesses de racémisation ont donc été plus élevées dans cette région que sur la côte orientale du Golfe de Californie. Dans le détail, on observe une certaine variabilité des rapports aIle/Ile des tests de Chione attribuables au dernier interglaciaire, qui reflète des différences d'histoire thermique d'une localité à l'autre.

7.1.3. Interprétations paléoclimatiques et chronostratigraphiques

Puisque les analyses de racémisation de l'isoleucine de tests de lamellibranches pléistocènes du Golfe de Californie montrent qu'une proportion importante d'échantillons sont parvenus à l'équilibre racémique, il est nécessaire de bien distinguer des résultats significatifs de ceux qui ne le sont pas. Cette démarche visant à écarter d'une part les rapports racémiques et d'autre part quelques résultats incohérents, repose sur une série de comparaisons de résultats (genres distincts d'une même localité, même genre dans diverses localités synchrones, même genre d'âges différents, etc). L'identification des résultats significatifs, qui doit permettre d'élaborer des interprétations paléoclimatiques et chronostratigraphiques, est présentée avec quelques détails afin d'orienter de futures études aminostratigraphiques dans la région.

7.1.3.1. L'équilibre racémique des genres Chione, Dosinia et Codakia

Les analyses de racémisation de l'isoleucine réalisées dans le Golfe de Californie sont suffisamment nombreuses pour que l'on puisse préciser les valeurs correspondant à l'équilibre racémique de cet acide aminé pour chacun des trois genres étudiés. Rappelons qu'aucune donnée n'était jusqu'à présent disponible pour Dosinia et Codakia.

En ce qui a trait au genre Chione, des données expérimentales antérieures (Masters & Bada, 1977) montrèrent que l'équilibre racémique pouvait être atteint avec des valeurs de rapports aIle/Ile de 1,05. On remarque (fig. 7.6) que des échantillons de Chione provenant des terrasses marines relativement anciennes (S.I. >= S.I.9), donc certainement racémiques, confirment empiriquement une valeur d'équilibre racémique de 1,05 ± 0,05.

> La dispersion importante des rapports aIle/Ile au-delà de la valeur de 1,10 (fig. 7.6) demande à être expliquée dans la mesure où, théoriquement, le rapport d'équilibre racémique est une constante indépendante de paramètres physico-chimiques, ou de l'histoire thermique des échantillons. Si, comme on le suppose, les valeurs de rapports aIle/Ile supérieures à 1,10 ne relèvent pas d'artefacts analytiques, il faudrait peut-être invoquer des phénomènes d'ouverture du système biochimique (apports d'allo-isoleucine, interventions de micro-organismes ?).

Quoi qu'il en soit, on retiendra que les rapports aIle/Ile de tests de Chione supérieurs à 1,05 correspondent à des valeurs d'équilibre racémique et que, eu égard aux marges d'erreur analytiques, les résultats compris entre 1,00 et 1,05 doivent être interprétés avec réserves.

En ce qui concerne le genre Dosinia, on observe que le rapport aIle/Ile de plusieurs échantillons fossiles provenant de terrasses marines anciennes (S.I.>=9), ou contemporains de tests de Chione eux-mêmes parvenus à l'équilibre racémique, sont compris entre 1,27 et 1,40 (fig. 7.6).

> On rappellera à ce propos que, dans le cas des tests de Mercenaria, les valeurs d'équilibre racémique citées dans la littérature (Hare & Mitterer, 1969 ; Mitterer, 1975, etc.) varient entre 1,25 et 1,40.

Par ailleurs, le groupement d'une dizaine de valeurs aIle/Ile entre 1,20 et 1,30, contrastant avec l'unique résultat compris entre 1,10 et 1,20, pourrait indiquer que l'équilibre racémique de l'isoleucine dans les tests de Dosinia est plus précisément de 1,25 ± 0,05, la marge d'incertitude correspondant probablement aux erreurs d'ordre analytique.

Les rapports aIle/Ile les plus élevés qui ont été mesurés dans des tests de Codakia varient entre 1,18 et 1,35 (fig. 7.6). Les échantillons provenant des terrasses les plus anciennes, ou de localités dans lesquelles les tests de Chione sont parvenus à l'équilibre racémique, fournissent des résultats aIle/Ile couvrant la même gamme

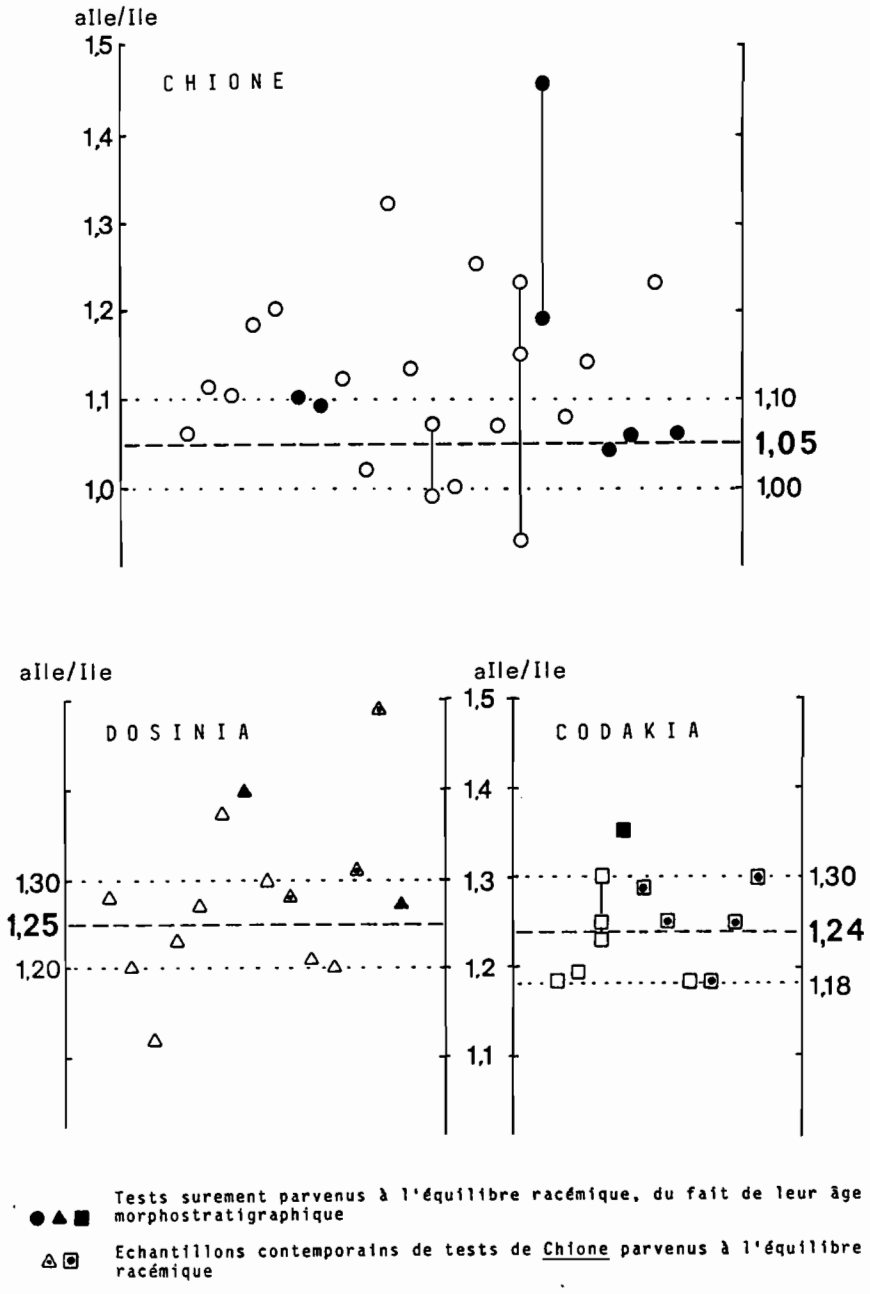


Fig. 7.6. - Détermination empirique de la valeur d'équilibre racémique pour les genres Chione, Dosinia et Codakia, à partir des résultats obtenus dans le Golfe de Californie.

Dans le diagramme concernant Chione, l'ensemble des données disponibles supérieures à 1,00 ont été figurées ; dans les deux autres diagrammes toutes les données supérieures ou égales à 1,10 ont été figurées. Les symboles pleins correspondent aux échantillons qui, compte tenu de leur âge supposé (⇒ S.I.9), ont certainement atteint l'équilibre racémique. Les barres unissent les échantillons d'une même localité.

de valeurs (1,18 à 1,35). On remarque qu'aucun résultat n'a été enregistré dans la gamme de valeurs 0,98-1,17 (fig. 7.6).

Les données obtenues sur des tests de Codakia du Golfe de Californie suggèrent donc que la racémisation de l'isoleucine est atteinte pour de valeurs de 1,24 ± 0,06, et que seuls les rapports aIle/Ile inférieurs à 1,18 sont susceptibles d'avoir une utilité chronostratigraphique.

7.1.3.2. Comparaisons intergénériques et mise en évidence d'échantillons suspects

Dans les tableaux de résultats (tabl. 7.3 à 7.11), on a pris soin de distinguer, d'une part les données qui ne sont pas fiables sur le plan analytique (chromatographie imprécise, valeurs anormales du rapport Asp/Glu, etc.), et d'autre part, celles qui correspondent probablement à des équilibres racémiques. Une troisième catégorie de résultats non significatifs comprend quelques valeurs aberrantes, révélées par comparaison des données obtenues dans une même localité à partir de tests de genres distincts (fig. 7.7 et 7.8). Ces comparaisons intergénériques mettent notamment en évidence la non-représentativité des échantillons LU 1058b et LU 1114b.

Par ailleurs, on observe (fig. 7.8) que les écarts entre les rapports aIle/Ile de tests contemporains de Dosinia et de Chione sont relativement réguliers (environ 0,27), tandis que les écarts entre Codakia et Chione sont plus variables (de 0,07 à 0,36).

On note également (fig. 7.8) que les tests de Chione sont plus lents à parvenir à l'équilibre racémique : dans plusieurs localités, les tests des autres genres sont racémiques alors que ce n'est pas le cas des tests de Chione (et cela bien que la valeur d'équilibre de Chione soit nettement inférieure à celle des genres Dosinia et Codakia). Cette constatation m'amène à préconiser, pour d'éventuelles analyses ultérieures dans cette région, l'utilisation exclusive de tests de Chione.

On rappellera à ce propos, que si les deux autres genres de lamellibranches ont été utilisés dans cette étude préliminaire, c'est parce qu'ils sont fréquemment représentés dans les dépôts de terrasses marines, et en ce qui concerne Dosinia, parce que les valves particulièrement épaisses avaient été sélectionnées, antérieurement, aux fins de datations radiométriques (U/Th).

7.1.3.3. Variations inter-régionales et interprétations paléoclimatiques

7.1.3.3.1. Comparaison des résultats obtenus dans les différentes régions du golfe

Les résultats obtenus sur des tests de même genre, et supposés de même âge, présentent des variations inter-régionales significatives. Afin de caractériser la part de ces variations qui relèvent des conditions thermiques lo-

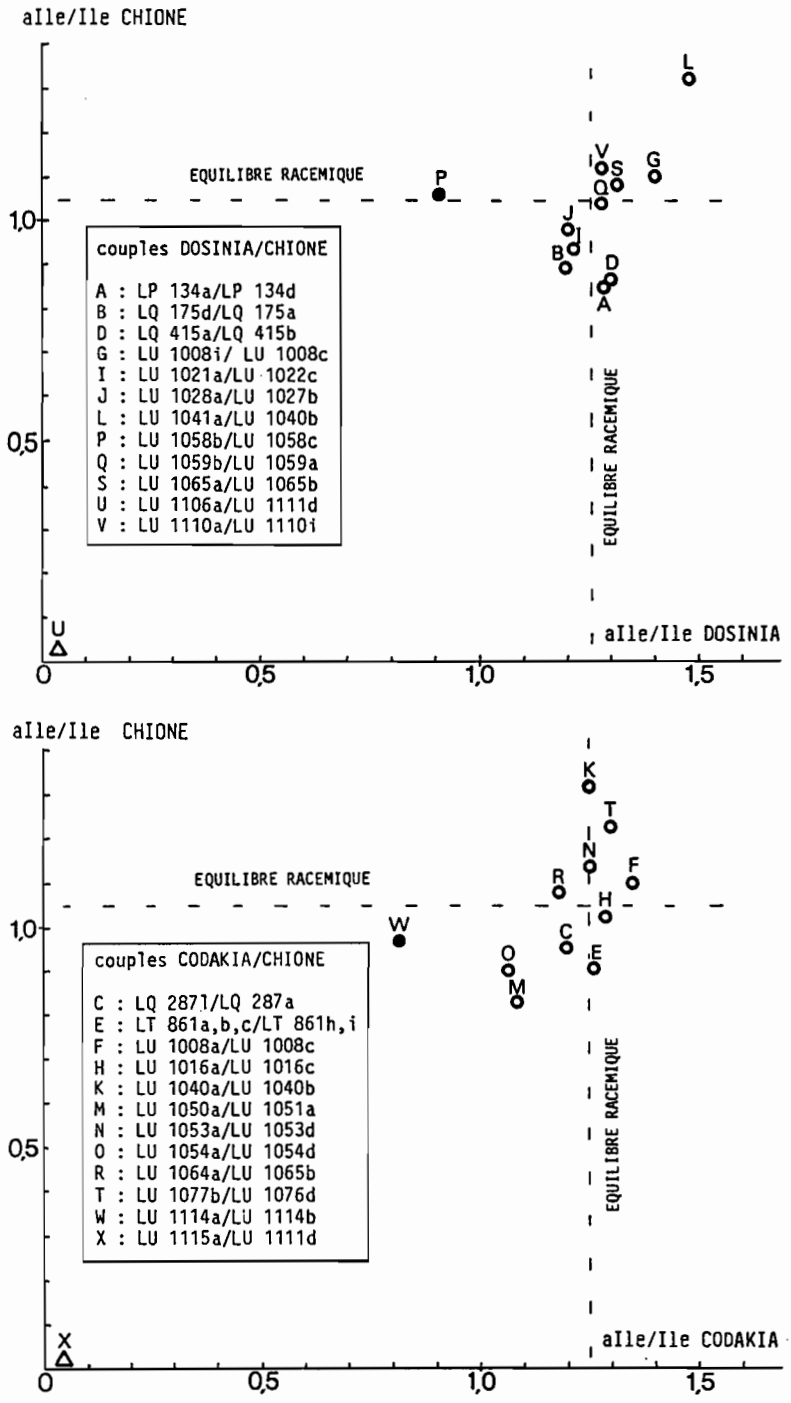


Fig. 7.7.- Corrélation entre les rapports aIle/Ile de tests de Chione et ceux de Dosinia, ou de Codakia, provenant de mêmes localités.

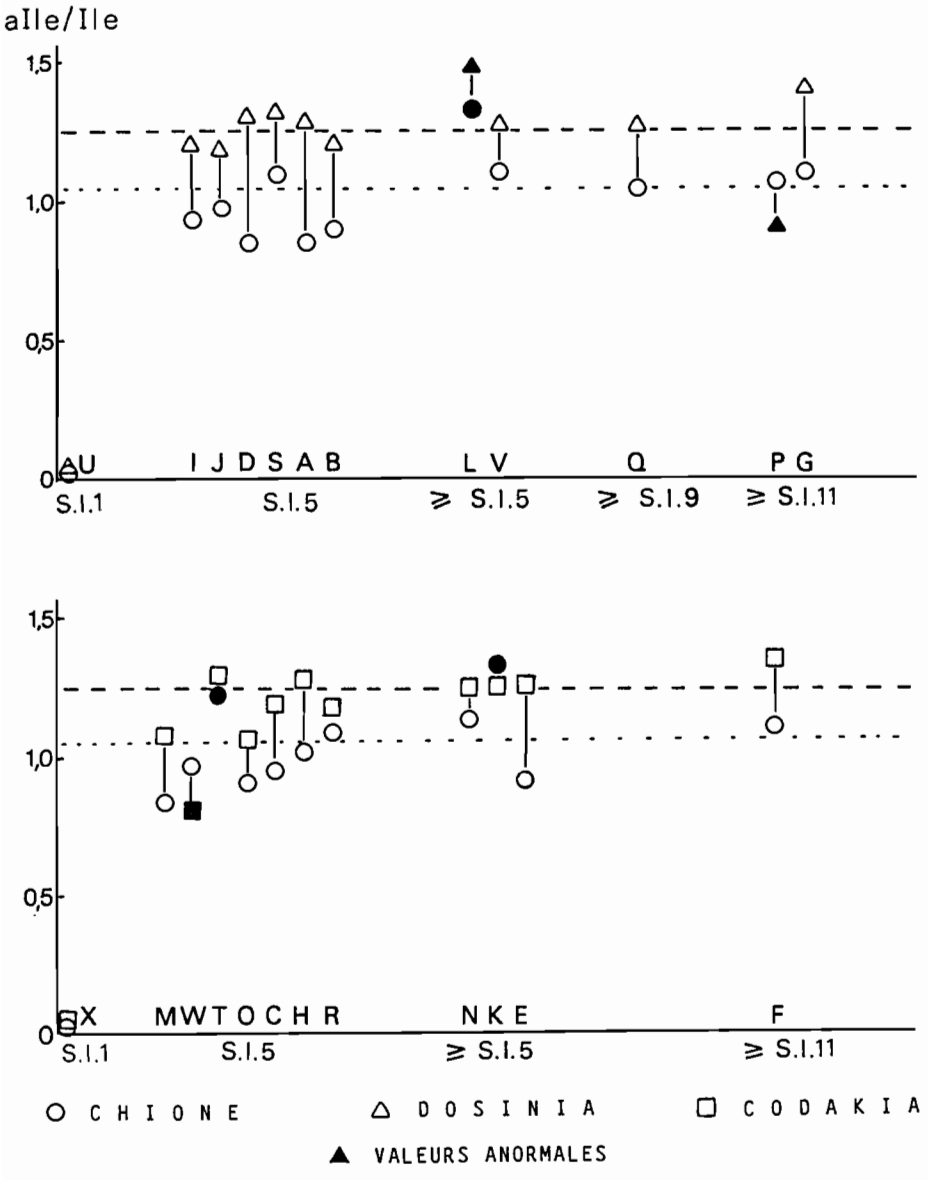


Fig. 7.8. - Comparaison des écarts entre les valeurs de rapports aIle/Ile de tests de Chione/Dosinia et de Chione/Codakia, provenant de mêmes localités ; les localités sont identifiées par une lettre (voir fig. 7.7), et regroupées par âges supposés. Les lignes horizontales figurent la valeur d'équilibre racémique de Chione (pointillés) et de Dosinia ou Codakia (tiretés).

Les valeurs apparaissant anormales dans ce diagramme sont représentées en symboles pleins.

cales, on propose de comparer les rapports aIle/Ile des échantillons classés par genre, par zone géographique, et par âge supposé (fig. 7.9). Comme on pouvait s'y attendre, au vu des températures moyennes annuelles (fig. 7.10), les fossiles des côtes orientale et nord-occidentale du golfe, présentent des rapports énantiomériques inférieurs à ceux de Chivato et de Bahia Concepción, régions plus chaudes que les précédentes.

On a vu ci-dessus que Chione atteignait plus lentement que Dosinia et Codakia l'équilibre racémique ; cette caractéristique est clairement illustrée dans la fig. 7.9. La région marquée par la température moyenne annuelle la plus élevée (San Bruno Buenavista-Loreto) est celle qui a fourni la valeur la plus élevée de rapport aIle/Ile d'échantillon de Chione attribué au dernier interglaciaire (fig. 7.9 et 7.10). Par ailleurs, les valeurs élevées de certains échantillons de Chione de Bahia Concepción (fig. 7.9 et 7.10) s'expliquent vraisemblablement par des paléotempératures pléistocènes élevées, contemporaines de l'émersion totale de la baie (périodes glaciaires de bas niveau marin).

De façon similaire, les tests de Dosinia attribués au dernier interglaciaire soulignent la relation entre vitesse de racémisation et température actuelle (et ancienne) (fig. 7.11). Les valeurs relativement faibles de rapports aIle/Ile mesurés sur des échantillons de la côte de Sonora semblent indiquer qu'au cours du Pléistocène supérieur, les températures ont été de plusieurs degrés inférieures à celles qui prévalaient en Basse Californie.

7.1.3.3.2. Comparaison entre le Golfe de Californie et la côte pacifique de Basse Californie

Les données concernant la racémisation de l'isoleucine sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie sont en nombre très limité. Rappelons que la majorité des résultats d'analyses de racémisation des acides aminés dont on dispose sur la côte occidentale de Basse Californie ne peuvent être directement comparés avec les résultats aIle/Ile. En Basse Californie occidentale le seul échantillon de Chione analysé par chromatographie liquide, provient de la localité de Bahia Magdalena (datée de 116 ka, Omura et al., 1979), et a fourni un rapport aIle/Ile de 0,92 (analyse Ken King, comm. pers. de J. Wehmiller, 1984) (fig. 7.10). Dans la région de San Diego, une dizaine de tests de Chione, provenant de plusieurs localités, d'âges distincts, ont été analysés à l'aide de la même technique (Masters & Bada, 1977 ; Karrow & Bada, 1980) (fig. 7.12). Les échantillons attribués au dernier interglaciaire, dont ceux de la localité de Point Loma (datée de 121 ka, Ku & Kern, 1974), fournissent des rapports aIle/Ile d'environ 0,36 (tabl. 7.12 ; fig. 7.10).

La différence entre les rapports énantiomériques des zones de San Diego et Bahia Magdalena est donc très importante, bien que la température moyenne actuelle de l'air ne diffère que de quelque 4,5°C (20,5°-16°C). Par ailleurs on constate qu'entre la localité de Bahia Magdalena et le Golfe de Californie, les rapports énantiomériques, et les températures moyennes actuelles, sont comparables. On peut

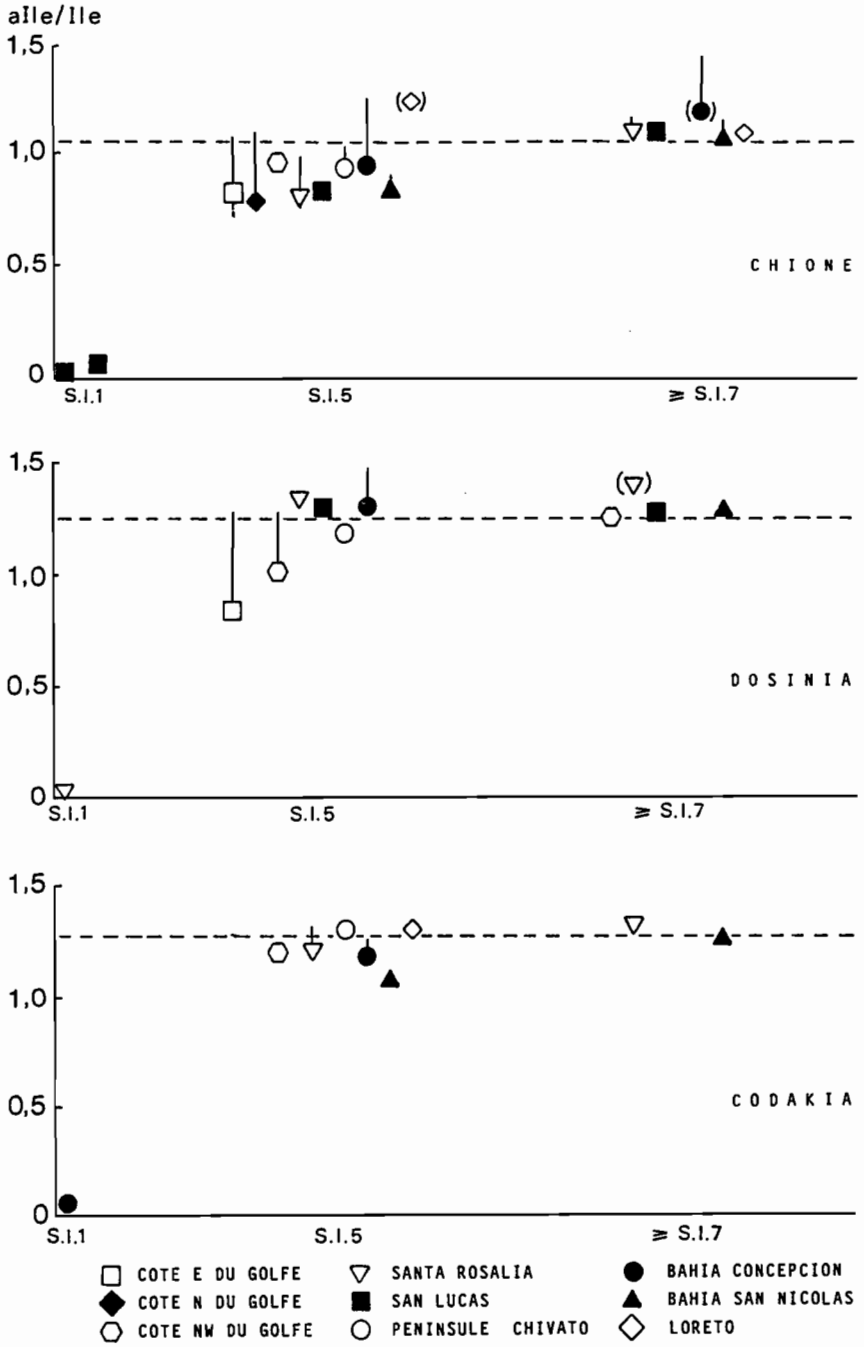


Fig. 7.9. - Comparaison interrégionale de l'ensemble des résultats alle/lle obtenus dans le Golfe de Californie, à partir de tests de Chione, Dosinia et Codakia, attribués soit au Pléistocène supérieur, soit au Pléistocène moyen.

Pour chaque région, c'est la valeur obtenue la plus basse qui a été figurée, l'existence d'autres valeurs apparaissant sous forme d'une barre verticale.

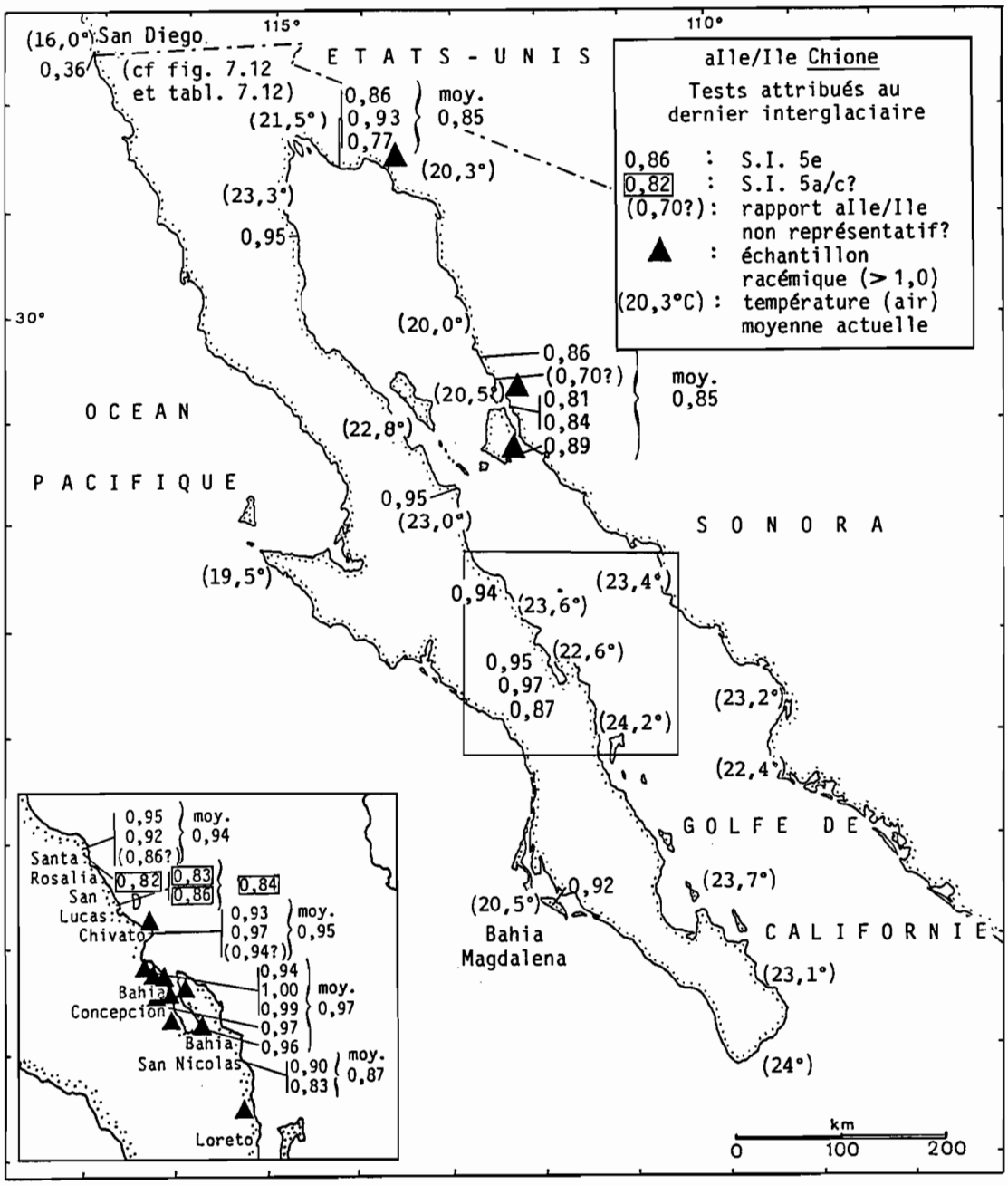


Fig. 7.10.- Comparaison interrégionale des rapports aIle/Ile de tests de Chione attribués au dernier interglaciaire (S.I. 5e et 5a/c), dans le Golfe de Californie, et sur la côte pacifique de Basse Californie et de Californie. Les résultats concernant les localités de Bahia Magdalena et San Diego sont précisés dans le tabl. 7.12. Les températures moyennes annuelles de l'air indiquées pour certaines localités sont tirées de DGGTENAL (1981).

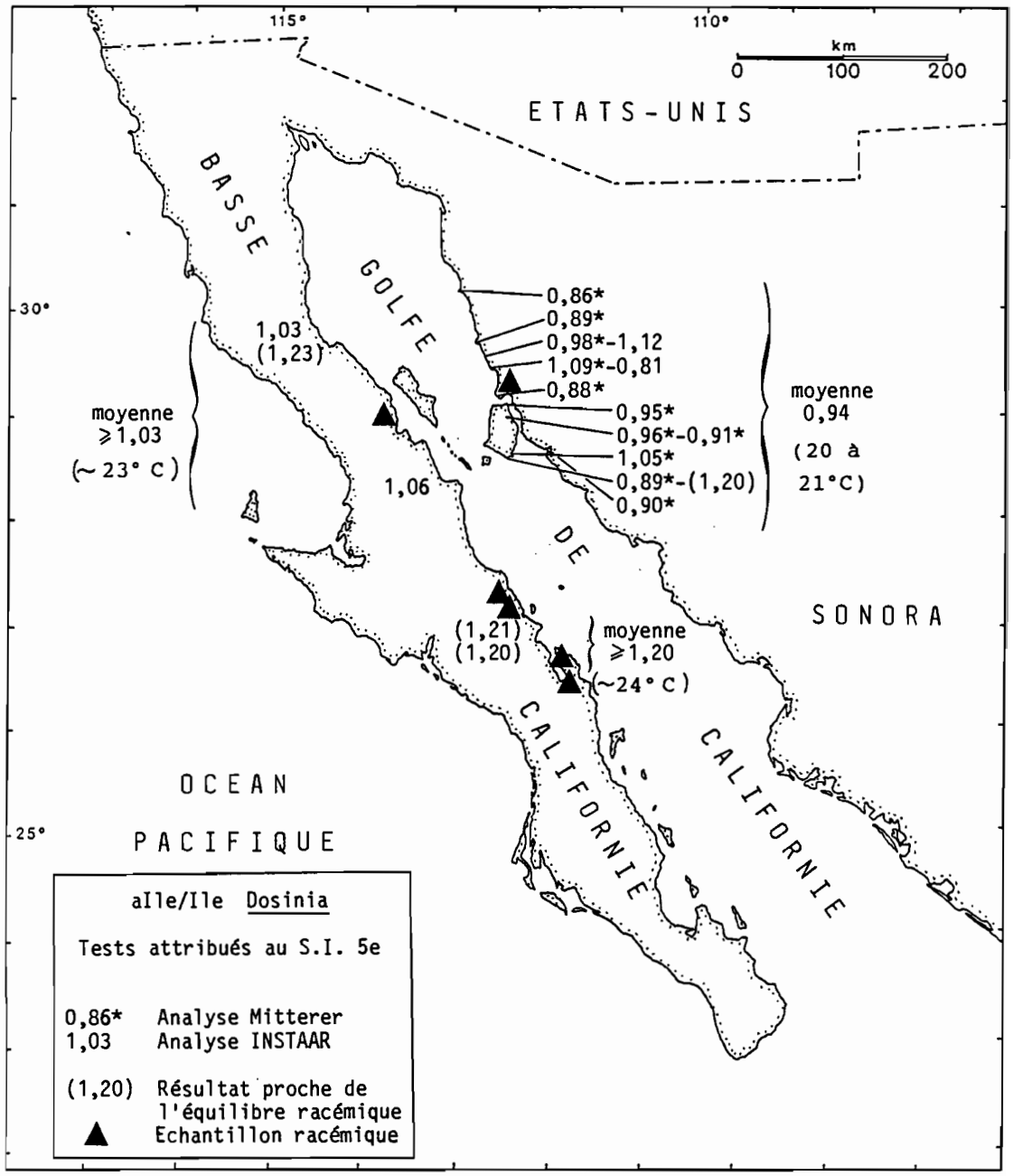


Fig. 7.11. - Comparaison interrégionale des rapports aIle/Ile de tests de Dosinia attribués au dernier interglaciaire (S.I. 5e) dans le Golfe de Californie.

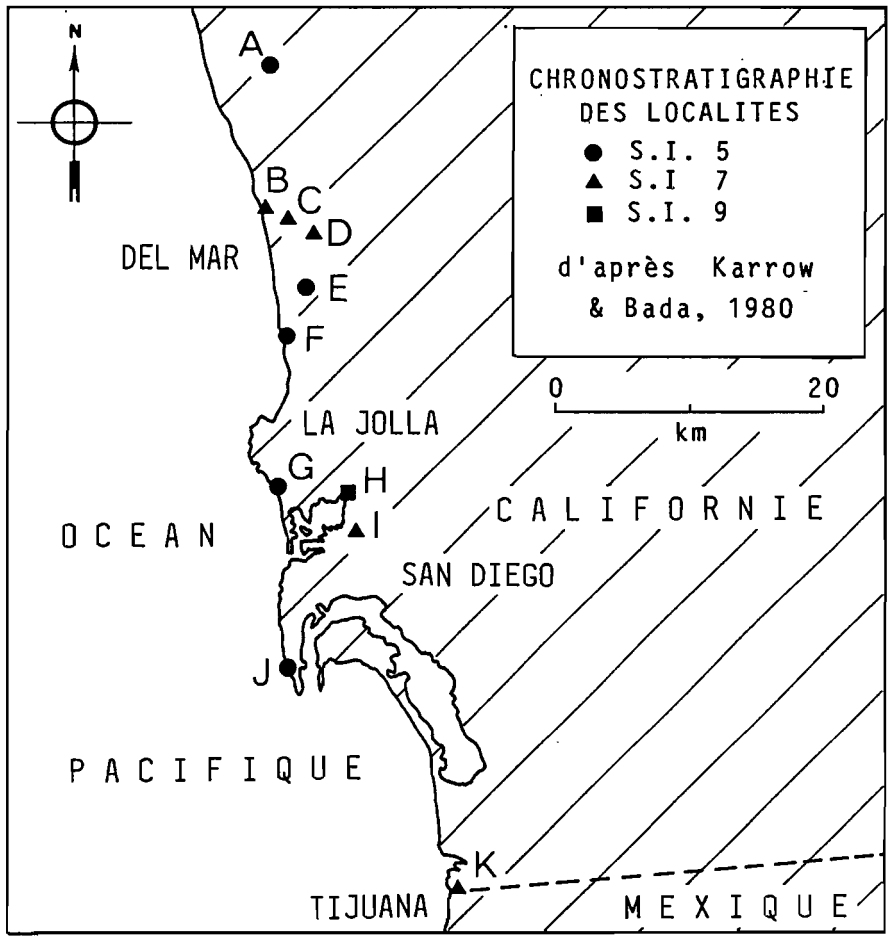


Fig. 7.12. - Localisation des échantillons de Chione du Pléistocène moyen et supérieur de la région de San Diego, ayant fourni des résultats aIle/Ile (Masters & Bada, 1977 ; Karrow & Bada, 1980) : voir la valeur des rapports énantiomériques de chaque localité dans le tabl. 7.12.

Localisation Fig. 7.12		Localité	Ref.biblio. étude loc.	aIle/Ile (ref. biblio)*	Age radiométrique ou âge supposé(S.I.)
Région de San Diego	A	"NE Encinitas 14"	Masters & Bada, 1977	0.30 (1)	5c
	B	"Del Mar 1"	"	0.55 (1)	7
	C	"Del Mar 130"	"	0.59 (1)	7
	D	"Del Mar NE"	Karrow & Bada, 1980	0.58 (2)	7
	E	SDSU 318	Kern, 1977	0.36 (1)	5e
	F	UCLA 3458	Valentine, 1960	0.34 (1)	5e
	G	SDSU 1854	Ku & Kern, 1974	0.39 (1)	5e
	H	SDSU 2276	Kern *et al.*, 1971	0.68 (2)	9
	I	"Tecolote Creek"	Emerson & Chace, 1959	0.51 (2)	7
	J	SDSU 2577	Ku & Kern, 1974	0.36 (1)	121 Ka (5e)
	K	UCMP 9006	Emerson & Addicott, 1953	0.50	7
Bahia Magdalena		AMNH F.6 = CAS 754	Jordan, 1936 Omura *et al.*, 1979 Wehmiller & Emerson, 1980	0.92 (3)	116 Ka (5e)

* (1) : Masters & Bada, 1977
(2) : Karrow & Bada, 1980
(3) : Analyse non publiée, K.King (J.Wehmiller, comm.pers., 1984)

Tabl. 7.12.- Compilation des résultats aIle/Ile de tests de *Chione* provenant de diverses localités de la région de San Diego (Californie) et de la localité de Bahia Magdalena (Basse Californie Sud), sur la côte pacifique (fig. 7.12).

raisonablement avancer l'explication suivante.

Depuis le dernier interglaciaire, les températures auraient été notablement supérieures sur la côte sud-occidentale de Basse Californie, et dans l'ensemble du golfe, par rapport à celles du sud de la Californie et de la côte nord-occidentale de Basse Californie. La différence de températures, entre les périodes glaciaires et l'Actuel, aurait été plus importante dans ces dernières régions que dans les zones, actuellement arides, du sud-ouest de Basse Californie et des rives du Golfe de Californie. Des comparaisons de rapports D/L leucine de tests de Chione du sud californien et de Bahia Magdalena ont, antérieurement, amené Wehmiller et Emerson (1980) à supposer qu'au sud de la péninsule de Vizcaino, la température minimale glaciaire, au Pléistocène supérieur, n'était que de 2°C inférieure à l'actuelle température moyenne annuelle, alors que cet écart thermique s'élevait à 5°C dans la région de San Diego. Les analyses effectuées permettraient d'extrapoler à l'ensemble du Golfe de Californie cette évaluation d'un abaissement de la température de 2°C durant les phases les plus froides du Pléistocène supérieur.

7.1.3.3.3. Conclusions

D'une manière générale, les tests fossiles de lamellibranches du Golfe de Californie sont d'autant plus vite parvenus à l'équilibre racémique que la température moyenne annuelle est plus élevée.

La forte proportion d'échantillons racémiques de Dosinia et de Codakia ne permet pas d'utiliser ces deux genres pour des comparaisons inter-régionales d'ordre paléoclimatique. En revanche les tests de genre Chione d'âge S.I.5 n'apparaissent à l'équilibre racémique que dans quelques cas exceptionnels et dans la seule région (Loreto) où la température actuelle (moyenne annuelle) dépasse 24°C. La fig. 7.13 récapitule les variations de rapports aIle/Ile de tests de Chione analysés, en fonction de la température moyenne annuelle (actuelle) des localités fossilifères.

La figure 7.13 met également en évidence la similitude des conditions de paléotempératures qui ont marqué le Golfe de Californie et la côte sud-occidentale de Basse Californie. Bien que l'écart de température moyenne annuelle actuelle entre San Diego et Bahia Magdalena (ou le golfe) ne soit pas supérieure, en valeur absolue (4°C), à celui qui sépare les zones les plus chaudes des zones les moins chaudes du Golfe de Californie, les écarts de rapports aIle/Ile de tests de Chione sont très nettement supérieures sur la côte pacifique de Basse Californie. Cela traduit une différence de cinétique de la racémisation selon les gammes de températures (16-20°C, 20-24°C), mais révèle également des variations importantes d'histoire thermique des régions considérées, et en particulier un fort gradient de température dans le nord-ouest de Basse Californie lors des périodes glaciaires du Pléistocène supérieur.

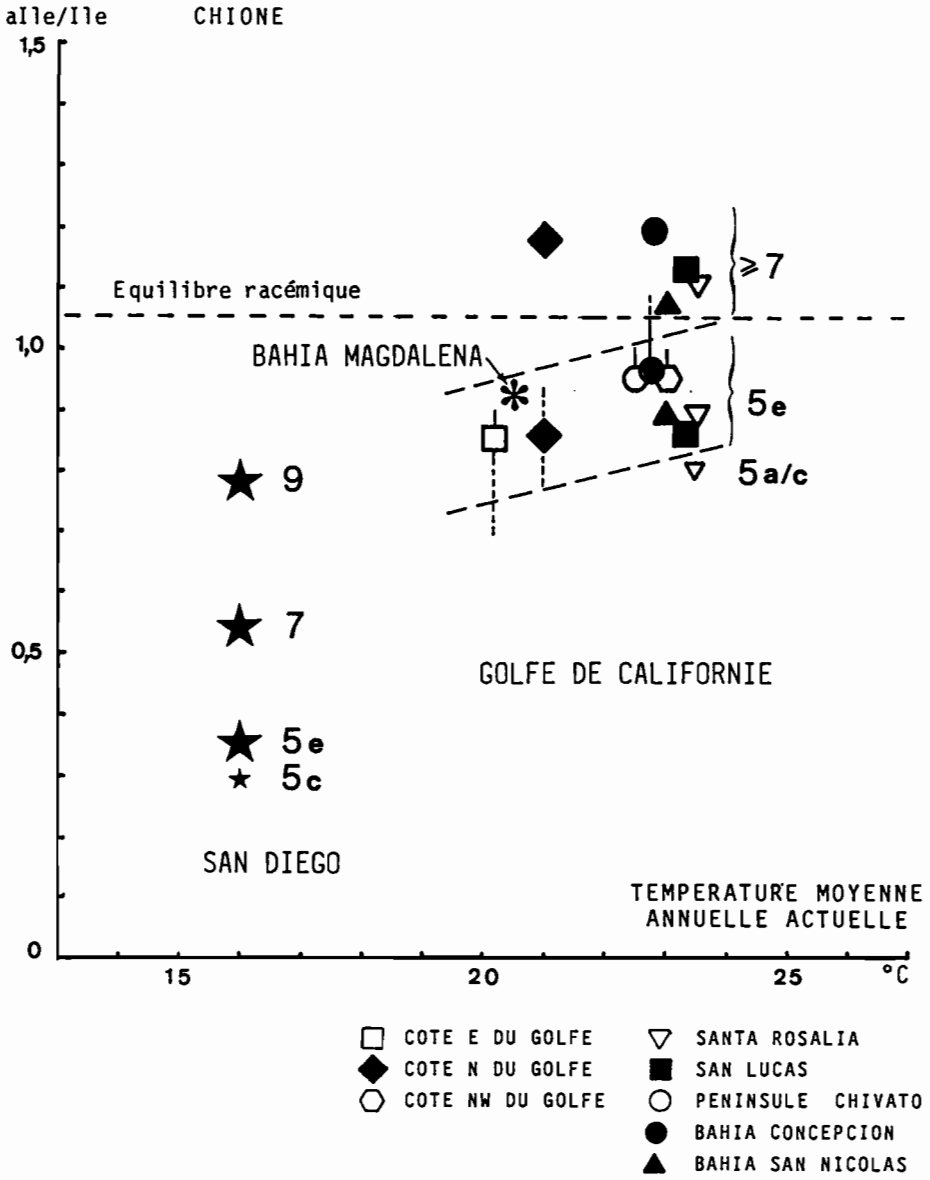


Fig. 7.13. - Relation entre la paléotempérature moyenne annuelle de l'air (actuelle) et les rapports aIle/Ile de tests de Chione de la fin du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur, provenant des régions de San Diego (Californie ; tabl. 7.12), de Bahia Magdalena (cote sud-occidentale de Basse Californie) et du Golfe de Californie.

7.1.3.4. Conclusions chronostratigraphiques

7.1.3.4.1. Confrontations de données radiochronologiques et aminostratigraphiques

Un nombre important des localités datées par des méthodes radiométriques (U/Th et radiocarbone) a fait l'objet d'analyses de racémisation de l'isoleucine. Du fait des incertitudes de représentativité des datations U/Th, les résultats d'analyse de l'isoleucine ne peuvent être "calibrés" sur les âges radiométriques. Au contraire, il semble que les résultats aminostratigraphiques fournissent, au moins dans certains cas, un moyen de contrôler la véracité des âges radiométriques apparents.

Rappelons que sur la côte orientale du Golfe de Californie, où les vitesses de racémisation ont été relativement faibles, les résultats aminostratigraphiques de tests fossiles de Dosinia provenant de la basse terrasse marine infirment la validité de quelques datations radiométriques et suggèrent que ces échantillons sont tous synchrones (120 ka) (fig. 7.14).

Dans le reste du golfe, les températures diagénétiques ont été si élevées que les tests de Dosinia du dernier interglaciaire sont souvent parvenus à l'équilibre racémique.

Le diagramme de la fig. 7.15 confronte les résultats aminostratigraphiques de tests de Chione et les âges radiométriques mesurés dans une dizaine de sites de l'ensemble du golfe. Les tests de Chione provenant de six localités datées par U/Th (58 à 153 ka) fournissent des rapports aIle/Ile variant de 0,84 à 0,98 ; l'écart des rapports énantiomériques est relativement faible, surtout si l'on tient compte des différences de température diagénétique entre les localités. Les données aminostratigraphiques relatives aux tests de Chione semblent donc confirmer que presque tous les échantillons provenant de sites datés par U/Th (fig. 7.15) sont attribuables à une seule et même période de haut niveau marin du début du Pléistocène supérieur. Dans les deux localités datées radiométriquement et pour lesquelles on dispose d'analyses de tests de Codakia (LU 1050a et LU 1040 a), les résultats sont cohérents ; dans la première localité le rapport aIle/Ile est compatible avec l'âge radiométrique apparent (131 ka), tandis que l'autre localité d'âge apparent antérieur (194 ka) n'a livré que des tests à l'équilibre racémique (Codakia, aussi bien que Chione et Dosinia).

7.1.3.4.2. Récapitulation des interprétations chronologiques des résultats aminostratigraphiques

Les analyses aminostratigraphiques de tests fossiles du Golfe de Californie permettent de tirer des conclusions chronologiques, d'ordre qualitatif, dans une proportion d'environ deux cas sur trois (tabl. 7.13). Les localités étudiées ont été réparties en quatre catégories, en fonction des résultats obtenus sur l'ensemble des tests analysés dans chaque site.

La première catégorie, la plus nombreuse, regroupe les localités dans lesquelles les tests de lamellibranches

INTERPRETATION CHRONOLOGIQUE DES DONNEES AMINOSTRATIGRAPHIQUES
DANS LE GOLFE DE CALIFORNIE

Age S.I.5 probable : 24 localités

LP 28, LP 49, LP 58, LP 63, LP 134, LQ 149, LQ 159, LQ 175, LQ 181, LQ 202, LQ 246, LQ 291, LQ 315, LS 642, LS 647, LS 649, LS 660, LU 1005, LU 1021-1022, LU 1027-1028, LU 1046, LU 1050-1051, LU 1054, LU 1109.

Age S.I.5. possible : 9 localités

LQ 141, LQ 287, LQ 415, LT 700, LT 861, LU 1023, LU 1112-1113, LU 1114, LU 1119.

Age probablement antérieur à S.I.5 : 9 localités

LT 866, LU 1008, LU 1036, LU 1040-1041, LU 1053, LU 1059, LU 1064-1065, LU 1066, LU 1110.

Pas d'interprétation possible : 18 localités

LP 107, LQ 165, LQ 243-244, LQ 255, LQ 410, LS 681, LT 732, LT 755, LU 1016, LU 1023, LU 1031, LU 1037, LU 1042, LU 1058, LU 1076-1077, LU 1081, LU 1105, LU 1117.

Tabl. 7.13.- Classement des localités étudiées dans le Golfe de Californie en fonction de l'interprétation chronologique que permettent les résultats aminostratigraphiques des divers tests de lamellibranches obtenus dans chacune d'entre elles. Voir texte pour la définition des critères utilisés pour chaque catégorie.

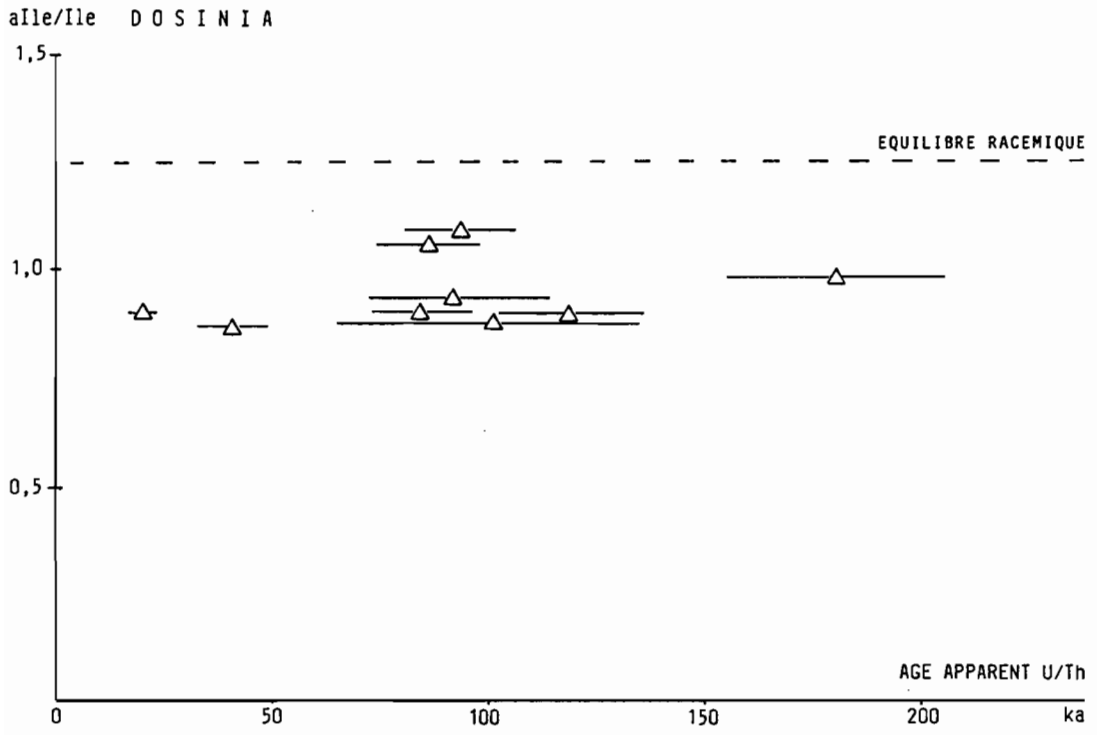


Fig. 7.14.- Confrontation des âges radiométriques apparents U/Th et des résultats aIle/Ile obtenus à partir des mêmes individus de Dosinia, dans neuf localités de la côte orientale du Golfe de Californie. Seuls les résultats des analyses effectuées par R. Mitterer ont été pris en compte (tabl. 7.3).

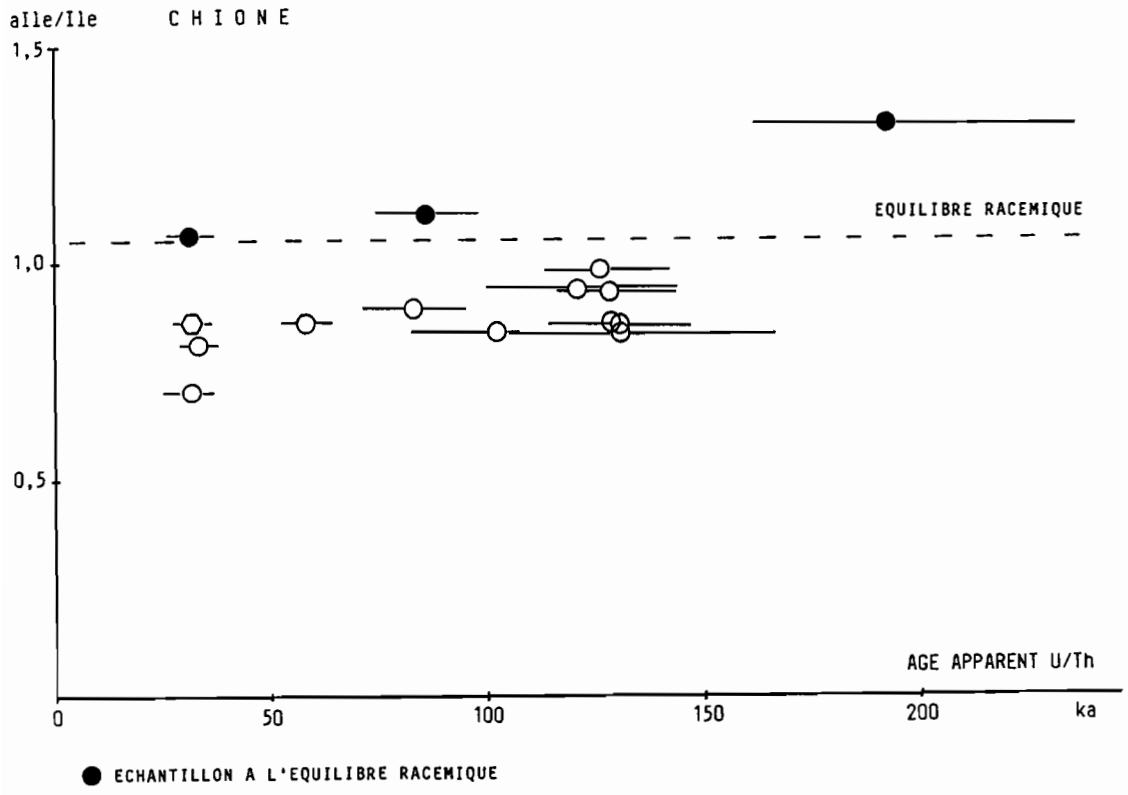


Fig. 7.15.- Confrontation de résultats aIle/Ile de tests de Chione et d'âges radiométriques apparents (U/Th et ^{14}C) des localités correspondantes. Les âges radiométriques indiqués ont été obtenus sur divers matériels (coraux, tests de Dosinia ou de Chione).

ne sont pas racémiques et que, en conséquence, l'on attribue au Pléistocène supérieur (généralement le plus haut niveau marin du dernier interglaciaire).

Dans la deuxième catégorie sont réunies les localités pour lesquelles on dispose de plusieurs résultats aminostratigraphiques, les uns proches de l'équilibre racémique et les autres inférieurs à cette valeur d'équilibre ; on considère que ces localités sont "vraisemblablement d'âge S.I.5" (les tests devant leur état racémique à des phénomènes d'altération ponctuels, ne seraient pas significatifs).

La troisième catégorie est formée par les localités où plusieurs échantillons, comprenant au moins un test de Chione (qui racémise moins vite que les autres genres), sont racémiques ; ces localités ont de fortes probabilités d'être d'âge antérieur au dernier interglaciaire.

Enfin, la quatrième catégorie concerne toutes les localités pour lesquelles on ne dispose pas de résultat fiable, ou dont les tests analysés, appartenant à un seul genre de lamellibranche, sont racémiques ; dans ce dernier cas, aucune interprétation chronologique ne peut être faite.

Du fait des conditions thermiques élevées et de la faible épaisseur des dépôts littoraux dans le Golfe de Californie, la variabilité des histoires thermiques d'un échantillon à l'autre (et, a fortiori, d'une localité à l'autre) est un obstacle important pour la discrimination éventuelle, par aminostratigraphie, de dépôts d'âges distincts au sein du dernier interglaciaire.

L'un des cas rencontrés où les arguments aminostratigraphiques et morphostratigraphiques semblent assez probants pour lever une indétermination chronostratigraphique, est celui des deux plus basses terrasses de la région de Santa Rosalia. Le fait que la seconde (la plus ancienne) de ces terrasses ait fourni des échantillons non parvenus à l'équilibre racémique, et que les rapports énantiomériques de certains des fossiles (Chione) de la plus basse terrasse soient particulièrement faibles, conduit à modifier une interprétation morphostratigraphique antérieure (Ortlieb, 1981a) et à distinguer deux fluctuations marines (S.I.5e et S.I.5a/c) au cours du dernier interglaciaire.

7.2. AMINOSTRATIGRAPHIE DE LA COTE PACIFIQUE DE BASSE CALIFORNIE

7.2.1. Introduction

7.2.1.1. Objectifs et méthode d'étude

Les études de racémisation des acides aminés réalisées jusqu'à présent sur la côte occidentale de la péninsule de Basse Californie, concernaient quatre localités éloignées les unes des autres : Bahia Magdalena (Wehmiller & Emerson, 1980), Bahia Tortugas (Emerson et al., 1980), Santa Rosalillita (Woods, 1980), et Camalu (Valentine, 1980). Les localités analysées dans le cadre de cette étude se répartissent dans le centre ouest de la péninsule entre Salina Cuarenta et Punta Cono, l'essentiel des échantillons

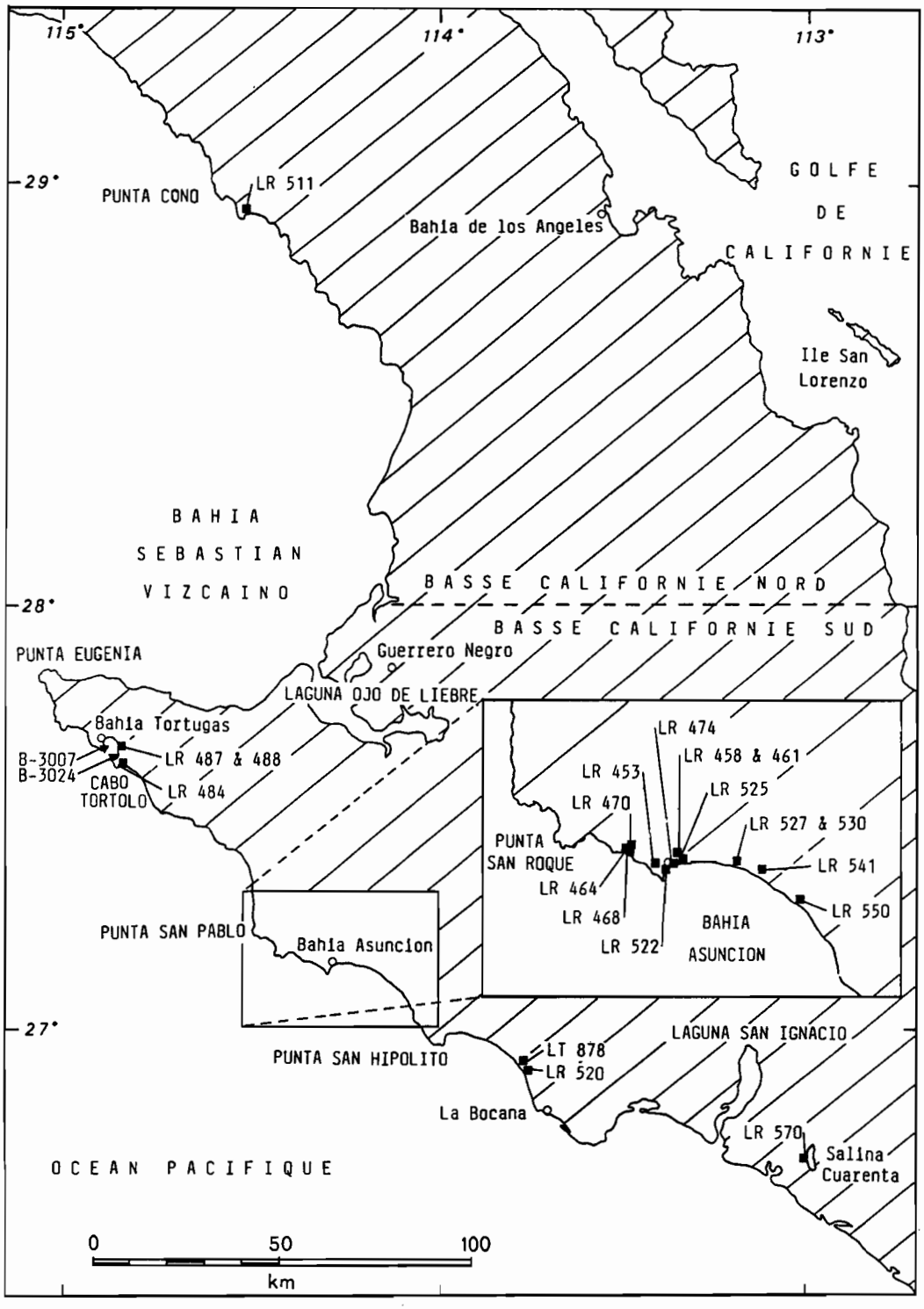


Fig. 7.16.- Localisation des échantillons analysés pour l'étude de racémisation des acides aminés, sur la côte occidentale de Basse Californie. Les localités B-3007 et B-3024 (Univ. of Calif. Museum of Paleontol., Berkeley) ont été étudiées par Emerson et al., 1981.

provenant de la zone de Bahia Asuncion (Keenan et al., 1984) (fig. 7.16).

L'ensemble de ces travaux permet de prolonger, vers le sud, les études déjà approfondies sur la racémisation des acides aminés des tests de mollusques provenant de terrasses marines quaternaires de la côte ouest des Etats-Unis (Wehmiller et al., 1977a ; Lajoie et al., 1979 ; Kennedy et al., 1982 ; Wehmiller, 1982a ; etc.). Ainsi les études aminostratigraphiques sur la façade pacifique de la péninsule de Basse Californie, dans une région marquée par des températures diagénétiques nettement plus élevées qu'en Californie, amèneront à modifier le modèle de racémisation des acides aminés élaboré récemment par Wehmiller (1982).

Dans la mesure où les études aminostratigraphiques ne sont pas les premières dans la région, les interprétations chronostratigraphiques des résultats obtenus peuvent s'appuyer sur une calibration antérieure (d'autant que l'ensemble des analyses ont été effectuées dans le même laboratoire, celui de J. Wehmiller, University of Delaware at Newark). De plus, comme dans le Golfe de Californie, on confrontera la méthode géochronologique basée sur les déséquilibres de l'uranium et les études de racémisation des acides aminés. Le principal moyen de contrôle des interprétations aminostratigraphiques reste cependant le contexte morphostratigraphique des sites échantillonnés.

7.2.1.2. Analyses effectuées

7.2.1.2.1. Procédure opératoire

Les procédures opératoires suivies par J. Wehmiller et E. Keenan dans leurs analyses sont décrites en détail dans les travaux de Kvenvolden et al., (1972), Frank et al., (1977) , Wehmiller & Emerson (1980), et Keenan (1982).

La fraction hydrolysée totale des acides aminés est analysée sur un chromatographe en phase gazeuse, à colonne capillaire. Deux méthodes de dérivation des hydrolysats ont été utilisées : soit à l'aide d'isopropanol (acide N-trifluoroacétique-isopropyle) soit à l'aide de butanol (NTFA-(+)-2-butyle). Les résultats obtenus par l'une et l'autre méthodes analytiques sont comparables, sauf en ce qui concerne la leucine : les résultats obtenus avec l'isopropanol doivent, pour être comparés aux autres, être convertis selon l'équation suivante (Emerson & Wehmiller, 1980) :

$$D/L_{Leu(But.)} = 1{,}029\ (D/L_{Leu(Isoprop.)}) + 0{,}014$$

(Cette correction a été faite systématiquement sur tous les résultats d'analyses concernés qui sont mentionnés dans ce chapitre).

Le programme de chauffage des dérivés du butanol peut se résumer de la façon suivante : augmentation de 115° à 140°C à un taux de 1,5°/mn, 36 minutes en palier à 140°C, puis augmentation jusqu'à 165°C à un taux de 2°/mn, et enfin 150 minutes en palier (à 165°C).

Les rapports énantiomériques D/L de chaque acide aminé sont mesurés à partir de la valeur moyenne de hauteur de pic de chaque espèce énantiomérique sur au moins deux chromatogrammes. La méthode permet de calculer les rapports D/L d'au moins sept des principaux acides aminés : leucine, acide glutamique, valine, alanine, proline, phénylalanine et acide aspartique. Les rapports énantiomériques aIle/Ile sont mesurés avec une précision moindre et une reproductibilité moins bonne que pour les autres acides aminés, et ne peuvent être comparés avec ceux obtenus par chromatographie en phase liquide.

Afin de simplifier la présentation des résultats et la discussion, on ne se réfèrera ici qu'aux résultats concernant la leucine et la valine, qui sont les acides aminés dont les rapports énantiomériques apparaissent les plus cohérents et qui sont les plus fiables, surtout dans les échantillons les plus anciens. Les résultats analytiques des autres acides aminés, pour chacun des échantillons traités sont indiqués en annexe I de la thèse de PhD de E. Keenan (1982).

7.2.1.2.2. Matériel analysé

Les 53 tests de lamellibranches pléistocènes analysés sur la côte pacifique de la péninsule, proviennent de 19 localités distinctes (fig. 7.16). Dans la moitié des localités un seul test fossile a été étudié ; dans les autres, deux ou plusieurs tests, de genres différents, ont été analysés.

Les genres de lamellibranches qui ont été sélectionnés, Tivela (T. stultorum), Saxidomus (S. nutalli), Macoma (sp.) et Chione (C. sp., C californiensis et C gnidia) sont ceux pour lesquels on disposait de données antérieures en termes de vitesses de racémisation des acides aminés (Wehmiller et al., 1977a ; Lajoie et al., 1980). Les genres Tivela et Chione, appartenant à la famille des Veneridae, racémisent un peu moins vite que le genre Saxidomus (même famille) et sensiblement moins vite que le genre Macoma (famille des Tellinidae) (paragr. A7.4.3). Par des mesures répétées sur des fossiles de genres différents, provenant de mêmes localités, il est possible d'établir empiriquement des équations de correspondance pour les rapports D/L des différents acides aminés, entre les différents genres (Lajoie et al., 1980) ; cette démarche permet évidemment de réaliser des comparaisons entre localités distinctes dans lesquelles on dispose de résultats concernant des genres différents.

Les fragments de tests analysés ont été prélevés systématiquement dans la partie centrale, la plus épaisse, en arrière de la zone du crochet.

7.2.1.2.3. Précision et reproductibilité des mesures

La précision des mesures, pour des analyses répétées sur un même test ou sur des tests de même genre et d'une même localité, est en général de 5 à 10 %, du même ordre de grandeur que celle des autres études effectuées sur la côte ouest des Etats-Unis (Wehmiller et al., 1977a).

Deux séries de 10 échantillons de Tivela et de Chione

provenant de deux localités distinctes (LR 570 et LT 878, localisation fig. 7.16), ont été analysées pour évaluer la reproductibilité des mesures (fig. 7.17). Les déviations standard de D/L leucine et D/L valine, pour chacune des deux populations, sont inférieures à 5 %, et sont moindres pour Chione que pour Tivela. On observe que les deux nuages de points de la fig. 7.17 sont allongés : les tendances ainsi révélées correspondent à des différences individuelles réelles et cohérentes (altération variable selon les conditions de gisement) et non à des artefacts de mesure.

Par ailleurs, les mesures multiples sur des échantillons de LR 570 permettent de confirmer que les variations interspécifiques, au sein du genre Chione, sont négligeables, puisque les trois échantillons de Chione gnidia ne présentent pas de différences statistiquement significatives vis-à-vis des échantillons de Chione californiensis (fig. 7.17, tabl. 7.14).

7.2.2. Les résultats et interprétations aminostratigraphiques

7.2.2.1. Les résultats d'ensemble

La grande majorité des échantillons analysés proviennent d'une région d'extension limitée sur la façade sud-occidentale de la péninsule de Vizcaino ; on peut donc considérer que les variations de température, au sein de cette région, ont été peu importantes. Seules deux localités sont relativement éloignées de la zone de Bahia Asuncion : Punta Cono au nord (LR 511) et Salina Cuarenta au sud (LR 570).

Les résultats des analyses de la leucine et de la valine de l'ensemble des échantillons sont indiqués dans le tabl. 7.14 et la fig. 7.18. Les valeurs des rapports D/L valine, variant entre 0,292 et 0,907, permettent de distinguer quatre groupes d'échantillons dont les moyennes D/L valine sont : 0,314 ; 0,519 ; 0,678 et 0,855 . En ce qui concerne la leucine, les rapports énantiomériques varient, de façon continue, de 0,469 à 1,003 (cette dernière valeur représentant l'équilibre racémique). On observe que les valeurs D/L leucine des échantillons de chacun des groupes déterminés par les résultats D/L valine s'ordonnent en quatre sous-ensembles ne se recoupant pratiquement pas (fig. 7.18). Les valeurs moyennes de rapports énantiomériques de la leucine de ces groupes sont respectivement de 0,490 ; 0,639 ; 0,755 et 0,877 (fig. 7.18). Cette séparation de l'ensemble des résultats en quatre groupes apparaît avec un plus grande netteté dans le diagramme D/L leucine - D/L valine de la fig. 7.19.

Deux échantillons ne s'insèrent pas dans ces quatre groupes (ou aminozones). L'échantillon LR 458 semble appartenir au groupe IV du point de vue de la valine, et au groupe III du point de vue de la leucine ; sa position stratigraphique (paragr. 5.2.3.2.5) en fait clairement un échantillon antérieur à LR 461, de sorte que l'on peut conclure que c'est la valeur D/L leucine qui est anormalement faible.

Quant à l'échantillon LR 488, il présente un

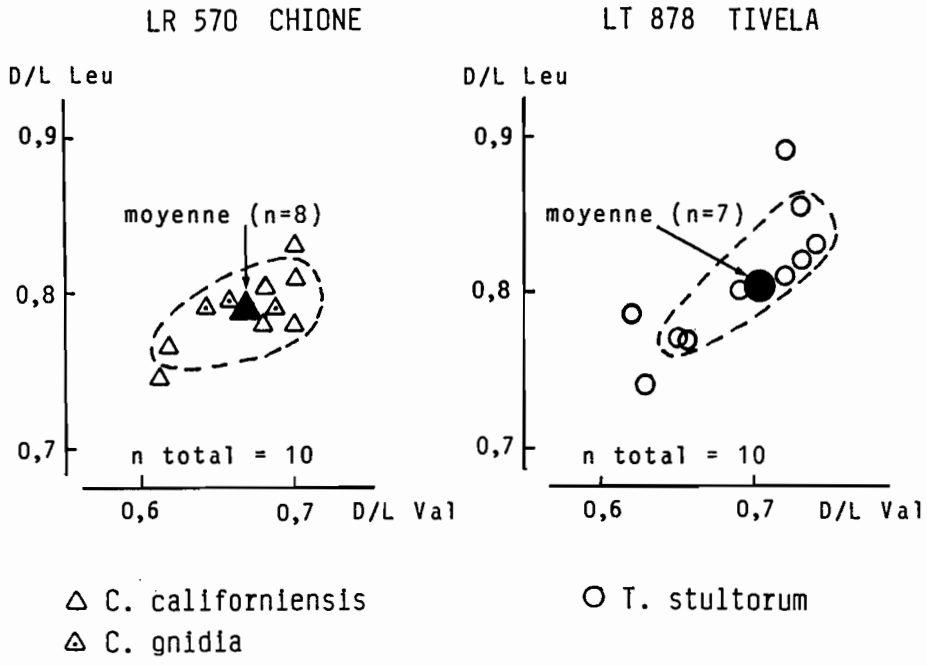


Fig. 7.17.- Dispersion des résultats D/L leucine- D/L valine de deux séries d'échantillons (LR 570, Chione et LT 878, Tivela) provenant de deux sites distincts (localisation fig. 7.16). Les résultats les plus fiables, dans les enveloppes en pointillés, sont ceux qui sont pris en compte pour le calcul des valeurs moyennes figurées ici en symbole plein, et repris dans les fig. 7.18 et 7.19.

N°échant.	Genre (1)	N° Labo (2)	LEUCINE			VALINE			Amino-zone	Age radio-métrique (ka)	Age amino-stratigr. (S.I.) (3)	REMARQUES
			Mesure indiv.	Moyenne Genre	Equiv. Prototh.	Mesure indiv.	Moyenne Genre	Equiv. Prototh.				
LR 474a	T.s.	78-66	0.518			-			I	-	5?	Résultat incomplet
LR 474b	T.s.	79-16	0.469	0.469		0.292	0.292					
LR 487a	M	80-42	0.612			0.484						
LR 487b	M	80-52	0.765			0.652						
LR 487c	M	80-53	0.661	0.648	0.511	0.535	0.511	0.335	I?	150	5	
LR 487d	M	80-54	0.671			0.514						
LR 488x	T.s.	78-82	0.663	0.663		0.680	0.680		?			Résultat douteux
LR 511	T.s.	78-85	0.600	0.600		0.540	0.540		II	-	5	
LR 522a	T.s.	78-67	0.630	0.630		0.510	0.510		II	235	⩾ 5	
LR 525b	T.s.	80-2	0.689	0.689		0.506	0.506		II	-	⩾ 5	
LR 464a	T.s.	78-52	0.765	0.765		0.730	0.730		III	-	7?	
LR 468a	S.n.	80-1	0.757		0.723	0.678		0.670	III	-	⩾ 5	
LR 468b	T.s.	80-25	0.768	0.768		0.672	0.672					
LR 484a	T.s.	78-86	0.729	0.729		0.630	0.630		III	52/285	7?	
LR 520x	T.s.	78-83	0.730	0.730		0.735	0.735		III	97/114	7?	
LR 541a	T.s.	78-84	0.735	0.735		0.617	0.617		III	(excès Ie)	⩾ 7	
LR 570a	C.g	80-12	0.730			-						Résultat incomplet
LR 570b	C.g	80-13	0.789			0.685						
LR 570c	C.g	80-14	0.792			0.640						
LR 570d	C.g	80-15	0.796			0.656						
LR 570a	C.c	80-17	0.781			0.681						
LR 570f	C.c	80-18	0.802	0.790		0.681	0.670		III	-	7?	
LR 570g	C.c	80-19	0.766			0.617						
LR 570h	C.c	80-21	0.828			0.698						Résultat douteux
LR 570i	C.c	80-22	0.782			0.698						
LR 570j	C.c	80-23	0.810			0.703						
LR 570k	C.c	80-16	0.845			0.611						Résultat douteux
LT 878a	T.s.	80-29	0.777			0.650						
LT 878b	T.s.	80-30	0.807			0.724						
LT 878c	T.s.	80-31	0.803			0.693						
LT 878d	T.s.	80-33	0.891			0.719						Résultat douteux
LT 878e	T.s.	80-34	0.819	0.804		0.726	0.703		III	-	7?	
LT 878f	T.s.	80-35	0.742			0.629						
LT 878g	T.s.	80-36	0.828			0.737						
LT 878h	T.s.	80-37	0.776			0.661						
LT 878i	T.s.	80-38	0.783			0.627						
LT 878j	T.s.	80-39	0.856			0.728						
LR 453a	S.n	80-8	0.873	0.918	0.890	0.723	0.803	0.800	IV	-	⩾ 9	
LR 453b	S.n.	80-9	0.963			0.882						
LR 458a	T.s.	78-60	0.880	0.887		0.900	0.879		IV	(Excès Ie)	⩾ 7	
LR 458c	T.s.	79-20	0.893			0.857						
LR 458d	S.n.	79-21	0.828		0.797		0.862	0.861				Résultat douteux (Leucine)
LR 461a	C.c.	80-47	0.893			0.891						
LR 461c	C.c.	80-48	0.894	0.894		0.876	0.853		IV	-	⩾ 7	
LR 461d	C.c.	80-50	0.894			0.791						
LR 461e	C.c.	80-51	1.003			0.795						Equilibre racémique (Leucine)
LR 470a	T.s.	78-56	0.870	0.870		0.895	0.895		IV	⩾400ka	⩾ 9	
LR 527a	C.	80-41	0.934	0.894		0.907	0.854		IV	-	⩾ 7	
LR 527b	C.	80-55	0.853			0.801						
LR 527c	S.n.	80-40	0.958		0.931	0.879		0.879				
LR 530a	T.s.	78-59	0.858	0.858		0.862	0.862		IV	(Excès Ie)	⩾ 7	
LR 550a	T.s.	78-81	0.865	0.872		0.830	0.813		IV	⩾ 200	⩾ 7	
LR 550b	T.s.	78-18	0.879			0.796						

(1) T.s.: *Tivela stultorum*; M: *Macoma sp.*; S.n: *Saxidomus nuttalli*; Cg: *Chione gnidia*; C.c: *Chione californiensis*; C: *Chione* sp.;
(2) Analyses E.Keenan
(3) S.I. = stades isotopiques 5 (∿ 120 ka), 7 (∿ 200 ka) et 9 (∿ 300 ka).

Tabl. 7.14.- Rapports énantiomériques (Leucine et Valine) des tests de lamellibranches pleistocènes analysés sur la côte occidentale de Basse Californie (localisation des échantillons fig. 7.16) et comparaison des interprétations aminostratigraphiques avec les résultats des études radiométriques et morphostratigraphiques.

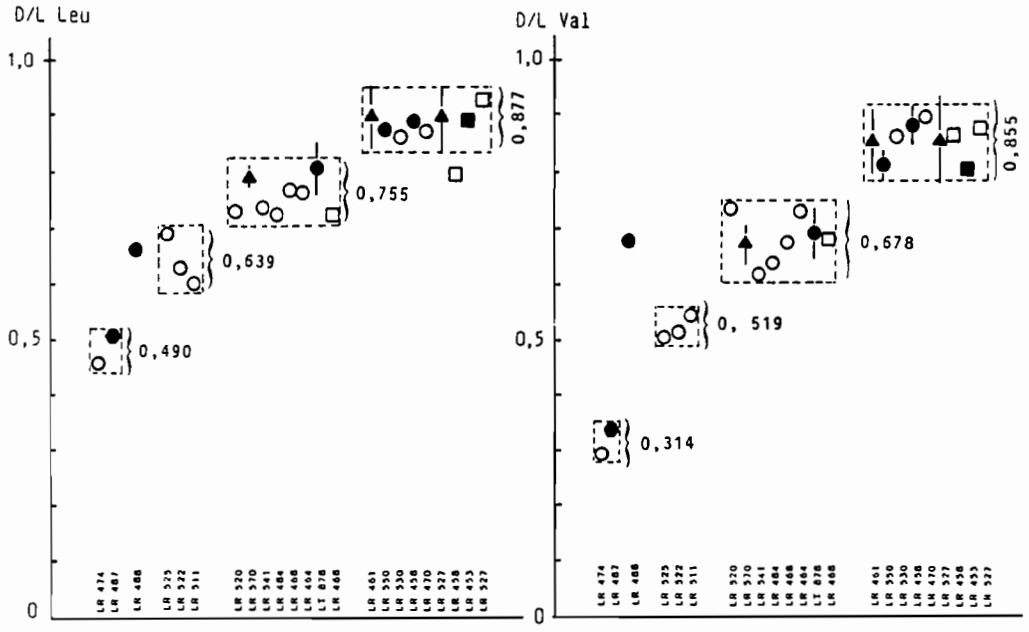


Fig. 7.18.- Regroupement des valeurs D/L leucine et D/L valine de l'ensemble des échantillons analysés sur la côte occidentale de Basse Californie, en quatre sous-ensembles homothétiques. Les valeurs concernant les tests de Macoma et Saxidomus ont été converties en équivalent Protothaca (tabl. 7.14). Les symboles pleins figurent les valeurs moyennes de deux ou plusieurs échantillons, et les barres verticales correspondent à la gamme des variations individuelles. Deux échantillons (LR 488 et LR 458) se détachent des groupes ainsi formés (voir texte).

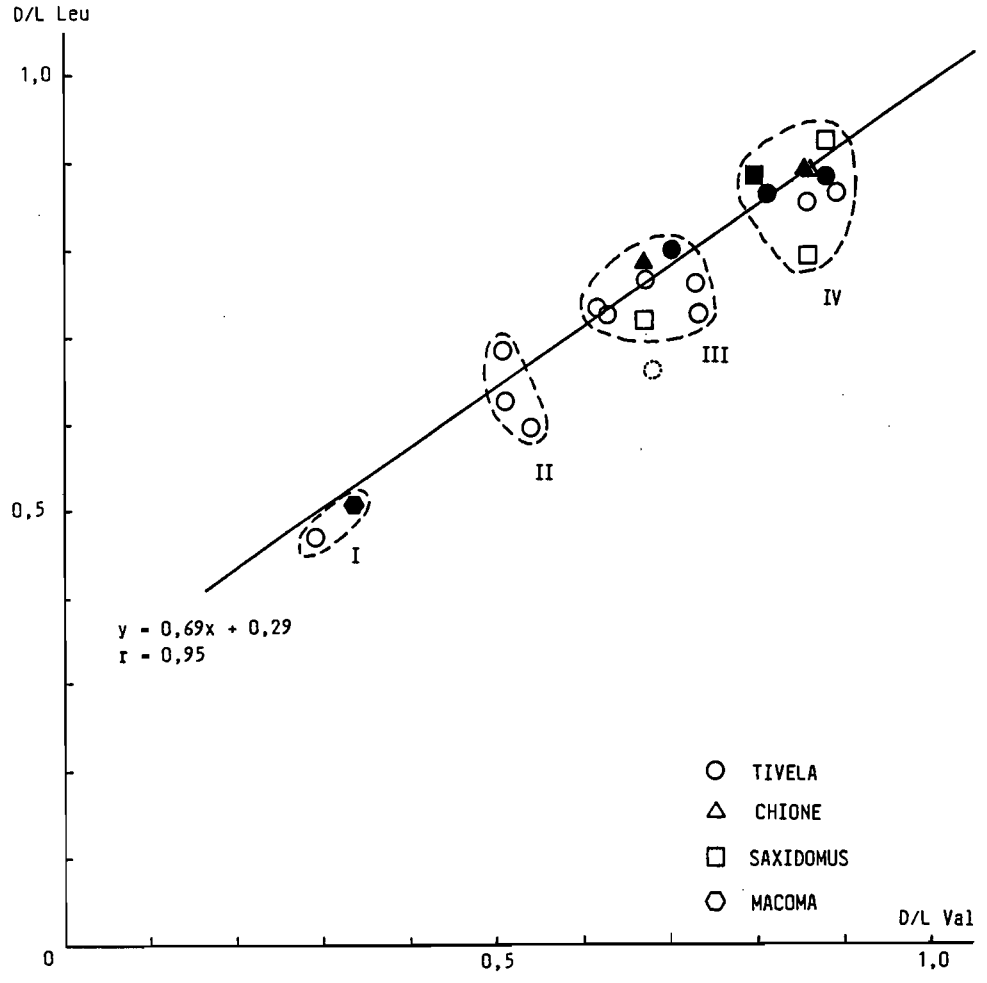


Fig. 7.19.- Diagramme D/L leucine-D/L valine des tests de lamellibranches de la côte occidentale de Basse Californie mettant en évidence quatre groupes de valeurs (aminozones) (voir tabl. 7.14 et fig. 7.18). Les symboles pleins figurent les résultats moyens à partir de plusieurs échantillons de même genre et de même localité. La droite et le coefficient de regression ont été calculés à partir de l'ensemble des résultats sauf l'échantillon LR 488 (en pointillé).

rapport D/L valine correspondant au groupe III et un rapport D/L leucine du type du groupe II ; comme cet échantillon provient de la même localité que LR 487 (groupe I), il est probable qu'aucun des résultats (D/L valine) n'est représentatif.

L'échantillon LR 511 constitue un cas particulier puisqu'il fournit un rapport D/L leucine un peu plus faible que le groupe II et un rapport D/L valine légèrement plus élevé que les deux autres échantillons du groupe II ; sa provenance plus septentrionale et la température diagénétique certainement inférieure qu'il a subie expliquent les légers écarts constatés.

7.2.2.2. Interprétation chronostratigraphique d'ensemble

Les groupes de valeurs de rapports énantiomériques (aminozones) définis dans les fig. 7.18 et 7.19 permettent d'élaborer une chronostratigraphie régionale du centre ouest de Basse Californie.

Les conditions thermiques actuelles (fig. A2•3) variant peu entre les localités étudiées (sauf pour LR 511 et peut-être, LR 570), on peut supposer que les différences de rapports D/L entre les groupes d'échantillons correspondent à des différences d'âges. Le problème consiste alors à attribuer chaque groupe à une période (interglaciaire ou, éventuellement, interstadiaire) de haut niveau marin.

A titre d'hypothèse de départ on se fondera sur les interprétations morphostratigraphiques (tabl. 7.14) et sur les résultats aminostratigraphiques obtenus antérieurement en Basse Californie. On rappellera brièvement qu'à Bahia Tortugas, des échantillons de Chione et de Saxidomus, attribués au dernier interglaciaire, ont fourni des résultats D/L leucine de 0,57 à 0,67 (Emerson et al., 1981) et qu'à Bahia Magdalena, où les températures ont été supérieures à celles de la région de Vizcaino, des tests de Chione de la terrasse "Magdalena" (datée de 116 ka par Omura et al., 1979) ont fourni des rapports D/L leucine de 0,70 (Wehmiller & Emerson, 1980).

En fonction de ces résultats, on envisagera que les groupes I et II correspondent à deux stades du dernier interglaciaire (S.I. 5a ? et S.I.5e), que le groupe III corresponde à l'interglaciaire antérieur (S.I.7) et que le groupe IV représente les échantillons d'âge antérieur à S.I.7 (S.I.9, S.I.11, etc.). Cette interprétation provisoire est discutée, région par région, en la confrontant aux quelques âges radiométriques disponibles et aux données morphostratigraphiques.

7.2.3. Aminostratigraphie régionale

7.2.3.1. La région Bahia Asuncion-Laguna San Ignacio

7.2.3.1.1. Bahia Asuncion

7.2.3.1.1.1. Rappel des données morphostratigraphiques et radiométriques

Onze localités ont été échantillonnées dans un périmètre de 10 km autour du village de Bahia Asuncion (localisation fig. 7.16), et deux autres localités étudiées sont situées dans la partie centrale de la baie d'Asuncion.

Deux de ces localités (LR 453 et LR 470), situées à une altitude d'une trentaine de mètres et présentant des dépôts littoraux largement altérés et encroûtés, sont supposées être d'âge $\gg$ S.I.9. Sept autres localités (LR 464, LR 458, LR 461, LR 527, LR 530, LR 541 et LR 550), d'altitude de +10 à +20 m, sont supposées être d'âge $\geq$ S.I.7 (tabl. 7.14). Enfin, les quatre dernières localités (LR 468, LR 474, LR 522 et LR 525) sont attribuées à l'un des deux derniers interglaciaires ; les critères morphostratigraphiques ne permettent pas de trancher nettement entre un âge S.I.5 et un âge S.I.7 pour ces derniers dépôts littoraux (paragr. 5.2.3.2).

Six des localités citées ont fait l'objet de datations U/Th ; trois d'entre elles ont fourni des résultats chiffrés : LR 522 ($\gg$ 200 ka), LR 550 ($\gg$ 200 ka) et LR 470 ($\gg$ 400 ka) et les trois autres échantillons soumis à l'analyse U/Th (LR 458, LR 530 et LR 541) présentent des excès d'Io (paragr. 6.2.3.2).

7.2.3.1.1.2. Chronologie aminostratigraphique

Selon le modèle d'interprétation des données aminostratigraphiques proposé ci-dessus, les résultats obtenus sur les échantillons de cette région (tabl. 7.14 et fig. 7.19 se décomposent de la façon suivante :

- groupe I : LR 474 ;
- groupe II : LR 522 et LR 525 ;
- groupe III : LR 468, LR 464 et LR 541 ;
- groupe IV : LR 453, LR 458, LR 461, LR 470, LR 527, LR 530 et LR 550.

On note que dans trois localités, les tests fossiles de genres différents donnent des résultats cohérents (même groupe aminostratigraphique), et que, dans plusieurs localités, les résultats obtenus correspondent à deux (voire quatre) tests de même genre (tabl. 7.14). Ces observations plaident en faveur d'une réelle représentativité des données aminostratigraphiques.

Le test de Tivela de la localité LR 474 (groupe I) apparaît nettement moins racémisé que ceux, de même espèce, des localités LR 522 et LR 525 (groupe II). Si, malgré l'âge apparent U/Th de l'échantillon LR 522, ces deux dernières localités correspondent au maximum du dernier interglaciaire (S.I.5e), le site LR 474 pourrait être plus jeune de quelques dizaines de milliers d'années et pourrait correspondre à un haut niveau marin vers 80 ka (S.I.5a ?).

La position morphostratigraphique de chacun des sites du groupe III (LR 464, LR 468 et LR 541) est compatible avec l'âge S.I.7 suggéré par les interprétations aminostratigraphiques.

En ce qui concerne le dernier groupe (IV), certaines localités (LR 453 et LR 470) sont incontestablement assez anciennes et un âge au moins égal à 300 ka est envisageable (S.I. >=9). Dans la majorité des cas, cependant, ces données aminostratigraphiques contredisent une attribution des dépôts littoraux au S.I.9.

Dans le cas de la localité LR 461, par exemple, les rapports D/L leucine et D/L valine de trois tests de Chione semblent témoigner d'une racémisation accélérée ; plusieurs arguments morphostratigraphiques sont en faveur d'une telle interprétation :

- le niveau LR 461 est séparé de la couche LR 458 (S.I.7 ou 9 ?) par un dépôt continental qui suggère qu'il s'est écoulé un cycle glaciaire/interglaciaire (ou seulement stadiaire/interstadiaire ?) entre les deux phases de sédimentation littorale ;
- le niveau LR 461, qui affleure à une altitude de +12 m seulement, présente des sédiments peu altérés et peu indurés qui évoquent ceux de la transgression du dernier interglaciaire.
- une corrélation stratigraphique entre cette localité LR 461 et celle de LR 525 (groupe II) est proposée (paragr. 5.2.3.2.5).

Enfin, on remarque que les résultats du quatrième test de Chione (LR 461e) de cette localité a été éliminé du fait de la racémisation totale de la leucine (seule valeur d'équilibre racémique obtenue dans la région) ; il paraît donc probable que certains phénomènes diagénétiques propres à cette localité soient responsables des valeurs élevées des rapports énantiomériques mesurés. On considère que l'âge de la localité est celui du dernier interglaciaire (tout au plus de l'avant-dernier interglaciaire).

Dans le cas d'au moins trois autres localités classées dans le groupe IV (LR 527, LR 530 et LR 550) des arguments morphostratigraphiques suggérant leur appartenance au S.I.7. (paragr. 5.2.3.2).

Le groupe IV serait donc composé à la fois d'échantillons provenant de terrasses marines datant de 300 ou 400 ka (âges apparents U/Th) (S.I.9 ?), et de dépôts littoraux plus récents (S.I.7, et peut être même S.I.5) ; les tests de lamellibranches de ces derniers dépôts, plus récents, devraient la valeur élevée des rapports énantiomériques à des élévations locales de température diagénétique ayant accéléré la cinétique de la racémisation (paragr. A7.3).

En conclusion, dans la zone de Bahia Asuncion, les résultats aminostratigraphiques semblent suffisamment fiables pour suppléer aux imprécisions morphostratigraphiques et permettre de proposer une chronostratigraphie. Dans le

groupe IV, cependant, il semble y avoir à la fois des échantillons d'âge S.I.9 et des tests d'âge plus récent dont le processus de racémisation a été accéléré. Les résultats aminostratigraphiques qui relèvent du groupe IV ne peuvent donc fournir d'indications chronologiques que dans le cas de fossiles dont on est sûr qu'ils sont antérieurs à l'avant-dernier interglaciaire.

7.2.3.1.2. Bahia San Hipolito-Laguna San Ignacio

Chacune des trois localités étudiées au sud-est de la baie d'Asuncion (LR 520, LT 878 et LR 570, fig. 7.16) pose des problèmes morphostratigraphiques. Du fait de leur basse altitude et de la bonne préservation des tests fossiles, les terrasses LR 570 et LT 878 pourraient être attribuées au S.I. 5 (paragr. 5.1.5.2.1 et 5.2.2.7). Malgré des résultats de datations radiométriques discordants (97 et 144 ka), la localité LR 520 a été attribuée à l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7) (Ortlieb, 1978b, 1979a, 1979b).

Les résultats aminostratigraphiques (tabl. 7.14, fig. 7.18) des localités LR 570 et LT 878, représentées chacune par dix échantillons (fig. 7.17), et de la localité LR 520, correspondent au groupe III ; ces localités seraient donc attribuables à l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7). Cette interprétation chronostratigraphique est acceptable pour LR 520 et LT 878, compte tenu des incertitudes morphostratigraphiques et radiométriques qui caractérisent ces dépôts littoraux. Des réserves sont émises pour le site LR 570 qui est localisé dans une région où les températures diagénétiques ont pu être plus élevées que dans la péninsule de Vizcaino.

7.2.3.2. La région de Bahia Tortugas

7.2.3.2.1. Rappel des données aminostratigraphiques antérieures

La première étude aminostratigraphique réalisée dans la région de Bahia Tortugas reposait sur des données concernant des tests de Chione (C. undatella et C. californiensis) et de Saxidomus (S. nuttalli) provenant de deux terrasses distinctes (Emerson et al., 1981). Les rapports énantiomériques obtenus sur ces échantillons ont conduit les auteurs cités à distinguer deux épisodes du dernier stade interglaciaire (les résultats mentionnés dans le tabl. 7.15 ont été modifiés par rapport à ceux de Emerson et al., 1981, pour tenir compte des variations des méthodes analytiques - cf. paragr. 7.2.1.2.1. - et des différences intergénériques - cf. paragr. A7.4.3. -). La localité B-3007 (localisation fig. 7.16) correspondrait à l'épisode de haut niveau marin S.I.5e.

Emerson et collaborateurs (1981) considérèrent que l'écart entre les valeurs D/L leucine de ces deux localités était significatif et le comparèrent à l'écart existant, dans la région de San Diego, entre les échantillons des terrasses Nestor (S.I. 5e) et Bird Rock (S.I. 5a ?).

7.2.3.2.2. Les_interprétations_morphostratigraphiques_et_données_radiométriques

Les basses terrasses marines de la région de Bahia Tortugas et de la péninsule de Tortolo ont fait l'objet de plusieurs études morphostratigraphiques et radiométriques (Ortlieb, 1978b, 1979a, 1979b ; Ortlieb et al., 1984 ; paragr. 5.2.2.1), qui n'ont cependant pas permis de dégager une chronostratigraphie claire des dépôts littoraux de la fin du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur. Les interprétations contradictoires concernant ces différents dépôts sont présentées et discutées dans le paragraphe 5.2.5.2.3.1.

La localité LR 487-488 occupe une position morphostratigraphique suggérant un âge récent (S.I. 5a/c ou e), bien qu'une datation radiométrique U/Th ait fourni un résultat de 150 ka (paragr. 6.2.3.2.2.2).

La localité LR 484-485 semble appartenir à l'un des deux (ou aux deux) derniers interglaciaires, bien que les résultats radiométriques obtenus soient de 60 ka (analyse non fiable) et >= 250 ka. Selon les corrélations morphostratigraphiques proposées entre les lambeaux de terrasses marines autour de la baie de Tortugas (paragr. 5.2.5.2.2), les localités B-3007, B-3024, LR 487-488 et LR 484 pourraient être synchrones.

7.2.3.2.3. Chronologie_aminostratigraphique

Les résultats aminostratigraphiques obtenus dans le cadre de la présente étude (tabl. 7.14) sont représentés graphiquement dans la fig. 7.20, en même temps que les données (corrigées) de Emerson et collaborateurs (1981), et celles des autres régions de la façade pacifique de Basse Californie. Il ressort de cette confrontation que :

- la localité LR 487 (-488) appartient au groupe I et semble donc attribuable à l'épisode de haut niveau marin S.I. 5a (ou c ?).
- les localités B-3007 et B-3024 (tabl. 7.15) sont assimilables au groupe II, et correspondent probablement toutes deux au S.I. 5e ;
- la localité LR 484 semble appartenir au groupe III, c'est-à-dire à l'avant-dernier interglaciaire (S.I.7).

Les valeurs D/L leucine et D/L valine jugées aberrantes de LR 488 (Tivela), par rapport à celles de LR 487 (valeurs moyennes de trois échantillons de Macoma) illustrent l'écart qui peut être observé entre plusieurs tests de genres distincts provenant d'une même localité.

L'ensemble des résultats aminostratigraphiques de la région de Bahia Tortugas ne permet donc pas d'établir fermement une chronologie absolue des restes de transgressions marines, mais suggère que des quatre localités étudiées, trois (LR 487, B-3007, B-3024) sont probablement d'âge S.I. 5 (e et/ou a), et la quatrième (LR 484) pourrait être d'âge antérieur (S.I.7 ?).

Localité	Genre	N°labo.	LEUCINE mesures indiv.	LEUCINE moyenne	LEUCINE équiv. *Protothaca*	VALINE mesures indiv.	VALINE moyenne	VALINE équiv. *Protothaca*
B-3007 SW Bahia Tortugas	*Chione undatella*	79-62-1	0.57			0.50		
		79-62-1	*0.59*			*0.50*		
		79-62-2	*0.59*	0.57		*0.47*	0.51	
		79-62-3	*0.55*			*0.53*		
		79-62-4	*0.56*			*0.53*		
	Saxidomus nuttalli	79-63-1	0.68			0.51		
		79-63-1R	*0.65*	0.67	0.63	*0.49*	0.50	0.48
		79-62-2	0.67			0.53		
		79-62-8R	0.66			0.47		
B-3024 Cabo Tortolo	*Chione californiensis*	79-63-1a	0.61			0.55		
		79-64-1b	*0.63*			*0.58*		
		79-64-2	0.71			0.61		
		79-64-2	0.72	0.65		0.59	0.56	
		79-64-2R	*0.64*			*0.48*		
		79-64-3	0.64			0.55		
		79-64-3	0.63			0.56		
	Saxidomus nuttalli	79-65-1	0.73			0.51		
		79-65-1	0.74			0.54		
		79-65-1R	*0.72*	0.69	0.65	*0.51*	0.50	0.48
		79-65-2	0.64			0.45		
		79-65-2	*0.70*			*0.48*		
		79-65-3	0.67			0.50		

Tabl. 7.15.- Récapitulation des rapports énantiomériques de la leucine et de la valine de tests de *Chione* et de *Saxidomus nuttalli*, de la région de Bahia Tortugas (localisation fig. 7.16); à partir des mesures effectuées par Emerson *et al.*, (1981); les résultats ont été homogénéisés en appliquant une conversion pour les échantillons analysés par la méthode à l'isopropanol (Wehmiller & Emerson, 1980) et en transformant les valeurs D/L des tests de *Saxidomus* en leur équivalent *Protothaca* (selon équations de Lajoie *et al.*, 1980).

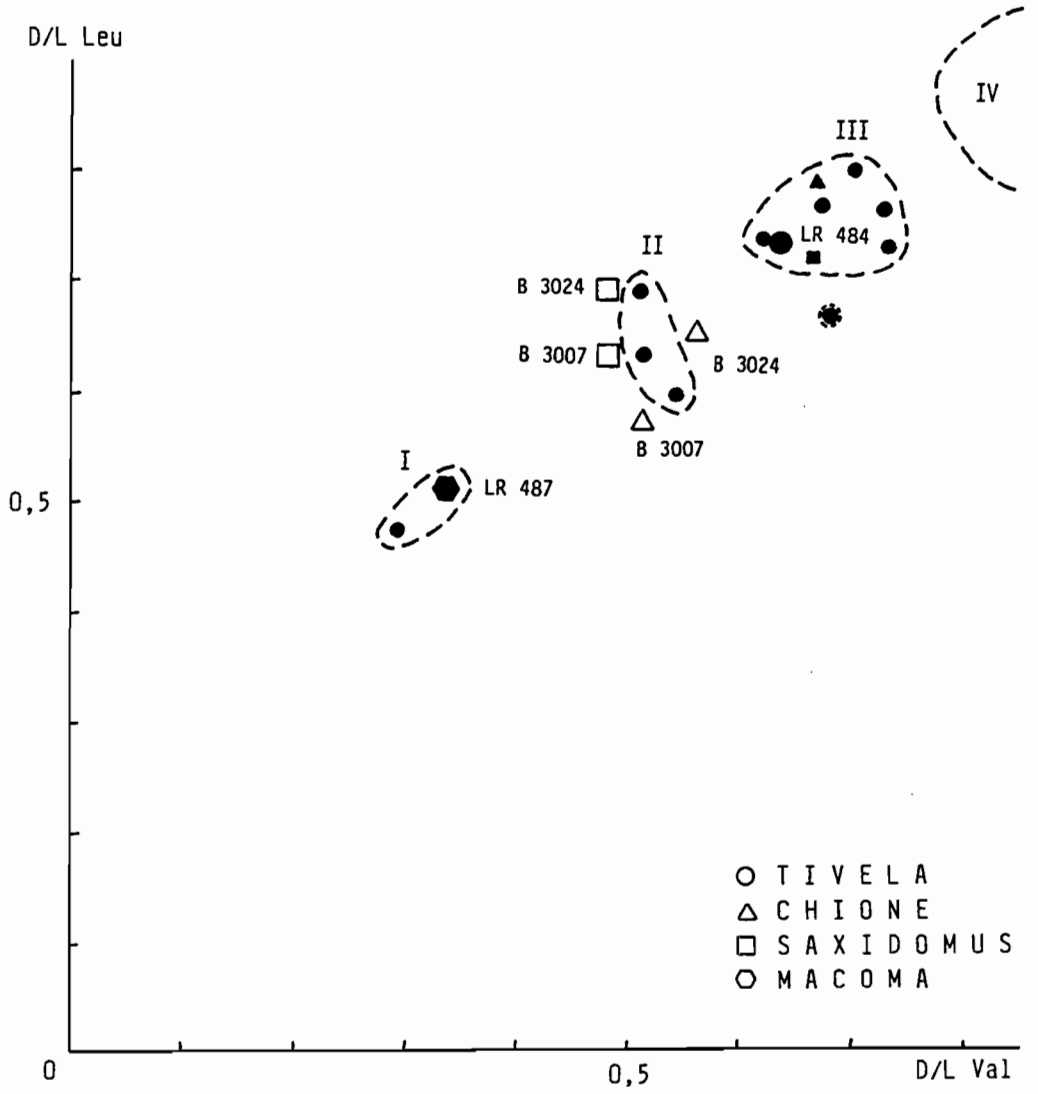


Fig. 7.20.- Diagramme D/L leucine-D/L/ valine des échantillons de la région de Bahia Tortugas incluant ceux qui ont été analysés par Emerson et al. (1981) (symboles vides). Les petits symboles pleins correspondent aux valeurs des échantillons des autres régions de la côte occidentale de Basse Californie (voir fig. 7.19).

7.2.3.3. La côte pacifique de Basse Californie Nord et la région de San Diego

7.2.3.3.1. La côte pacifique de Basse Californie Nord

Les données aminostratigraphiques sur la côte occidentale de Basse Californie Nord sont encore rares et ponctuelles. Trois localités seulement ont été étudiées : Bahia Santa Rosalillita (Woods, 1980), Punta Cono (LR 511, tabl. 7.14 et fig. 7.18), et Camalu (Valentine, 1980). Les résultats des analyses aminostratigraphiques, qui ont toutes été effectuées par J. Wehmiller ou E. Keenan, conduisent à attribuer à ces trois localités un âge S.I.5e. Aucune datation radiométrique qui confirmerait ces interprétations n'est encore disponible, mais le fait que les tests de lamellibranches analysés proviennent de la plus basse terrasse marine, bien marquée dans chaque localité, suggère fortement qu'il s'agit bien là de témoins du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire (120 ka ?).

Comme les températures de l'air actuelles de la côte pacifique de Basse Californie Nord sont inférieures, de quelques degrés, à celles de la péninsule de Vizcaino et du reste de la côte de Basse Californie Sud, les rapports énantiomériques de fossiles d'un âge donné (S.I.5e) sont également inférieurs à ceux qui ont été obtenus plus au sud (fig. 7.21).

7.2.3.3.2. La région de San Diego

La zone côtière de la Californie méridionale a fait l'objet de plusieurs séries d'études aminostratigraphiques. Indépendamment des analyses de Bada et collaborateurs portant sur l'isoleucine (paragr. 7.1.3.3.2, tabl. 7.12, fig. 7.12) on s'intéressera aux résultats aminostratigraphiques obtenus par chromatographie gazeuse (Wehmiller et al., 1977 ; Wehmiller, 1978) sur des tests de lamellibranches (Protothaca, Chione et Saxidomus) des plus basses terrasses marines pléistocènes (tabl. 7.16, fig. 7.22).

Le diagramme de la fig. 7.23 met en évidence trois groupes d'échantillons qui ont été corrélés avec S.I.5a, S.I.5e et S.I.7 (Wehmiller et al., 1977a). Par rapport au diagramme équivalent de Basse Californie centrale (fig. 7.19), on observe que les nuages de points sont plus serrés, et plus proches les uns des autres et, surtout, que les valeurs des rapports énantiomériques, pour chacun des groupes, sont inférieures à celles des groupes équivalents définis plus au sud. Toutes ces différences s'expliquent par les conditions de l'altération diagénétique des tests fossiles : les températures plus élevées de quelques degrés le long des côtes de Basse Californie ont indirectement provoqué un étalement des résultats.

Les deux échantillons de Protothaca présentant les valeurs D/L leucine et D/L valine les plus faibles proviennent de la terrasse "Bird Rock" (Point Loma) qui, rappelons le, est emboîtée dans la terrasse "Nestor" (121 ka) et constitue un témoin d'un haut niveau marin postérieur à celui du S.I.5e (Kern, 1977). D'autres localités, caractérisées par des faunes plus froides que celles attribuables au maximum du dernier interglaciaire, et qui ont également

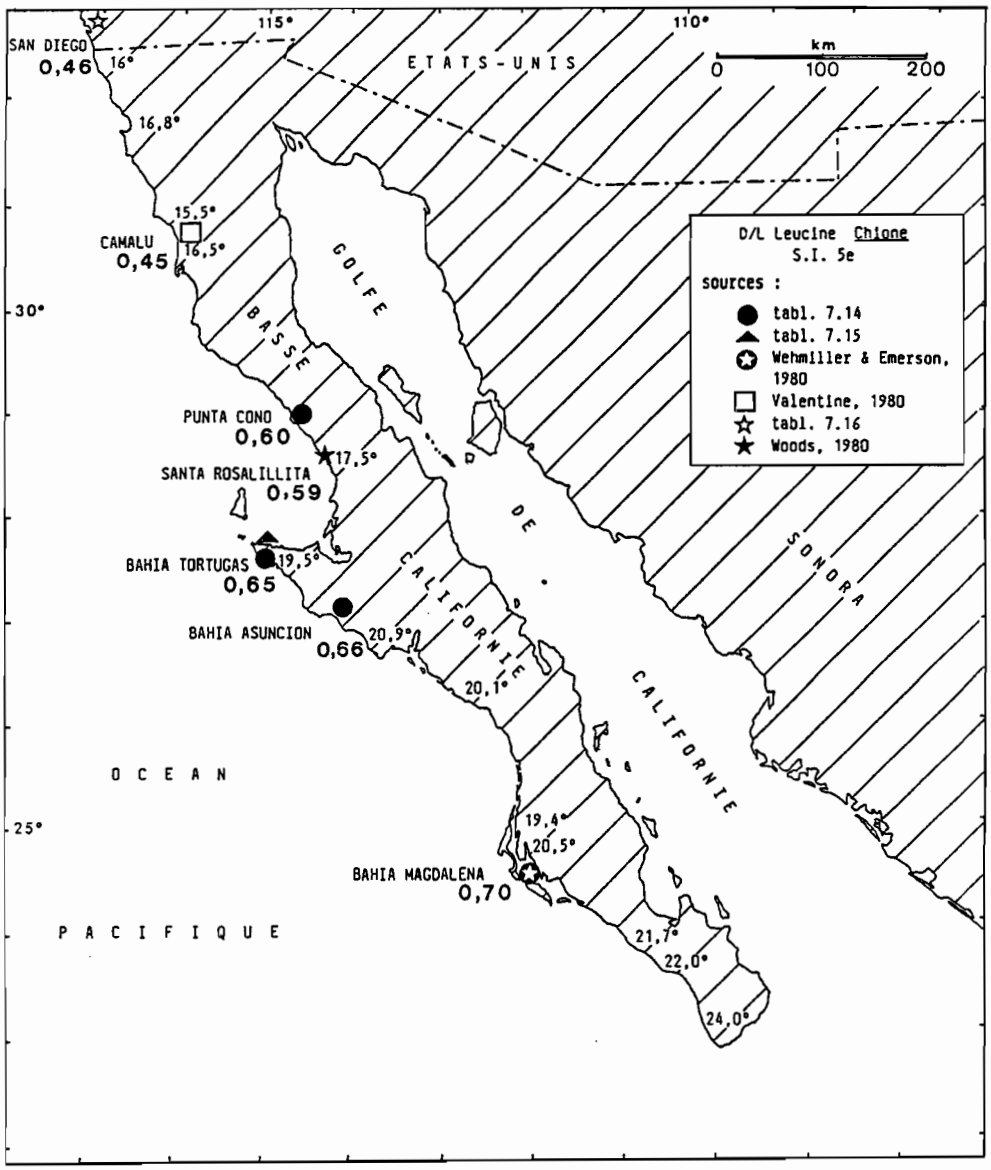


Fig. 7.21. - Rapports D/L leucine caractéristiques de tests de Chione, Protothaca ou Tivela, attribués au dernier interglaciaire (S.I. 5e), le long de la côte pacifique de Basse Californie. Observer la diminution régulière de ces valeurs, du sud vers le nord, parallèlement à la diminution des températures moyennes annuelles (de l'air) (selon DGGTENAL, 1981).

Localité (1)	Age (S.I.) (2)	Réf. données (3)	*PROTOTHACA*		*CHIONE*		*SAXIDOMUS*	
			D/L leu.	D/L val.	D/L leu.	D/L val.	D/L leu. (4)	D/L val. (4)
Huntington Beach M 5902	7	1					0.59*	0.41*
Newport Beach LACM 66-2	7	1					0.58*	0.40*
M 58-98	7	1			0.57	0.41		
Del Mar LK1	7	2	0.60*	0.44*			0.61*	0.44*
Newport Beach LACM 66-2 M 1722	5e	1	0.47*	0.34*				
Laguna Beach M 1018	5e	1	0.44	0.32			0.46	0.36
Torrey Pines LACM 2662	5e	1	0.49	0.32				
Pacific Beach SDSU 1854	5e	1	0.45	0.31				
Point Loma (Nestor T.): M 6702 M 6703 M 6706 SDSU2521 SDSU 2520	5e	1	0.46*	0.30*	0.44	0.29	0.44	0.30
Point Loma (Bird Rock T.) SDSU 2523	5a	1	0.38*	0.25*				

(1) Localisation fig. 7.22.
(2) Stade isotopique(S.I.) selon chronologie de Shackleton & Opdyke (1973).
(3) 1: Wehmiller *et al.* (1977), tabl.4; 2: Wehmiller (1978), tabl. 3.
(4) Valeurs D.L converties en équivalent *Protothaca* (Lajoie *et al.*, 1980).
* valeurs moyennes de deux (ou plusieurs) échantillons.

Tabl. 7.16.- Rapports énantiomériques (leucine et valine) de tests de lamellibranches (*Protothaca*, *Chione* et *Saxidomus*) provenant de terrasses marines de la région de San Diego (Californie), selon Wehmiller *et al.*, (1977) et Wehmiller (1978). Voir localisation des échantillons fig. 7.22, et représentation diagrammatique de ces résultats fig. 7.23.

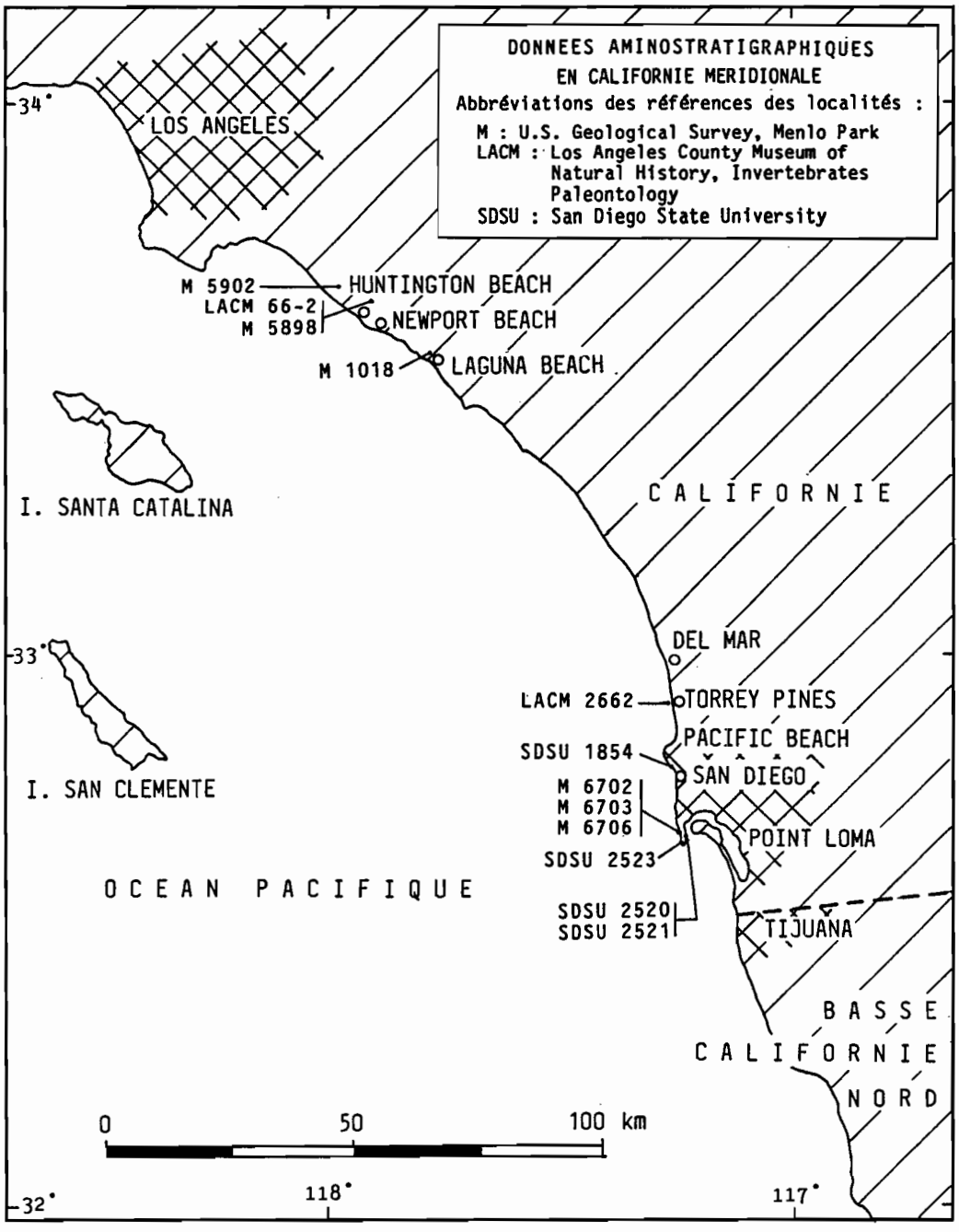


Fig. 7.22. - Localisation des échantillons de lamellibranches fossiles de la région de San Diego (Californie) dont les résultats aminostratigraphiques sont donnés tabl. 7.16.

fourni des rapports énantiomériques plus faibles que ceux observés dans les localités du S.I.5e, sont connues au nord de Los Angeles (Wehmiller et al., 1978a ; Kennedy et al., 1982 ; Patterson, 1982).

Le deuxième groupe de résultats aminostratigraphiques de la région de San Diego inclut ceux, datés par des méthodes radiométriques, de 121 ka (Ku & Kern, 1974), de la terrasse "Nestor" (Point Loma) (fig. 7.23). Les arguments morphostratigraphiques, radiométriques et aminostratigraphiques concordent pour attribuer ces sites au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I.5e).

Le troisième groupe d'échantillons de la fig. 7.23 correspond à des localités antérieures aux terrasses du S.I.5 et attribuables à l'avant-dernier interglaciaire (S.I.7).

7.2.4. Conclusions

Sur la côte pacifique de Basse Californie, la méthode géochronologique basée sur la racémisation des acides aminés fournit des résultats plus précis, et pour une gamme d'âges plus large, que dans le Golfe de Californie. Ces possibilités accrues par rapport à celles qui sont constatées dans le golfe, sont liées aux températures de l'air plus faibles qui ont caractérisé cette zone côtière placée sous l'influence du courant froid de Californie et de phénomènes locaux d'upwelling (fig. A2.5). Une autre différence qui a probablement joué en faveur des échantillons de la côte pacifique de la péninsule tient au type de dépôts dans lesquels ils sont recueillis ; les sédiments littoraux pléistocènes de la côte occidentale, en général plus épais et moins grossiers que ceux du Golfe de Californie, ont constitué un milieu plus homogène où les altérations diagénétiques ont été plus uniformes, aussi bien dans l'espace que dans le temps.

La côte de la péninsule de Vizcaino, où ont été effectuées la plupart des analyses aminostratigraphiques, est l'une des régions les plus favorables à ce type d'étude puisque les dépôts littoraux des transgressions pléistocènes successives y sont bien préservés, et abondamment fossilifères.

L'étude de racémisation des acides aminés (leucine et valine) permet de distinguer, de manière apparemment assez fiable, les échantillons de lamellibranches de chacun des deux derniers interglaciaires et de ceux qui sont plus anciens (> S.I.9). Quelques échantillons dont les rapports énantiomériques sont moindres que ceux du maximum marin du dernier interglaciaire, semblent devoir être attribués à un haut niveau marin relativement récent : env. 80 (?) ka (S.I.5a) ou env. 100 (?) ka (S.I.5c). Les arguments morphostratigraphiques en faveur de cette interprétation chronologique sont plus solidement établis en Californie, y compris la région de San Diego, que dans la péninsule de Vizcaino : ainsi dans la zone de Bahia Tortugas, comme dans la zone de Bahia Asuncion, les localités dans lesquelles les fossiles présentent les rapports énantiomériques les plus faibles, donnent lieu à des interprétations controversées.

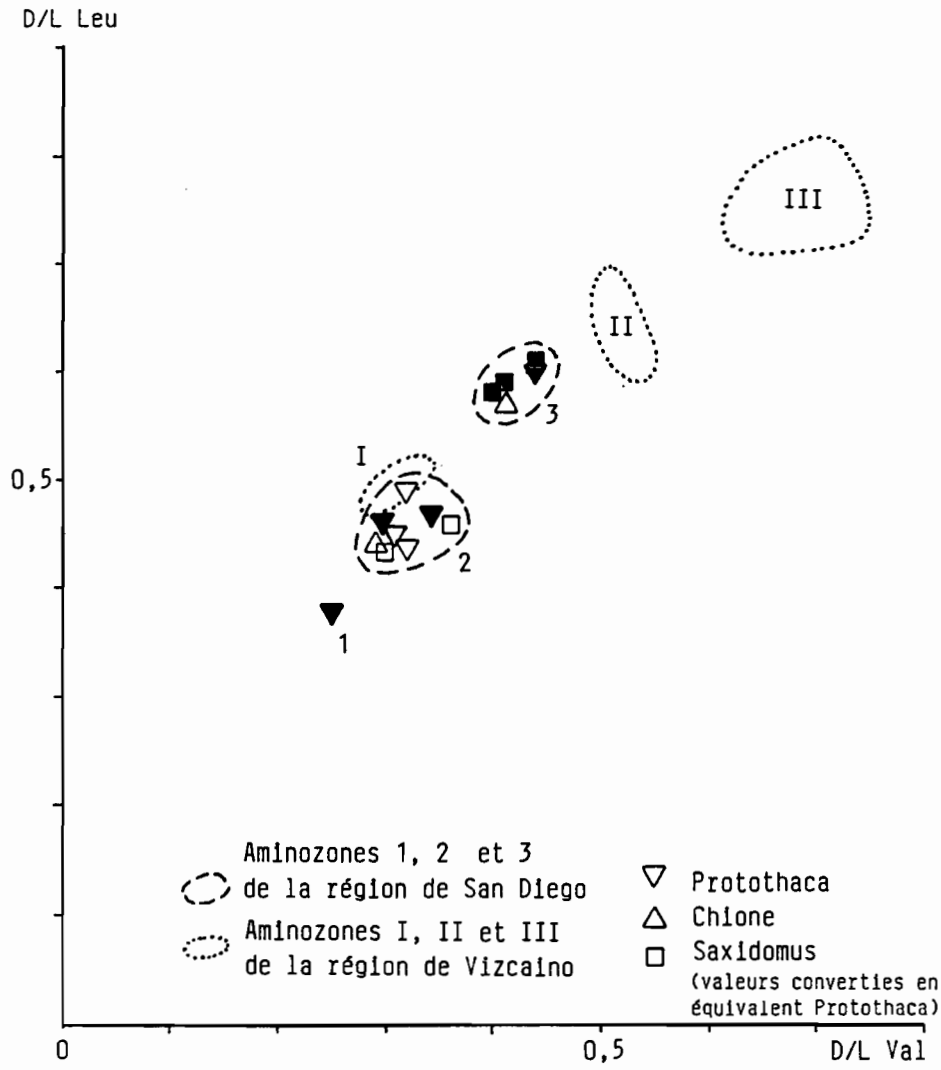


Fig. 7.23.- Diagramme D/L leucine-D/L valine de tests de lamellibranches de la région de San Diego (Californie) et rappel des aminozones (groupes de valeurs) déterminées sur la côte occidentale de Basse Californie (fig. 7.19). Voir valeurs individuelles tabl. 7.16 et localisation des échantillons fig. 7.22. Les symboles pleins figurent les résultats moyens à partir de plusieurs échantillons de même genre et de même localité. Observer le décalage entre les aminozones équivalentes, d'une région à l'autre.

Les quelques datations radiométriques disponibles dans la péninsule de Vizcaino, trop incertaines ou contradictoires, ne permettent pas de confirmer ni d'infirmer les interprétations aminostratigraphiques ; au contraire, ce sont les résultats des analyses de racémisation des acides aminés qui sont en mesure de valider, ou de mettre en doute, selon le cas, les âges apparents U/Th obtenus dans les localités étudiées par les deux méthodes.

(TROISIEME PARTIE ;

ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES)

8. LE MAGNESIUM ET LE STRONTIUM DES TESTS FOSSILES DE LAMELLIBRANCHES

8.1. Introduction

8.2. Les tests du Golfe de Californie

8.3. Les tests de la côte pacifique de Basse Californie

8.4. Conclusions

LE MAGNESIUM ET LE STRONTIUM DES TESTS FOSSILES DE LAMELLIBRANCHES

8.1. INTRODUCTION

8.1.1. Intérêt des études sur les teneurs en magnésium et strontium du carbonate des tests de mollusques

Le magnésium et le strontium sont deux éléments traces souvent étudiés dans les carbonates biogéniques, et particulièrement dans les tests fossiles de mollusques (annexe A8).

Les premières études de concentrations en éléments traces des tests fossiles étaient réalisées dans une perspective paléoécologique (voir annexe A8). Les travaux plus récents ont cependant montré que les teneurs en Mg et en Sr ne permettaient que rarement d'interpréter directement les paléo-environnements, d'une part parce que les interactions entre le milieu et le système biologique des invertébrés sont en fait très complexes, et d'autre part parce que les modifications diagénétiques sont parfois importantes, et de nature variable selon les conditions d'altération et selon les organismes concernés. A l'heure actuelle, l'accent est mis sur les mécanismes diagénétiques affectant les teneurs en Mg et en Sr des tests d'invertébrés (paragr. A8.4).

Le Sr s'intégrant facilement à l'aragonite, et le Mg à la calcite, ces éléments ont été utilisés comme marqueurs dans l'étude des transformations minéralogiques qui affectent les fossiles au cours du temps. Par ailleurs, le Mg et le Sr se trouvent dans des proportions très différentes dans les eaux météoriques et dans les eaux marines ; cela permet éventuellement de déceler le type d'environnement hydrochimique dans lequel s'est faite la diagenèse des carbonates fossiles (altération subaérienne, en zones vadose ou saturée, diagenèse sous-marine).

Enfin, dernier argument important, la mobilité des éléments traces, et du Mg et du Sr en particulier, en font d'utiles indicateurs des phénomènes diagénétiques précoces. La matière organique (voir phénomènes de racémisation des acides aminés) et les éléments traces enregistrent les premières modifications diagénétiques subies par les tests d'invertébrés avant que la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates soit altérée ou que s'effectuent les premières transformations minéralogiques (Buchardt & Weiner, 1981).

8.1.2. Présentation de l'étude effectuée

L'étude des variations de composition en Mg et en Sr de plus de 150 échantillons de la région du Golfe de Californie (fig. 8.1, 8.10) vise d'une part à déterminer si ces éléments peuvent servir d'indicateurs paléoécologiques et paléo-océanographiques, et d'autre part à préciser les caractères de l'évolution diagénétique des tests fossiles

pléistocènes de certains genres de lamellibranches . A partir de la population des échantillons qui ont fait l'objet d'analyses de géochimie isotopique (^{18}O et ^{13}C), de contrôles minéralogiques, et d'études géochronologiques, on cherchera à déterminer, dans les teneurs en Mg et en Sr des tests, la part des variations qui relève des conditions de milieu (où vivaient les organismes) et celle qui tient à des phénomènes d'altération diagénétique.

Dans le cadre de l'analyse des modidifications diagénétiques des teneurs en éléments traces (échantillons d'âges variés) on souhaiterait notamment pouvoir mettre en évidence des indices d'altération particulière de tests ayant fourni des résultats géochronologiques contestables, ou au contraire des indices de bonne préservation des tests.

Rappelons que les échantillons sélectionnés dans le Golfe de Californie appartiennent aux genres Chione, Dosinia et Codakia et que ceux de la côte Pacifique sont des genres Chione, Dosinia, Protothaca et Tivela.

Les dosages de Mg, de Sr et Ca ont été réalisés sur des parties aliquotes des poudres préparées pour les autres analyses (géochimie isotopique de l'oxygène et du carbone, minéralogie, datations). Les échantillons correspondent à un prélèvement dans la partie la plus épaisse du test, au centre de la valve, et incorporent les différentes couches constituant le test (sauf les zones superficielles internes et externes, éliminées mécaniquement). Les résultats géochimiques obtenus sont donc représentatifs de l'ensemble du test, toutes couches confondues (Ortlieb & Triclot, 1984).

Les analyses ont été effectuées dans l'exlaboratoire de spectrographie des Services scientifiques centraux de l'ORSTOM (Bondy), sur un spectographe à absorption atomique Perkin Elmer 303, et à partir de prises d'essai de 250 mg. Les résultats analytiques sont exprimés en ppm et en rapports de concentration molaire (mMg/mCa et mSr/mCa).

8.1.3. Quelques données sur des tests actuels de lamellibranches de la région

Une vingtaine de tests actuels et quelques tests holocènes (datant de quelques milliers d'années) ont été analysés pour références. La composition en Mg et en Sr, ainsi que la teneur en calcite, de ces échantillons de lamellibranches, provenant des mêmes régions que les tests fossiles étudiés, sont indiquées tabl. 8.1 et fig. 8.2.

Les cinq genres de lamellibranches étudiés présentent des teneurs en Mg comprises entre 140 et 380 ppm (rapports de concentration molaire mMg/mCa de $0,60.10^{-3}$ à $1,60.10^{-3}$) et des concentrations en Sr comprises entre 930 et 1550 ppm (rapports mSr/mCa de $1,05.10^{-3}$ à $1,75.10^{-3}$). Des variations intergénériques cohérentes de teneurs en éléments traces peuvent être observées, soit dans les localités où ont été échantillonnés plusieurs genres (tabl. 8.1), soit à partir des moyennes de concentrations en Mg et en Sr de chacun des

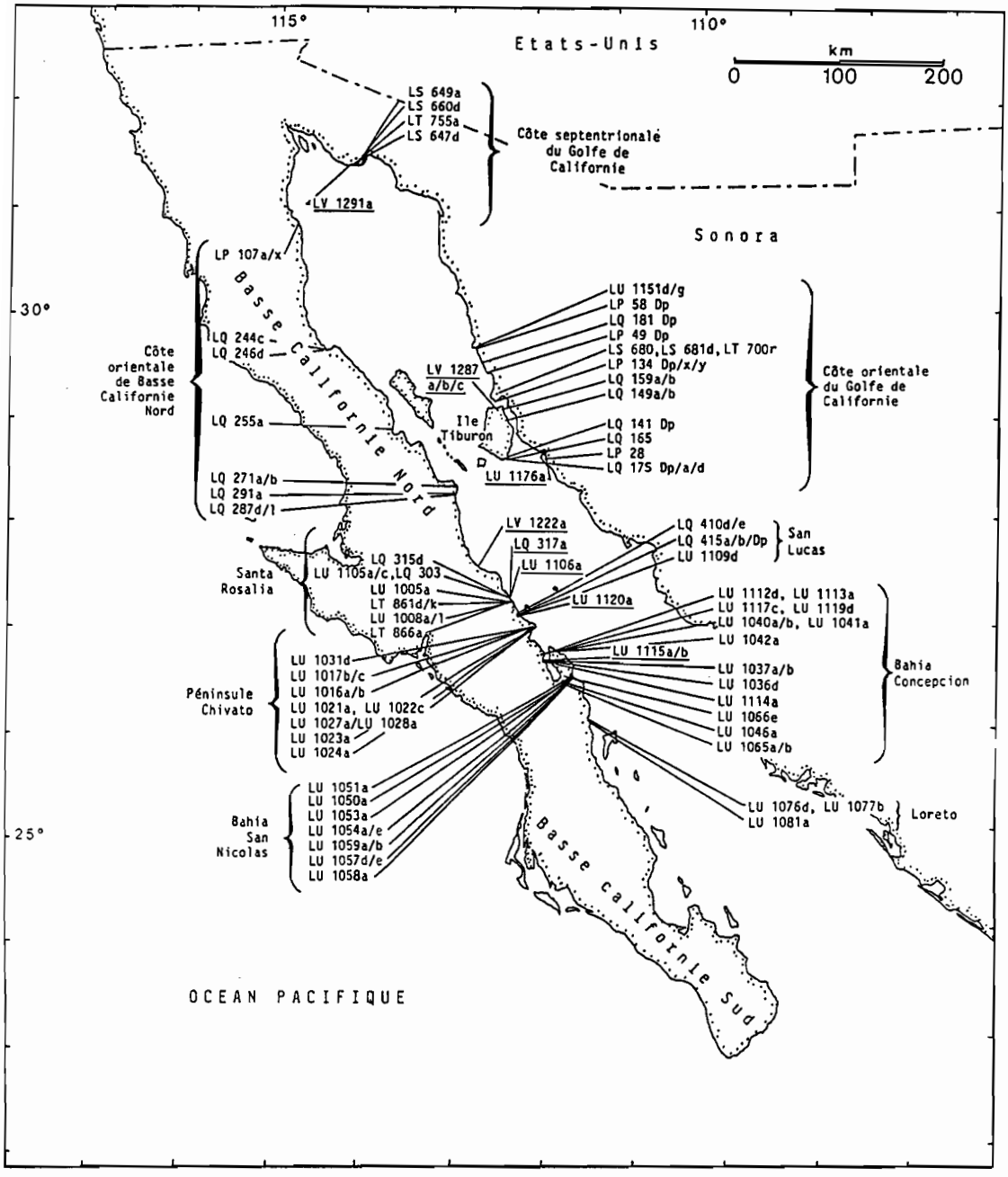


Fig. 8.1.- Localisation des échantillons de lamellibranches du Golfe de Californie étudiés pour leur composition en Mg et en Sr (voir tabl. 8.3, 8.4, 8.5 et 8.7). Les n° d'échantillons soulignés correspondent à des tests actuels ou subfossiles (voir tabl. 8.1).

Genre	Localité	Région (1)	Age (2)	N°échant.	%calc.	Mg (ppm)	Sr (ppm)	mMg/mCa $x10^{-3}$	mSr/mCa $x10^{-3}$
Chione	Ojo de-liebre	W.B.	A	LT 798a	< 1	150	930	0.63	1.07
"	San Juanico	"	A	LV 1275c	< 1	200	1180	0.87	1.43
"	San Juanico	"	H	LV 1274a	< 1	160	1080	0.69	1.30
"	Santa Maria	E.B.	A	LQ 317a	1.2	158	1100	1.15	1.24
"	Santispac	"	A	LU 1115b	< 1	360	1040	1.49	1.20
"	San Lucas	"	H	LU 1120a	0.5	180	1100	0.76	1.30
"	El Golfo	Son.	A	LV 1291a	1.3	250	1100	1.05	1.17
"	Tecomate	"	A	LV 1287a	1	257	1200	1.11	1.43
"	Bahia Kino	"	A	LU 1176a	1	200	1100	0.89	1.37
Protothaca	Punta Baja	W.B.	H	LU 1138a	< 1	139	1200	0.60	1.44
"	S.José de Piedra	"	A	LU 1134a	1	259	1400	1.12	1.68
"	San Juanico	"	A	LV 1275a	0.5	376	1400	1.59	1.64
Tivela	San Quintin	W.B.	A	LU 1183a	1.2	289	1000	1.28	1.23
"	Bahia Tortugas	"	A	LV 1244	< 1	252	1200	1.11	1.46
"	Arr.S.Rafael	"	A	LU 1088a	< 1	200	1120	0.85	1.32
"	San Juanico	"	A	LV 1275b	1.2	250	1060	1.08	1.27
Dosinia	Santa Maria	E.B.	A	LU 1106a	1	210	1100	0.89	1.30
"	Santa Ana	"	A	LV 1222a	-	120	1400	0.50	1.64
"	Tecomate	Son.	A	LV 1287b	1.8	144	1500	0.60	1.74
Codakia	Santispac	E.B.	A	LU 1115a	< 1	200	1380	0.81	1.56
"	Tecomate	Son.	A	LV 1287c	< 1	210	1300	0.86	1.49

(1) W.B.= Côte de Basse Californie; E.B.= Côte E de Basse Californie; Son.= côte Sonora

(2) A.= Actuel; H= Holocène.

Tabl. 8.1.- Teneurs en Mg et en Sr de tests actuels et subfossiles (holocènes) de divers genres de lamellibranches du Golfe de Californie et de la côte pacifique de Basse Californie. Voir localisation des échantillons fig. 8.1 et 8.10, et diagramme des résultats Sr-Mg fig. 8.2.

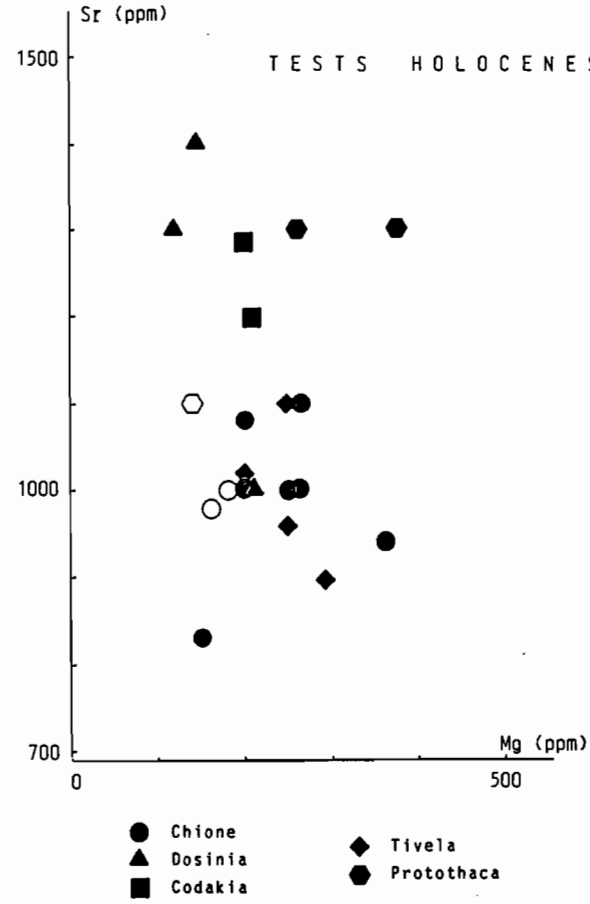


Fig. 8.2.- Diagramme de teneurs en Mg et en Sr des tests des différents genres de lamellibranches étudiés dans la région du Golfe de Californie (tests actuels et sub-fossiles). Voir résultats individuels tabl. 8.1.

Genres	Teneur moy. en Mg (ppm)	Teneur moy. en Sr (ppm)
Chione	240	1090
Protothaca	320	1400
Tivela	250	1095
Dosinia	160	1335
Codakia	205	1340

Tabl. 8.2.- Composition moyenne en Mg et en Sr de tests actuels de lamellibranches de la région du Golfe de Californie (voir les résultats individuels tabl. 8.1).

genres dans l'ensemble de la région (tabl. 8.2). La plus grande richesse en Sr des genres Protothaca, Dosinia et Codakia tient probablement à la structure des couches des tests (tabl. A8.3).

Bien que la composition des tests varie assez peu d'une localité à l'autre, on note que les trois échantillons (de Chione et de Tivela) présentant les plus faibles teneurs en Sr proviennent de baies ou de zones lagunaires à circulation restreinte.

Par rapport aux échantillons actuels, les tests subactuels montrent une tendance à l'appauvrissement en Mg. Cette disparition partielle de Mg, en quelques siècles ou milliers d'années, qui est à rapprocher de la diminution des teneurs en Mg entre des tests vivants et morts de gastéropodes de Californie, observée par Curtis et Krinsley (1965) (fig. A8.1), est très probablement liée à l'évolution diagénétique de la matière organique.

8.2. LES TESTS DU GOLFE DE CALIFORNIE

8.2.1. Etude régionale

8.2.1.1. La côte orientale du golfe

Les résultats des analyses de teneurs en Mg et en Sr effectuées sur des tests fossiles de la côte de Sonora et de l'île Tiburon sont indiqués dans le tabl. 8.3 et la fig. 8.3. Par rapport aux tests actuels analysés, la plupart des échantillons fossiles sont caractérisés par des concentrations inférieures en Mg, et supérieures en Sr. Rappelons que la quasi-totalité de ces fossiles datent probablement du maximum marin du dernier interglaciaire (malgré certains résultats de datations radiométriques signalés dans le tabl. 8.3).

8.2.1.2. Les côtes septentrionale et nord-occidentale du golfe

Les échantillons provenant de la côte septentrionale du Golfe de Californie, qui appartiennent tous au genre Chione, présentent un enrichissement en Sr et une perte de Mg, vis-à-vis de l'échantillon actuel de la même région (tabl. 8.4, fig. 8.4).

Sur la côte orientale de Basse Californie Nord, les tests fossiles analysés montrent les mêmes gammes de teneurs en Mg et Sr (tabl. 8.4, fig. 8.4) que sur la côte orientale du golfe.

Dans la moitié septentrionale du golfe, où ont surtout été étudiés des échantillons du S.I.5, on observe que les trois genres de lamellibranches sont caractérisés par des variations de teneurs cohérentes en éléments traces. Les tests les plus enrichis en Sr (et les plus appauvris en Mg) appartiennent au genre Dosinia. Les analyses de tests de Codakia permettent d'envisager une évolution diagénétique des teneurs en Sr et en Mg : parallèlement à un important enrichissement en Sr, il se produirait d'abord un léger appauvrissement, puis une réincorporation de Mg (fig. 8.5).

N° échant.	Genre (1)	Age présumé (2)	Age radio-métrique (3)	Age alle/Ile (4)	% calc.	Mg (ppm)	Sr (ppm)	mMg/mCa $x10^{-3}$	mSr/mCa $x10^{-3}$
LP 28 Dp	Dos	⩽ 5	20;32⁂	5 ⁂	< 1	139	1900	0.58	2.22
LS 680	Chi	"	34	-	1.1	119	1300	0.52	1.56
LS 681 d	Chi	"	31	(R)	1.1	95	1400	0.40	1.64
LT 700 r	Chi	"	31;33	5 ?	1.5	352	1500	1.55	1.83
LP 49 Dp	Dos	5	93 ⁂	5 ⁂	< 1	110	1630	0.45	1.85
LP 49 a	"	"	"	"	1.7	106	1500	0.46	1.78
LP 58 Dp	Dos	"	118 ⁂	5 ⁂	2.2	120	1820	0.51	2.17
LP 134 Dp	Dos	"	82 à⁂	5 ⁂	1	160	1400	0.67	1.63
LP 134 x	"	"	120	"	2	170	1700	0.73	2.03
LP 134 y	"	"		"	1.6	180	1560	0.78	1.88
LQ 141 Dp	Dos	"	86 ⁂	5?⁂	1.3	60	1950	0.25	1.92
LQ 149 a	Dos	"	84 ⁂	5 ⁂	1.9	100	1800	0.40	1.78
LQ 149 b	"	"	100 ⁂	5 ⁂	1.9	160	2260	0.67	2.61
LQ 165	CoD	"		(R)⁂	1	160	1560	0.68	1.83
LQ 175 Dp	Dos	"	83	5⁂	1.2	110	1700	0.46	1.98
LQ 175 a	Chi	"	"	"⁂	1.9	152	1700	0.66	2.03
LQ 175 d	Dos	"	"	"⁂	1.2	148	2300	0.63	2.70
LU 1151 d	Chi	"	118	5	1	100	1430	0.39	1.56
LU 1151 g	Dos	"	"	"	1	110	1830	0.44	2.03
LQ 159 a	Dos	"		5	<1	180	1360	0.75	1.57
LQ 159 b	"	"		"	1	180	1560	0.76	1.84
LQ 181 Dp	Dos	⩾ 5	180⁂	5 ⁂	1.9	80	1610	0.34	1.91

(1) Dos : *Dosinia ponderosa*, Chi : *Chione* sp; Cod : *Codakia distinguenda*.
(2) Age présumé de la localité, exprimé en n° de stade isotopique.
(3) Age radiométrique apparent de la localité, exprimé en ka (voir tabl. 3.1 et 6.2).
(4) Age déduit des interprétations aminostratigraphiques, exprimé en n° de stade isotopique (voir tabl. 7.3); (R) : racémisation complète de l'isoleucine du ou des échantillons de la localité; 5 : âge S.I.5 probable; 5 ? : âge S.I.5. possible; ⩾ 5: âge probablement antérieur à S.I.5.
⁂ Dans les colonnes (3) et (4) les astérisques indiquent que les interprétations chronostratigraphiques sont fondées sur l'analyse du même individu que celui étudié pour le Mg et le Sr.

Tabl. 8.3.- Composition en Mg et en Sr des tests de lamellibranches fossiles étudiés sur la côte orientale du Golfe de Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 8.1, et représentation graphique de leur rapport de concentration en Mg et en Sr fig. 8.3.

COTE SEPTENTRIONALE DU GOLFE:

N°échant.	Genre (1)	Age présumé (2)	Age radio-métrique (3)	Age alle/Ile (4)	% calc.	Mg (ppm)	Sr (ppm)	mMg/mCa -3 x10	mSr/mCa -3 x 10
LS 647d	CHI	⩾ 5	-	5	1.7	106	1300	0.48	1.61
LS 649a	CHI	"	-	5 ⁂	1.9	134	1500	0.59	1.81
LS 660d	CHI	"	-	5	1.2	64	1900	0.26	2.21
LT 755a	CHI	⩾ 7	-	(R)⁂	1.8	71	1300	0.30	1.55

COTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE NORD:

LQ 244c	COD	5	-	(R)	1.8	328	2500	1.37	2.91
LQ 246d	DOS	"	-	5	2.4	80	2100	0.34	2.51
LQ 287d	CHI	"	-	5	1.5	139	1300	0.60	1.56
LQ 2871	COD	"	-	"⁂	2.9	159	1800	0.68	2.16
LQ 291a	DOS	"	-	5⁂	1.7	110	1600	0.49	1.95
LP 107x	CHI	⩾ 5	-	(R)⁂	1.2	100	1460	0.42	1.70
LP 107a	"	"	-	" ⁂	1.9	109	1400	0.46	1.65
LQ 255a	DOS	"	-	(R)	1.9	56	1800	0.24	2.16
LQ 271a	DOS	"	87	-	1.2	50	2070	0.21	2.46
LQ 271b	"	"	65	-	< 1	50	1480	0.20	1.72

(1), (2), (3), (4) et (⁂) : voir légende tabl. 8.3.

Tabl. 8.4.- Composition en Mg et en Sr des tests de lamellibranches fossiles étudiés sur les côtes septentrionale et nord-occidentale du Golfe de Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 8.1, et représentation de leur rapport de concentration en Mg et en Sr fig. 8.4.

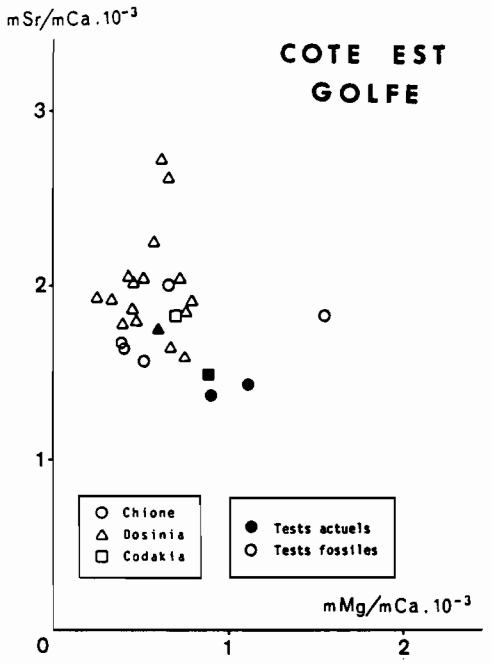


Fig. 8.3.- Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de lamellibranches analysés de la côte orientale de Basse Californie Sud (voir tabl. 8.3).

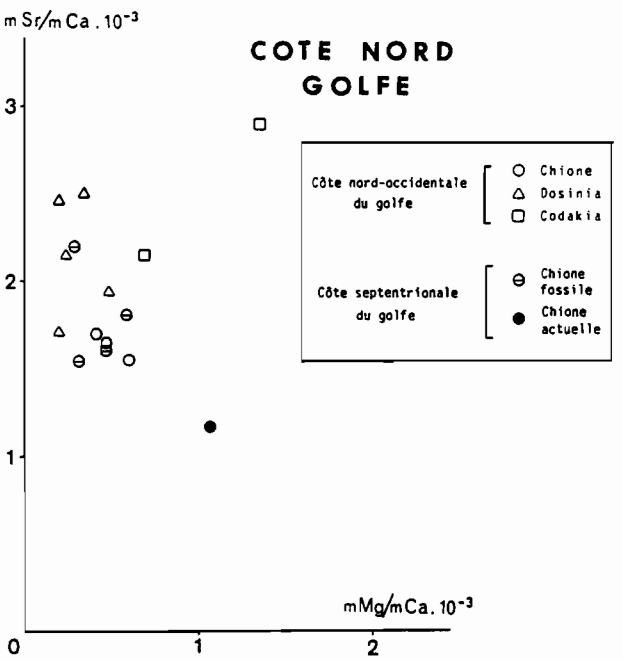


Fig. 8.4.- Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de lamellibranches analysés des côtes septentrionale et nord-occidentale du Golfe de Californie (voir tabl. 8.4).

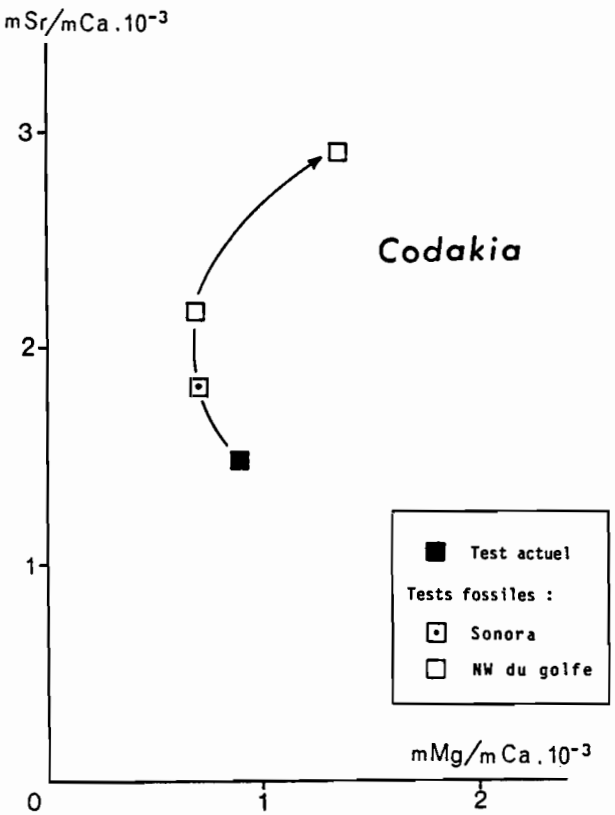


Fig. 8.5.- Evolution hypothétique des rapports de concentration en Mg et en Sr de tests de Codakia dans la moitié septentrionale du Golfe de Californie, d'après l'ensemble des données disponibles (tabl. 8.3. et 8.4).

8.2.1.3. La côte orientale de Basse Californie Sud

Les échantillons de la côte orientale de Basse Californie Sud sont relativement nombreux et proviennent de diverses terrasses marines du Pléistocène moyen et supérieur (tabl. 8.5, fig. 8.6 et 8.7).

Une comparaison des teneurs en Mg et Sr des tests de Chione, d'âges variés, entre Santa Rosalia et Loreto (fig. 8.6) fait apparaître que les variations sont très faibles. Les quatre échantillons de Chione de Bahia San Nicolas, dont les âges varient au moins de S.I.5 à S.I.11 présentent des compositions en Mg et en Sr presque identiques ; on peut en conclure que, au moins dans cette région, les conditions paléoécologiques ont très peu varié d'un interglaciaire à l'autre, et qu'aucune modification diagénétique décelable par les éléments traces ne s'est produite lors des dernières centaines de milliers d'années.

Dans les autres régions, les rares tests de Chione marqués par les enrichissements en Mg témoignent d'altérations diagénétiques particulières (LQ 315d), parfois liées à leur âge (LU 1036d).

Les échantillons de Dosinia et de Codakia du Pléistocène supérieur sont caractérisés par un léger enrichissement en Sr, bien que quelques tests, plus particulièrement altérés, montrent de fortes concentrations en Sr (fig. 8.7). Les tests de Codakia les plus anciens (ou les plus altérés) témoignent d'un enrichissement en Mg systématique, en plus de celui de Sr (fig. 8.7 et 8.8). Un enrichissement en Mg s'observe également dans quelques tests de Dosinia (fig. 8.8).

A partir des analyses des tests d'âges croissants de Dosinia et Codakia, se dégagent deux tendances évolutives des compositions en Mg et en Sr (fig. 8.12).

8.2.2. Interprétations paléoécologiques

Les analyses de la composition en Mg et en Sr des tests de lamellibranches fossiles du Golfe de Californie se prêtent mal à des interprétations paléoécologiques. On remarque, par exemple, que les teneurs en Mg et en Sr des tests fossiles provenant de Bahia Concepción (qui est pourtant une baie fermée où certains paramètres physico-chimiques se distinguent de ceux du Golfe de Californie) ne sont pas significativement différentes de celles des échantillons du reste de la région du golfe.

La dispersion des valeurs de teneurs en éléments traces dans ces échantillons semble donc devoir être attribuée essentiellement à des modifications d'ordre diagénétique.

8.2.3. Interprétations diagénétiques

8.2.3.1. Evolution diagénétique générale

D'une façon générale, on constate que plus les échantillons de lamellibranches sont anciens et altérés, plus ils contiennent de Sr.

Sante Rosalia:

N°échant.	Genre (1)	Age présumé (2)	Age radiométrique (3)	Age allo/Ile (4)	Zcalc	Mg	Sr	mMg/mCa x10^{-3}	mSr/mCa x10^{-3}
LQ 303	DOS	5	58/118	-	1.6	130	1700	0.56	2.04
LQ 315d	CHI	"	-	5	2.2	585	1200	2.59	1.47
LU 1105e	DOS	"	58/118	(R)¤	1.4	82	2100	0.35	2.50
LU 1105c	"	"	57¤	"	< 1	210	1900	0.87	2.18
LU 1005a	CHI	7?	-	(5?)	1.5	129	1700	0.55	2.00
LT 861d	COD	7?	-	5?	1.9	185	1500	0.80	1.80
LT 861k	CHI	"	-	"	1.9	86	1500	0.37	1.81
LU 1008a	COD	13?	-	>5¤	0.9	115	1400	0.48	1.65
LU 1008l	CHI	"	-	"¤	1.9	98	1500	0.42	1.78
LT 866a	CHI	21?	-	>5	1.8	200	1600	0.86	1.92

San Lucas :

LQ 415a	DOS	5	53,5	5 ¤	1.5	59	1300	0.26	1.59
LQ 415Dp	"	"	" ¤	" ¤	2.2	90	1490	0.38	1.76
LQ 415b	CHI	"	"	"	2.4	133	1500	0.60	1.86
LU 1109d	CHI	≥5	-	5	1.5	363	1600	1.53	1.88
LQ 410d	DOS	≥9	-	(R)	2.4	65	1700	0.29	2.10
LQ 410e	"	"	-	"		210	1900	0.86	2.16

Punta Chivato:

LU 1016a	COD	5	-	(R)¤	1.6	159	1400	0.68	1.68
LU 1016b	CHI	"	-	"	2.2	172	1800	0.76	2.19
LU 1021a	DOS	"	130¤	5 ¤	1.6	76	1600	0.34	1.99
LU 1022c	CHI	"	47/130	" ¤	2.3	82	1700	0.36	2.03
LU 1027a	CHI	"	-	5 ¤	2.8	207	1700	0.92	2.08
LU 1028a	DOS	"	-	" ¤	1.5	82	1600	0.36	1.94
LU 1023a	CHI	≥5	-	5?	2.7	78	1450	0.33	1.69
LU 1024a	CHI	≥9	-	-	2.7	200	1500	0.88	1.83
LU 1031d	DOS	"	-	(R)	3.3	131	1900	0.58	2.34
LU 1017b	CHI	≥13	-	-	2.9	147	1600	0.66	2.01
LU 1017c	COD	"	-	-	2.3	294	2300	1.31	2.84

Bahia Concepcion:

LU 1037a	CHI	5	-	(R)¤	2.3	103	1500	0.45	1.83
LU 1037b	DOS	"	-	"	1	110	1480	0.41	1.55
LU 1046a	CHI	"	-	5 ¤	1.4	80	1400	0.35	1.68
LU 1065a	DOS	"	-	(R)¤	2.1	138	1600	0.58	1.86
LU 1065b	CHI	"	-	(R)¤	1.1	159	1400	0.66	1.63
LU 1066e	CHI	"	-	(R)	3.0	135	1500	0.57	1.74
LU 1112d	CHI	"	-	5?	1.4	49	1500	0.20	1.75
LU 1113e	CHI	"	-	5?¤	2.1	44	1600	0.18	1.81
LU 1114a	COD	"	-	5 ¤	1.5	305	1700	1.34	2.08
LU 1117c	CHI	"	-	(R)¤	1.9	106	1500	0.46	1.79
LU 1119d	CHI	"	-	5?	1.7	127	1800	0.55	2.16
LU 1040a	COD	≥5	-	(R)¤	2.5	131	1500	0.57	1.20
LU 1040b	CHI	"	-	(R)¤	1.8	66	1500	0.28	1.77
LU 1041a	DOS	"	136	(R)¤	1.3	94	1700	0.40	2.00
LU 1042a	COD	"	-	(R)¤	2.5	223	2000	1.00	2.49
LU 1036d	CHI	≥9	-	>5	2.3	396	1500	1.70	1.79

Bahia San Nicolas:

LU 1050a	COD	≥5	105	5¤	1.3	138	1600	0.59	1.88
LU 1051a	CHI	"	"	"¤	1.8	121	1500	0.52	1.79
LU 1054a	COD	"	-	5¤	2.1	116	1400	0.51	1.69
LU 1054e	CHI	"	-	"	< 1	126	1600	0.54	1.29
LU 1053a	COD	>7	-	>5¤	2.3	181	2300	0.77	2.74
LU 1059a	CHI	>9	-	>5¤	1.7	131	1600	0.56	1.89
LU 1059b	DOS	"	-	"¤	2.3	61	1500	0.25	1.73
LU 1057d	DOS	>11	-	-	1.9	100	2030	0.44	2.46
LU 1057e	CHI	"	-	-	< 1	160	1620	0.70	1.95
LU 1058a	DOS	"	-	(R)	2.9	423	2000	1.82	2.39

Loreto:

LU 1076d	CHI	5	-	(R)¤	1.0	182	1400	0.75	1.60
LU 1077b	COD	"	-	(R)¤	2.5	215	2300	0.91	2.72
LU 1081a	CHI	≥7	-	(R)	1.5	82	1600	0.35	1.87

(1), (2), (3), (4) et (¤) : voir légende tabl. 8.3.

Tabl. 8.5.- Composition en Mg et en Sr des tests de lamellibranches fossiles étudiés sur la côte orientale de Basse Californie Sud, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 8.1, et représentation graphique de leur rapport de concentration en Mg et en Sr fig. 8.6 et 8.7.

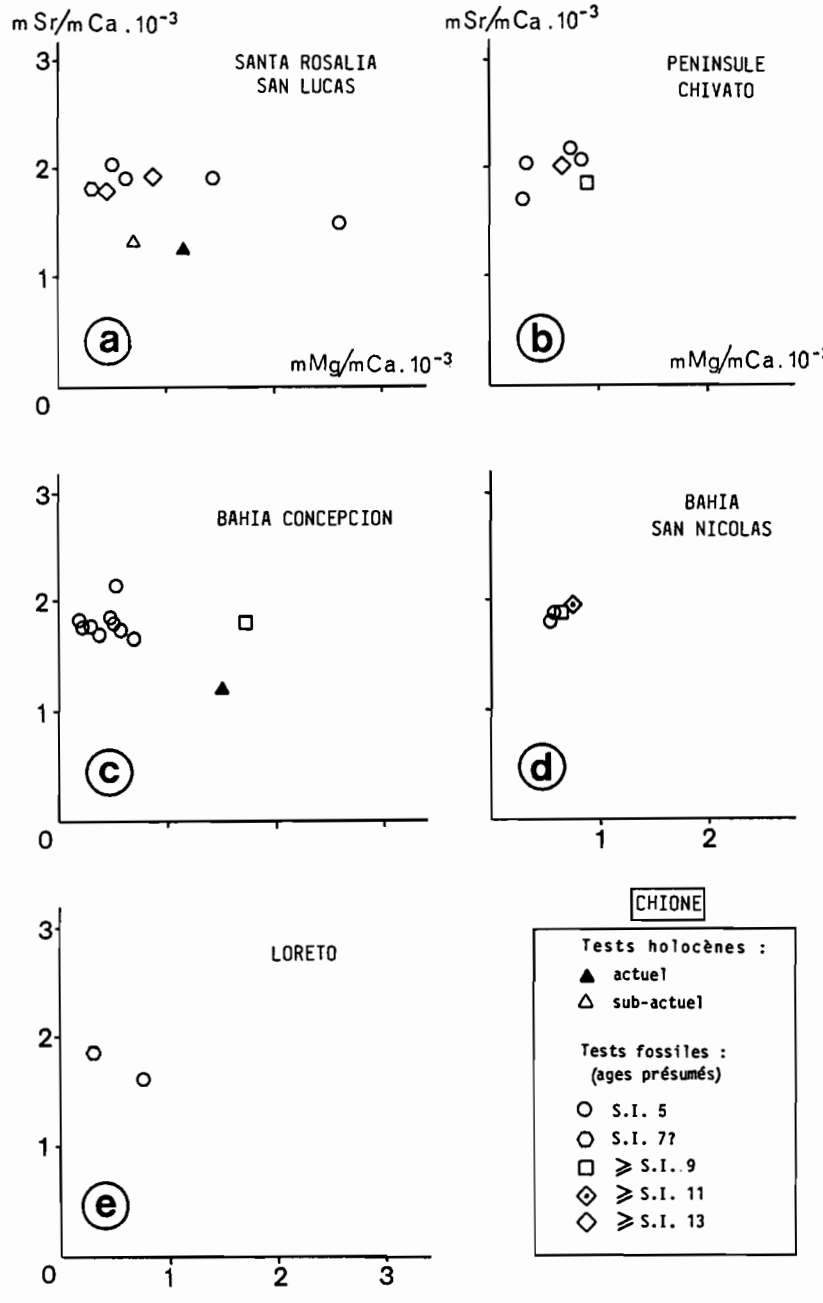


Fig. 8.6.- Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de Chione analysés de la côte orientale de Basse Californie Sud, classés par localité et par âge supposé (voir tabl. 8.5).

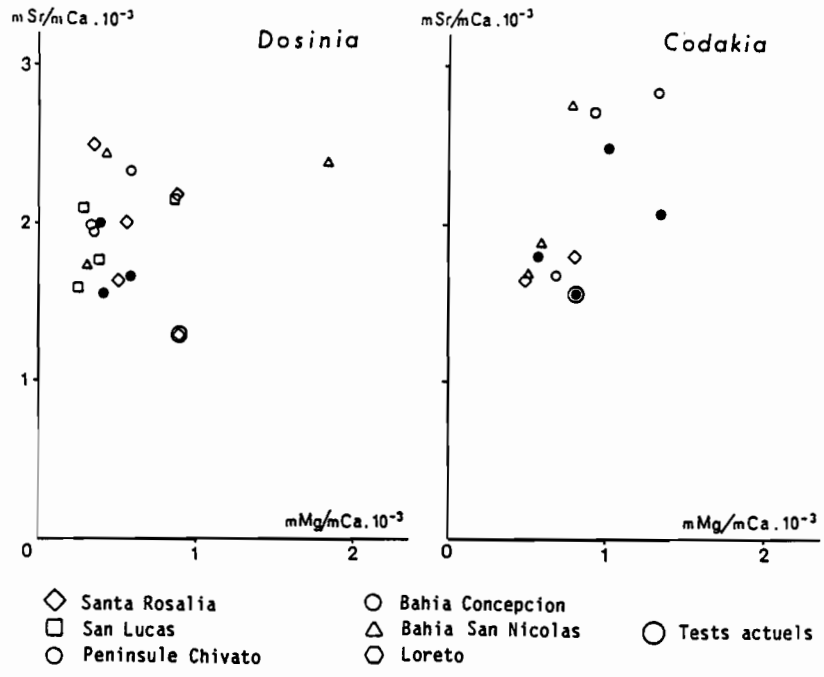


Fig. 8.7.- Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de Dosinia et de Codakia analysés de la côte orientale de Basse Californie Sud, classés par localité (voir tabl. 8.5).

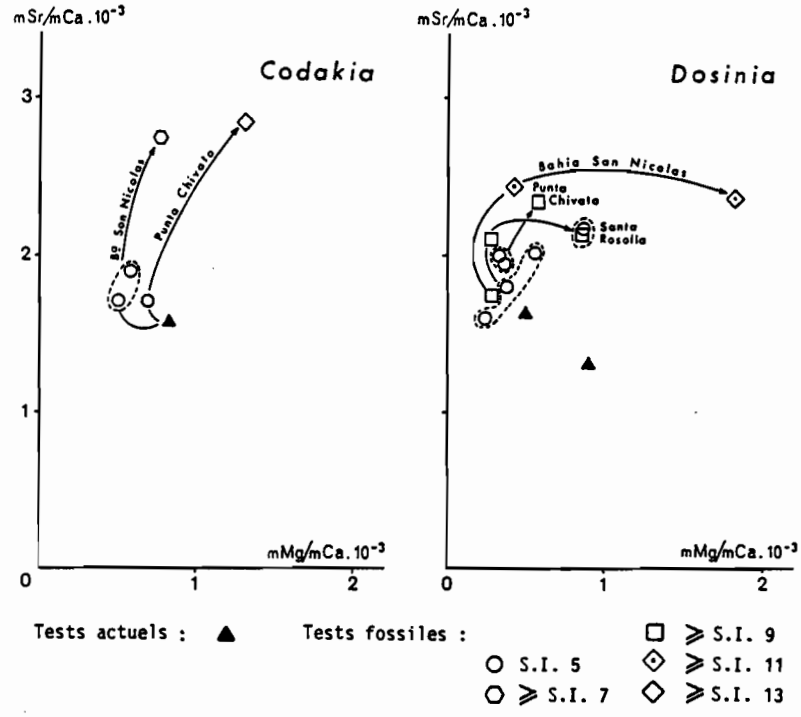


Fig. 8.8.- Evolution des rapports de concentration en Mg et en Sr de tests de Dosinia et de Codakia provenant de la côte orientale de Basse Californie Sud, telle qu'elle est déduite de l'âge croissant des localités, à l'intérieur des mêmes zones géographiques (Bahia San Nicolas, Punta Chivato, Santa Rosalia).

La diagenèse débute par une perte (faible) de Mg, et se poursuit par une augmentation substantielle des teneurs en Sr ; l'enrichissement en Sr peut éventuellement s'accompagner d'un léger appauvrissement en Mg.

Ce modèle général d'évolution des concentrations en Mg et en Sr s'applique à la presque totalité des cas étudiés ; pourtant certains tests, appartenant à l'un ou à l'autre des genres analysés, et qui ne sont pas nécessairement les plus anciens, présentent des teneurs en Mg relativement élevées par rapport à tous les autres échantillons, fossiles ou actuels. Ces tests tardivement enrichis en Mg témoignent soit d'une phase diagénétique plus avancée que les autres échantillons, soit de phénomènes d'altération particuliers.

8.2.3.2. Comparaisons intergénériques

Les tests de Dosinia et de Codakia présentent une dispersion des résultats d'analyses beaucoup plus large que les tests de Chione (fig. 8.9), surtout en ce qui concerne les teneurs en Sr ; les rapports de concentration molaire mSr/mCa des tests de Chione ne dépassent jamais $2,2.10^{3}$.

Par ailleurs on constate que les teneurs en Mg des tests de Codakia fossiles, dans l'ensemble du golfe, sont légèrement supérieures à celles des tests de Dosinia (fig. 8.3, 8.4 et 8.6). De plus les tests de Codakia les plus altérés sont particulièrement enrichis en Sr (fig. 8.8 et 8.9).

Ces différences de comportement diagénétique sont attribuées à des différences structurales entre les tests : texture des couches, arrangements cristallins, abondance et répartition de la matière organique, etc.

8.2.3.3. Notion de degré d'évolution diagénétique

A partir des variations de rapports de concentration en Mg et en Sr on a distingué trois stades d'évolution diagénétique des tests. Dans le premier stade, ne figurent que les tests actuels ou sub-actuels, dans le deuxième stade, la grande majorité des tests fossiles analysés, et enfin, dans le troisième stade, les tests fossiles les plus enrichis en Sr ainsi que ceux qui auraient manifesté un enrichissement secondaire en Mg (fig. 8.9). De manière arbitraire, on placera la limite entre la deuxième et la troisième catégories à la valeur $2,20.10^{-3}$ du rapport mSr/mCa. Pour les tests notablement enrichis en Mg, qui sont tous du genre Chione, une valeur limite du $1,5.10^{-3}$ du rapport mMg/mCa a été adoptée ; quelques échantillons de Codakia et de Dosinia, avec des rapports mMg/mCa entre $0,85.10^{-3}$ et $1,40.10^{-3}$, semblent cependant témoigner, par comparaison avec les autres échantillons, d'un certain enrichissement tardif en Mg (tabl. 8.6).

Le tableau 8.6 récapitule la liste des tests qui, selon ce classement empirique, apparaissent les plus évolués diagénétiquement, du point de vue des éléments traces.

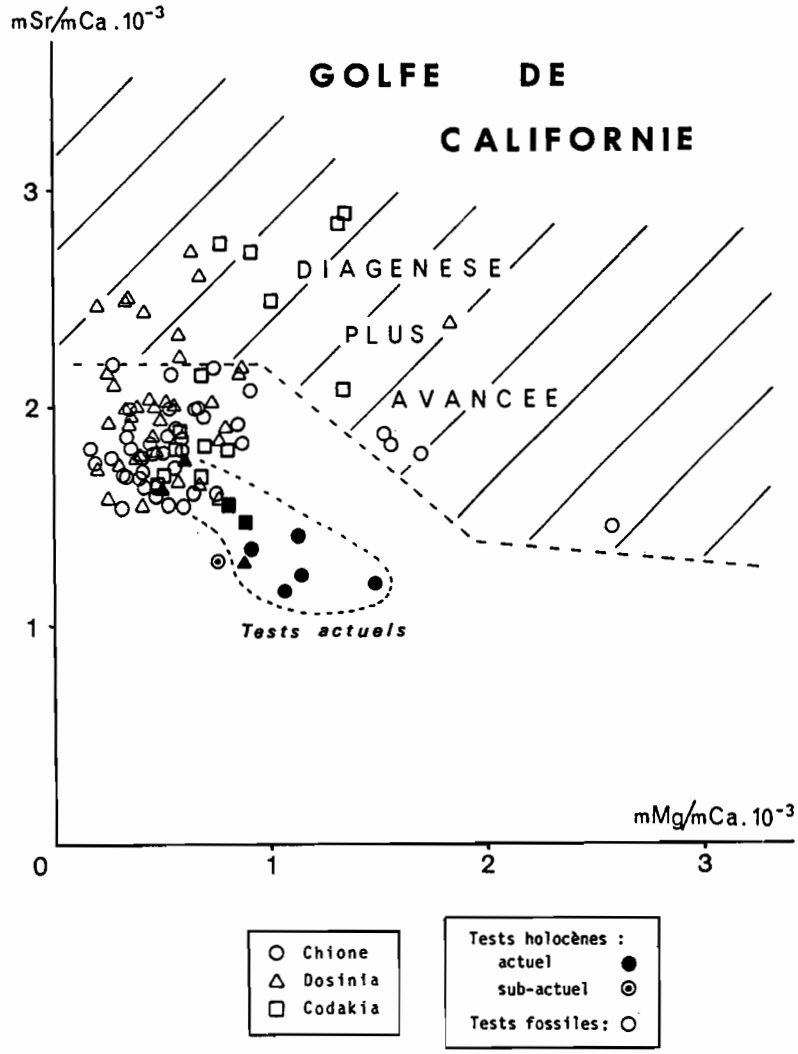


Fig. 8.9.- Rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des tests de lamellibranches analysés dans le Golfe de Californie, classés par genre (Chione, Dosinia et Codakia). On distingue les tests actuels ou subfossiles, le nuage de valeurs correspondant à la majorité des tests fossiles, et enfin, quelques tests diagénétiquement plus évolués (teneurs en Mg et en Sr plus élevées : voir tabl. 8.6).

TESTS FOSSILES DU GOLFE DE CALIFORNIE DIAGENETIQUEMENT LES PLUS EVOLUES

Fort enrichissement en Sr :
(rapport Sr/Ca $> 2{,}20.10^{-3}$)

Chione :	LS 660d	(E golfe)
Dosinia :	LP 28, LQ 149b, LQ 175d	(E golfe)
	LQ 246d, LQ 271a	(NW golfe)
	LU 1031d, LU 1057d, LU 1058a et LU 1105a	(SW golfe)
Codakia :	LQ 244c	(NW golfe)
	LU 1017c, LU 1042a, LU 1053a, et LU 1077b	(SW golfe)

Enrichissement secondaire en Mg :
(rapport Mg/Ca $> 1{,}5.10^{-3}$)

Chione :	LS 680	(E golfe)
	LQ 315d, LU 1036d, LU 1109d	(SW golfe)

Léger enrichissement relatif en Mg :

Dosinia :	LQ 410e, LU 1105c	(SW golfe)
Codakia :	LU 1114a	(SW golfe)
	(et LU 1017c, LU 1042a, LU 1053a et 1077b déjà mentionnés ci dessus)	

Tabl. 8.6.- Récapitulation des tests du Golfe de Californie considérés diagénétiquement les plus évolués d'après leurs fortes teneurs en Mg et en Sr (voir fig. 8.9).

8.3. LES TESTS DE LA COTE PACIFIQUE DE BASSE CALIFORNIE

8.3.1. Etude régionale

8.3.1.1. Les régions de San Juanico et Ojo de Liebre

Au sud et à l'est de la péninsule de Vizcaino, cinq tests fossiles de Chione ainsi que des tests appartenant à chacun des genres Dosinia, Protothaca et Tivela, ont été analysés (tabl. 8.7 et fig. 8.10).

Dans la région de Laguna Ojo de Liebre et de Salina Cuarenta, quatre tests fossiles de Chione, tous attribuables au dernier interglaciaire, présentent des teneurs en Mg très faibles et pratiquement identiques entre elles, et des teneurs en Sr plus variables (fig. 8.11). Les organismes vivaient dans un environnement lagunaire comparable à l'actuel, appauvri à la fois en Mg et en Sr.

Dans la région de San Juanico, l'échantillonnage effectué permet de comparer les concentrations en Mg et en Sr de tests actuels et fossiles des trois principaux genres étudiés, Chione, Protothaca et Tivela (fig. 8.11). Plusieurs de ces échantillons fossiles et actuels des trois genres, ont, à âge égal, des teneurs en Mg plus élevées que dans les autres régions; il est difficile de déterminer si ces fortes teneurs en Mg sont liées à des facteurs de milieu (notamment, la température) ou à des phénomènes diagénétiques particuliers.

On notera cependant que l'échantillon étudié le plus ancien de la côte pacifique (LV 1273a) (Pliocène ou Pléistocène inférieur ?) présente des rapports de concentration molaire mSr/mCa et mMg/mCa parmi les plus élevés.

8.3.1.2. La côte de Basse Californie Nord

Des échantillons fossiles et actuels de Protothaca et Tivela ont été recueillis en quatre localités le long de la côte pacifique de Basse Californie Nord (tabl. 8.7, fig. 8.12).

Les quelques tests de Protothaca, d'âges différents (Holocène, S.I.5, S.I.7 et $\geq$ S.I.9), de cette région présentent une évolution cohérente des teneurs en Mg et en Sr, qui pourrait être représentative de modifications diagénétiques spécifiques. Au cours des premiers millénaires, les tests perdraient près de la moitié de leur Mg initial (destruction et transformation de la matière organique), puis en quelques dizaines de milliers d'années, il se produirait une légère augmentation (moins de 50 %) des concentrations en Sr, et éventuellement en Mg ; dans une phase ultérieure, durant plusieurs centaines de milliers d'années, il se produirait une très forte augmentation (400 %) des teneurs en Mg, accompagnée d'une faible perte en Sr. Bien que l'échantillon (LU 1140a) qui témoigne de cet enrichissement en Mg semble inclure moins de 1 % de calcite, il est probable que cette dernière phase de la diagenèse corresponde à un début de transformation minéralogique du test. Ce modèle d'évolution, confirme les tendances observées sur quelques-uns des tests de Dosinia et de Chione du Golfe de Californie.

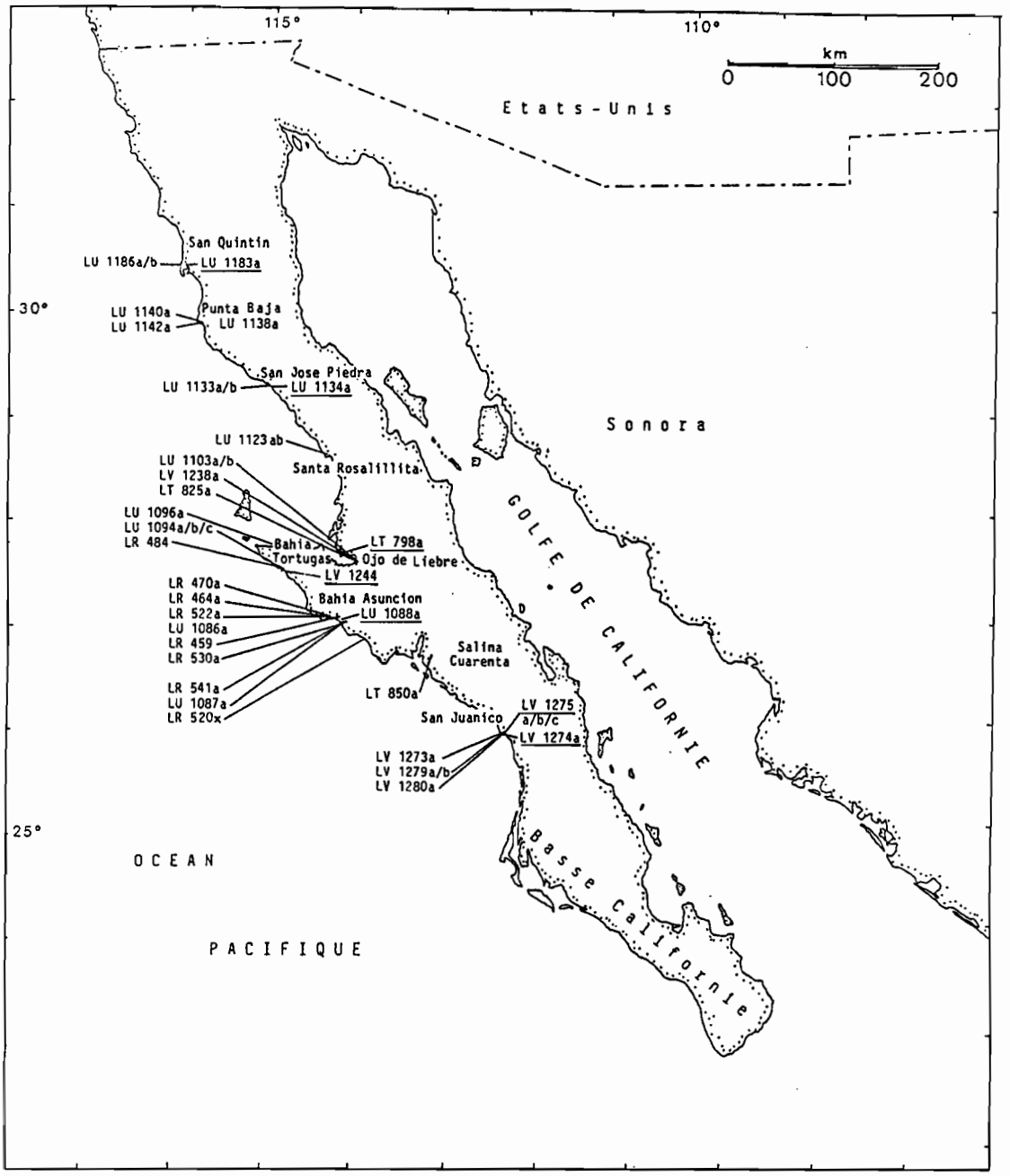


Fig. 8.10.- Localisation des échantillons de lamellibranches de la côte occidentale de Basse Californie étudiés pour leur composition en Mg et en Sr (voir tabl. 8.7). Les n° d'échantillons soulignés correspondent à des tests actuels ou sub-fossiles (voir tabl. 8.1).

Région	N°échant.	Genre (1)	Age présumé (2)	Age aminostr. (3)	Age U/Th (4)	%calc.	Mg (ppm)	Sr (ppm)	mMg/Ca x10 $^{-3}$	mSr/Ca x10 $^{-3}$
San Juanico	LV 1280a	Pro	5	-	-	0.8	161	1700	0.69	2.03
	LV 1279a	Chi	7	-	-	0.5	350	1490	1.55	1.83
	LV 1279b	Tiv	"	-	-	0.8	620	1820	2.89	2.36
	LV 1273a	Chi	> 17	-	-	4.5	300	2500	1.26	2.91
S.Cuarenta	LT 850a	Chi	⩾ 5	-	-	1.0	80	1450	0.33	1.65
Ojo de Liebre	LT 825a	Chi	5	-	-	1.3	72	1500	0.30	1.79
	LV 1238a	Chi	5	-	-	1.2	90	1170	0.37	1.36
	LU 1103a	Chi	5	-	-	1.2	80	1530	0.33	1.75
	LU 1103.b	Dos	"	-	-	1.2	220	1650	0.89	1.85
Bahia Asuncion	LR 520x	Tiv	7?	7	97;144	0.7	120	2130	0.50	2.50
	LU 1087a	Tiv	5	-	-	0.7	120	1700	0.51	2.01
	LR 541a	Tiv	⩾ 7	7	excès Io	1.6	70	3000	0.29	3.38
	LR 530a	Tiv	⩾ 7	⩾ 9	excès Io	1.3	160	1910	0.66	2.19
	LR 459	Tiv	⩾ 7	⩾ 9	excès Io	1.6	70	2320	0.30	2.80
	LU 1086a	Chi	"		-	0.8	100	1230	0.43	1.47
	LR 522a	Tiv	⩾ 5	5	235	0.8	200	2520	0.85	2.97
	LR 464a	Tiv	7?	7	-	0.8	110	2300	0.48	2.81
	LR 470a	Tiv	> 9	⩾ 9	⩾400	1.0	230	2000	1.01	2.42
Bahia Tortugas	LU 1094a	Chi	⩾ 5	5	77/141	0.7	100	1670	0.40	1.88
	LU 1094b	Pro	"	"	"	0.8	110	1860	0.45	2.12
	LU 1094c	Dos	"	"	"	1.1	80	2220	0.33	2.52
	LR 484	Tiv	7?	7	285/60	1.1	90	2290	0.39	2.77
	LU 1096a	Chi	9?	-	-	0.8	160	2200	0.67	2.55
Santa Rosalillita	LU 1123ab	Pro	5	(5)	-	3.3	229	1600	0.97	1.89
San José Piedra	LU 1133a	Pro	⩾ 5	-	>200/150	3.0	433	1800	1.85	2.14
	LU 1133b	Tiv	"	-	150	2.5	359	2000	1.56	2.40
Punta Baja San Quintin	LU 1142a	Pro	5	-	-	1.1	109	1500	0.47	1.80
	LU 1140a	Pro	⩾ 9	-	-	0.7	1110	1410	4.48	1.58
	LU 1186a	Pro	5	-	-	0.7	221	1900	0.96	2.29
	LU 1186b	Tiv	5	-	-	0.5	272	2100	1.18	2.53

(1) Pro: *Protothaca* sp. ; Chi : *Chione* sp. ; Tiv. : *Tivela stultorum*
Dos: *Dosinia ponderosa*.
(2) Age présumé de la localité, exprimé en n° de stade isotopique.
(3) Age déduit des interprétations aminostratigraphiques, exprimé en n° de stade istotopique (voir tabl.7.14).
(4) Age radiométrique (U/Th) obtenu dans la même localité, exprimé en ka (voir tabl. 6.4).

Tabl. 8.7 .- Composition en Mg et en Sr des tests de lamellibranches fossiles étudiés sur la côte occidentale de Basse Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 8.10 et représentation graphique de leur rapport de concentration en Mg et en Sr fig. 8.11, 8.12 et 8.13.

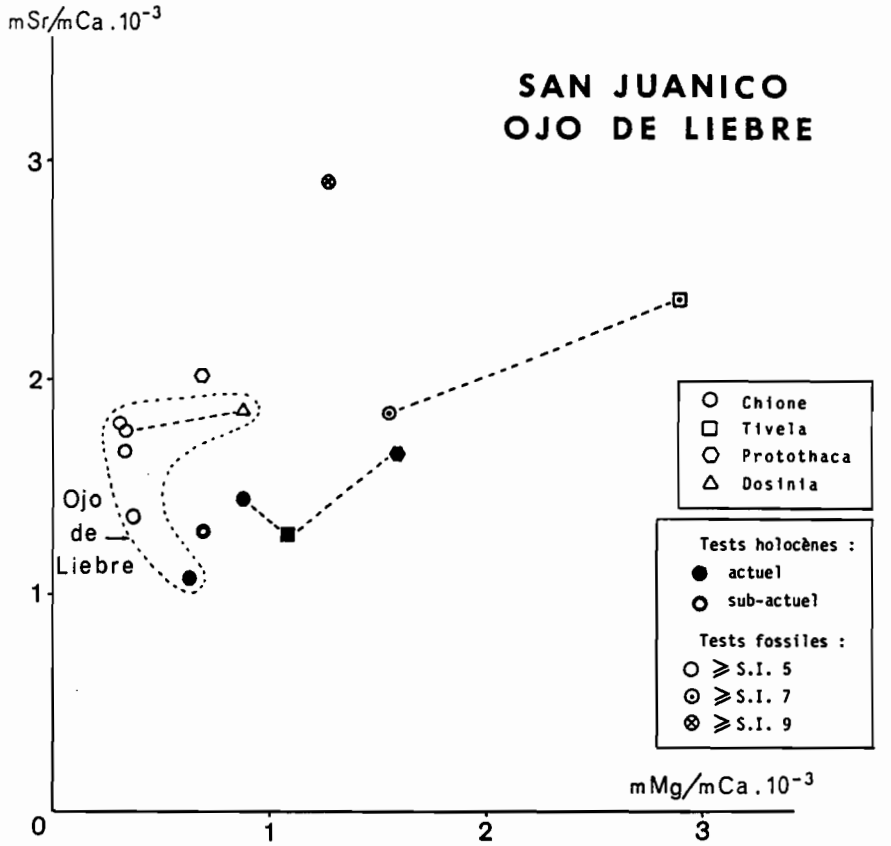


Fig. 8.11. - Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de lamellibranches analysés de la région de San Juanico-Ojo de Liebre, côte occidentale de Basse Californie (voir tabl. 8.7). Les pointillés relient les échantillons de genres distincts d'une même localité.

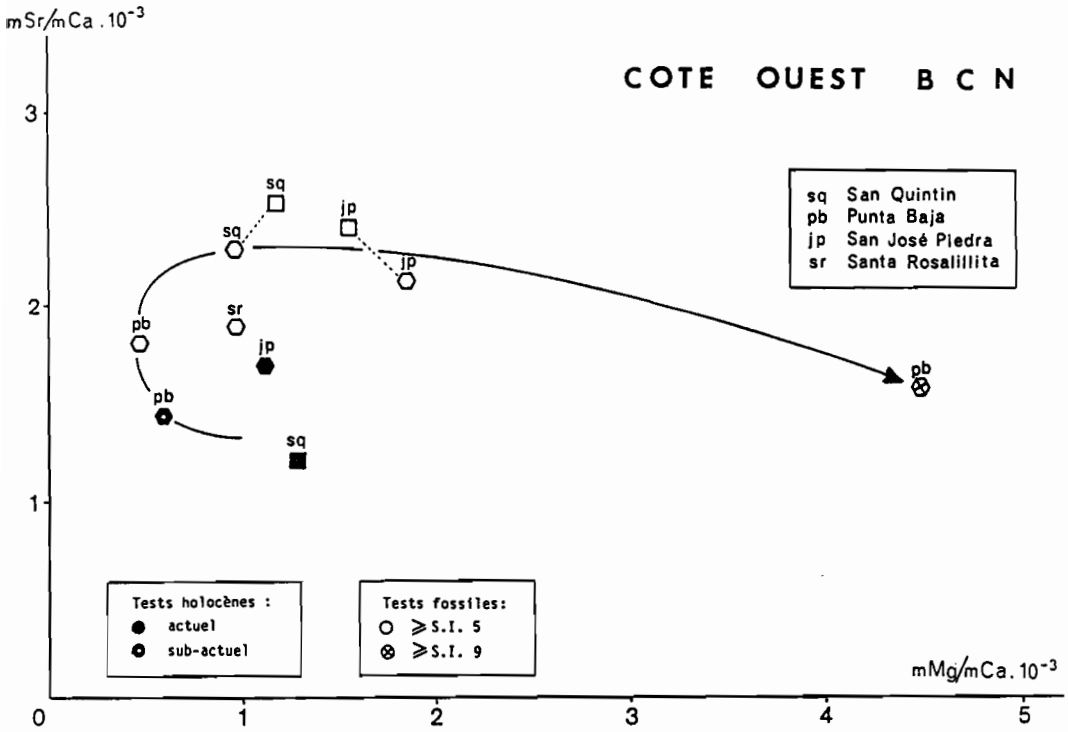


Fig. 8.12. - Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de lamellibranches analysés de la côte occidentale de Basse Californie Nord (voir tabl. 8.7). Les pointillés relient les échantillons de genres distincts provenant d'une même localité. La flèche, entre les échantillons de Protothaca d'âges différents, figure l'évolution, au cours du temps, des teneurs en Mg et en Sr.

Les données concernant les tests fossiles de Tivela montrent des augmentations importantes des teneurs en Sr (de l'ordre de 200 %), et des gains plus faibles en Mg (fig. 8.12).

8.3.1.3. La péninsule de Vizcaino

Ce sont surtout des tests de Tivela qui ont été analysés dans cette région (tabl. 8.7, fig. 8.13).

Par rapport aux tests actuels, les tests fossiles de Tivela sont caractérisés par un gain important de Sr et une légère perte de en Mg. La dispersion des résultats de tests fossiles de Tivela, ainsi que la forme du nuage de points dans la fig. 8.13 (mais non les valeurs de mSr/mCa) présentent des similitudes avec celles qui concernent les tests de Dosinia (fig. 8.7). L'évolution des teneurs en Mg et en Sr de ces tests apparaît nettement différente de celle des tests de Protothaca (fig. 8.12).

Par ailleurs, on remarque que les tests des trois genres Protothaca, Chione et Dosinia de la même localité LU 1094 (Cabo Tortolo) ont des teneurs en Mg très voisines et particulièrement faibles ; une paire d'échantillons de Chione (LU 1086a) et de Tivela (LR 459) provenant d'une autre localité, présentent également de très faibles teneurs en Mg. Ces faibles valeurs semblent refléter des caractères paléoécologiques.

8.3.2. Interprétations paléoécologiques

Les tests actuels de lamellibranches de la côte pacifique de Basse Californie présentent une gamme de teneurs en Mg assez large (fig. 8.2) qui explique, dans une certaine mesure, la variabilité des concentrations en Mg observées dans les tests fossiles (fig. 8.14). Ainsi, la relative richesse en Mg des tests fossiles de la région de San Juanico semble être liée à celle qui caractérise les tests actuels de cette région ; de la même manière , les très faibles teneurs en Mg et en Sr des tests de la région d'Ojo de Liebre sont à rapprocher des faibles concentrations en éléments traces constatées dans les organismes vivant en milieu lagunaire.

En dehors de ces régions lagunaires et de certaines localités de la péninsule de Vizcaino où les tests sont appauvris en Mg, les valeurs des concentrations en Mg et en Sr des tests fossiles ne fournissent pas d'informations paléoécologiques directement utilisables.

Dans la fig. 8.15, qui récapitule, en fonction de leur provenance géographique, les rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des échantillons analysés, on remarque que les valeurs extrêmes qui permettent, en définitive, de distinguer les groupes régionaux, correspondent toutes à des termes avancés de la diagenèse de tests (des espèces Tivela, Chione ou Protothaca, selon les cas).

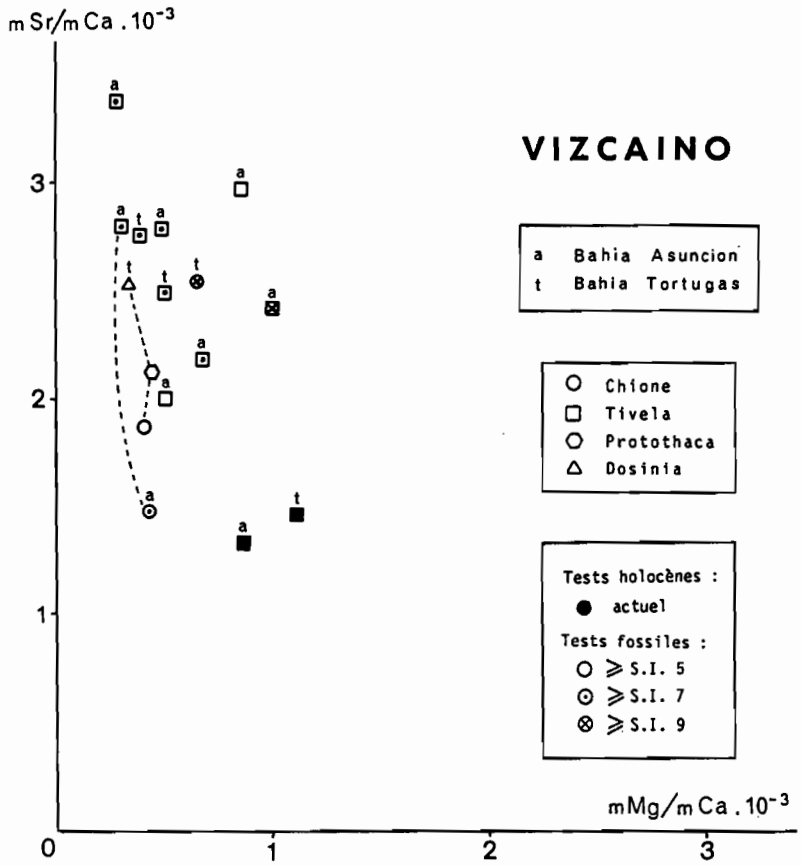


Fig. 8.13. - Rapports de concentration en Mg et en Sr des tests de lamellibranches analysés de la région de Vizcaino, côte occidentale de Basse Californie (voir tabl. 8.7). Les pointillés relient les échantillons de genres distincts provenant d'une même localité.

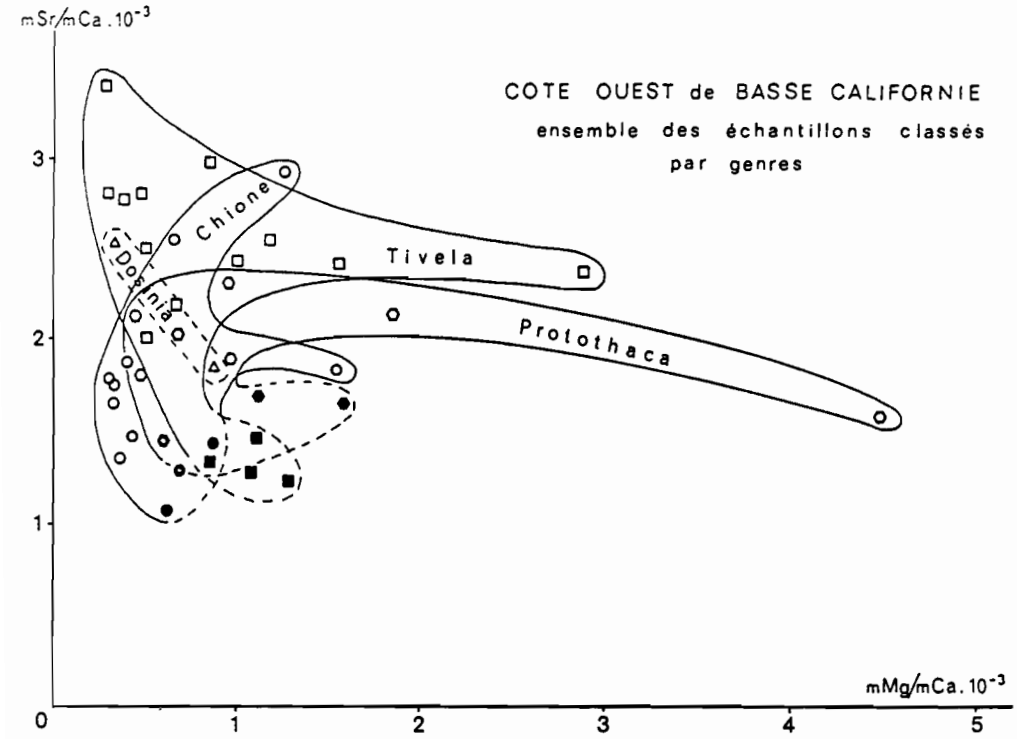


Fig. 8.14.- Rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des tests de lamellibranches analysés sur la côte occidentale de Basse Californie, classés par genre.

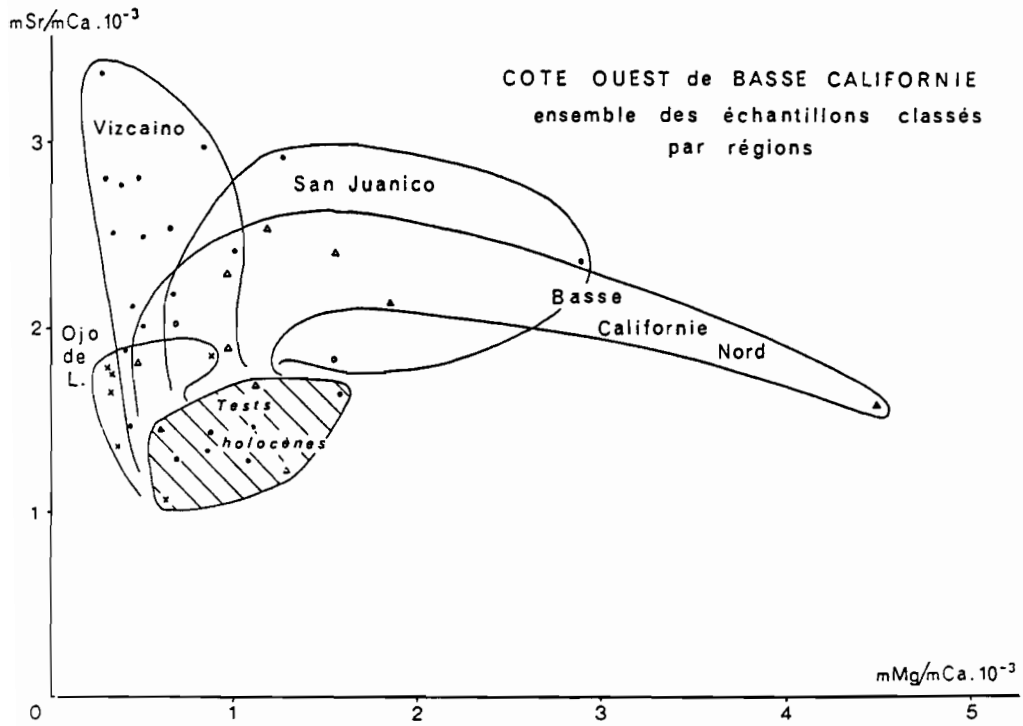


Fig. 8.15.- Rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des tests de lamellibranches analysés sur la côte occidentale de Basse Californie, classés par région géographique.

8.3.3. Interprétations diagénétiques

8.3.3.1. Les premières phases de l'évolution diagénétique générale

On a vu que, pour tous les genres de lamellibranches, aussi bien dans le Golfe de Californie que sur la côte pacifique de la péninsule, les premières phases de la diagenèse précoce se traduisent par une baisse rapide de la concentration en Mg (tests holocènes) et par une augmentation des teneurs en Sr des tests (tests pléistocènes). L'évolution ultérieure des compositions en éléments traces, dans les tests les plus anciens, varie selon les genres des mollusques fossiles, et probablement aussi en fonction de certaines conditions diagénétiques.

Il se pourrait que près de la moitié du Mg observé dans les tests actuels de lamellibranches qu'on ne retrouve plus dans les tests holocènes (ou plus anciens) soit adsorbé, ou lié à la phase organique d'une façon ou d'une autre.

L'augmentation de la concentration en Sr des tests fossiles par rapport aux tests actuels ou holocènes, dont l'amplitude peut atteindre 100 % pour des tests du dernier interglaciaire, n'est pas encore bien expliquée (paragr. A8.4.1.2.).

8.3.3.2. Typologie des évolutions diagénétiques selon les genres

L'évolution des teneurs en Mg et en Sr, en fonction de leur âge, des tests de Chione, Tivela et de Protothaca de la côte pacifique de Basse Californie est retracée fig. 8.16, 8.17, et 8.18.

Au cours des premières centaines de milliers d'années de diagenèse, les tests de Tivela voient leur teneur en Sr augmenter et celles en Mg diminuer très légèrement (fig. 8.18) ; comme dans certains tests de Dosinia du Golfe de Californie, il semble que la perte de Mg soit concomitante du gain de Sr, dans la phase avancée de la diagenèse. Une autre tendance évolutive des concentrations en Mg et en Sr est observée dans certains tests de Tivela des régions de San Juanico et de Basse Californie Nord ; dans ce dernier modèle, comparable à celui qui s'applique aux tests de Protothaca et à certains tests de Chione et de Dosinia, il y aurait, après une centaine de milliers d'années de diagenèse, un arrêt de l'enrichissement en Sr et une forte augmentation des concentrations en Mg.

La variation des compositions en éléments traces des tests de Chione, au cours du temps, détermine deux types d'évolution diagénétique sur la côte ouest de la péninsule, et un seul type dans le Golfe de Californie.

8.3.3.3. Degré d'évolution diagénétique

Trois des quatre échantillons les plus anciens de Chione de la côte occidentale de Basse Californie présentent des rapports de concentration en éléments traces au-delà des valeurs limites de rapports mSr/mCa et mMg/mCa déterminées empiriquement dans le golfe pour distinguer les tests les plus évolués d'un point de vue diagénétique (fig.

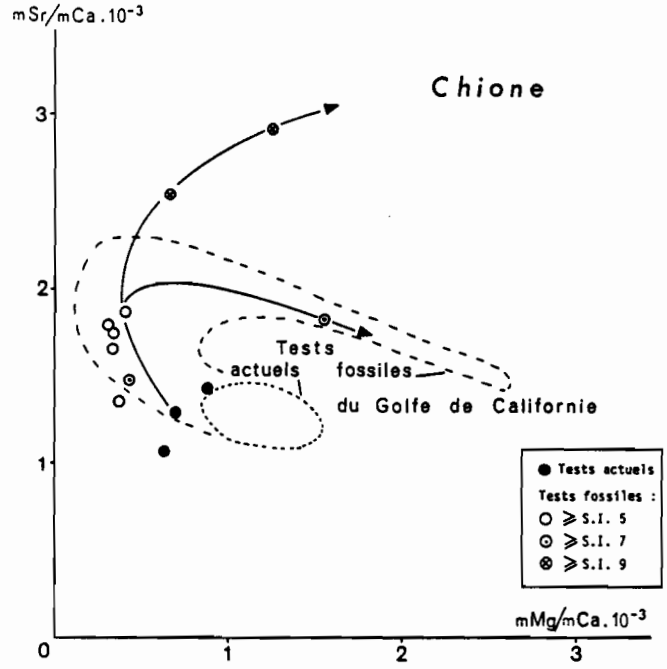


Fig. 8.16. - Rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des tests de Chione analysés sur la côte occidentale de Basse Californie. Les pointillés et les tiretés figurent les enveloppes des points correspondant aux tests actuels et fossiles analysés dans le Golfe de Californie. Les deux flèches représentent les deux types d'évolution, au cours du temps, des teneurs en Mg et en Sr.

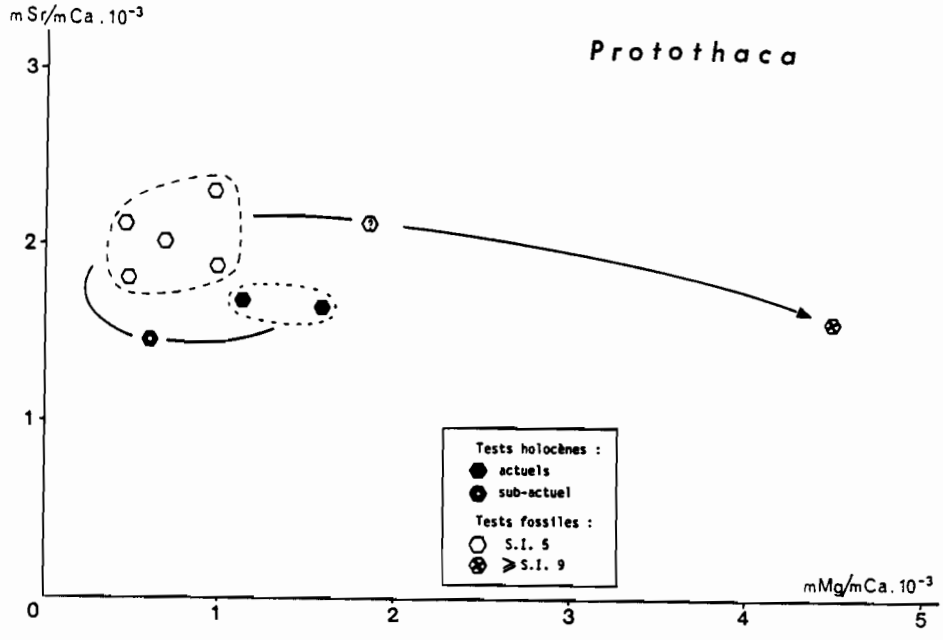


Fig. 8.17. - Rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des tests de Protothaca analysés sur la côte occidentale de Basse Californie. La flèche figure l'évolution, au cours du temps, des teneurs en Mg et en Sr.

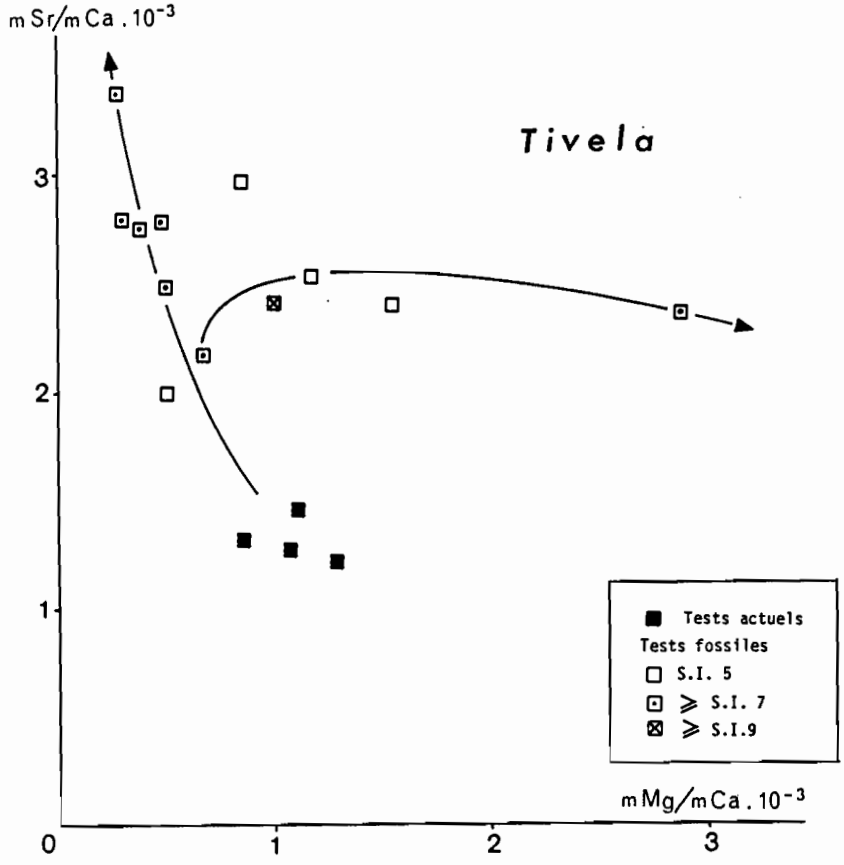


Fig. 8.18. - Rapports de concentration en Mg et en Sr de l'ensemble des tests de Tivela analysés sur la côte occidentale de Basse Californie. Les deux flèches représentent les deux types d'évolution, au cours du temps, des teneurs en Mg et en Sr.

8.9 et 8.16).

Pour le genre Protothaca, on peut estimer également que les échantillons présentant un rapport mMg/mCa supérieur à $1,50.10^{-3}$ sont diagénétiquement évolués. Quant au genre Tivela, le fait que les échantillons les plus anciens ne présentent pas toujours des valeurs de rapports mMg/mCa et mSr/mCa supérieures à celles des tests du dernier interglaciaire (fig. 8.18) pose un problème d'interprétation : peut-être des différences de conditions diagénétiques locales, ou des teneurs originellement élevées en Mg expliquent-elles cette situation ? On ne proposera donc pas de classification de tests de Tivela.

Hormis le cas du plus vieil échantillon analysé sur la côte occidentale de Basse Californie (test de Chione LV 1273a) qui contient 4,5 % de calcite, et dont les teneurs en Mg et en Sr sont élevées, il ne semble pas y avoir de corrélation entre les teneurs en calcite et celles en éléments traces des échantillons.

8.4. CONCLUSIONS

8.4.1. Sur le plan des interprétations paléoécologiques

Les informations d'ordre paléoécologique déduites de la composition en éléments traces des tests de lamellibranches étudiés dans l'ensemble de la région sont très limitées.

Les variations, non négligeables, de teneurs en Mg et en Sr des quelques tests d'organismes actuels analysés sont elles-mêmes délicates à interpréter en termes de paramètres physico-chimiques du milieu. Ainsi, le fait que les teneurs en Mg des tests actuels de Chione du Golfe de Californie soient supérieures à celles des tests, de même genre, sur la côte occidentale de Basse Californie est en partie attribuée à la différence de températures moyennes des eaux de ces deux régions, mais peut également témoigner de variations d'autres facteurs (salinité, concentration en Mg et en Sr de l'eau de mer, etc.). A propos du rôle d'indicateur des paléotempératures de la composition en Mg des tests de mollusques aragonitiques, on rappellera que Krinsley (1960) et Curtis et Krinsley (1965) n'ont pas pu mettre en évidence de corrélations entre la température de l'eau et les teneurs en Mg de tests de gastéropodes littoraux de la côte californienne (fig. A8.1).

Par ailleurs, la variabilité des évolutions diagénétiques des compositions en Mg et en Sr complique la reconstitution des teneurs originelles en éléments traces des tests fossiles. Comme exemples d'évolutions parallèles des teneurs en Mg et en Sr, qui pourraient avoir une signification paléoécologique quant aux compositions originelles en éléments traces des tests, on peut citer :

- la comparaison des résultats concernant les tests de Codakia et de Dosinia dans les zones de Bahia San Nicolas et Punta Chivato (côte orientale de Basse Californie Sud) (fig. 8.8) ; les tests, d'âges variés, provenant de Bahia San Nicolas sont systématiquement moins riches en Mg que ceux recueillis à Punta Chivato (sauf un test, ancien et très altéré, de Dosinia, de Bahia San Nicolas).

- la comparaison des résultats concernant les tests de Chione des zones de Ojo de Liebre et de San Juanico (côte pacifique de Basse Californie) (fig. 8.11) ; les tests actuels et fossiles de Chione recueillis à Ojo de Liebre ont des teneurs en Sr, et surtout en Mg, moindres que celles des tests de San Juanico.

Dans l'état actuel des connaissances concernant les quelques genres de lamellibranches étudiés dans cette région, il n'est donc pas encore possible de "remonter" à la composition originelle des éléments traces des tests, et donc d'interpréter en termes de paléoenvironnements les teneurs en Mg et en Sr de tests fossiles. Néanmoins on peut distinguer dans des séries d'échantillons fossiles, de même genre, ceux qui initialement présentaient des teneurs faibles en Mg (baies fermées et lagunes littorales).

8.4.2. Sur le plan de l'évolution diagénétique des tests

8.4.2.1. Les premiers stades diagénétiques

Les quelques tests sub-actuels (holocènes) analysés se caractérisent par des teneurs en Mg inférieures à celles des tests actuels de même genre et provenant des mêmes zones géographiques (fig. 8.9 et 8.14). Cette importante perte de Mg, peu de temps après la mort de l'animal et qui semble être systématique dans les tests aragonitiques de mollusques d'âge récent (voir notamment fig. A8.1 : localités C et D, fig. A8.2 et A8.3), n'affecte probablement pas la phase minérale carbonatée du test. Le Mg, assez mobile, est probablement lié à la matière organique, ou éventuellement adsorbé à la surface des cristaux d'aragonite (paragr. A8.1 et tabl. A8.1).

Les tests d'âge Pléistocène supérieur, (10 000 - 140 000 ans B.P.) présentent des teneurs en Mg moindres, et des teneurs en Sr supérieures, à celles des tests actuels. Cette évolution s'observe pour tous les genres de lamellibranches étudiés et dans toutes les localités. Quelques échantillons du dernier interglaciaire, plus altérés que les autres, et quelques tests plus anciens (Pléistocène moyen et inférieur) témoignent de gains en Mg et/ou en Sr assez importants qui caractérisent des stades diagénétiques plus avancés (voir ci-dessous) ; cependant, certains échantillons anciens, notamment des genre Chione, Dosinia et Tivela, ne présentent aucune variation notable de composition en éléments traces par rapport aux tests du Pléistocène supérieur (fig. 8.6).

L'augmentation des teneurs en Sr, observée dans les tests du Pléistocène supérieur, par rapport à celles des tests sub-actuels holocènes (et actuels), et également signalée par d'autres auteurs (fig. A8.1), correspond à une incorporation plus tardive de Sr. Le mécanisme et les sites de cette fixation de Sr restent à déterminer. Les eaux météoriques qui auraient préalablement dissous de l'aragonite biogénique, et qui seraient ainsi enrichies en Sr, ont vraisemblablement joué un rôle primordial. Par ailleurs, on relève le fait que pour plusieurs genres de lamellibranches étudiés, en particulier Chione et Protothaca, l'incorporation de Sr est limitée à des rapports de concentration mSr/mCa d'environ $2,20.10^{-3}$, même pour des échantillons

anciens ; cela suggère que les sites de fixation du Sr, au moins pour ces deux genres de lamellibranches, sont en nombre limité et qu'ils sont liés à la phase minérale carbonatée. Les autres genres de lamellibranches, Dosinia, Codakia et Tivela, présentent au-delà de cette phase des stades d'évolution diagénétique plus poussée.

8.4.2.2. Les stades diagénétiques avancés

Au-delà des deux premiers stades diagénétiques (perte de Mg, puis gain de Sr), plusieurs types d'évolution diagénétique ont été observés (fig. 8.5, 8.8, 8.16, 8.17, 8.18).

La fig. 8.19 récapitule ces différentes tendances évolutives en les regroupant en trois types (et omet un quatrième type, illustré par les tests de Chione de la région de Santa Rosalia, et se caractérisant par un simple arrêt de l'incorporation de Sr sans modification des teneurs en Mg). Le type I est illustré par des exemples de Tivela dans la péninsule de Vizcaino et par quelques tests de Dosinia de la moitié septentrionale du Golfe de Californie : il est caractérisé par une augmentation, pas toujours très importante, des teneurs en Sr, accompagnée d'un léger déficit en Mg. Le type II dont les meilleurs exemples sont fournis par les tests de Codakia et quelques-uns des tests de Chione de la côte occidentale de Basse Californie, est caractérisé par une augmentation conjointe des teneurs en Mg et en Sr. Le type III, qui s'applique aussi bien aux tests de Protothaca et à certains tests de Tivela de Basse Californie Nord et de San Juanico qu'à plusieurs tests de Chione et de Dosinia du Golfe de Californie, est marqué par une augmentation souvent très importante des teneurs en Mg et une diminution (peut-être corrélative) des teneurs en Sr.

On remarque donc que les types d'évolution diagénétique ne caractérisent pas tel ou tel genre de lamellibranche, et que des tests très altérés de Chione, Tivela ou Dosinia fournissent, au contraire, des exemples de tendances évolutives de plusieurs types. Cela suggère que les phénomènes en cause ne sont pas strictement déterminés par la structure des tests. Par ailleurs les trois types d'évolution diagénétique sont suffisamment distincts pour ne pas pouvoir être expliqués par de simples variations (qui seraient naturellement continues) de conditions d'environnement diagénétique : plus ou moins grande circulation d'eaux superficielles, influence de la température, ou du pH, rôle des microorganismes, profondeur d'enfouissement, etc.. Cette trilogie suggère plutôt que trois mécanismes d'altération distincts sont en cause ; ce serait en fonction des conditions physico-chimiques locales et de la structure des tests que l'un ou l'autre de ces mécanismes prédominerait.

Le type d'évolution commun pour le plus grand nombre de genres, est le type III (fig. 8.19). L'incorporation massive de Mg qui caractérise ce type III témoigne vraisemblablement d'un changement minéralogique. Les quelques tests de lamellibranches fossiles de la région du Golfe de Californie qui relèvent de cette tendance évolutive seraient donc ceux dont l'aragonite originelle commencerait à se transformer en calcite (paragr. A8.4.2.3).

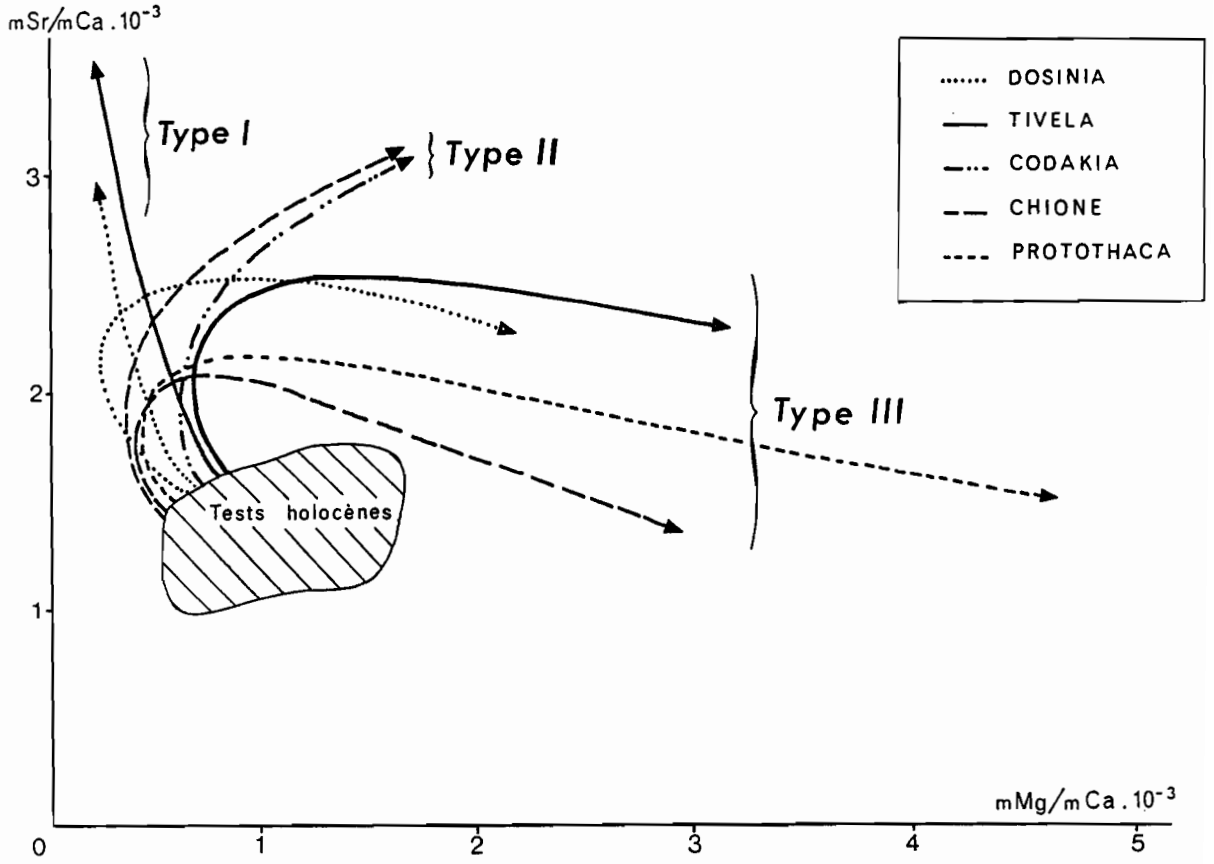


Fig. 8.19.- Les trois principaux types d'"évolution avancée" des teneurs en Mg et en Sr de tests de lamellibranches de la région du Golfe de Californie (voir fig. 8.5, 8.8, 8.16, 8.17, et 8.18).

- Type I : forte incorporation de Sr et légère perte (relative) de Mg ;
- Type II : augmentation des teneurs en Mg et en Sr ;
- Type III: fort enrichissement en Mg et légère perte (relative) en Sr.

La signification précise des variations de teneurs en Mg et en Sr dans les évolutions diagénétiques de types I et II reste à déterminer, même si l'augmentation des teneurs en Sr dans des tests de mollusques aragonitiques, est un phénomène communément constaté au cours de la diagenèse précoce (Krinsley, 1960 ; Curtis & Krinsley, 1965 ; Ragland et al., 1969 ; Walls et al., 1977). Il pourrait être significatif que chacun de ces deux types d'évolution diagénétique soit illustré par des échantillons de genres différents.

La migration de radio-éléments de la série de l'uranium qui expliquerait des anomalies radiochronologiques ne semble cependant pas systématiquement liée aux modifications diagénétiques décelées par les variations de teneurs en Mg et en Sr, bien que plusieurs échantillons ayant fourni des âges apparents douteux (LP 28, LQ 149b, LQ 271a, LS 680 et LU 1105c) présentent des signes de diagenèse "avancée".

(TROISIEME PARTIE ;

ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES)

9. ANALYSES ISOTOPIQUES (^{18}O et ^{13}C) DE TESTS DE LAMELLIBRANCHES

9.1. Introduction

9.2. Les analyses isotopiques de tests de lamellibranches dans le Golfe de Californie

9.3. Les analyses isotopiques de tests de lamellibranches de la côte pacifique de Basse Californie

9.4. Conclusions sur les apports des analyses isotopiques

ANALYSES ISOTOPIQUES (^{18}O et ^{13}C) DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES

9.1. INTRODUCTION

9.1.1. Objectifs

Les analyses isotopiques de tests de lamellibranches provenant de la région du Golfe de Californie ont été réalisées dans plusieurs buts.

Un premier objectif, d'ordre paléo-écologique, est de compléter les informations dont on dispose sur un certain nombre de localités fossilifères, en tentant de préciser l'importance des influences continentales (milieu lagunaire) et les conditions thermiques (annexe A9). Il s'agit donc de comparer les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des carbonates de tests de lamellibranches de localités d'âges variés, provenant de diverses zones géographiques et de différents environnements littoraux.

Un deuxième objectif général est d'ordre paléoclimatique et chronostratigraphique. On tentera de caractériser la teneur en ^{18}O des tests de certaines espèces de lamellibranches fossiles de la terrasse marine du dernier interglaciaire (comparaisons inter-régionales de paléo-températures et différences de températures entre l'actuel et le dernier interglaciaire), et des terrasses marines du Pléistocène moyen (comparaisons des paléotempératures et du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer, lors des divers maxima interglaciaires). Au cours de cette étude, on verra que, dans certains cas, la composition isotopique de l'oxygène des tests permet de distinguer des fossiles du maximum marin du dernier interglaciaire.

Enfin, on a voulu compléter la confrontation, sur les mêmes échantillons, des données des différentes analyses minéralogiques, géochimiques et géochronologiques pour contrôler les caractères d'altération de certains tests fossiles et pour mettre en évidence des ouvertures du système chimique carbonaté (recristallisations et échanges isotopiques). Ces confrontations doivent également permettre d'écarter certains résultats d'analyses lors des interprétations d'ordre paléoécologique ou chronostratigraphique.

9.1.2. Méthodologie

9.1.2.1. Matériel étudié

Pour une large majorité, les échantillons analysés sont les mêmes que ceux étudiés précédemment (chap. 6, 7 et 8).

Dans quelques cas les analyses isotopiques ne concernent pas les individus qui ont été datés mais un autre individu de la même espèce, prove-

nant du même site. Par ailleurs certains tests de lamellibranches, et quelques coraux, datés radiométriquement par l'une ou l'autre méthode, ont fait l'objet de mesures isotopiques sans que les autres analyses géochimiques aient été faites.

Dans le Golfe de Californie, 100 échantillons de lamellibranches (et 12 de coraux) ont été analysés. Sur la côte pacifique de Basse Californie, ce sont 43 échantillons de lamellibranches, et 5 de coraux, qui ont été analysés. A ces analyses de matériel fossile s'ajoutent 20 échantillons de lamellibranches actuels, des mêmes espèces que les fossiles (Chione, Dosinia, Codakia, Protothaca, Tivela).

9.1.2.2. Préparation des échantillons

La plupart des échantillons ont été analysés au Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique, Univ. Paris XI-Orsay, par A. Filly. Ces échantillons sont des parties aliquotes des poudres préparées également pour l'étude des concentrations en Mg et Sr, et dans quelques cas pour les mesures radiométriques. Les autres échantillons ont été préparés et analysés au Laboratoire Géotop, Univ. du Québec à Montréal.

Les techniques de préparation des échantillons pour les mesures de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont dérivées de celles mises au point par McCrea (1950) et Sharma et Clayton (1965).

Dans le cas des tests de lamellibranches, les poudres ont été obtenues par prélèvement d'un fragment de la partie centrale et la plus épaisse des coquilles. Ce fragment, incluant les différentes couches du test, doit être suffisamment grand pour que l'on puisse considérer les résultats analytiques comme représentatifs de l'ensemble du test, et en particulier intégrant les variations saisonnières. Après décapage superficiel des parties externe et interne du fragment de test, celui-çi a été rincé, passé en cuve à ultrasons, puis séché et broyé au mortier d'agate.

Avant analyse, les poudres ont été immergées plusieurs heures dans une solution d'hypochlorite de sodium, de façon à en éliminer la matière organique. Les analyses isotopiques ont été réalisées sur un spectromètre de masse à double collecteur VG Micromass 602.

9.1.2.3. Précision et reproductibilité des mesures

Les compositions isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont exprimées par rapport à la référence PDB (Craig, 1961) (paragr. A9.1). La précision des mesures analytiques (^{18}O et ^{13}C) est évaluée à 0,1 ‰ pour l'ensemble des échantillons.

La représentativité des mesures isotopiques réalisées est contrôlée par l'analyse de plusieurs individus distincts provenant de quelques sites. Les écarts observés de $\delta^{18}O$ sont compris entre 0,08 et 0,80 ‰ et les écarts de $\delta^{13}C$ varient entre 0,02 et 2,07 ‰ (fig. 9.1). De telles différences inter-individuelles de teneurs en ^{13}C, comparables à celles qui avaient été signalées par Keith et collaborateurs (1964) sur des tests de la même région, conduisent à préconiser une certaine prudence dans l'interprétation de données d'échantillons isolés.

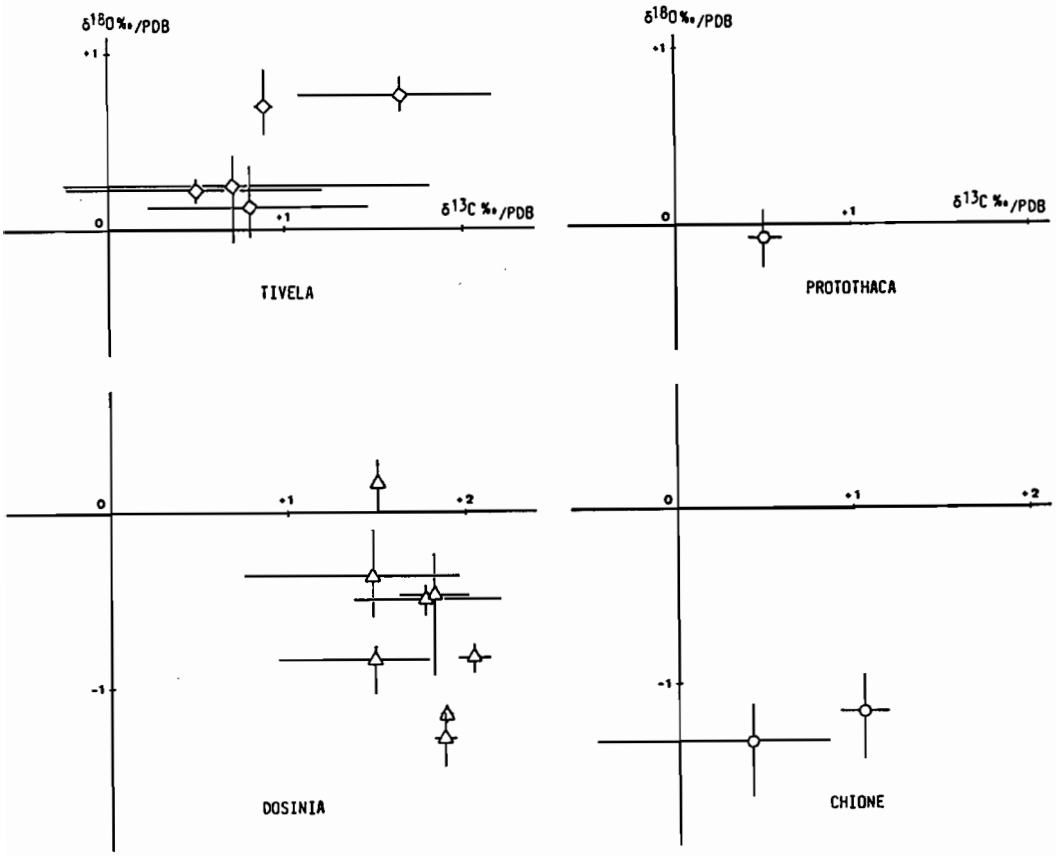


Fig. 9.1. - Différences inter-individuelles de composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C de tests de lamellibranches fossiles, de même genre, et provenant de même site. Voir les résultats numériques concernés dans les tabl. 9.3, 9.4, 9.5, et 9.6.

Outre ces analyses, quelques mesures ont été "doublées" sur l'une et l'autre valve d'un même individu, par les deux laboratoires collaborant à cette étude. Ces mesures sur différents fragments du test d'un même individu ne varient, au plus, que de quelques dizièmes d'unités (tab. 9.4, 9.6 et 9.7).

En présentant les résultats analytiques, on adoptera une attitude critique qui amènera à écarter certaines valeurs ; on considèrera ainsi comme non représentatifs les échantillons dont les valeurs s'éloignent trop des résultats d'échantillons analogues (analyses répétées) et ceux dont les teneurs en Mg et en Sr pourraient témoigner d'une altération diagénétique poussée (paragr. 8.4.2).

9.1.3. Les compositions isotopiques (^{18}O et ^{13}C) des tests actuels

9.1.3.1. Travaux antérieurs

Dans l'une des premières grandes études de géochimie isotopique sur des tests de mollusques marins et dulçaquicoles, Keith et collaborateurs (1964) analysèrent une série de tests de gastéropodes et de lamellibranches marins (et continentaux) du nord-ouest mexicain et de l'extrême sud-ouest californien (fig. 9.2). Ces travaux mettaient l'accent sur les relations existant entre, d'une part la teneur en ^{18}O et la température du milieu de croissance, et d'autre part, la teneur en ^{13}C et le caractère continental des milieux littoraux marginaux. Les résultats des analyses de tests de lamellibranches provenant de ces milieux littoraux sont présentés graphiquement fig. 9.3. Keith et collaborateurs (1964) remarquaient que les écarts de composition isotopique, pour des tests de mollusques provenant des mêmes zones, étaient importants pour le carbone (les plus grands écarts étant mesurés sur des tests de même espèce mais de taille, et donc d'âge , différents), et moindres pour l'oxygène.

Plusieurs études portant sur des tests de mollusques de Californie méridionale et du nord-ouest de Basse Californie, montrent que les variations saisonnières de la valeur de $\delta^{18}O$ des couches externes d'un même test, sont de l'ordre de 0,5 à 2,0 ‰ (Keith et al., 1964 ; Killingley & Berger, 1979 ; Killingley, 1981) (fig. 9.4).

Cet enregistrement des variations corrélatives du $\delta^{18}O$ et des températures saisonnières des eaux marines est suffisamment précis pour permettre de déterminer, par exemple, l'âge des tests de lamellibranches récents (Killingley & Berger, 1979 ; Williams et al., 1982), ou la période de l'année à laquelle ont été récoltées des coquilles accumulées dans des sites préhistoriques côtiers (Shackleton, 1973).

Pour comparer des compositions isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) de différents tests il est donc nécessaire de préparer des échantillons de taille suffisamment grande pour que les variations saisonnières soient intégrées.

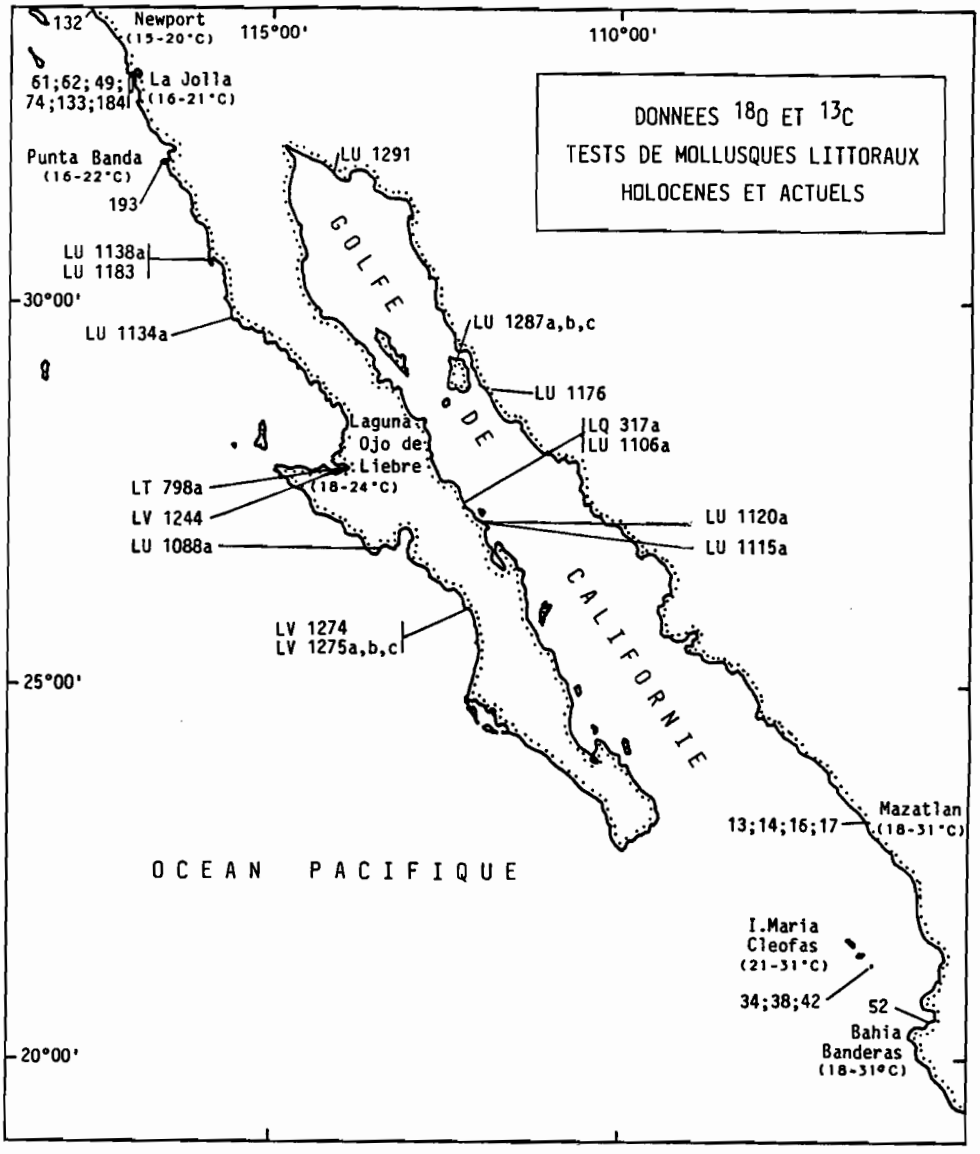


Fig. 9.2. - Localisation des tests de mollusques actuels (et sub-actuels) du nord-ouest mexicain et du sud californien, pour lesquels on dispose de données isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$). Les numéros simples renvoient aux échantillons analysés par Keith et al. (1964), et ceux qui sont précédés de deux lettres au tabl. 9.2. Entre parenthèses sont indiqués les écarts annuels de température des eaux de surface (selon Keith et al., 1964).

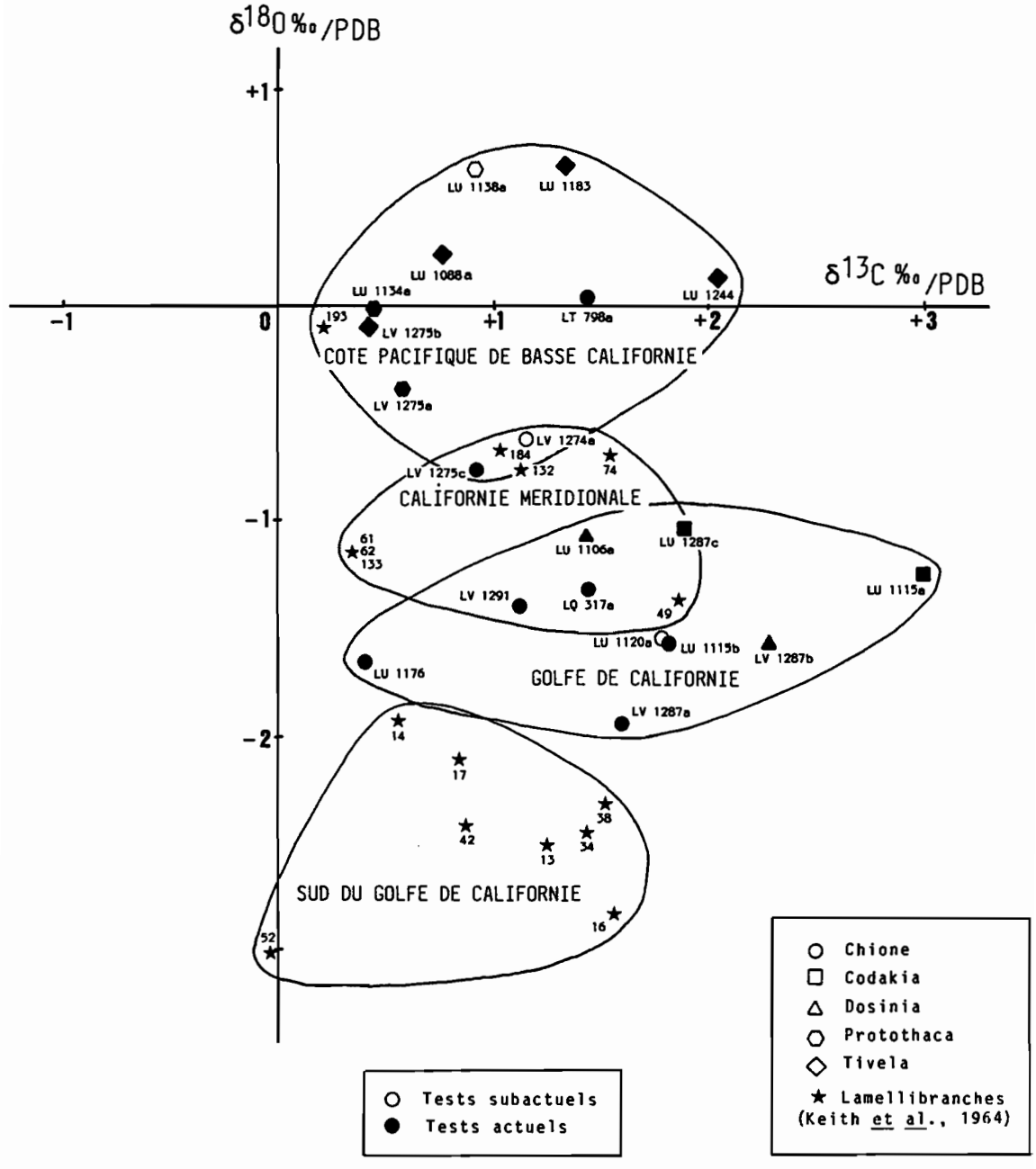


Fig. 9.3.- Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C de tests de lamellibranches actuels et (sub-actuels) du nord-ouest mexicain et du sud de la Californie, réunissant nos données (voir résultats numériques tabl. 9.2) et celles de Keith et al. (1964) (voir localisation fig. 9.2).

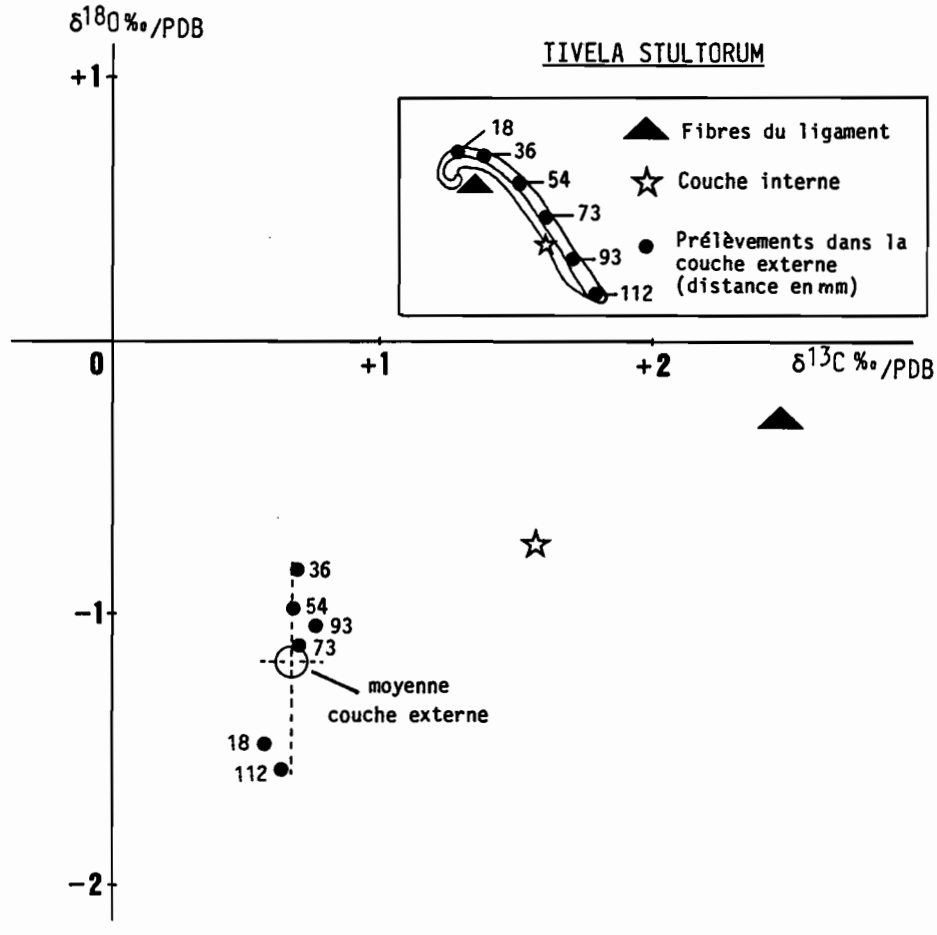


Fig. 9.4. - Variations de la composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C au sein d'un test de Tivela stultorum (actuel), provenant de Balboa, Californie, selon les données de Keith et al. (1964).

9.1.3.2. Les compositions isotopiques des eaux marines et continentales dans la région

Dans la région nord-occidentale du Mexique, les eaux marines de surface, loin des côtes, ont une composition isotopique de l'oxygène variant entre -0,5 et +0,5 ‰ (fig. 9.5) (Craig & Gordon, 1965 ; Juillet, 1984). Quelques mesures de contrôle effectuées en plusieurs points, sur le littoral, révèlent des valeurs de $\delta^{18}O$ comprises entre +0,5 et +2,5 ‰ (tabl. 9.1) ; ces valeurs relativement élevées reflètent l'importance des phénomènes d'évaporation, déterminés par l'aridité du climat, la géométrie du bassin et le système de circulation des eaux. Les apports réguliers d'eaux continentales, appauvries en ^{18}O, se limitent à la région sud-orientale du golfe (fleuves pérennes provenant de la Sierra Madre Occidental) et, jusqu'au début du siècle (chap. 2), à la zone proche du delta du rio Colorado ($\delta^{18}O$ du rio Colorado : -8 ‰, Dansgaard, 1964).

Dans certaines parties du Golfe de Californie, comme sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie, la composition isotopique de l'oxygène des eaux marines littorales peut également être influencée par les phénomènes saisonniers de upwelling ; ces remontées d'eaux froides profondes provoquent des appauvrissements en ^{18}O des eaux de surface de l'ordre de 0,4 ‰ (Juillet, 1984).

9.1.3.3. Résultats obtenus et discussion

La vingtaine d'échantillons actuels analysés dans la présente étude, complète la série de données obtenues par Keith et collaborateurs (1964) (fig. 9.2, tabl. 9.2). Les échantillons provenant du Golfe de Californie présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ intermédiaires entre celles des tests du sud-est du golfe (Mazatlan, Ile Maria Cleophas) et celles de la côte Pacifique de Basse Californie et de Californie.

Sur la côte occidentale de Basse Californie, les teneurs en ^{18}O des tests de lamellibranches s'ordonnent grossièrement selon le gradient des températures et la latitude (fig. 9.2, 9.3). Cependant, plusieurs échantillons du sud de la Californie, analysés par Keith et collaborateurs, sont plus pauvres en ^{18}O que ceux qui proviennent de Basse Californie occidentale. Une part de ces anomalies tient à l'hétérogénéité des espèces échantillonnées par ces auteurs. Ces incohérences apparentes sont également liées à des phénomènes de upwelling et à des effets du Courant (froid) de Californie qui passe au large des îles du Channel mais qui lèche les rives de la péninsule de Basse Californie (paragr. A2.2, fig A2.5) et A2.6).

Le fait que des faunes pléistocènes relativement "chaudes" (thermophiles) aient souvent été décrites dans des localités de Californie (paragr. 1.1.3.3.3) doit être rapproché de l'observation (fig. 9.3) qu'actuellement la teneur en ^{18}O d'échantillons de Californie est presque aussi faible que celle des tests du Golfe de Californie.

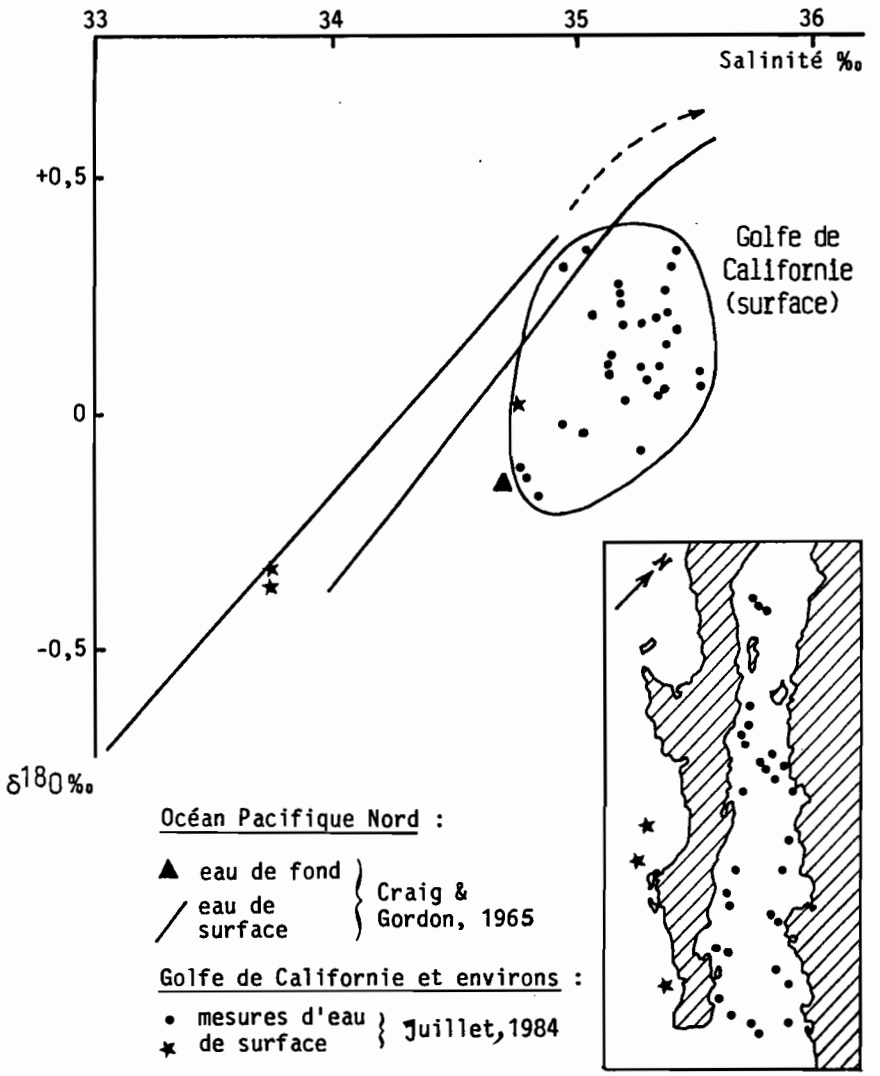


Fig. 9.5. - Composition isotopique de l'oxygène et salinité de l'eau de mer de surface dans le Pacifique nord (Craig & Gordon, 1965) et dans le Golfe de Californie (Juillet, 1984), modifié d'après Juillet (1984).

Nature des eaux	Date de prélèvement	Région	$\delta\ ^{18}O/SMOW$ (°/oo)	
Pluie	18.7.82	Hermosillo (E golfe)	+ 0,3	(1)
Eau souterraine (nappe phréatique)	7.1982	Bahia Kino (E golfe)	- 4,3	(1)
	7.1982	Sta Rosalia (W golfe)	- 7,6	(1)
	10.5.80	SE Ojo de Liebre (W péninsule)	- 8,2	(2)
	10.5.80	" "	- 8,3	(2)
	5.4.81	" "	- 8,4	(2)
	14.5.81	W San Quintin (NW péninsule)	- 5,8	(2)
	15.5.81	" "	- 6,2	(2)
Eau de mer (zone littorale)	7.1982	Bahia Kino (E golfe)	+ 2,4	(1)
	26.6.80	Desemboque (E golfe)	+ 0,5	(1)
	7.1982	Sta Rosalia (W golfe)	+ 2,1	(1)
	18.6.80	San Bruno B. (W golfe)	+ 0,7	(1)
	19.6.80	Pta Abreojos (W pénins.)	+ 0,7	(1)
Lagune marine	7.1982	Lag. La Cruz (E golfe)	+ 2,2	(1)
	11.5.80	Lag. Ojo de Liebre (W péninsule)	+ 1,9	(2)
	24.6.82	" "	+ 2,2	(1)

(1) : Analyses Lab. Géotop (UQAM), Montréal
(2) : Analyses C. Pierre (1982), Université Paris-sud Orsay

Tab. 9.1 - Composition isotopique de l'oxygène de différents types d'eaux (météorique, souterraine et marine) des régions côtières de Sonora et de Basse Californie (côtes occidentale et orientale).

Région	Localité	Age (1)	N° échant.	Genre	% Calcite (2)	$\delta^{13}C$ (3)(PDB)	$\delta^{18}O$ (3)(PDB)	Temp. eaux de surface (4)
Côte Sonora	Bahia Kino	A	LU 1176 a	Chione	1	+ 0,40	- 1,64	15-30°C
	Tecomate	A	LV 1287 a	Chione	1	+ 1,60	- 1,94	15-30°C
	Tecomate	A	LV 1287 b	Dosinia	1,8	+ 2,27	- 1,56	15-30°C
	Tecomate	A	LV 1287 c	Codakia	<1	+ 1,88	- 1,04	15-30°C
	El Golfo	A	LV 1291 a	Chione	1,3	+ 1,12	- 1,40	15-31°C
Côte E péninsule	Santa Maria	A	LQ 317 a	Chione	1,2	+ 1,43	- 1,33	18-31°C
	Santa Maria	A	LQ 1106 a	Dosinia	1	+ 1,43	- 1,08	18-31°C
	San Lucas	H	LU 1120 a	Chione	0,5	+ 1,80	- 1,56	18-31°C
	Santispac	A	LU 1115 a	Codakia	<1	+ 2,99	- 1,24	19-29°C
	Santispac	A	LU 1115 b	Chione	1	+ 1,81	- 1,56	19-29°C
Côte W Péninsule	San juanico	H	LV 1274 a	Chione	<1	+ 1,15	- 0,62	17-24°C
	San Juanico	A	LV 1275 a	Protothaca	0,5	+ 0,57	- 0,38	17-24°C
	San Juanico	A	LV 1275 b	Tivela	1,2	+ 0,42	- 0,09	17-24°C
	San Juanico	A	LV 1275 c	Chione	<1	+ 0,92	- 0,76	17-24°C
	Arroyo San Rafael	A	LU 1088 a	Tivela	<1	+ 0,76	+ 0,23	15-20°C
	Bahia Tortugas	A	LV 1244	Tivela	<1	+ 2,03	+ 0,12	15-20°C
	L. Ojo de Liebre	A	LT 798 a	Chione	<1	+ 1,44	+ 0,03	15-20°C
	San José Piedra	A	LU 1134 a	Protothaca	1	+ 0,44	- 0,02	14-18°C
	Punta Baja	H	LU 1138 a	Protothaca	<1	+ 0,91	+ 0,63	14-18°C
	San Quintin	A	LU 1183 a	Tivela	1,2	+ 1,34	+ 0,66	14-18°C

(1) A : test actuel ; H : test holocène (reste archéologique)
(2) Calcite / (calcite + aragonite) ; détermination par diffractométrie de R.X.
(3) Analyses faites au Lab. Hydrologie et Géochimie isotopique, Univ. Paris-sud (Orsay).
(4) Données de Roden (1964), Parker (1964) et Keith et al. (1964).

Tabl. 9.2 - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C de tests actuels et sub-actuels (holocènes) de divers genres de lamellibranches du golfe de Californie et de la côte pacifique de Basse Californie, avec indication des écarts annuels moyens de température des zones dont ils proviennent. Voir localisation des échantillons fig.9.2et représentation graphique des compositions isotopiques fig.9.3

9.2. LES ANALYSES ISOTOPIQUES DE TESTS DE LAMELLIBRANCHES DANS LE GOLFE DE CALIFORNIE

9.2.1. Etude régionale

9.2.1.1. La côte orientale du Golfe de Californie

L'ensemble des échantillons fossiles analysés sur la côte orientale du Golfe de Californie (fig. 9.6) présente des compositions isotopiques de l'oxygène (-0,4 à -1,6 ‰) et du carbone (+0,8 à +2,2 ‰) relativement homogènes (tabl. 9.3). Les tests actuels de Chione et de Dosinia sont plus pauvres en ^{18}O par rapport à l'ensemble des tests fossiles. Un test actuel de Chione, récolté dans la lagune La Cruz et un des échantillons fossiles (LS 660d) de la région de Tepopa (environnement lagunaire), qui sont les plus pauvres en ^{13}C, témoignent d'apports de carbone provenant de la dégradation de matière organique).

Parmi les analyses répétées, seuls les échantillons LQ 159 a/b présentent un écart de valeurs de $\delta^{18}O$ très important (près de 2 ‰) ; on considérera avec circonspection le résultat de l'analyse de LQ 159b.

La composition isotopique de l'oxygène de tous les échantillons (sauf LQ 159b) est homogène au point de ne pas permettre de distinguer, deux ou plusieurs dépôts interglaciaires ou interstadiaires ; on observe notamment que les variations des teneurs en ^{18}O des échantillons datés, par les méthodes radiométriques, de 30 ka environ et de 80-120 ka sont semblables (fig. 9.7), compte tenu des légères différences de fractionnement spécifique Chione/Dosinia. Les données isotopiques tendent donc à confirmer les interprétations morphostratigraphiques et aminostratigraphiques selon lesquelles les dépôts échantillonnés sur la côte orientale du Golfe appartiennent à un seul épisode de haut niveau marin (120 ka ?).

9.2.1.2. Les côtes septentrionale et nord-occidentale du Golfe de Californie

Les compositions en ^{18}O et en ^{13}C des tests de Chione du nord du golfe (tabl. 9.4, fig. 9.8) ne diffèrent pas de celles des tests de même genre de la côte orientale du golfe (fig. 9.7). Les écarts maximaux des valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des échantillons attribués au dernier interglaciaire sont de l'ordre de 1 ‰ (tabl. 9.4).

Les écarts de composition isotopique de l'oxygène et du carbone du carbonate des tests du nord-ouest du golfe sont supérieurs (2 ‰ max., tabl. 9.4, fig. 9.8). Les tests attribués au dernier interglaciaire (S.I. 5) ont des valeurs de $\delta^{18}O$ voisines de -1 ‰ et des teneurs en ^{13}C assez variables.

Parmi les tests qui pourraient être d'âge antérieur au dernier interglaciaire (S.I. $\geq$ 5), trois échantillons (LQ 255a, LQ 271 a et b) présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ (voisines de 0), significativement plus élevées que les autres ($-1,4 < \delta^{18}O < -0,5$). Plusieurs interprétations de cette différence de composition isotopique de l'oxygène peuvent être envisagées : différence de paléotempératures

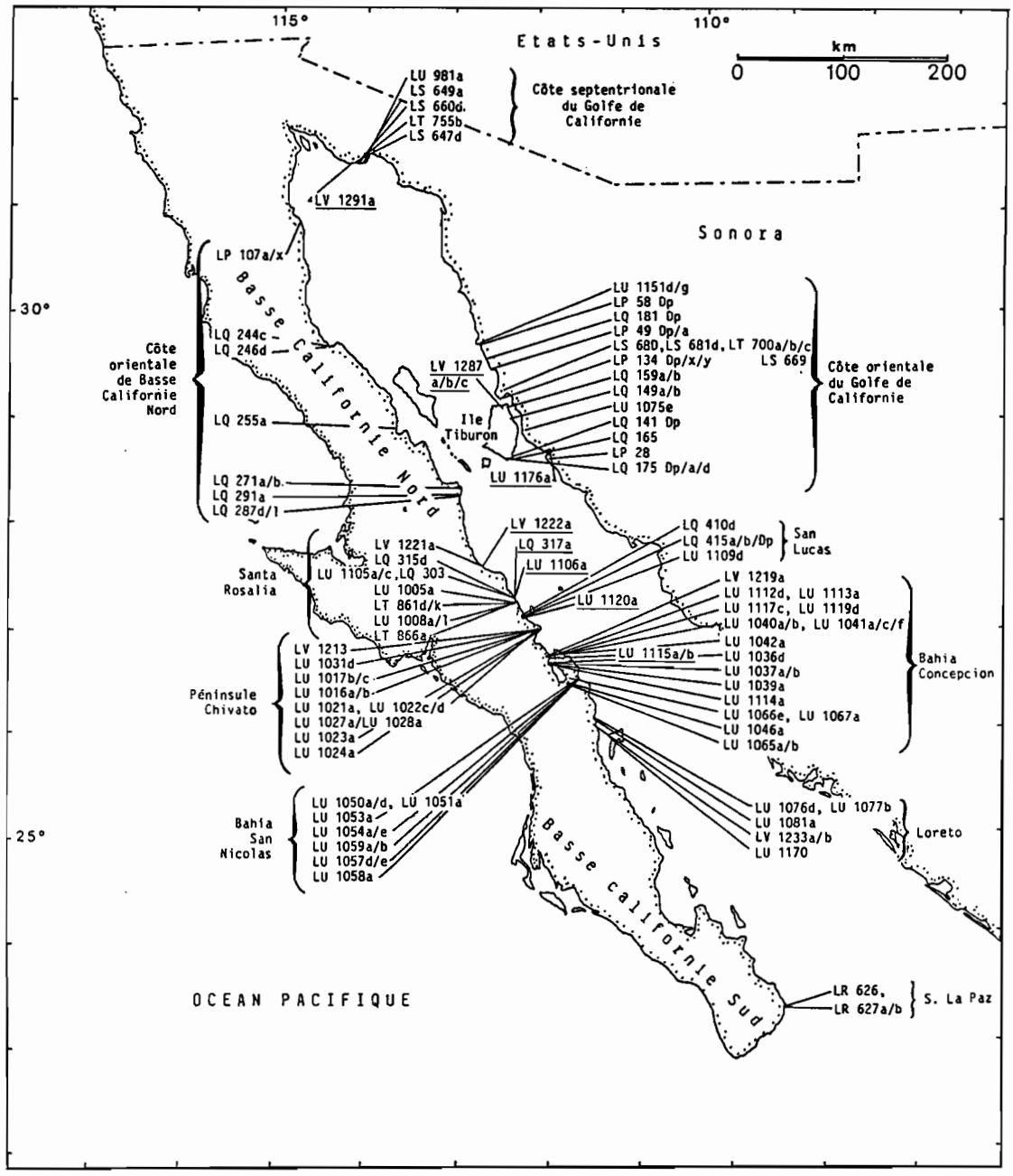


Fig. 9.6. - Localisation des échantillons de lamellibranches du Golfe de Californie étudiés pour leur composition isotopique (^{18}O et ^{13}C). Voir résultats analytiques tabl. 9.3, 9.4 et 9.5. Les numéros d'échantillons soulignés correspondent à des tests actuels ou sub-actuels (holocènes) (tabl. 9.2).

N° échant.	Genre (1)	Age morpho-stratigr. présumé (2)	Age radio-métrique apparent (3)	Age amino-strati-graphique (4)	$\delta^{13}C$ /PDB (5)	$\delta^{18}O$ /PDB (5)	Remarques et analyses complémentaires (5) (6)
LP 28 Dp	Dos	5	3 *	5 *	+1,86	-1,34	$\delta^{13}C$:+1,86;$\delta^{18}O$:-1,27 ; Sr élevé
LS 669	Chi	5	3	<5	+0,88	-1,63	
LS 680d	Chi	5	3	"	-0,43	-1,53	$\delta^{13}C$:+0,48;$\delta^{18}O$:-1,41; $\delta^{13}C$ élevé ; Mg élevé
LS 681d	Chi	5	3	(R)	+0,78	-1,10	$\delta^{13}C$:-0,95;$\delta^{18}O$:-1,09
LT 700a	Ost	5	3	5?	+1,06	-1,22	
" b	Tra	"	3	"	+1,06	-0,79	
" r	Chi	"	3	"	+1,27	-1,31	teneur élevée en Mg
LP 49 Dp	Dos	5	5 *	5 *	+1,36	-0,59	
" a	Dos	"	"	"	+2,19	-0,42	
LP 58 Dp	Dos	5	5e*	5 *	+1,92	-1,13	équiv. LU 1151g
LP 134 Dp	Dos	5	5 *	5 *	+1,72	-0,79	
" x	Dos	"	"	"	+0,94	-1,02	
" y	Dos	"	"	"	+1,78	-0,77	
LQ 141 Dp	Dos	5	5 *	5?*	+1,95	-0,92	
LQ 149a	Dos	5	5 *	5 *	+1,84	-1,14	
" b	Dos	"	5 *	5 *	+1,93	-1,45	teneur élevée en Sr
LQ 165	Cod	5		(R)*	+1,93	-1,14	
LQ 175 Dp	Dos	5	5 *	5 *	+2,13	-0,91	
" a	Chi	"	"	" *	+1,21	-0,90	
" d	Dos	"	"	" *	+1,95	-0,77	teneur élevée en Sr
LU 1151d	Chi	5	5e*	5	+1,40	-1,34	
" g	Dos	"	"	"	+1,85	-1,18	équiv. LP 58
LU 1075e	Dos	5	<5a*		+1,87+	-0,56+	
LQ 159a	Dos	5		5	+1,83	-1,14	
" b	Dos	"		"	+2,58	+0,56	$\delta^{18}O$ élevé
LQ 181 Dp	Dos	5	7?*	5 *	+1,93	-0,49	

(1) : Dos : Dosinia ponderosa ; Chi : Chione sp. ; Cod : Codakia distinguenda ; Ost : Ostrea sp. ; Tra : Trachycardium sp.

(2) : Age présumé de la localité, exprimé en n° de stade isotopique .

(3) : Age radiométrique (^{14}C ou U/Th) de la localité, exprimé en n°de stade isotopique (tabl. 3.1 et 6.2).

(4) : Age déduit des interprétations aminostratigraphiques, exprimé en n° de stade isotopique (tabl. 7.3) ;
(R) : racémisation complète de l'isoleucine du ou des échantillon (s) de la localité ;
5 : âge S.I.5 probable ;
5? : âge S.I.5 possible ;
>5 : âge probablement antérieur à S.I.5

* : Dans les colonnes 3 et 4, les * indiquent que les interprétations chrono-stratigraphiques sont fondées sur l'analyse du même individu que celui étudié pour la composition isotopique de l'oxygène et du carbone du carbonate.

(5) : Analyses isotopiques faites au Lab. Hydrologie et Géochimie isotopique, Univ. Paris-sud (Orsay), sauf (+) : Lab. Géotop, Univ. du Quebec à Montréal.

(6) : Résultats particuliers de l'étude des teneurs en Mg et en Sr (voir tabl. 8.6).

Tous les échantillons de mollusques analysés contiennent moins de 2,5 % calcite (sauf LT 700a).

Tabl. 9.3 - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches fossiles étudiés sur la côte orientale du Golfe de Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 9.6, et représentation graphique de ces compositions isotopiques fig. 9.7.

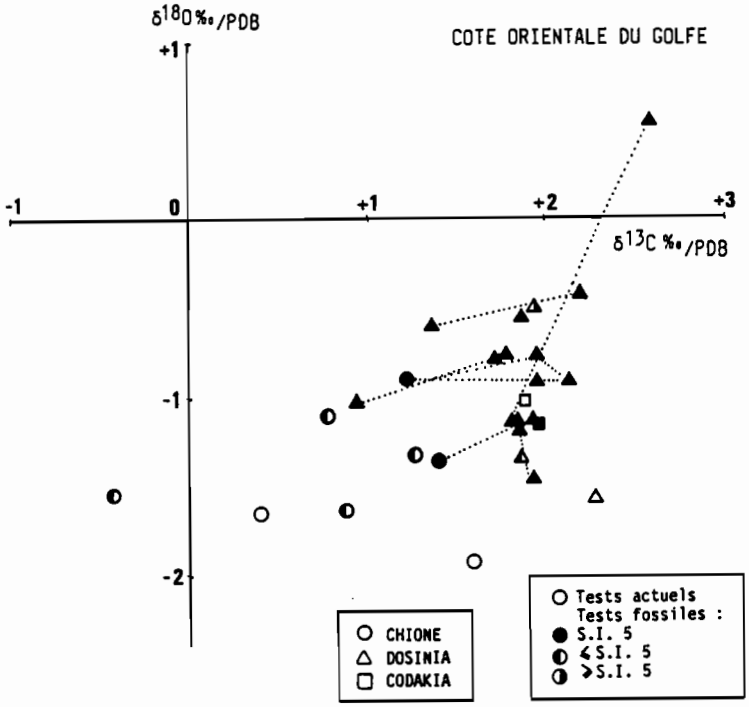


Fig. 9.7. - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches de la côte orientale du Golfe de Californie. Voir résultats numériques tabl. 9.3.

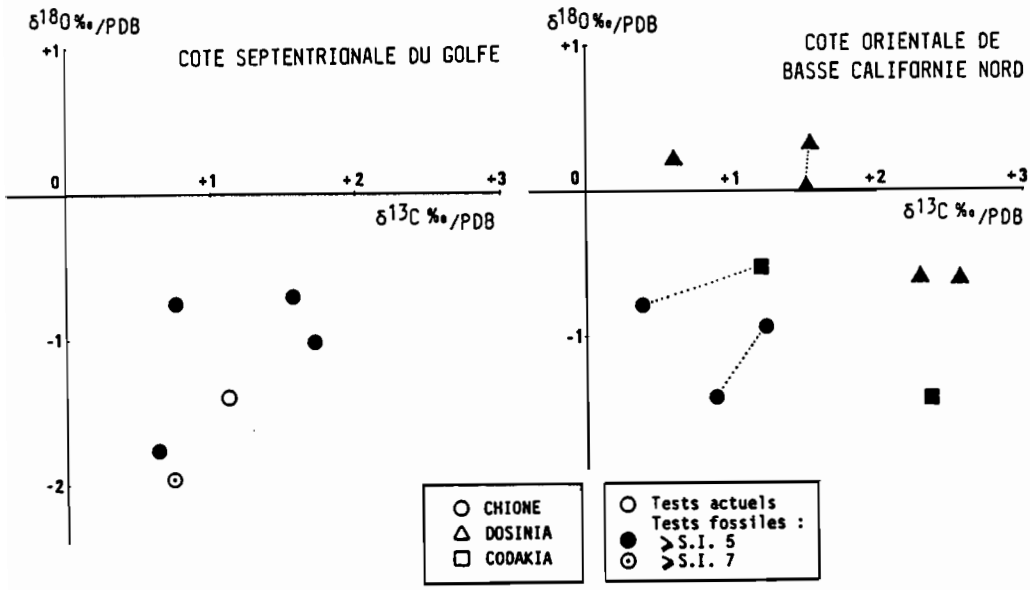


Fig. 9.8. - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches des régions septentrionale et nord-occidentale du Golfe de Californie. Voir résultats numériques tabl. 9.4.

COTE SEPTENTRIONALE DU GOLFE :

N°échant.	Genre (1)	Age morpho-stratig. présumé (2)	Age radio-métrique apparent (3)	Age amino-stratig. (4)	δ ^{13}C °/oo PDB (5)	δ ^{18}O °/oo PDB (5)	Analyses complémentaires et remarques (5) (6)
LS 647 d	Chi	⩾5		5	+ 0,63	- 1,76	
LS 649 a	Chi	⩾5		5 *	+ 1,71	- 1,02	
LS 660 d	Chi	⩾5		5	+ 0,76	- 0,76	teneur élevée en Sr
LU 981 a	Chi	⩾5	⩾5e		+ 1,56+	- 0,71+	
LT 755 b	Chi	⩾7		(R)	+ 0,74	- 1,97	
COTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE NORD :							
LQ 244 c	Cod	5		(R)	+ 2,36	- 1,43	teneurs élevées en Sr et Mg
LQ 246 d	Dos	5		5	+ 2,56	- 0,61	teneur élevée en Sr
LQ 287 d	Chi	5		5	+ 0,37	- 0,79	
LQ 287 l	Cod	5		5 *	+ 1,20	- 0,52	
LQ 291 a	Dos	5		5 *	+ 2,29	- 0,60	
LP 107 x	Chi	⩾5		(R)*	+ 0,88	- 1,41	
LP 107 a	Chi	⩾5		(R)*	+ 1,23	- 0,93	
LQ 255 a	Dos	⩾5		(R)	+ 0,60	+ 0,21	
LQ 271 a	Dos	⩾5	5a*		+ 1,51	- 0,03	teneur élevée en Sr
LQ 271 b	Dos	⩾5	5a*		+ 1,54	+ 0,32	

(1) à (6) : voir légende tabl. 9.3.

Tous les échantillons analysés contiennent moins de 3 % de calcite.

Tabl. 9.4 - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches étudiés sur les côtes septentrionale et nord-occidentale du Golfe de Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 9.6 et représentation graphique de ces compositions isotopiques fig. 9.8.

lors de deux phases distinctes de haut niveau marin (interglaciaires ?), effets épisodiques de phénomènes de upwelling (connus actuellement dans cette région, voir fig. A2.5), ou encore, résultat de modifications diagénétiques.

En dépit des indices de modifications diagénétiques que montrent divers échantillons de cette région, il semble peu probable que les compositions des isotopes stables des carbonates des tests aient été altérées au cours du temps. Des phénomènes de dissolution/précipitation, sous l'influence d'eaux continentales, se seraient traduits par des valeurs plus négatives de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$.

9.2.1.3. Côte orientale de Basse Californie Sud

Les données isotopiques des échantillons de la côte sud-occidentale du Golfe de Californie ont été regroupées par zones géographiques dans le tabl. 9.5 et la fig. 9.9. Comme sur la côte orientale du golfe, les tests actuels sont plus pauvres en ^{18}O que les échantillons fossiles. D'une façon générale, les teneurs en ^{13}C des échantillons fossiles sont semblables sur les deux rives du golfe, tandis que les teneurs en ^{18}O sont légèrement supérieures sur la côte orientale de Basse Californie.

Bien que les échantillons prélevés dans la zone de Santa Rosalia appartiennent à plusieurs phases interglaciaires de haut niveau marin, leurs compositions isotopiques en ^{18}O et ^{13}C sont très voisines les unes des autres. Le fait que le test de Chione LT 861k ait une teneur en ^{18}O proche de celle du test actuel (LQ 317a) pourrait indiquer une certaine similitude des conditions de milieu. Tous les autres échantillons de cette région semblent s'être formés dans des eaux légèrement plus froides (ou à $\delta^{18}O$ moins négatif) que l'actuel. On reviendra plus loin sur les interprétations chronostratigraphiques et paléoclimatiques suggérées par les données isotopiques de la région de Santa Rosalia.

Dans la région de la lagune San Lucas, tous les échantillons fossiles sont enrichis en ^{18}O par rapport au test holocène de Chione (LU 1120a) analysé.

Dans la péninsule de Chivato, les différences de compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates des tests fossiles sont importantes. Cette dispersion des résultats est en partie due aux valeurs anormales des trois tests de Chione attribués au S.I.5 (caractère anormal déduit de comparaisons intergénériques dans chaque localité). Si l'on écarte les résultats de ces tests de Chione, les différences de valeurs de $\delta^{18}O$ des échantillons du dernier interglaciaire et de trois des tests du Pléistocène moyen se réduisent à moins de 1 ‰ ($-0,9 > \delta^{18}O$ ‰ $> 0,0$).

Dans la région de Bahia Concepcion, où la majorité des échantillons prélevés sont attribués au dernier interglaciaire, la diversité des environnements côtiers (littoraux accores, récifs coralliens, lagunes marginales et petits cônes deltaïques), explique la gamme assez étendue

N° échant.	Genre (1)	Age morpho-strati. présumé (2)	Age radio-métrique apparent (3)	Age amino-stratig. (4)	$\delta^{13}C$ /PDB (5)	$\delta^{18}O$ /PDB (5)	Remarques et analyses complémentaires (5) (6)
SANTA ROSALIA							
LQ 303	Dos	5	5e*		+ 1,63	- 0,33	équivalent LU 1105
LQ 315 d	Chi	5		5a(?)	+ 1,89	- 0,47	teneur très élevée en Mg
LU 1105 a	Dos	5	5a	(R)*	+ 0,76	- 0,59	teneur très élevée en Sr; $\delta^{13}C$ faible } équival.
LU 1105 c	Dos	5	5a*	(R)	+ 1,97+	- 0,11+	LQ 303
LV 1221 a	Dos	5	5e*		+ 1,55+	- 0,05+	teneur élevée en Mg
LU 1005 a	Chi	≥5		5	+ 0,85	- 0,52	
LT 861 d	Cod	≥5		5?	+ 2,84	- 0,49	pour l'âge de ces échantillons, voir fig. 9.13
LT 861 k	Chi	≥5		5?	+ 1,83	- 1,27	
LU 1008 a	Cod	13?		5 *	+ 1,03	- 0,81	$\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ faible
LU 1008 i	Chi	13?		5 *	+ 1,36	- 0,72	
LT 866 a	Chi	21?		5	+ 1,42	- 0,58	
SAN LUCAS							
LQ 415 Dp	Dos	5	5e*	5	+ 1,62	- 0,91	
LQ 415 a	Dos	5	5a	5 *	+ 2,02	- 0,23	échantillon plus représentatif que LQ 415 Dp ?
LQ 415 b	Chi	5	5a	5 *	+ 0,76	- 0,80	
LU 1109 d	Chi	≥5		5	+ 1,51	- 0,67	teneur très élevée en Mg
LQ 410 d	Dos	≥9		(R)	+ 2,16	- 0,23	
PENINSULE CHIVATO							
LU 1016 a	Cod	5		(R)*	+ 2,54	- 0,67	} teneur élevée en Sr et $\delta^{18}O$ très élevée
LU 1016 b	Chi	5		(R)	+ 1,64	- 0,24	
LU 1021 a	Dos	5	5e*	5 *	+ 1,55	- 0,75	$\delta^{13}C$:+1,25‰ $\delta^{18}O$:-0,61* $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ suspects
LU 1022 c	Chi	5	5e	5 *	+ 1,82	- 1,76	$\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ suspects
LU 1022 d	Cor	5	5e*	5	- 1,31+	- 4,70+	7 % calcite
LU 1027 a	Chi	5		5 *	+ 1,50	+ 0,03	$\delta^{18}O$ très élevé
LU 1028 a	Dos	5		5 *	+ 0,90	- 0,56	$\delta^{13}C$ faible
LV 1213	Cor	5			- 2,06+	- 3,42+	
LU 1023 a	Chi	≥5		5?	+ 1,14	- 0,72	
LU 1024 a	Chi	≥9			+ 1,13	- 1,59	
LU 1031 d	Dos	≥9		(R)	+ 1,39	+ 0,01	teneur élevée en Sr ; 3,3 % calcite
LU 1017 b	Chi	≥13			+ 1,21	- 0,34	
LU 1017 c	Cod	≥13			+ 2,18	- 0,04	teneur élevée en Sr et Mg
BAHIA CONCEPCION							
LU 1037 a	Chi	5		(R)*	+ 1,46	- 1,02	
LU 1037 b	Dos	5		(R)	+ 2,16	- 0,81	
LU 1039 a	Cor	5		(R)	+ 1,08+	- 4,56+	
LU 1046 a	Chi	5		5 *	+ 1,71	- 0,45	
LU 1065 a	Dos	5		(R)*	+ 2,63	- 1,25	
LU 1065 b	Chi	5		(R)*	+ 2,13	- 1,50	
LU 1066 a	Chi	5		(R)	+ 1,59	- 0,58	
LU 1067 a	Cor	5		(R)	- 0,34+	- 4,30+	
LU 1112 d	Chi	5		5?	+ 0,58	- 1,29	
LU 1113 a	Chi	5		5? *	+ 1,02	- 1,12	
LU 1114 a	Cod	5		5 *	+ 2,73	- 1,25	teneur élevée en Mg, rapport aIle/Ile anormal
LU 1117 c	Chi	5		(R)*	+ 2,01	- 1,37	
LU 1119 d	Chi	5		5?	+ 0,71	- 1,80	
LV 1219 a	Dos	5			+ 1,13+	- 0,68+	
LU 1040 a	Cod	≥5		(R)*	+ 2,56	- 0,36	
LU 1040 b	Chi	≥5		(R)*	+ 1,99	- 0,85	rapport aIle/Ile anormal
LU 1041 a	Dos	≥5	7?	(R)*	+ 0,95	- 0,25	rapp.aIle/Ile anormal;$\delta^{13}C$très faible $\delta^{18}O$ élevé
LU 1041 c	Dos	≥5	7? *	(R)	- 0,63+	- 1,71+	$\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ très faibles
LU 1041 f	Cor	≥5	7?	(R)	+ 0,36+	- 2,04+	15 % calcite
LU 1042 a	Cod	≥5		(R)	+ 2,53	- 0,93	teneurs élevées en Sr et en Mg
LU 1036 d	Chi	≥9		5	+ 1,87	- 1,67	teneur élevée en Mg
BAHIA SAN NICOLAS							
LU 1050 a	Cod	≥5	5e	5 *	+ 1,94	- 0,86	
LU 1050 d	Cor	≥5*	5e	5	+ 1,33+	- 3,75+	5 % calcite
LU 1051 a	Chi	≥5	5e	5 *	+ 1,73	- 0,99	$\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ suspects
LU 1054 a	Cod	≥5		5 *	+ 2,29	+ 0,03	$\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ élevés ?
LU 1054 e	Chi	≥5		5	+ 1,09	- 1,36	
LU 1053 a	Cod	≥7		>5 *	+ 2,26	- 0,13	teneurs élevées en Sr et en Mg
LU 1059 a	Chi	≥9		>5 *	+ 1,07	- 0,42	
LU 1059 b	Dos	≥9		5 *	+ 1,84	- 0,12	
LU 1057 d	Dos	≥11			+ 1,78	+ 0,12	teneur élevée en Sr
LU 1057 e	Chi	≥11			+ 0,73	- 0,44	
LU 1058 a	Dos	≥11		(R)	+ 2,19	- 0,76	teneurs élevées en Sr et en Mg
							$\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ suspects
N DE LORETO							
LU 1076 d	Chi	5		(R)*	+ 1,76	- 1,23	
LU 1077 b	Cod	5		(R)*	+ 2,49	- 1,09	teneurs élevées en Sr et en Mg
LU 1081 a	Chi	≥7		(R)	+ 2,00	- 0,80	
LU 1170	Cor	≥7	9?*		- 0,43+	- 2,81+	
LV 1233 e	Cor	≥7			- 3,66+	- 3,27+	
LV 1233 b	Cor	≥7			- 5,08+	- 3,68+	
S DE LA PAZ							
LR 626	Cor	5	7?		- 1,84+	- 4,29+	12 % calcite
LR 627 a	Cor	5	7?		- 3,88+	- 4,18+	
LR 627 b	Cor	5	7?		- 3,18+	- 4,01+	

(1) à (6) : voir légende tabl. 9.3

Les échantillons analysés contiennent moins de 3 % de calcite sauf indication contraire.

Tabl. 9.5 - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches et de coraux fossiles étudiés sur la côte sud-occidentale du golfe de Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 9.6, et représentation graphique des compositions isotopiques fig. 9.9.

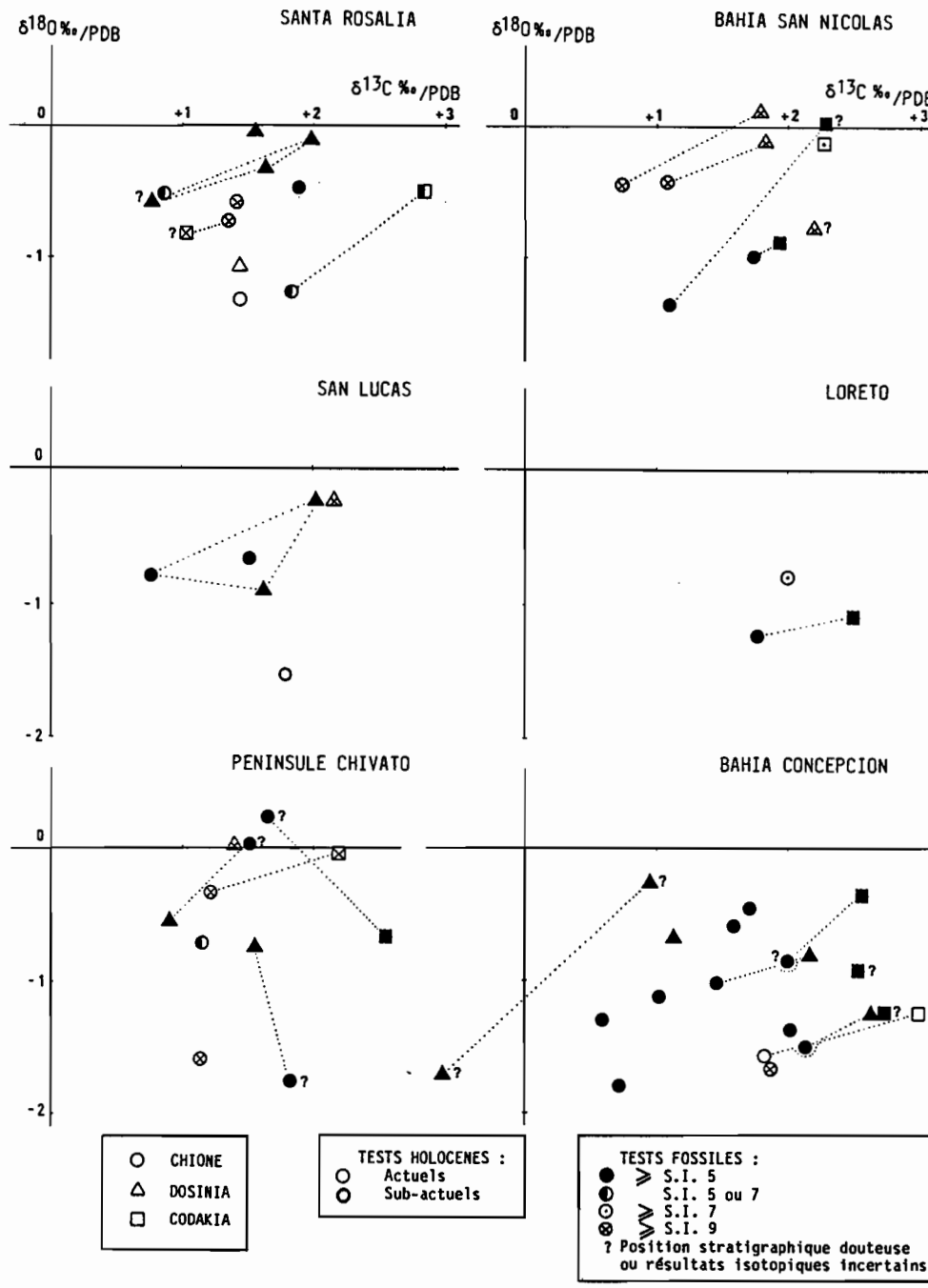


Fig. 9.9.- Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches de la côte orientale de Basse Californie Sud. Voir résultats numériques tabl. 9.5.

les teneurs mesurées en ^{18}O, et surtout en ^{13}C.

La composition isotopique de quelques échantillons (LU 1040b, LU 1041a, LU 1041c, LU 1042a et LU 1114a) présentant de fortes concentrations d'éléments traces ou/et des valeurs anormales de rapports énantiomériques aIle/Ile, est jugée non représentative.

Dans la baie de San Nicolas comme au nord de Loreto, les échantillons les plus récents, attribués au dernier interglaciaire, sont plus pauvres en ^{18}O que les tests plus anciens.

9.2.2. Interprétations paléoécologiques et paléoclimatiques

9.2.2.1. Les variations de composition isotopique de l'oxygène

La quasi-totalité des échantillons fossiles analysés dans le Golfe de Californie ont des valeurs de $\delta^{18}O$ variant de -1,6 à +0,1 ‰ ; les rares valeurs sortant de cette gamme correspondent à des tests suspectés d'avoir subi des modifications diagénétiques (échanges isotopiques) ou de ne pas fournir de résultats représentatifs.

Comme les échantillons proviennent de terrasses marines dont la formation est contemporaine des phases interglaciaires pléistocènes, il est logique que les compositions isotopiques de l'oxygène des fossiles soient assez semblables entre elles. Compte tenu de l'étendue latitudinale des régions étudiées, et du nombre de terrasses marines échantillonnées, on peut tout de même être surpris de la faiblesse des variations de $\delta^{18}O$ enregistrées, par les trois genres de lamellibranches considérés, d'une localité à l'autre.

Sur le plan géographique, on observe que les échantillons de la côte orientale de Basse Californie Sud sont légèrement plus riches en ^{18}O que ceux des côtes orientale et septentrionale du golfe.

Sur le plan chronologique, la composition isotopique de l'oxygène, ainsi que les températures moyennes, des eaux superficielles et littorales du Golfe de Californie semblent avoir atteint des valeurs voisines les unes des autres lors des périodes interglaciaires de la fin du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur.

De l'ensemble des mesures effectuées, il ressort que la composition isotopique de l'oxygène et la température des eaux ont été comparables entre le dernier interglaciaire et l'Actuel ; les teneurs en ^{18}O des tests attribués à des interglaciaires du Pléistocène moyen (antérieurs au S.I.5) permettent de supposer que les températures étaient moins élevées qu'actuellement (et qu'il y a environ 120 ka), ou/et que les eaux étaient plus enrichies en ^{18}O.

Quelques analyses faites sur des coraux fossiles (non à l'équilibre isotopique, paragr. A9.2.1.2) de la côte sud-occidentale du Golfe de Californie confirment les interprétations de données concernant les tests de lamellibranches. Les coraux attribués au dernier interglaciaire sont plus pauvres en $\delta^{18}O$ (d'environ 1 ‰) par rapport à ceux du Pléistocène moyen (fig. 9.10).

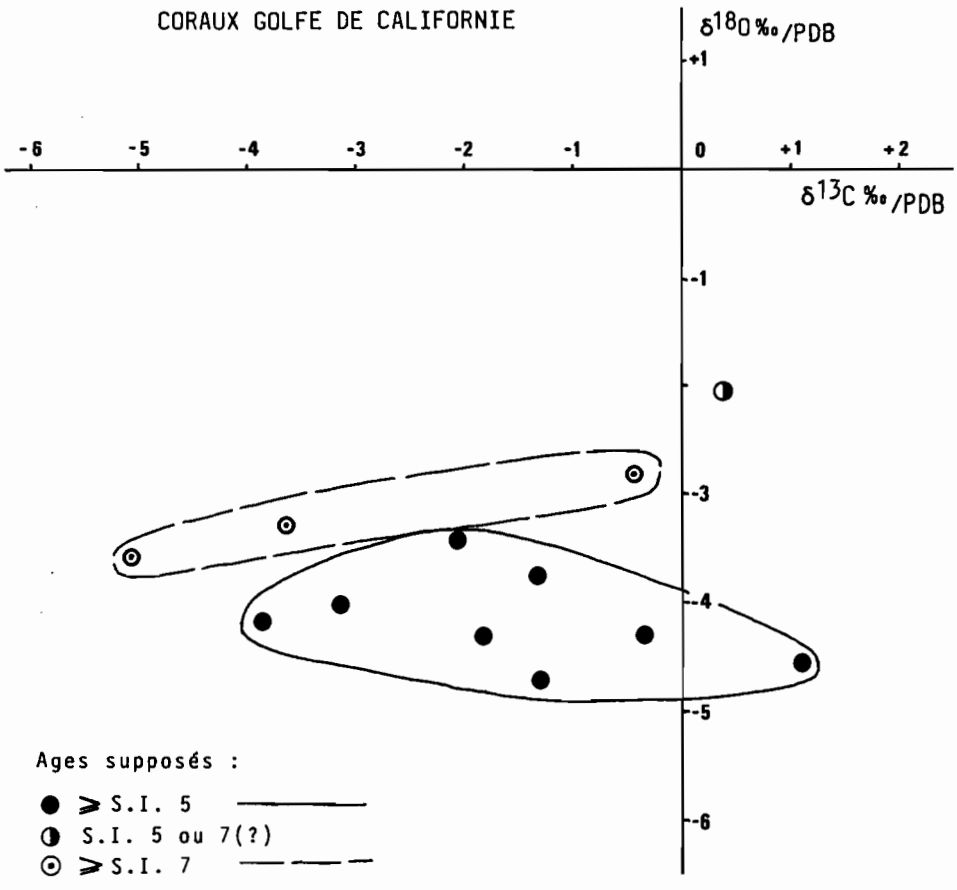


Fig. 9.10. - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des coraux fossiles de la côte sud-occidentale du Golfe de Californie. Voir résultats numériques tabl. 9.5.

La rareté des coraux dans les dépôts fossilifères de la moitié septentrionale du Golfe de Californie, et leur mauvaise préservation (altération, encroûtements, etc), ne rendent pas possible une étude aussi détaillée que celle faites sur les tests de lamellibranches.

9.2.2.2. Les variations de composition isotopique du carbone

Les variations de valeurs de $\delta^{13}C$ de tests de lamellibranches, dans le Golfe de Californie, se situent, pour l'essentiel, entre +0,6 et +2,6 ‰ Elles indiquent que les influences continentales, sous forme d'apports fluviatiles ou de contributions de carbone organique terrestre par exemple, sont restées négligeables dans l'ensemble des localités étudiées, et durant les différents interglaciaires.

L'amplitude des variations de teneurs en ^{13}C des différents tests actuels prélevés est voisine, voire supérieure, à celle qui est enregistrée par l'ensemble des tests fossiles pléistocènes (non suspects d'altérations).

9.2.2.3. Comparaisons des résultats isotopiques par aire géographique, par genre et par âge supposé

Des comparaisons de valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de tests appartenant à des genres distincts mais provenant des mêmes localités permettent de distinguer les échantillons présentant une bonne corrélation (résultats fiables), et les échantillons pour lesquels les mesures risquent d'être moins représentatives (fig. 9.11); ces comparaisons mettent également en évidence les différences de fractionnement biologique existant dans les processus de calcification des tests des trois genres considérés.

Du fait des phénomènes de fractionnement biologique et des différences de métabolisme selon les modes de vie des organismes, les tests de lamellibranches de divers genres, formés dans des conditions de milieu identiques, présentent des teneurs en ^{18}O et en ^{13}C légèrement distinctes les unes des autres. Cette spécificité justifie des comparaisons de teneurs en isotopes lourds, genre par genre (fig. 9.12).

La dispersion des données concernant les tests de Chione est liée à plusieurs facteurs : ubiquité du genre Chione (alors que les deux autres genres ont une répartition géographique plus limitée), variété des espèces échantillonnées (C. californiensis, C. undatella, C. gnidia, C. tumens), plus large gamme d'environnements littoraux, etc. D'un point de vue paléoécologique, l'homogénéité des données de Chione est telle que les distinctions de type géographique ou chronologique sont difficiles à établir. Tout au plus, décèle-t-on un léger enrichissement en ^{13}C des tests du sud-ouest du golfe par rapport aux échantillons de la moitié septentrionale du Golfe (apports de carbone d'origine terrestre moindres que dans le nord du golfe ?), et un enrichissement en ^{18}O de quelques échantillons du Pléistocène moyen.

Les diagrammes regroupant les données des tests de Dosinia et de Codakia (fig. 9.12) sont plus discriminants

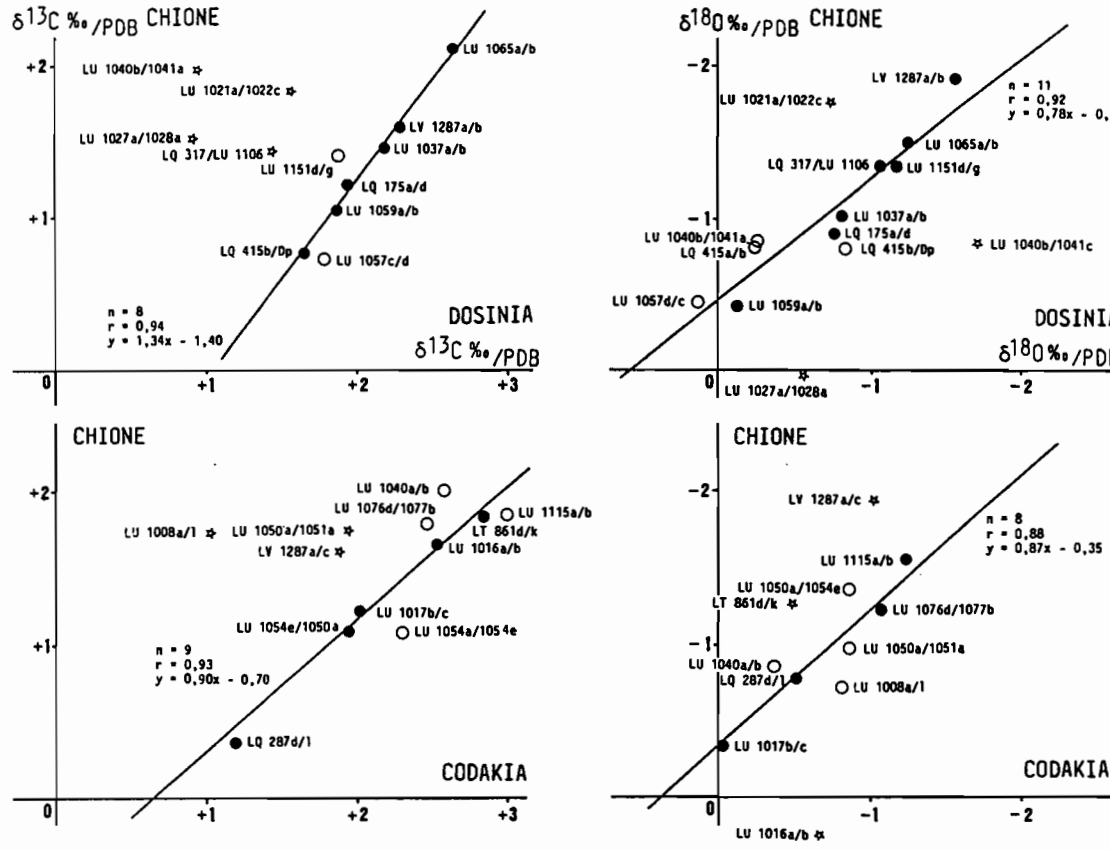


Fig. 9.11. - Corrélations des valeurs de $\delta^{13}C$ et de $\delta^{18}O$ de tests de lamellibranches de genres distincts (Chione/Dosinia et Chione/Codakia) provenant des mêmes localités, dans le Golfe de Californie.

Les cercles pleins (meilleure corrélation) et vides correspondent aux valeurs utilisées dans le calcul des droites et coefficients de corrélation ; les étoiles figurent les résultats présentant une moins bonne corrélation.

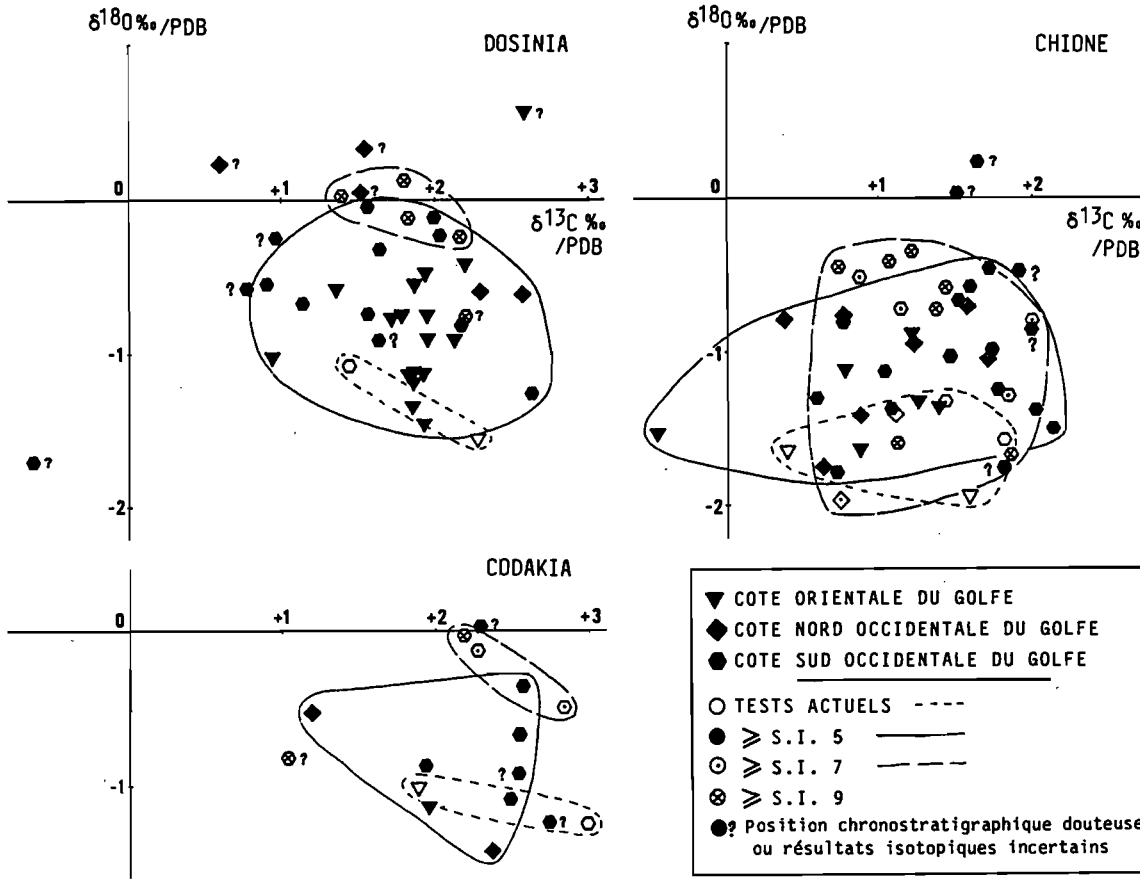


Fig. 9.12. - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C de tests de lamellibranches du Golfe de Californie, pour chacun des trois genres étudiés : distribution régionale et chronostratigraphique.

Les résultats isotopiques suspects et ceux des échantillons dont la position chronostratigraphique est douteuse (voir tabl. 9.3, 9.4 et 9.5) sont signalés par un point d'interrogation, et ne sont pas pris en compte dans les enveloppes isochrones, qui correspondent à l'Holocène (petits tiretés), au Pléistocène supérieur (trait continu) et au Pléistocène moyen (longs tiretés).

sur le plan chronologique : les tests d'âge antérieur au dernier interglaciaire sont presque toujours enrichis en ^{18}O par rapport aux tests actuels et à ceux du S.I.5e, qui ont des compositions isotopiques en oxygène voisines. Les résultats fournis par les tests de Dosinia, se prêtent mieux que ceux des autres espèces à un rôle de contrôle chronostratigraphique.

Une manière de caractériser les différences de paléotempératures et de $\delta^{18}O$ des eaux des phases interglaciaires pléistocènes de cette région, consiste à comparer les résultats de paires d'échantillons (tests de genres distincts) provenant d'un même niveau stratigraphique. La figure 9.13 regroupe les paires d'échantillons Chione/Dosinia et Chione/Codakia considérées comme les plus représentatives dans chacune des trois grandes zones géographiques.

Dans la région comprise entre Loreto et Punta Chivato, on distingue nettement les paires d'échantillons datant du dernier interglaciaire ($-1,4 < \delta^{18}O$ ‰ $< -0,9$) de celles qui sont attribuées à des périodes interglaciaires du Pléistocène moyen (S.I.7 ou $\geq$ 7, S.I. $\geq$ 9 ; S.I. $\geq$ 11, etc.).

Dans le diagramme concernant les côtes nord-orientale et septentrionale du golfe, les trois paires d'échantillons du dernier interglaciaire sont plus espacées ($-1,3 < \delta^{18}O$ ‰ $< -0,6$) que dans le diagramme précédent ; cette disposition reflète des variations paléoécologiques et paléo-océanographiques (influence probable de phénomènes de upwelling ?, paragr. A2.2.1).

Le diagramme relatif à la région Santa Rosalia-San Lucas repose le problème de la chronostratigraphie des basses terrasses marines de cette zone (paragr. 4.3.3.6.1.1).

Dans l'hypothèse où les échantillons LT 861 d/k et LU 1005a appartiendraient à l'avant-dernier interglaciaire (S.I.7), la position de la paire LT 861 d/k ne concorderait pas avec les résultats des autres régions, et paradoxalement le couple d'échantillons représentant le dernier interglaciaire (LR 415b/a) serait celui qui témoigne du plus fort enrichissement en ^{18}O (au lieu d'être le plus appauvri).

Si, au contraire, on considère que le couple LT 861 d/k date du dernier interglaciaire (comme le suggèrent les données aminostratigraphiques), on retrouve la disposition générale des autres diagrammes.

Comme la paire d'échantillons LQ 415b/a provient d'un niveau qui ne saurait être d'âge antérieur au dépôt LT 861, on est amené à envisager deux hypothèses chronostratigraphiques :

- soit il s'agit d'un dépôt contemporain de LT 861, mais qui aurait été baigné par des eaux évaporées (le faciès LQ 415 est franchement lagunaire) ;
- soit le dépôt LQ 415 est postérieur à LT 861, et il pourrait alors être caractéristique d'un haut niveau marin aux eaux relativement

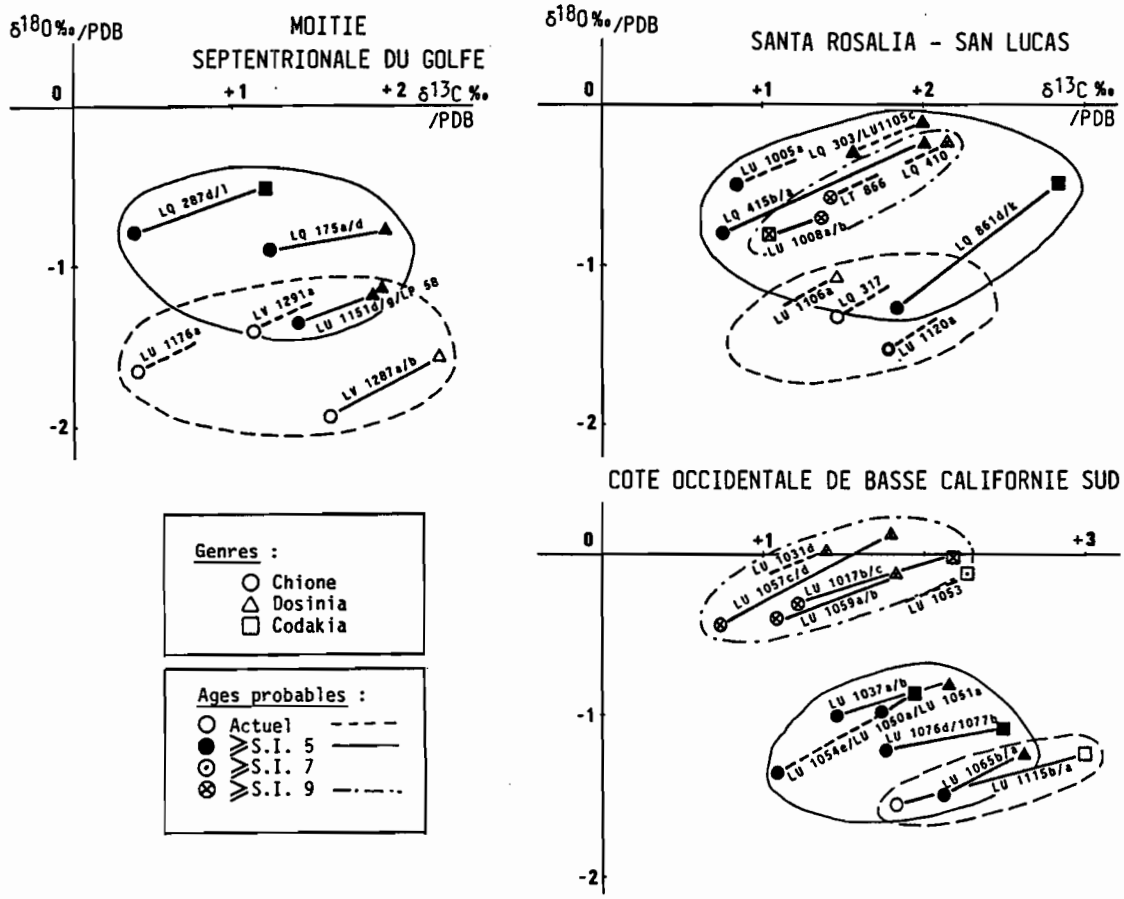


Fig. 9.13.- Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C d'échantillons les plus représentatifs, et en particulier de paires de lamellibranches (Chione/Dosinia ou Chione/Codakia) provenant de mêmes sites : essai de caractérisation paléoclimatique des dépôts littoraux des différents interglaciaires du Pléistocène supérieur et moyen, dans trois zones géographiques du Golfe de Californie.

froides, de l'un des stades isotopiques 5a ou 5c de la fin du dernier interglaciaire.

Ainsi, en s'appuyant sur les résultats les plus fiables, et en particulier sur les données de paires de tests de genres distincts, il semble possible d'utiliser les analyses de composition isotopique de l'oxygène dans une optique chronostratigraphique.

A moins de conditions paléoécologiques locales particulières (abaissement du $\delta^{18}O$ des eaux marines par apports d'eaux continentales, par exemple), la teneur en ^{18}O des tests fossiles n'est jamais inférieure à celle des tests actuels ; lorsqu'elle est de peu supérieure à celle des tests actuels, il est probable que l'on a affaire à des échantillons datant du dernier interglaciaire ; enfin, lorsqu'elle est plus élevée (de l'ordre de 1 ‰ par rapport aux tests actuels), il s'agit généralement de tests du Pléistocène moyen (> S.I.7).

Cette augmentation des valeurs de $\delta^{18}O$ des tests holocènes aux tests du S.I.5 puis à ceux du Pléistocène moyen, est accompagnée d'une diminution corrélative des valeurs de ^{13}C.

Les données dont on dispose sur les tests du Pléistocène moyen, dans le Golfe de Californie, sont insuffisantes pour déterminer les gammes de $\delta^{18}O$ des échantillons des différents interglaciaires (S.I.7, S.I.9, etc.). Les écarts de valeurs de $\delta^{18}O$ se révèlent minimes et ne semblent pas devoir permettre de caractériser l'un ou l'autre des stades interglaciaires du Pléistocène moyen.

9.3. LES ANALYSES ISOTOPIQUES DE TESTS DE LAMELLIBRANCHES DE LA COTE PACIFIQUE DE BASSE CALIFORNIE

9.3.1. Etude régionale

Sur la côte occidentale de la péninsule de Basse Californie, on distinguera trois principales zones de prélèvement d'échantillons : au sud, la zone de San Juanico-Ojo de Liebre, au centre-ouest, la zone de Vizcaino, et au nord, la côte de Basse Californie Nord (fig. 9.14 et tabl. 9.6).

9.3.1.1. Les régions de San Juanico et de Ojo de Liebre

A San Juanico, les tests des trois genres analysés (Chione, Tivela et Protothaca) d'âge holocène, ont des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone voisines de celles des tests du dernier interglaciaire et de l'avant-dernier interglaciaire (tabl. 9.6, fig. 9.15). L'échantillon le plus ancien (LV 1273a), qui date probablement du Pléistocène inférieur, est appauvri en ^{18}O par rapport à tous les échantillons sus-mentionnés (tabl. 9.6).

Dans la région de Laguna Ojo de Liebre et de Salina Cuarenta, la variété des conditions de milieu (salinité, éloignement de la mer ouverte, évaporation, etc.), lors du dernier interglaciaire, se marque par de larges différences de composition isotopique du carbone ($-0,6 < \delta^{13}C$ ‰ $< +2,7$) et de l'oxygène ($-0,4 < \delta^{18}O$ ‰ $< +0,6$) des tests

SAN JUANICO

N° échant.	Genre (1)	Age morpho-stratig. présumé (2)	Age radio-métrique apparent (3)	Age amino-stratig. (4)	$\delta\ ^{13}C$ /PDB (5)	$\delta\ ^{18}O$ /PDB (5)	Remarques (6)
LV 1280 a	Pro	5			+ 0,07	- 0,41	
LV 1279 a	Chi	7			+ 1,46	- 0,46	
LV 1279 b	Tiv	7			+ 1,12	- 0,40	teneur élevée en Mg
LV 1273 a	Chi	⩾17			+ 0,15	- 0,99	teneur élevée en Sr ; 4,5 % calcite

OJO DE LIEBRE

LT 845 a	Chi	⩽5			- 0,63	- 0,19	$\delta\ ^{13}C$ faible
LT 825 a	Chi	5			+ 0,14	+ 0,32	
LT 850 a	Chi	⩾5			+ 0,97	- 0,39	
LU 1103 a	Chi	5			+ 1,84	- 0,31	$\delta\ ^{13}C$ élevé
LU 1103 b	Dos	5			+ 2,70	- 0,26	$\delta\ ^{13}C$ élevé
LV 1238 a	Chi	5			+ 1,07	+ 0,65	

BAHIA ASUNCION

LU 1083 a	Cor	5	⩽5a *		- 1,98+	+ 0,67+	9 % calcite
LU 1087 a	Tiv	5			+ 0,53	- 0,35	
LR 521 a	Tiv	⩾5	7	5	- 0,24+	+ 0,29+	
LR 521 b	Dos	⩾5	7	5	+ 1,08+	- 0,45+	
LR 522 a	Tiv	⩾5	7 *	5 *	+ 1,22	+ 0,15	teneur élevée en Sr
LV 1256	Tiv	⩾5	E. *		+ 1,30+	- 0,27+	
LR 464 a	Tiv	7		7	+ 1,26	+ 0,65	
LR 519	Cor	7	(5c)7*	7	- 2,03+	+ 0,96+	
LR 520 a	Tiv	7	7;5c	7	- 4,49+	- 5,25+	
LR 520 b	Tiv	7	7;5c	7	+ 1,48+	+ 0,36+	
LR 520 c	Tiv	7	7;5c	7	+ 0,23+	- 0,01+	
LR 520 x	Tiv	7	(7)5c*	7	+ 0,70	+ 0,06	
LR 530 x	Tiv	⩾7	E *	⩾9	+ 1,08+	+ 0,67+	
LR 530 a	Tiv	⩾7	E	⩾9 *	+ 2,17	+ 0,84	
LR 533	Cor	⩾7			- 3,03	- 5,54	
LR 541 a	Tiv	⩾7	E *	7	+ 0,66	+ 0,65	teneur élevée en Sr
LU 1086 a	Chi	⩾7		⩾9	+ 0,36	+ 0,16	équivalent à LR 461
LR 459	Tiv	⩾9	E *	⩾9	+ 0,90	+ 0,51	équiv. LR 458 et LU 1085
LR 470 a	Tiv	⩾9	⩾11 *	⩾9 *	+ 1,11	- 0,03	
LU 1085 a	Tiv	⩾9	E	⩾9	+ 0,88	+ 0,91	équivalent à LR 459

BAHIA TORTUGAS

LR 488 a	Tiv	5	⩾5e	5a?	+ 0,86+	+ 0,42+	âge aminostratigraphique d'après LR 487 a/c/d
LR 488 b	Tiv	5	⩾5e	5a?	- 0,26+	- 0,08+	
LR 488 c	Tiv	5	⩾5e	5a?	+ 1,81+	+ 0,38+	
LR 488 d	Tiv	5	⩾5e	5a?	+ 0,40+	+ 0,35+	
LU 1094 a	Chi	⩾5	5a	5e	+ 1,01	- 0,68	
LU 1094 b	Pro	⩾5	5a	5e	+ 0,42	+ 0,08	
LU 1094 c	Dos	⩾5	5a	5e	+ 1,14	+ 0,11	
LU 1094 d	Pro	⩾5	5a *	5e	+ 0,60	- 0,24	
LR 484 a	Tiv	⩾7	(<5a) ⩾7*	7 *	+ 1,03	+ 0,62	
LR 485	Cor	⩾7	(⩾7) <5a*	7	- 2,12	+ 1,54	
LU 1096 a	Chi	9			+ 1,23	- 0,03	

SAN JOSE PIEDRA - PUNTA BAJA - SAN QUINTIN

LU 1023 ab	Pro	5		(5)	+ 0,97	- 0,19	
LU 1133 a	Pro	⩾5	7		+ 0,08	- 0,03	$\delta\ ^{13}C$:+ 0,05*;$\delta\ ^{18}O$:- 0,54*
LU 1133 b	Tiv	⩾5	7 *		+ 0,83	+ 0,06	$\delta\ ^{13}C$:+ 0,95*;$\delta\ ^{18}O$:+ 0,24*
LU 1133 c	Tiv	⩾5	7				
LR 636	Cor	5	5e*		- 2,08*	+ 1,43*	
LU 1142 a	Pro	5			- 0,20	+ 0,08	
LU 1186 a	Pro	5			- 0,08	+ 0,39	
LU 1186 b	Tiv	5			+ 0,81	+ 0,19	
LU 1140	Pro	⩾9			+ 0,13	+ 0,29	teneur très élevée en Mg

(1) Pro : Protothaca sp.; Chi : Chione sp.; Dos : Dosinia ponderosa; Tiv : Tivela stultorum; Cor : Coraux.
(2) Age présumé de la localité, exprimé en n° de stade isotopique.
(3) Age radiométrique U/Th de la localité (ou de l'échantillon), exprimé en n° de stade isotopique (tabl.6.4); E : excès de ^{230}Th.
(4) Age déduit des interprétations aminostratigraphiques, exprimé en n° de stade isotopique (tabl.7.14).
* Dans les colonnes (3) et (4) , les * indiquent que les interprétations chronostratigraphiques sont fondées sur l'analyse du même individu que celui étudié pour l'analyse isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates.
(5) Analyses isotopiques faites au Lab. Hydrologie et de Géochimie isotopique, Univ. Paris-sud (Orsay), sauf (+) : Lab. Géotop, Univ. du Québec à Montréal.
(6) Résultats particuliers de l'étude des teneurs en Mg et en Sr (tabl.8.7) et des analyses aminostratigraphiques (tabl. 7.14).

Les échantillons analysés contiennent moins de 3 % de calcite, sauf indication contraire.

Tabl. 9.6 - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C de tests de lamellibranches et de coraux fossiles étudiés sur la côte occidentale de Basse Californie, avec rappel de leur position chronologique. Voir localisation des échantillons fig. 9.14, et représentation graphique des compositions isotopiques fig. 9.15.

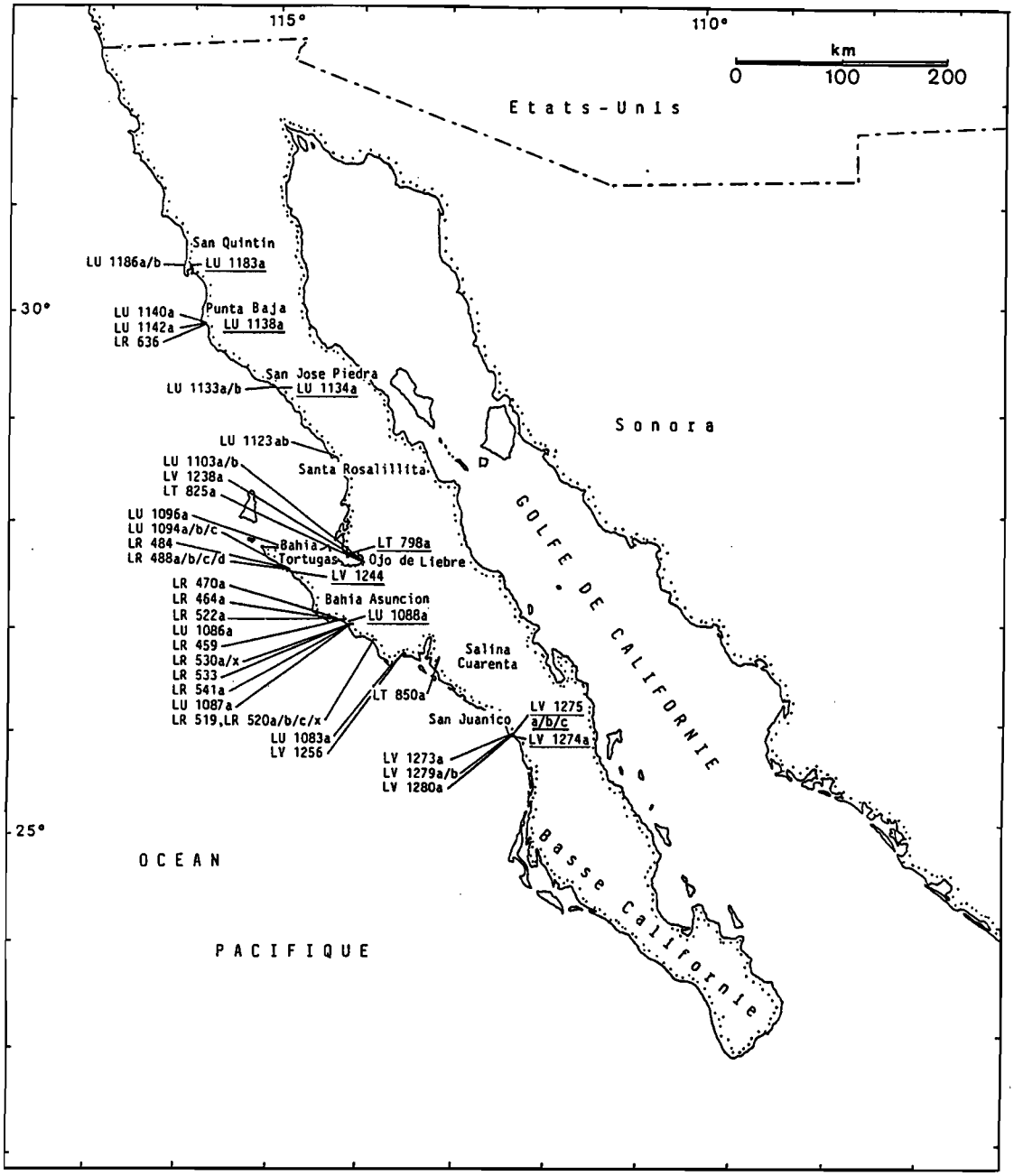


Fig. 9.14. - Localisation des échantillons de lamellibranches de la côte occidentale de Basse Californie étudiés pour leur composition isotopique (^{18}O et ^{13}C). Voir résultats analytiques tabl. 9.6 et représentation graphique des données fig. 9.15. Les numéros d'échantillons soulignés correspondent à des tests actuels ou sub-actuels (holocènes) (tabl. 9.2).

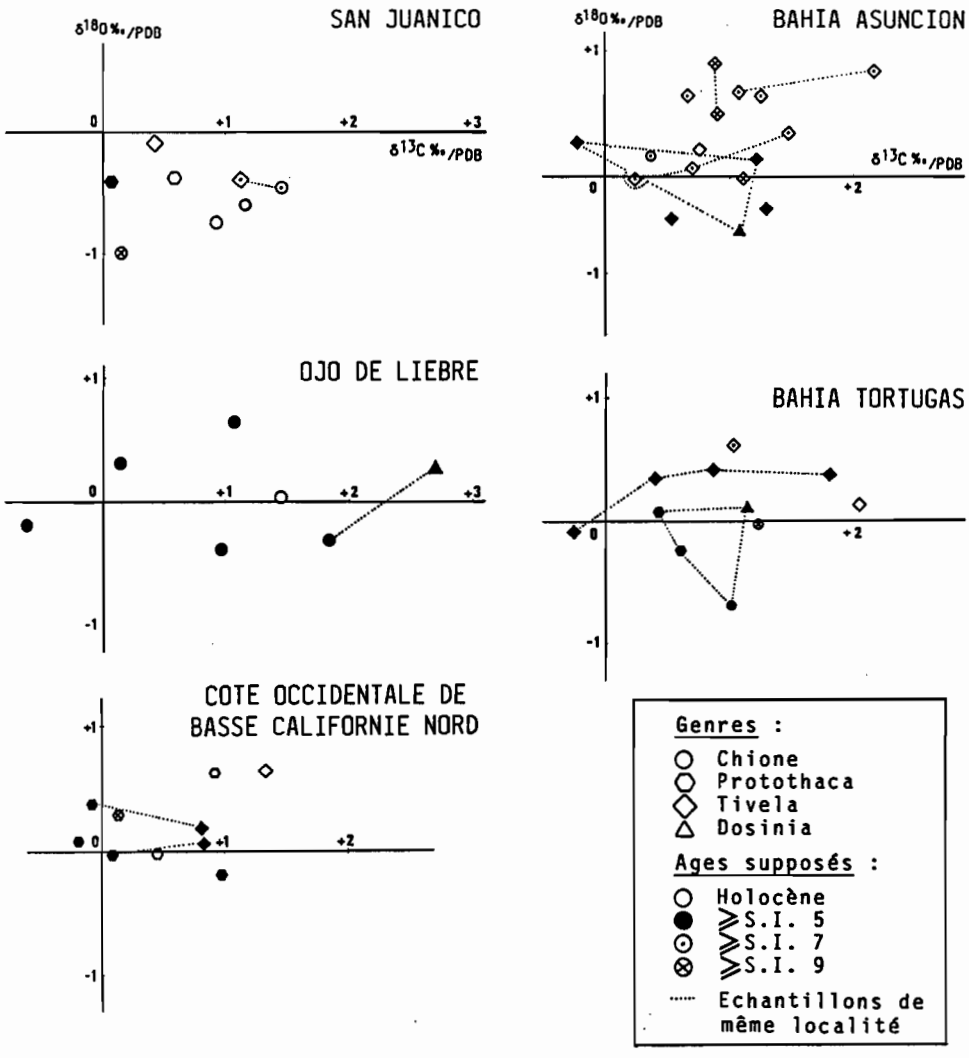


Fig. 9.15. - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C des tests de lamellibranches de la côte occidentale de Basse Californie (région par région). Voir résultats numériques tabl. 9.6 et localisation des échantillons fig. 9.14.

analysés. On remarque que la paire d'échantillons Chione/Dosinia (LU 1103a/b) prélevés à Ojo de Liebre (fig. 9.15) fournit des résultats dont les écarts sont comparables à ceux observés dans le cas de paires Chione/Dosinia du Golfe de Californie (fig. 9.13).

9.3.1.2. La péninsule de Vizcaino

Dans les environs de Bahia Asuncion, les échantillons fossiles attribués au Pléistocène moyen présentent presque tous des valeurs de $\delta^{18}O$ supérieures à celles des tests du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (tabl. 9.6, fig. 9.15).

On relève qu'à Bahia Tortugas, les analyses de plusieurs échantillons de deux localités posant des problèmes géochronologiques (LR 488 et LU 1094), indiquent que les conditions paléoécologiques étaient comparables entre elles et ne différaient ni de celles de deux transgressions du Pléistocène moyen, ni des conditions actuelles.

9.3.1.3. La côte occidentale de Basse Californie Nord

A San José Piedra, trois tests fossiles et un test actuel présentent des valeurs identiques de $\delta^{18}O$ (à 0,16 ‰ près), tandis qu'à San Quintin et Punta Baja, les échantillons fossiles, dont trois sont attribués au dernier interglaciaire, sont caractérisés par des valeurs de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$ inférieures à celles des tests actuel et sub-actuel (tabl. 9.6 et fig. 9.15). A Punta Baja il est possible que les deux tests holocènes (LU 1183a et LU 1138a) aient enregistré des refroidissements locaux liés à des phénomènes de résurgence.

Dans cette région, sept échantillons d'un même genre (Protothaca) et provenant de dépôts d'âges variés (Pléistocène moyen à actuel) présentent des variations de $\delta^{18}O$ inférieures à 0,9 ‰.

9.3.2. Interprétations paléoécologiques et paléoclimatiques

9.3.2.1. Les variations de composition isotopique de l'oxygène

L'amplitude des variations de valeurs de $\delta^{18}O$, pour l'ensemble des échantillons d'un même genre, actuels et fossiles, sur la côte occidentale de Basse Californie, ne dépasse pas 1 ‰. Les conditions paléoécologiques et paléoclimatiques ont peu varié d'un stade interglaciaire à l'autre (y compris la période interglaciaire actuelle), et d'une localité à l'autre. En valeur absolue, les compositions isotopiques de l'oxygène des tests de cette région sont en général comprises entre 0 et +0,5 ‰ (sauf dans la localité la plus méridionale, et la plus chaude, où elles varient entre -1 et 0 ‰).

A l'encontre de ce que l'on a observé dans le Golfe de Californie, les échantillons du dernier interglaciaire sont caractérisés par des valeurs de $\delta^{18}O$, non pas légèrement supérieures, mais semblables à celles des tests actuels. Deux explications peuvent être avancées : soit la température de l'eau sur la côte Pacifique de Basse Cali-

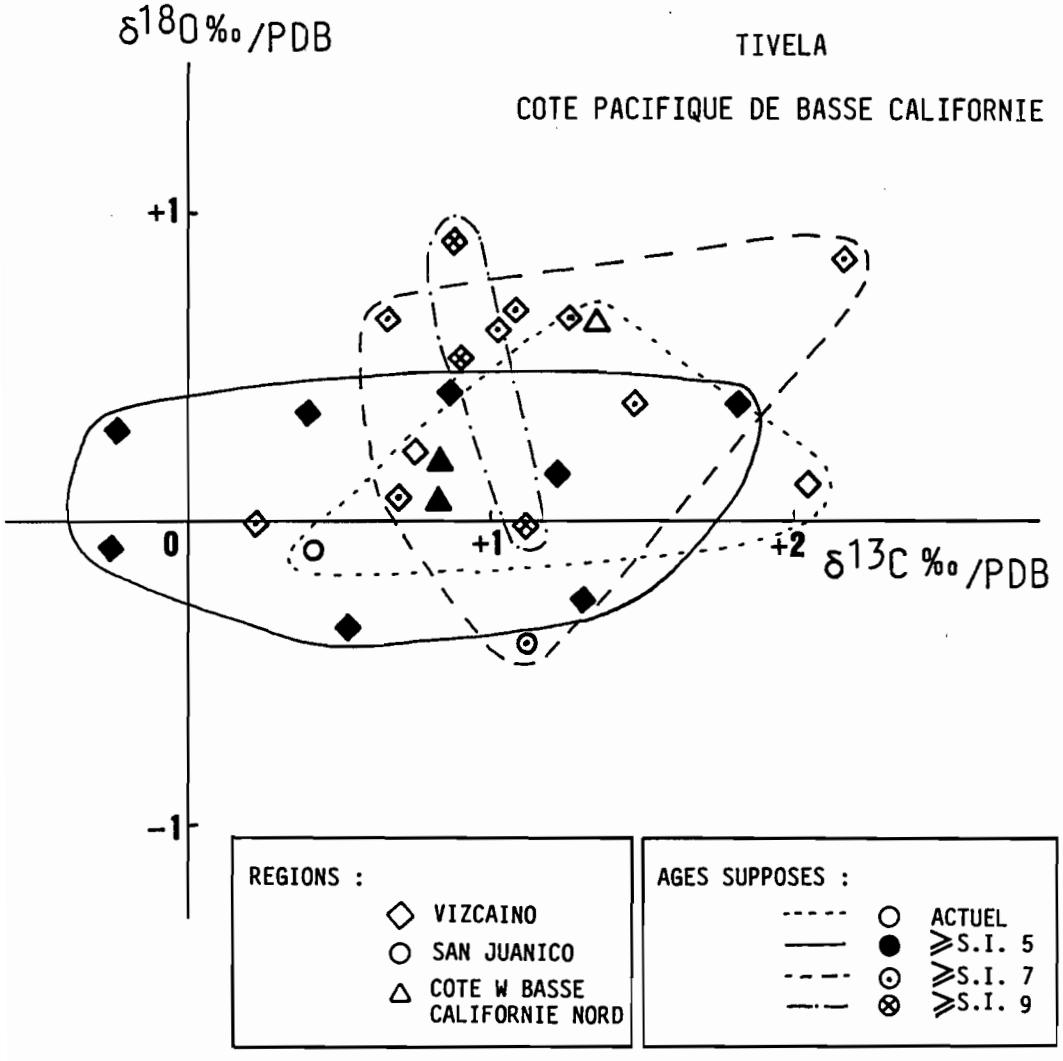


Fig. 9.16. - Composition isotopique de l'ensemble des tests de Tivela échantillonnés sur la côte occidentale de Basse Californie : distribution régionale et chronostratigrapique.

fornie, était comparable à la température actuelle, soit la température était légèrement supérieure à l'actuelle et l'eau de mer était légèrement appauvrie en ^{18}O vis-à-vis de l'eau actuelle.

9.3.2.2. Les variations de composition isotopique du carbone

Si l'on excepte la zone lagunaire de Ojo de Liebre, l'amplitude des variations des valeurs de $\delta^{13}C$ est de l'ordre de 1,5 ‰ dans chacune des régions géographiques considérées sur la côte occidentale de Basse Californie. Ces variations sont faibles, et du même ordre de grandeur que les variations observées entre deux ou plusieurs tests de même genre de certaines localités (LR 488, LR 520, LR 530, LU 1094 ; tabl. 9.6).

Les valeurs de $\delta^{13}C$ de la plupart des échantillons se situent entre 0 et +1,5 ‰ . Le rôle du carbone d'origine organique semble donc avoir été limité lors de la précipitation du carbonate des tests littoraux, dans l'ensemble de la région.

9.3.3. Interprétations chronostratigraphiques

A la différence des échantillons du Golfe de Californie, ceux qui ont été prélevés sur la côte occidentale de Basse Californie ne montrent pas de variations significatives de $\delta^{18}O$ en fonction de l'âge présumé des fossiles. Les données disponibles ne permettent donc pas d'envisager d'utiliser la composition isotopique de l'oxygène des tests comme critère de contrôle chronostratigraphique.

La figure 9.16 récapitule les résultats obtenus sur des tests du genre Tivela, le plus fréquemment échantillonnés, dans les diverses localités de la côte pacifique de la péninsule. Bien que la majorité des tests attribués au Pléistocène moyen présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ légèrement supérieures à celles du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, les différences n'apparaissent pas réellement significatives, compte tenu des variations écologiques devant exister entre les sites.

De même que pour les tests de Tivela, et de lamellibranches en général, des différences de composition isotopique de l'oxygène et du carbone des tests de coraux de cette région (fig. 9.17), entre les échantillons du Pléistocène supérieur et du Pléistocène moyen, sont moins bien marquées que dans le Golfe de Californie.

9.4. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DES ANALYSES ISOTOPIQUES

9.4.1. Paléoécologie et paléoclimats

Dans l'ensemble, les résultats d'analyses isotopiques (^{18}O et ^{13}C) de tests de lamellibranches fossiles du nord-ouest mexicain présentent une homogénéité relative qui limite les différentiations paléoécologiques et paléoclimatiques d'une localité à l'autre (dans le temps et dans l'espace). Cela suggère d'emblée que les compositions iso-

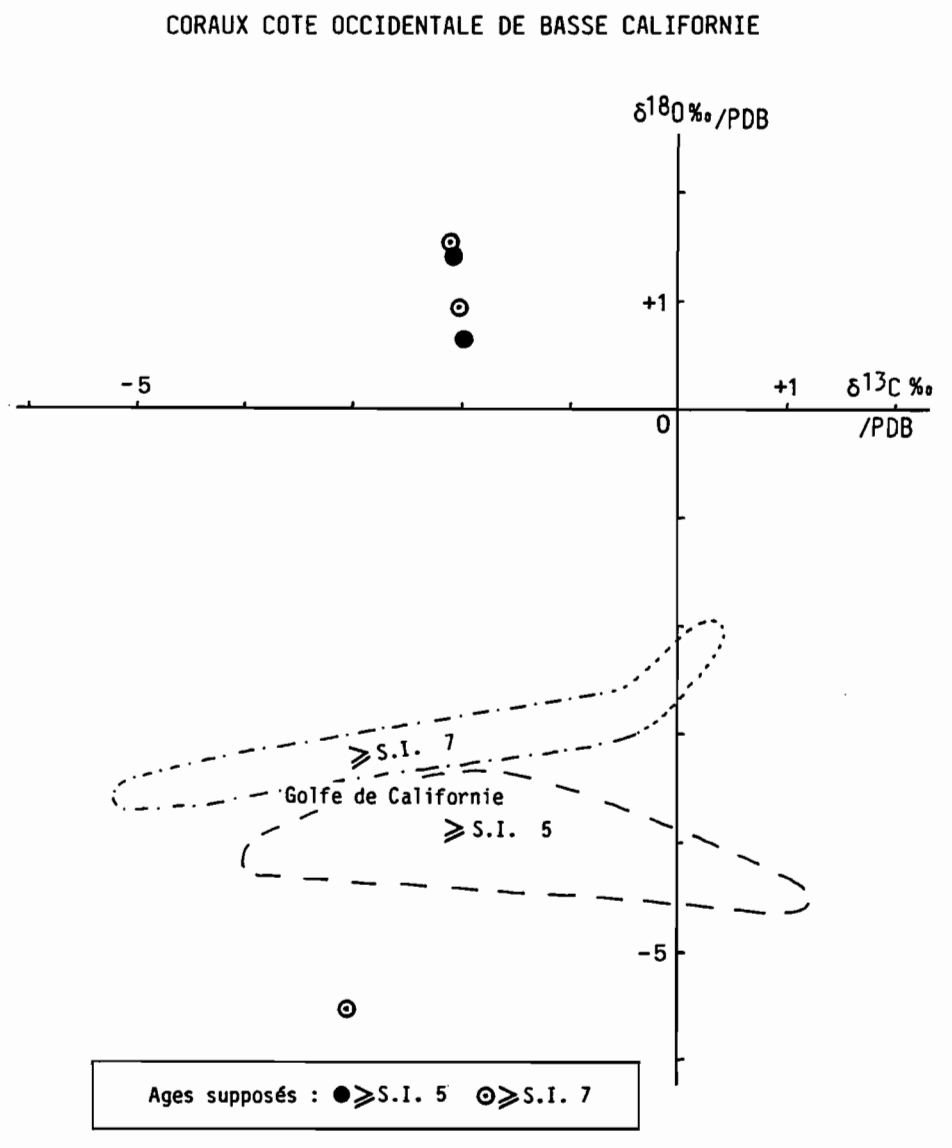


Fig. 9.17. - Composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C de coraux fossiles de la côte occidentale de Basse Californie. Voir résultats numériques tabl. 9.6.

topiques des eaux marines littorales ont été voisines durant les périodes interglaciaires du Quaternaire.

Dans le Golfe de Californie, l'échantillonnage a été plus abondant et plus systématique (quant aux genres de lamellibranches, et aux séries de terrasses), que sur la côte occidentale de Basse Californie. Cela a permis de mettre en évidence dans le golfe, pour Dosinia et Codakia, une légère augmentation des teneurs en ^{18}O des tests, depuis des échantillons actuels jusqu'à ceux du Pléistocène moyen, en passant par les valeurs intermédiaires de ceux du Pléistocène supérieur.

Pour les tests de Chione du Golfe de Californie, ainsi que pour la plupart des échantillons de la côte pacifique de Basse Californie, les différences de composition isotopique sont moins bien marquées. Il semble néanmoins se dégager que sur la façade occidentale de Basse Californie, les tests du dernier interglaciaire sont caractérisées par des valeurs de $\delta^{18}O$ semblables (et localement inférieures) à celles des tests actuels.

Si l'on fait l'hypothèse que lors du maximum marin du dernier interglaciaire, la température des eaux superficielles était au moins égale à celle des eaux actuelles, on est amené à déduire des observations précédentes que, à cette époque, les eaux du Golfe de Californie étaient significativement enrichies en ^{18}O vis-à-vis des eaux actuelles. Selon la même hypothèse, les eaux marines baignant la côte pacifique de la péninsule auraient eu, au dernier interglaciaire, un $\delta^{18}O$ identique, ou légèrement inférieur, à celui des eaux actuelles. Cette interprétation portant sur la côte occidentale de Basse Californie s'accorde avec l'ensemble des résultats obtenus dans les zones océaniques (microfaunes benthiques, faunes littorales, etc., voir paragr. 1.1.2 et A1.1.1), mais ne concorde pas avec certains résultats concernant les îles du Channel (sud-ouest californien) (Muhs & Kyser, 1986) ; selon cette étude préliminaire, des tests de mollusques attribués au S.I.5e, des îles San Nicolas et San Clemente, seraient caractérisés par un $\delta^{18}O$ supérieur de 0,44 ‰ à celui d'échantillons actuels (de mêmes espèces ?).

L'enrichissement en ^{18}O des eaux du Golfe de Californie, lors du dernier interglaciaire, tend à indiquer que dans ce bassin relativement fermé, les phénomènes d'évaporation devaient être importants et les apports d'eaux continentales (fluviatiles) au moins aussi réduits qu'actuellement. Ces déductions fondées sur les compositions isotopiques de l'oxygène de tests fossiles et de l'eau de mer conduisent ainsi à envisager, pour les régions bordant le Golfe de Californie, un climat encore plus aride que l'actuel.

Les compositions isotopiques relativement élevées en ^{18}O des tests de lamellibranches provenant des terrasses du Pléistocène moyen, dans le Golfe de Californie, semblent traduire à la fois des paléotempératures inférieures, et un $\delta^{18}O$ de l'eau de mer légèrement supérieur (eaux moins diluées), à ceux du Pléistocène supérieur et de la période actuelle.

La corrélation des indications paléoécologiques que sont censées constituer les teneurs en éléments traces (paragr. 8.1) et la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des tests de lamellibranches, est difficile à établir, notamment à cause des modifications géochimiques (affectant le Mg et le Sr) provoquées par la diagenèse.

Pour illustrer cependant l'intérêt que peut présenter ce type d'étude comparative, on mentionera ici les corrélations entre les teneurs en Sr et les valeurs de $\delta^{18}O$ de tests de Chione, dans le Golfe de Californie d'une part, et sur la façade pacifique de Basse Californie d'autre part (fig. 9.18).

Dans ces deux graphiques (fig. 9.18), on observe que les points représentant les tests actuels des deux régions et les tests fossiles de la côte Pacifique tendent à s'aligner sur des droites de pentes semblables décalées d'environ 1 ‰, tandis que les tests fossiles du Golfe de Californie présentent une corrélation inverse. On suppose que la corrélation observée dans le cas des tests actuels traduit l'effet de la température, paramètre affectant aussi bien la composition isotopique de l'oxygène que la teneur en Sr des carbonates biogéniques marins ; le décalage entre les séries d'échantillons du golfe et de la côte pacifique est attribué à la différence de composition isotopique de l'oxygène des eaux littorales des deux régions (environ 1 ‰). L'incorporation de Sr dans les tests fossiles, durant la diagenèse précoce (paragr. 8.4.2) complique l'interprétation des corrélations Sr/$\delta^{18}O$, dans la mesure où les quantités de Sr incorporées varient selon les conditions diagénétiques.

9.4.2. Contrôle chronostratigraphique

La teneur en ^{18}O des tests de lamellibranches fossiles de terrasses marines peut être utilisée comme critère chronostratigraphique lorsque les conditions de températures et le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer ont suffisamment varié d'une période interglaciaire à l'autre. Cela n'est pas le cas sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie. Mais dans le Golfe de Californie, il est apparu que, les échantillons de certains genres de lamellibranches (Dosinia et Codakia) permettent, de distinguer par leur composition en ^{18}O, les terrasses marines du Pléistocène moyen de celles du Pléistocène supérieur et des faunes actuelles. Par l'étude de paires d'échantillons de genres distincts de mêmes localités, les résultats de tests du genre Chione (les plus nombreux) ont pu être associés à une interprétation des données isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) dans un but chronostratigraphique. Cette démarche a notamment conduit à remettre en cause une interprétation morphostratigraphique antérieure des basses terrasses marines des environs de Santa Rosalia et, à montrer que dans cette région soumise à une forte surrection, la terrasse la plus récente correspond à une phase de haut niveau marin (S.I.5a ou c) caractérisée par une paléotempérature inférieure à

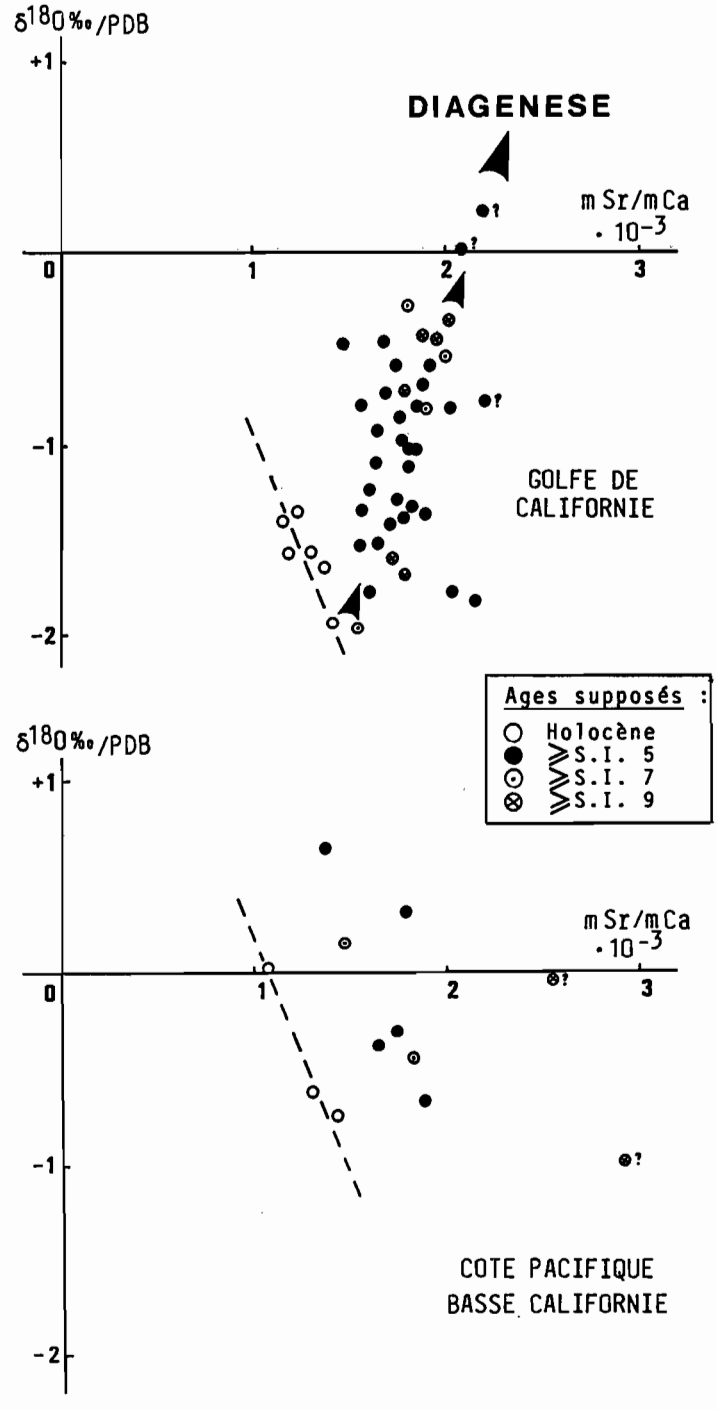


Fig. 9.18. - Corrélation entre les teneurs en Sr et le $\delta^{18}O$ des tests de Chione, fossiles et actuels, prélevés dans le Golfe de Californie et sur la côte pacifique de Basse Californie (discussion dans le texte).

Région	Echantillon	Genre	Age	Fort enrichissement en Sr (1)	Enrichissement en Mg (1)	$\delta\ ^{13}C$ (2)	$\delta\ ^{18}O$ (2)
Sonora Central	LP 28 Dp	Dos	5	x			
	LQ 149 b	Dos	5	x			
	LQ 175 d	Dos	5	x			
	LQ 159 b	Dos	5				élevé
	LS 680 d	Chi	5		x	faible	
NW Golfe	LQ 244 c	Cod	5	x	x	(élevé)	
	LQ 246 d	Dos	5	x		(élevé)	
	LQ 271 a	Dos	⩾5	x			
	LS 660 d	Chi	⩾5	x			
SW Golfe	LQ 315 d	Chi	5		x		
	LU 1105 a	Dos	5	x		faible	
	LU 1105 c	Dos	5		x		
	LU 1008 a	Cod	13 ?			(faible)	(faible)
	LU 1109 d	Chi	⩾5		x		
	LU 1016 b	Chi	5	x			élevé
	LU 1027 a	Chi	5				élevé
	LU 1028 a	Dos	5			faible	
	LU 1031 d*	Dos	⩾9	x			
	LU 1017 c	Cod	⩾13	x	x		
	LU 1114 a	Cod	5		x		
	LU 1041 a	Dos	⩾5			faible	élevé
	LU 1041 c	Dos	⩾5			faible	faible
	LU 1042 a	Cod	⩾5	x	x		
	LU 1036 d	Chi	⩾9		x		(faible)
	LU 1051 a	Cod	⩾5			(élevé)	(élevé)
	LU 1053 a	Cod	⩾7	x	x		
	LU 1057 d	Dos	⩾11	x			
	LU 1058 a	Dos	⩾11	x			
	LU 1077 b	Cod	5	x	x		
Côte Pacifique	LV 1279 b	Tiv	7		x		
	LV 1273 a*	Chi	⩾17	x			(faible)
	LR 522 a	Tiv	⩾5	x			
	LR 541 a	Tiv	⩾7	x			
	LU 1140	Pro	⩾9		x		

(1) : Voir tabl.8.6 (Golfe de Californie) et tabl. 8.7 (côte pacifique)
(2) : Voir tabl. 9.3, 9.4, 9.5 et 9.6. Les indications entre parenthèses signalent les anomalies les moins franches.
* : Seuls échantillons contenant plus de 3 % de calcite:LU 1031d (3,3%) et LV 1273a (4,5%).

Tabl. 9.7 - Confrontation entre les anomalies de composition isotopique de l'oxygène et du carbone et les enrichissements en Sr et en Mg, d'origine diagénétique, décelés dans l'ensemble des tests analysés. Aucune corrélation ne se dégage entre les différents types d'évolution diagénétique (paragr.8.4.2) définis par les teneurs en éléments traces , et les valeurs anormales de $\delta\ ^{18}O$ et de $\delta\ ^{13}C$.

celle du S.I.5e.

9.4.3. Les_données_isotopiques_et_la_diagenèse

Les carbonates marins subissant des dissolutions et des recristallisations en zone émergée (vadose ou phréatique), donc en équilibre avec des eaux continentales ou météoriques, sont normalement caractérisés par des valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ appauvries vis-à-vis des valeurs originelles. Dans l'ensemble des échantillons analysés dans le nord- ouest mexicain, très peu de tests de lamellibranches sont suspectés de rééquilibration isotopique en milieu continental. Les quelques échantillons fournissant des valeurs basses de $\delta^{18}O$ ou/et $\delta^{13}C$ ne présentent pas d'évidences de recristallisation sous forme de calcite.

Dans l'étude des teneurs en éléments traces des tests de lamellibranches, une série d'échantillons présentant un fort enrichissement en Sr et/ou un enrichissement notable en Mg (tabl. 8.6, paragr. 8.2.3.3 et 8.3.3.3), ont été considérés comme diagénétiquement évolués. Il doit être souligné que les tests de lamellibranches ayant subi ces enrichissements diagénétiques en Sr et/ou en Mg ne montrent aucune anomalie quant à leur composition isotopique ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) (tabl. 9.7). Cette absence de corrélation indique donc qu'il n'y a pas de lien entre l'incorporation de Mg ou/et de Sr, lors de la diagenèse des tests fossiles, et la composition isotopique de ces derniers, et confirme que les modifications observées de teneurs en éléments traces se sont produites sans recristallisation de carbonates.

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSION

10. CONCLUSIONS GENERALES

10.1. La démarche suivie

10.2. Conclusions chronostratigraphiques

10.3. Conclusions néotectoniques

QUATRIEME_PARTIE : CONCLUSIONS_GENERALES

10.1. LA_DEMARCHE_SUIVIE

Dans le chapitre introductif du présent ouvrage, j'ai commencé par rappeler les conceptions actuelles sur les variations du niveau marin et sur l'utilisation_des_lignes de_rivage_dans_la_reconstitution_des_déformations_verticales __quaternaires, puis j'ai tenté de replacer la région étudiée dans son contexte géodynamique (voir également annexe A2). Comme certains travaux antérieurs paraissent avoir fortement exagéré l'amplitude et les vitesses des mouvements verticaux enregistrés par la péninsule de Basse Californie, et que de fortes surrections (de plusieurs centaines de mètres d'amplitude) ont été effectivement mises en évidence en Californie, j'ai insisté sur la nécessité de réexaminer l'ensemble des données antérieures disponibles et de procéder à une reconnaissance générale des restes littoraux quaternaires, sur les deux façades de la péninsule et sur la côte orientale du Golfe de Californie.

Dans la deuxième partie de cet ouvrage, consacrée à la description_des_vestiges_de_lignes_de_rivage_pléistocènes, j'ai cru devoir être assez complet, sinon exhaustif.

Rien ne ressemble plus à un lambeau de terrasse marine quaternaire qu'un autre lambeau de terrasse marine d'âge distinct ; pour cette raison, et en dépit de l'aspect fastidieux que revêt ce type de catalogue, il m'a semblé nécessaire de consigner un minimum d'informations sur chacune des traces observées de hauts niveaux marins pléistocènes : localisation géographique, altitude et position relative des terrasses, coupes lithostratigraphiques et contenu faunistique (voir également annexe A6) des dépôts littoraux associés, etc..

Au passage, j'ai évoqué le "manque à gagner" que représentait, dans certains travaux antérieurs, l'absence de telles informations. Compte tenu des incertitudes actuelles sur l'histoire des variations du niveau marin au Quaternaire, et des sévères limitations d'ordre géochronologique propres à cet objet d'étude, je crois qu'il est indispensable de réunir des données qui sont susceptibles d'être ré-utilisées ultérieurement, lorsque l'on disposera d'une chronostratigraphie plus solide et de moyens géochronologiques plus étendus et plus précis.

Dans cette deuxième partie ont ainsi été traitées, successivement, la région du delta du rio Colorado, formant l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie, puis les côtes orientale et occidentale du golfe, et enfin, la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie. J'ai propo-

sé une corrélation latérale, région par région, des terrasses marines et lignes de rivage identifiées à ce jour, et tenté de replacer ces dernières dans un cadre chronologique.

Le problème fondamental de la détermination chronologique des restes littoraux a été traité dans la troisième partie de l'ouvrage. Plusieurs méthodes ont été suivies parallèlement, à partir de mêmes échantillons, en portant une attention particulière aux critères de fiabilité des résultats et aux indices d'altération diagénétique des tests fossiles analysés.

Dans le chapitre 6, consacré aux datations radiométriques U/Th, j'ai montré l'importance des migrations d'espèces isotopiques de la famille de l'uranium dans les carbonates biogéniques (lamellibranches, coraux, échinodermes), ainsi que les limites d'utilisation de la méthode qui en découlent. De manière pratique, il a été conclu que les datations U/Th d'échantillons isolés et celles d'échantillons multiples dont les résultats ne sont pas confirmés par des arguments morphostratigraphiques et/ou aminostratigraphiques, sont de fiabilité restreinte.

La remise en cause systématique de la "véracité" des âges apparents mesurés, souvent rendue nécessaire par une mauvaise reproductibilité des résultats dans une même unité stratigraphique, se justifie notamment par le fait que, dans cette région, les conditions d'altération diagénétique des carbonates biogéniques ont été particulièrement défavorables (environnement silicoclastique appauvri en carbonates, régime climatique, météorisation de la plupart des affleurements, etc.). L'influence de paramètres physico-chimiques de caractère régional se marque par des décalages d'âges apparents de plusieurs dizaines de milliers d'années, dans des échantillons contemporains du maximum marin du dernier interglaciaire (120 000 ans B.P. ="stade isotopique" S.I. 5e) provenant de la côte de Sonora et des deux façades de la péninsule de Basse Californie (fig. 6.6).

Les études aminostratigraphiques, détaillées dans le chapitre 7, ont livré un nombre relativement important de données géochronologiques ; ces résultats ont été obtenus en dépit des restrictions imposées par les paléotempératures élevées ayant marqué le Quaternaire moyen et supérieur de la région.

Ces études géochronologiques, qui ont mis en jeu les deux techniques de mesure des rapports énantiomériques d'acides aminés de tests de lamellibranches, ont fourni l'occasion de préciser les limites d'utilisation de la méthode aminostratigraphique en région subtropicale désertique. Dans le Golfe de Californie, ces analyses ont permis d'identifier la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e), tandis que sur la côte pacifique de Basse Californie, soumise à des températures moins élevées, elles ont été capables de distinguer des fossiles datant des deux, voire des trois, derniers interglaciaires (S.I. 5, S.I. 7 et S.I. 9).

Des mesures de teneurs en magnésium et en strontium de tests fossiles ont été entreprises dans une double optique géochronologique et paléoécologique (chapitre 8). Ces analyses se sont révélées plus utiles du point de vue de l'étude de la diagenèse et de l'altération, que du point de vue des reconstitutions paléoécologiques et paléogéographiques. Ainsi il a été montré que la composition en magnésium, et surtout en strontium, des tests de certains lamellibranches de terrasses marines emboîtées peut, dans des conditions favorables, refléter l'âge relatif de ces dernières.

A l'inverse, les compositions en ^{18}O et en ^{13}C de tests fossiles du Pléistocène moyen et supérieur (chapitre 9) n'ont pas enregistré de modifications diagénétiques notables, et rendent fidèlement compte de la composition isotopique originale des tests. L'étude portant sur une série d'échantillons d'âges, d'espèces et de provenances variés, a montré notamment que les paléotempératures et la composition isotopique de l'eau de mer, lors des périodes interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur, n'ont pas évolué de la même manière sur la côte pacifique de Basse Californie et dans le Golfe de Californie.

En dehors de ces implications d'ordre paléoclimatologique, et du rôle de marqueurs de milieu des teneurs en ^{18}O et en ^{13}C, les analyses isotopiques des coquilles littorales présentent un intérêt chronostratigraphique dans la mesure où elles permettent généralement de distinguer les échantillons du début et de la fin du dernier interglaciaire (respectivement S.I. 5a/c et 5e). De plus, dans le Golfe de Californie, il a parfois été possible de distinguer, par leur composition en ^{18}O et en ^{13}C, des tests fossiles du dernier interglaciaire de ceux des interglaciaires antérieurs (Pléistocène moyen).

En définitive, que ce soit par mesures radiométriques ou par analyses aminostratigraphiques, ou encore par analyses isotopiques, les seuls moyens géochronologiques sur lesquels on puisse compter, dans l'ensemble de la région, ne couvrent que la période du Pléistocène supérieur.

Pour la quasi-totalité du Pléistocène moyen et la fin du Pléistocène inférieur, on est réduit à élaborer des interprétations chronostratigraphiques.

Dans cette conclusion, je reviendrai d'abord brièvement sur les principaux résultats et interprétations chronostratigraphiques, puis je tenterai de dégager les grandes lignes de l'évolution des mouvements verticaux subis par les régions côtières étudiées. Les différences de comportements néotectoniques ainsi mis en évidence fournissent des indications sur la structure et l'histoire géodynamique récente de cette région située à la frontière de deux grandes plaques lithosphériques.

10.2. CONCLUSIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

10.2.1. Les variations du niveau marin au Pléistocène supérieur

Cette étude régionale a été largement consacrée à la reconnaissance des hauts niveaux marins du dernier interglaciaire. Les analyses géochronologiques de fossiles contemporains des phases de maxima marins du Pléistocène supérieur ont concerné de nombreuses localités dans l'ensemble de la péninsule de Basse Californie et de la côte orientale du Golfe.

Deux phases de haut niveau marin du début du Quaternaire supérieur (S.I. 5e et S.I. 5a/c) ont laissé des traces émergées sur les côtes du nord-ouest mexicain. La distinction entre ces deux lignes de rivage, au sein du dernier interglaciaire, s'appuie sur des analyses aminostratigraphiques et géochimiques (^{18}O et ^{13}C) et sur des observations morphostratigraphiques. Les analyses radiométriques (U/Th) n'ont généralement pas été suffisamment fiables pour déterminer l'"âge absolu" de ces phases de haut niveau marin (ni même pour identifier clairement les traces de la transgression du S.I. 5a/c).

Contrairement aux prévisions des modèles d'évolution du niveau marin au Pléistocène supérieur les plus communément cités dans la littérature (Bloom et al., 1974, etc.), une seule transgression postérieure au maximum marin (S.I. 5e) a été distinguée en Basse Californie et en Californie méridionale. Compte tenu des vitesses de surrection des régions côtières, variables dans une gamme de 0-300 mm/10^3ans, il est déduit de la position actuelle de la ligne de rivage du S.I. 5a/c que le niveau marin atteignit une cote altimétrique proche du zéro actuel. L'âge le plus probable de cette transgression peut être évalué à 80/90 ka, c'est à dire qu'elle correspondrait plutôt au S.I. 5a dans l'échelle climato-chronostratigraphique adoptée. L'absence de restes émergés d'un troisième haut niveau marin du début du Pléistocène supérieur (S.I. 5c, vers 105 ka ?) traduit le fait que vers 105 ka, la mer est restée plusieurs mètres au-dessous de sa cote actuelle; cette particularité régionale est vraisemblablement attribuable à des déformations du paléogéoïde.

On a considéré ici que, lors du maximum climatique du dernier interglaciaire (S.I. 5e), dans le Golfe de Californie, le paléogéoïde était situé à environ +6 m au-dessus du géoïde actuel. Cette interprétation s'appuie sur l'hypothèse la plus généralement admise dans le reste du monde et sur le fait que cette cote de +6 m est celle d'un grand nombre de vestiges de paléo-lignes de rivages dans l'ensemble de la région (et en particulier dans des localités les moins susceptibles d'avoir été déformées).

Sur la côte pacifique de Basse Californie, la position légèrement plus élevée (+7/+8 m) de nombreux témoins de la même ligne de rivage (S.I. 5e) peut être attribuée à une faible surrection relative de la façade occidentale de la péninsule, ou à un effet géoidal local.

10.2.2. L'établissement de la chronologie des terrasses marines

Dans l'état actuel des connaissances sur l'évolution dans le temps et dans l'espace du géoïde, matérialisé par le niveau marin, on ne peut dissocier l'étude des déformations verticales des régions côtières, des interprétations chronostratigraphiques de vestiges littoraux pléistocènes. Dans une analyse des diverses approches récentes de ce problème, j'ai montré que, selon les régions du monde et les contextes tectoniques, les résultats variaient dans de larges proportions. Ni le nombre de phases de haut niveau marin (au sein de chaque période interglaciaire, ou dans l'ensemble du Pléistocène), ni l'âge des plus anciennes terrasses marines, ne font encore l'objet d'un consensus.

Le cadre chronologique adopté ici a été fondé sur les échelles climato-chronostratigraphiques tirées des courbes isotopiques des carottes océaniques V28-238 et V28-239 (Shackleton & Opdyke, 1973, 1976). Quelques indices géochronologiques (datations K/Ar de Santa Rosalia, diverses données recueillies en Californie méridionale) permettent d'envisager un âge d'environ 1 M.a. pour les plus anciennes lignes de rivage de la région, et semblent ainsi confirmer le modèle paléoclimatique selon lequel les principales fluctuations marines se seraient produites dans le dernier million d'années.

> L'existence de fluctuations (climatiques) du niveau marin à la fin du Pliocène, qui seraient responsables de hautes terrasses d'abrasion littorales, a été invoquée par certains auteurs en Basse Californie, mais reste hypothétique, et n'est pas confirmée par l'ensemble des informations paléoclimatiques disponibles. Cependant, je n'exclus pas que certaines conditions tectoniques aient pu favoriser la formation de surfaces marines datant de plus d'un million d'années (Mesa supérieure de Santa Rosalia, et hautes terrasses de Punta Banda, El Rosario, et Punta Canoas).

L'identification de la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire et ce que l'on sait de la position du paléogéoïde de cette période, ont permis de montrer que les mouvements verticaux ont été de faible amplitude au Quaternaire supérieur, dans la majeure partie de la région étudiée. A partir de cette détermination des vitesses de surrection au Quaternaire supérieur, dans chaque région, une extrapolation raisonnable a permis de proposer des interprétations chronologiques pour les terrasses du Pléistocène moyen et inférieur. Par ordre d'âge croissant, j'ai ainsi considéré que les lignes de rivage pouvaient correspondre aux hauts niveaux marins interglaciaires des stades isotopiques (S.I.) 7, 9, 11, etc., jusqu'à 23 (environ 1 M.a.). Dans ces interprétations chronostratigraphiques, il a été tenu compte de considérations morphostratigraphiques (emboîtements et superpositions de dépôts, dimensions comparées des plateformes d'abrasion, altération relative des faunes et des sédiments, etc.), ainsi que d'arguments géométriques (écarts altimétriques au

sein d'une même séquence de terrasses, ou entre diverses séries de terrasses, corrélations latérales et verticales).

Dans les régions où les terrasses marines sont peu nombreuses et nettement séparées en altitude, j'ai supposé que chacune d'entre elles avait été formée lors de maxima interglaciaires. Lorsque les vestiges de lignes de rivage d'une même séquence sont proches les unes des autres, et qu'il peut y avoir eu enregistrement de diverses phases de haut niveau marin au sein de chaque cycle climatique, les interprétations chronostratigraphiques ont été plus délicates.

Les grandes différences dans la géomorphologie et dans le contexte structural des trois zones côtières, de part et d'autre du Golfe de Californie et de la péninsule de Basse Californie, rendent difficiles les corrélations inter-régionales de terrasses marines d'âge antérieur au Pléistocène supérieur. En me fondant sur le développement particulier de l'une des plateformes littorales du Pléistocène moyen, que j'attribue au S.I. 11, j'ai proposé une interprétation chronologique des séquences de terrasses marines préservées sur les façades occidentale et orientale de Basse Californie (fig. 4.54 et 5.63).

Les observations morphostratigraphiques et mes corrélations chronologiques me conduisent à conclure, pour l'ensemble de la région, que :

- La basse terrasse la mieux préservée est presque toujours attribuable au maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e).
- Une ligne de rivage émergée d'âge postérieur au S.I. 5e (d'âge S.I. 5a/c) n'est observée que dans les rares localités ayant subi une surrection de plus de 50 $mm/10^3$ ans durant les derniers 100 000 ans. Dans de nombreuses régions, la plateforme littorale actuelle, située dans la zone de battement des marées, est héritée de cette phase de haut niveau marin du S.I. 5a/c.
- Les restes littoraux de l'avant-dernier interglaciaire (S.I. 7) ne sont que rarement préservés parce qu'ils ont été érodés, ou recouverts de dépôts postérieurs, lors de la phase de haut niveau marin du S.I. 5e. Lors du S.I. 7, le niveau de la mer n'aurait donc atteint qu'une cote assez faible, probablement plus basse que le niveau marin actuel.
- La terrasse corrélée avec le haut niveau marin du S.I. 9, est inégalement marquée dans le paysage, mais assez souvent préservée le long des côtes pour que l'on puisse en déduire que le niveau marin a atteint une position au moins aussi élevée que le géoïde actuel.
- La surface associée au S.I. 11 (ou S.I. 11/13) doit sa grande largeur, supérieure à celle des autres terrasses, au fait que cet interglaciaire a probablement duré plus longtemps que les autres phases de haut niveau marin. Il a pu y avoir réoccupation, par la mer, de la même plateforme durant le maximum du S.I. 13 et plusieurs phases du S.I. 11.
- Les terrasses marines pléistocènes d'âge antérieur aux S.I. 11 et S.I. 13, ne sont bien individualisées que dans quelques localités ayant été fortement soulevées. Dans

plusieurs régions de la péninsule, les traces de haut niveau marin de la fin du Pléistocène inférieur (entre 1 et 0,7 M.a.) et du début du Pléistocène moyen consistent en une ou plusieurs surfaces d'abrasion marine à dépôts littoraux altérés mais contenant une faune mieux préservée que celle des séries marines pliocènes.

Cette étude régionale des dépôts littoraux pléistocènes reposant sur un grand nombre d'observations locales, s'inscrit dans le cadre d'une recherche, en plein développement, des traces de hauts niveaux marins du dernier million d'années sur l'ensemble des côtes du globe. Les données recueillies le long de la péninsule de Basse Californie devraient être particulièrement utiles dans la reconstitution des variations "eustatiques" du niveau marin, dans la mesure où les mouvements de surrection régionaux se sont révélés d'amplitude limitée, et où les déformations tectoniques récentes n'affectent que des zones restreintes.

Ce sont les régions qui, comme la Basse Californie, ont subi des mouvements de surrection apparemment assez réguliers dans le temps, et d'intensité relativement faible (de l'ordre de 50-100 mm/10^3 ans), qui sont le plus susceptible de fournir un modèle d'évolution du niveau marin lors de la période s'étendant entre 1 M.a. et 100 ka.

En effet, les séquences de terrasses marines et de récifs coralliens de certaines îles fortement soulevées du Pacifique oriental qui ont joué un grand rôle dans l'élaboration du modèle de fluctuations du niveau marin du Pléistocène supérieur et de la fin du Pléistocène moyen, ne peuvent permettre de remonter loin dans le temps.

> Les vitesses de surrection de ces régions tectoniquement actives ont été si fortes que les vestiges de haut niveau marin datant de plusieurs centaines de milliers d'années se trouvent (ou se trouveraient) à des altitudes de l'ordre du millier de mètres. De plus, dans ces zones d'intense activité tectonique, des variations de vitesses de surrection sont très probables et presque impossibles à déceler.

A l'inverse, les régions peu soulevées, comme la côte atlantique des Etats-Unis par exemple, où l'étude des lignes de rivage pléistocènes a fait récemment d'importants progrès, sont caractérisées par un "télescopage" des vestiges littoraux qui complique les interprétations chronostratigraphiques. Les zones côtières improprement qualifiées de "stables", et qui n'ont subi que de faibles soulèvements ne sont donc pas non plus propices à l'élaboration d'un modèle des fluctuations eustatiques des océans durant le Quaternaire.

Jusqu'à présent, les travaux sur les variations du niveau marin ont été focalisés sur le Quaternaire supérieur, plus précisément sur la remontée post-glaciaire et les fluctuations holocènes d'une part, et sur les phases de haut niveau marin du dernier interglaciaire d'autre part. Ces études ont bénéficié des outils géochronologiques que constituent le radiocarbone et les méthodes radiométriques portant sur les dérivés de l'uranium. Il faut espérer maintenant que les développements de la méthode fondée sur la racémisation des acides aminés (Annexe A7), ou que

d'autres moyens de datation, permettront enfin d'avancer dans le vaste champ d'étude que représentent les fluctuations du niveau marin au Pléistocène inférieur et moyen.

10.3. CONCLUSIONS NEOTECTONIQUES

Les corrélations latérales établies entre les vestiges de lignes de rivage du début du Pléistocène supérieur (120 ka) (fig. 10.1), permettent de reconstituer avec précision les déformations verticales subies par les régions côtières étudiées au Quaternaire supérieur. Entre les terrasses marines du Pléistocène inférieur et moyen, les corrélations sont plus hypothétiques mais fournissent des ordres de grandeur des mouvements verticaux des mêmes régions lors du dernier million d'années (fig. 10.2).

Les mouvements verticaux ainsi mis en évidence le long des côtes de Basse Californie et de Sonora sont la résultante de divers phénomènes tectoniques qu'il s'agit de distinguer.

Les déformations verticales enregistrées par les terrasses marines quaternaires sont localement associées à des fractures récentes. Parmi les fractures quaternaires observées, certaines sont superficielles et ne correspondent qu'à des réajustements tectoniques locaux, tandis que d'autres peuvent être qualifiées de zones de fracture majeures. En ce qui concerne les déformations souples, non directement liées à des structures cassantes, on distinguera celles qui résultent de phénomènes volcano-tectoniques locaux, et celles qui sont d'extension régionale et qui relèvent de mécanismes crustaux ou infra-crustaux.

Repassons donc au revue les principales sources de déformation des régions côtières étudiées, depuis les plus locales jusqu'à celles qui sont d'amplitude régionale.

10.3.1. Rejeux de failles locales

Des déformations de dépôts littoraux ou continentaux d'âge Quaternaire, associées à des rejeux de failles récentes, ont été signalées à de nombreuses reprises, tant à l'est qu'à l'ouest du Golfe de Californie ainsi que sur la côte pacifique de Basse Californie.

Sur la côte orientale du golfe, en Sonora central et sur l'île Tiburon, certaines déformations de dépôts quaternaires sont dues à des rejeux récents de failles normales, souvent orientées NNW-SSE. Ces failles, réactivées à une époque récente, appartiennent au système Basin and Range.

> Un exemple de ce type de déformations est fourni par le déplacement vertical, de plusieurs mètres, d'une séquence de sédiments marins du Pléistocène supérieur, sur la rive orientale du Détroit de l'Infiernillo. Dans les sierras Seri et Bacha (entre Bahia Kino et Puerto Libertad), des accidents d'amplitude décamétrique ayant affecté des unités continentales d'âge Pléistocène (inférieur et moyen ?) ont été signalés par Gastil & Krummenacher (1974a, 1974b, 1977).

D'autres structures, telles la faille La Cruz (au sud de l'île Tiburon) ou la faille Libertad, caractérisées par une composante décrochante dextre, semblent plutôt liées à la tectonique du Golfe de Californie qu'au système Basin and Range. Bien qu'un lien structural ait probablement existé entre la faille Libertad et la zone faillée de Cerro Prieto ("Linéament Cerro Prieto", de Gastil et Krummenacher, 1977), on ne dispose pas d'éléments décisifs indiquant une activité récente de la faille Libertad. Les données sur les lignes de rivage quaternaires ne mettent en évidence aucune déformation verticale de part et d'autre de la faille Libertad au Quaternaire supérieur, mais n'excluent pas que le compartiment nord-oriental ait été surélevé d'une vingtaine de mètres, à la fin du Pléistocène moyen (terrasses étagées de Santa Margarita).

Sur la majeure partie de la côte occidentale du golfe, des fractures généralement orientées N-S à NNW-SSE et d'âge Quaternaire sont relativement fréquentes. Dans le chapitre 4, il a notamment été question de celles observées dans les environs de Bahia San Luis Gonzaga, Bahia de Los Angeles, Bahia de Las Animas, Punta San Francisquito, Bahia San Carlos, Santa Rosalia, la péninsule de Chivato, Mulegé, Bahia Concepcion, Bahia San Nicolas, île Carmen, Buenavista, etc..

Ces fractures, dont les rejets verticaux apparents les plus récents sont décimétriques à métriques, mais qui peuvent aussi mesurer plusieurs dizaines de mètres (notamment sur l'étroite marge continentale) font partie du système de failles normales qui borde la côte orientale de la péninsule de Basse Californie. Ce système de fractures, qui affecte des dépôts littoraux pléistocènes d'âges variés et qui a donc été actif durant l'ensemble du Quaternaire, s'est mis en place au Pliocène moyen, après que s'est installé le système transformant du Golfe de Californie. Cette famille de failles constitue apparemment un système de Riedel de premier ordre avec les grandes zones de fracture en décrochement dextre du golfe.

Sur la côte pacifique de Basse Californie, les déformations cassantes quaternaires sont moins nombreuses que dans le Golfe de Californie. Elles ont surtout été observées en Basse Californie Nord, notamment dans les régions de l'arroyo Santo Dominguito, du rio Rosario, de Camalu, de Tijuana (chap. 5). Ces fractures présentent des rejets verticaux qui peuvent être d'ordre décamétrique, et sont souvent orientées perpendiculairement au trait de côte. Elles appartiennent donc clairement à un autre système que les fractures récentes qui bordent le Golfe de Californie. On peut supposer qu'il s'agit de réajustements tectoniques de blocs du Continental Borderland.

10.3.2. Mouvements verticaux liés à de grandes zones de fracture

Dans cette reconnaissance régionale, il est significatif que les déformations les plus importantes affectant des dépôts littoraux du Pléistocène supérieur et des unités

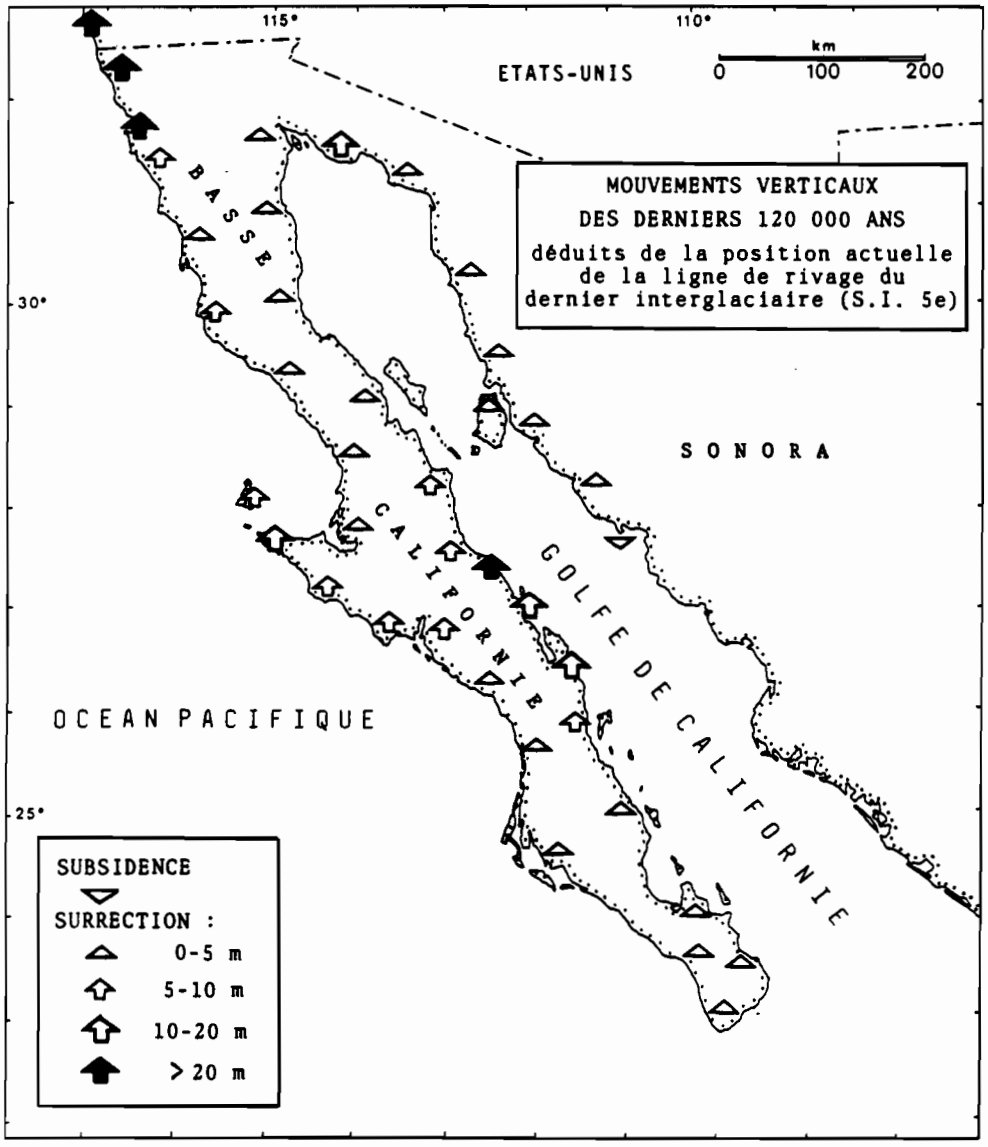


Fig. 10.1.- Représentation spatiale des mouvements verticaux d'âge Quaternaire supérieur, le long des côtes du Golfe de Californie et de la péninsule de Basse Californie, déduite de la position de la ligne de rivage du dernier interglaciaire (S.I. 5e).

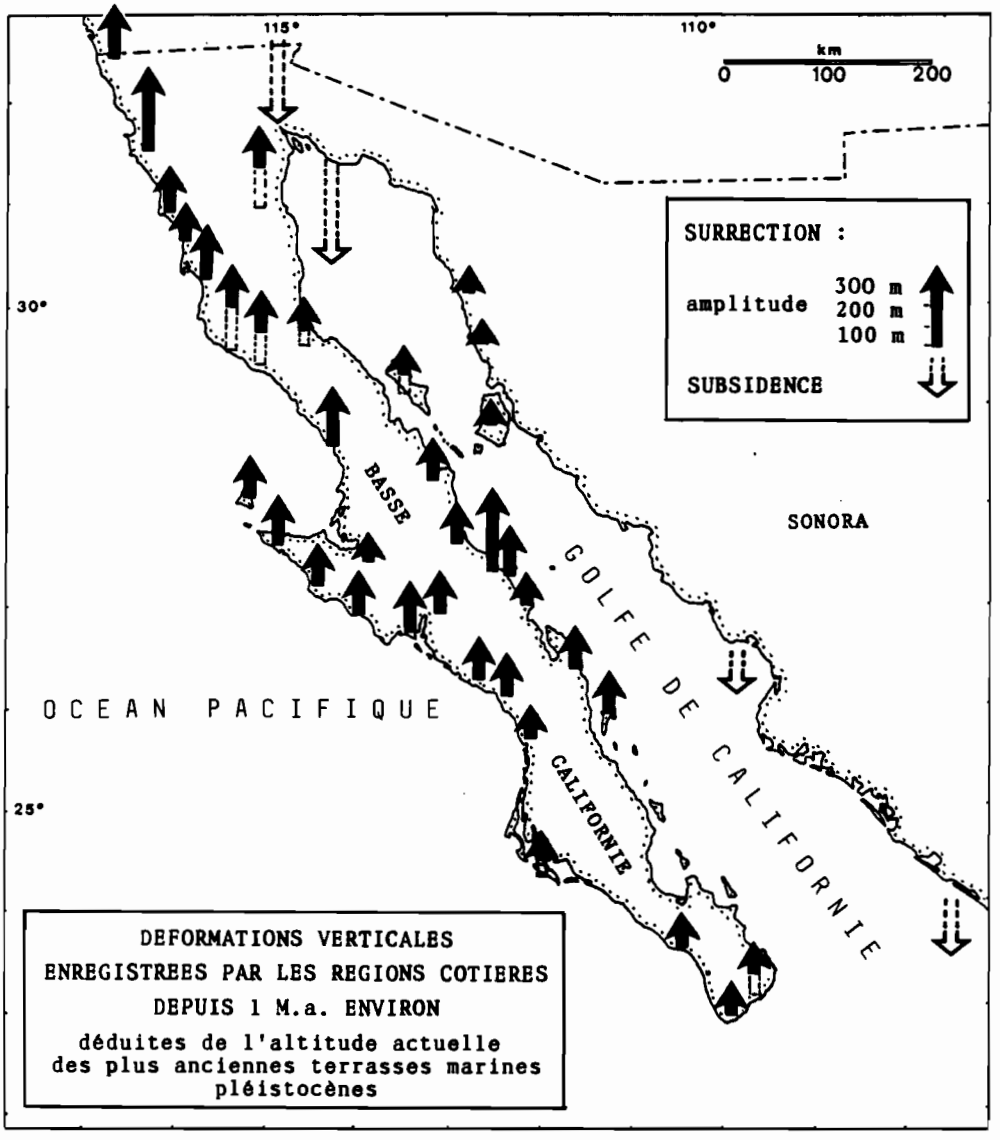


Fig. 10.2.- Représentation spatiale des mouvements verticaux enregistrés depuis environ 1 M.a. (fin du Pléistocène inférieur) le long des côtes du Golfe de Californie et de la péninsule de Basse Californie, déduite de la position des plus anciennes terrasses marines quaternaires connues (et de données de sondage).

quaternaires plus anciennes aient été décrites le long de zones de fracture présentant une composante décrochante notable. Il s'agit en particulier des failles Cerro Prieto, Bahia Tortugas, Agua Blanca et Rose Canyon. Revoyons rapidement les contextes tectoniques de ces failles majeures, et rappelons les résultats obtenus dans l'étude des mouvements verticaux quaternaires.

10.3.2.1. La faille Cerro Prieto et le nord du Golfe de Californie

La faille Cerro Prieto qui constitue le lien structural actuel le mieux défini entre le bassin de Salton et le sud du système de San Andreas d'une part, et le système du Golfe de Californie d'autre part, a été, au moins depuis la fin du Pléistocène moyen, le siège de déformations importantes. Il a été montré qu'après une phase de fracturation intense, liée à un décrochement dextre et datant de la fin du Pléistocène moyen (environ 200 ka ?), s'est produit un soulèvement de la bordure sud-orientale de la Mesa de Sonora. Cette surrection s'est poursuivie au Quaternaire supérieur, comme en attestent les dépôts littoraux du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) observés localement à plus de +20 m d'altitude (Punta Gorda). Le soulèvement des derniers 200 000 (?) ans constaté sur la bordure orientale de l'embouchure actuelle du rio Colorado est un phénomène limité dans le temps, correspondant probablement à un pli d'entraînement, semblable à celui qui a été décrit plus au nord, sur les rives de la Mer de Salton (Hudnut et al., 1985a ; Maloney, 1986).

Signalons qu'en dehors de ces mouvements localisés de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora (quelques dizaines de km² le long de la faille Cerro Prieto), les régions côtières du nord du Golfe de Californie ne présentent pas de preuves de soulèvement relatif récent des bordures de "plaques". On soulignera en particulier que la ligne de rivage du maximum du S.I. 5e est préservée à la même cote altimétrique (+6/+7 m), à Puerto Peñasco ou Puerto Libertad (Sonora), qu'à San Felipe ou Puertecitos (Basse Californie Nord) (fig. 10.1).

A une échelle de temps dépassant le million d'années, l'extrémité septentrionale du golfe a connu des déformations beaucoup plus importantes que celles observées au Quaternaire supérieur. La région côtière du nord-ouest du golfe a subi une surrection de plusieurs centaines de mètres depuis le Mio-Pliocène (Valle de San Felipe), probablement à la suite de rejeux des failles du système du "Main Escarpment". Plus au nord, la bordure occidentale de la dépression de Salton, qui a été fortement subsidente jusqu'à la fin du Pléistocène inférieur, a ensuite subi un mouvement vertical de plus d'un millier de mètres, accompagnant une rotation d'un bloc crustal limité par les failles Elsinore et San Jacinto (Johnson et al., 1983 ; Bogen & Seeber, 1986 ; etc.). Dans l'axe du delta, ainsi que dans la terminaison septentrionale du Golfe de Californie, la subsidence a été continue depuis le Pliocène (plus de 3 300 m de dépôts deltaïques quaternaires ont ainsi été forés à quelques kilomètres au large de Punta Gorda). Toutes ces déformations de grande amplitude traduisent

l'activité plio-quaternaire d'un système tectonique complexe, et encore mal compris, qui inclurait deux, ou trois, centres de dispersion (Cerro Prieto-Brawley et bassin Wagner et Delfin), reliés par une série de fractures profondes.

10.3.2.2. La faille Tortugas et la marge occidentale de Basse Californie Sud

Les déformations les plus importantes de dépôts marins quaternaires (Pléistocène inférieur, moyen et supérieur) observées en Basse Californie sont liées à la faille Tortugas.

> Au sud de Bahia Tortugas, la terrasse formée au début du dernier interglaciaire (S.I. 5e) a été basculée et localement soulevée à plus de +30 m ; dans la ville de Bahia Tortugas, les dépôts littoraux du S.I. 5e sont affectés par un large décrochement. Au nord de la ville, certains dépôts littoraux du Pléistocène inférieur (?) sont affectés par d'intenses plissements et des rejets de faille de dimension décamétrique (déplacements verticaux) à hectométrique (déplacements horizontaux).

Cette activité tectonique, qui pourrait avoir débuté au Miocène, et qui semble s'être prolongée durant tout le Quaternaire, est attribuée au système de fracture Tosco-Abreojos-San Benito.

La faille Tosco-Abreojos-San Benito, qui recoupe la marge occidentale de Basse Californie Sud, est héritée de l'ancienne zone de subduction de la plaque Farallon, et de la structure transformante le long de laquelle migra le point triple Pacifique-Amérique du Nord-Rivera avant de s'installer à l'entrée du Golfe de Californie (fig. 10.3). Au nord-ouest et au sud-est de la péninsule de Vizcaino, l'activité récente de ce système de fracture se marque également par des rejeux de failles et des basculements de grands blocs dans les îles Magdalena, Cedros, San Benito (Cohen et al., 1963 ; Robinson, 1979 ; Yeats & Haq, 1981). L'amplitude de ces déformations, ainsi que leur pérennité apparente au Quaternaire, indiquent que ce système constitue une zone de fracture majeure active entre la plaque Pacifique et le bloc péninsulaire de Basse Californie.

10.3.2.3. Les failles Agua Blanca et Rose Canyon et l'extrême nord-ouest de Basse Californie Nord

Les principales déformations d'âge Quaternaire supérieur décrites dans la région de San Diego, à la frontière de Basse Californie, sont liées à la faille Rose Canyon. Cette structure (faisant partie du système de failles côtières de Californie méridionale) est le prolongement de la faille Newport-Inglewood, qui s'incurve vers le sud-est à la latitude de La Jolla (fig. 1.31 et 10.3). L'activité récente de cette structure est attestée par des soulèvements de plusieurs dizaines de mètres d'au moins deux lignes de rivage du dernier interglaciaire (S.I. 5e et 5a/c), et par des déformations horizontales dont l'amplitude est difficile à déterminer (Kern, 1977).

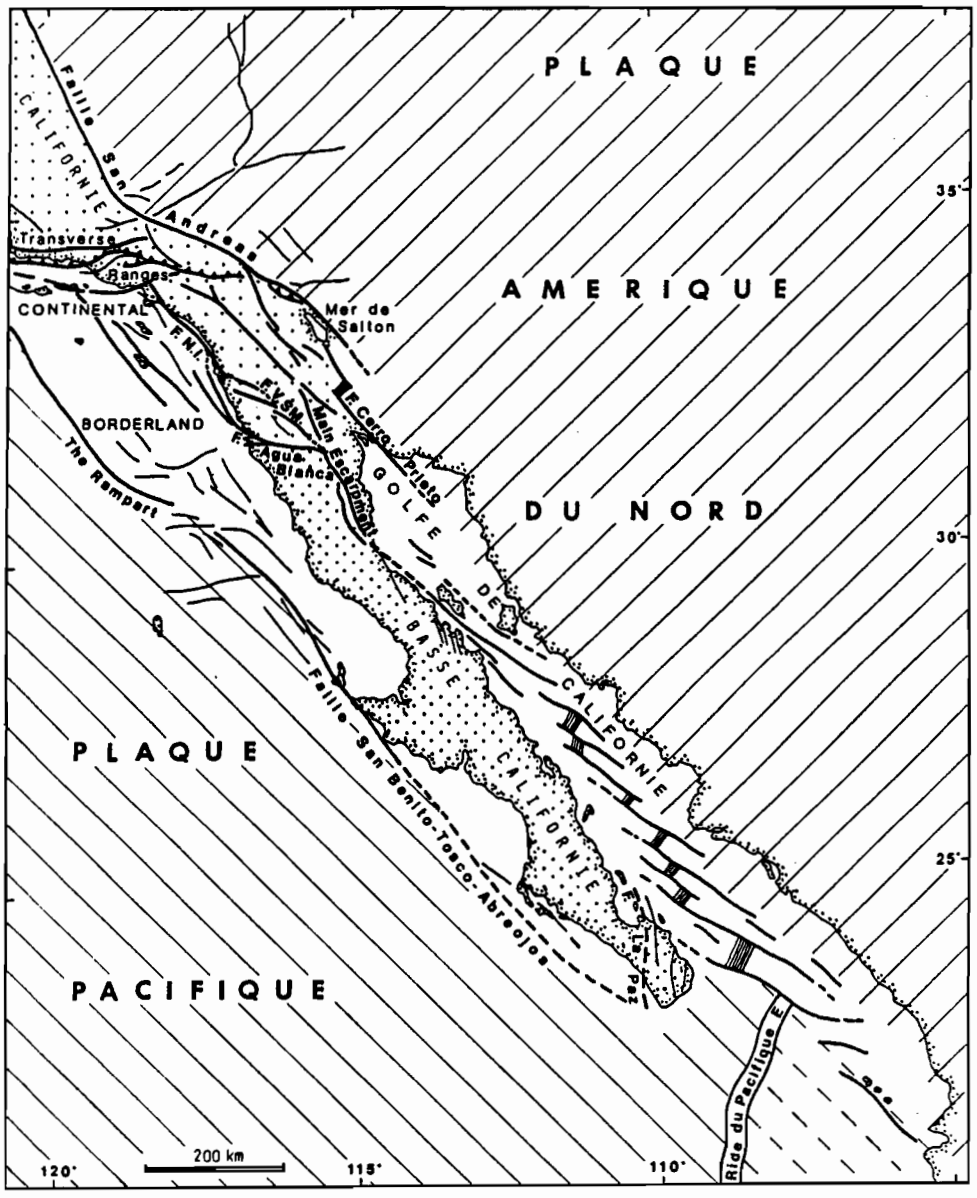


Fig. 10.3. - Schéma tectonique de la frontière de plaques du nord-ouest mexicain, avec indication des principales fractures actives limitant le bloc péninsulaire de Basse Californie au Quaternaire. Les failles Agua Blanca et San Pedro Martir ("Main Escarpment") constituent une limite structurale entre ce bloc péninsulaire et une série de petits blocs crustaux parallèles entre la Mer de Salton et "The Rampart".

Le bloc péninsulaire de Basse Californie a subi au Plio-Quaternaire des mouvements verticaux de l'ordre de 100 mm/10^3 ans (significativement moindres que ceux de Californie méridionale).

FNI : faille Newport-Inglewood

FVSM : failles Vallecitos et San Miguel.

Des considérations géométriques sur la position actuelle des lignes de rivage du Pléistocène supérieur, dans l'extrême nord-ouest de Basse Californie Nord, au nord de Punta Banda, permettent d'envisager que le système de la faille Rose Canyon constitue la limite nord-orientale d'un bloc crustal en cours de surrection. Le système de Agua Blanca formerait la frontière méridionale de ce bloc qui, par ailleurs, serait limité à l'est par les failles San Miguel et Vallecitos, et à l'ouest par les failles Maximinos-Bassin de San Diego et Coronado Bank (fig. 10.3).

L'amplitude moyenne de la surrection de ce bloc, au Quaternaire supérieur, est évaluée à une vingtaine de mètres. Malgré la pauvreté des restes littoraux d'âge Pléistocène inférieur et moyen dans cette région, il semble bien établi que, tant au nord qu'au sud de la frontière, les lignes de rivage, datant probablement de la fin du Pléistocène inférieur (1 M.a. ?), sont à une cote d'environ +140 m. On en déduit que les mouvements verticaux de ce bloc faillé ont été plus lents au Pléistocène moyen qu'au Quaternaire supérieur.

L'exceptionnelle séquence de terrasses marines de la péninsule de Punta Banda met en évidence l'existence de mouvements de surrection plus réguliers dans le temps que ceux qui ont marqué la région comprise entre Ensenada et San Diego. La position de la péninsule de Punta Banda, entre deux branches de la faille Agua Blanca, explique probablement que cette étroite bande de terre ait eu un comportement tectonique particulier, et qu'elle ait témoigné (avant le Quaternaire supérieur) une certaine indépendance vis-à-vis du bloc de l'extrême nord-ouest de Basse Californie Nord.

Les trois grandes zones de fracture évoquées, toutes trois marquées par des mouvements verticaux importants permettent de délimiter des blocs lithosphériques (voir plus loin).

10.3.3. Déformations volcano-tectoniques

Les soulèvements régionaux récents mis en évidence sur la côte est-centrale de Basse Californie, dans le bassin de Santa Rosalia et sur la bordure du massif de La Reforma, sont attribués en grande partie à des phénomènes d'origine volcanique.

La disposition de l'ensemble des terrasses marines quaternaires identifiées dans la bande côtière comprise entre Bahia Santa Ana et San Lucas permet de distinguer plusieurs types de déformations : un soulèvement en masse de la majeure partie de cette région, une surrection différentielle de la bordure nord-occidentale du bassin de Santa Rosalia, et enfin, un enfoncement de la zone de San Lucas.

Le soulèvement en masse de la région est responsable de la présence des plus anciennes lignes de rivage pléistocènes (1 M.a. environ) à une altitude de +150 à +200 m dans la partie du littoral s'étendant entre Rancho Reforma (nord-est du massif de La Reforma) et l'embouchure de

l'arroyo Santa Agueda. Par rapport aux zones plus septentrionales et plus méridionales, la région considérée a donc enregistré un excédent de mouvement vertical de l'ordre de 50/100 m, lors du dernier million d'années.

La surrection locale de la bordure nord-occidentale du bassin de Santa Rosalia a porté la ligne de rivage pléistocène la plus ancienne à une altitude de +340 m, soit plus de 150 m au-dessus de sa cote le long du rivage.

La subsidence des environs de Laguna San Lucas, qui se marque par plusieurs indices morphologiques, semble se poursuivre à l'heure actuelle (submersion des restes littoraux du dernier interglaciaire au sud du village de San Lucas). Cet enfoncement local prolonge le basculement régional constaté dans le bassin de Santa Rosalia, de sorte que la surface figurant le niveau marin de 1 M.a. décroît régulièrement de la bordure sud-occidentale de la caldera de La Reforma (+340 m) jusqu'à San Lucas (sous le niveau zéro actuel).

La subsidence de la zone de San Lucas pourrait s'expliquer par une sorte de compensation isostatique à la périphérie de la région soulevée de Santa Rosalia.

Ainsi, une part importante des mouvements verticaux enregistrés dans et autour de la caldera de La Reforma, sont attribués au flux thermique issu de la chambre magmatique de l'appareil. Comme, en dehors d'un mouvement de piston subi par le bloc central de La Reforma, les soulèvements les plus rapides sont situés au sud et au sud-ouest de l'appareil, on peut en déduire que le système volcanique de Tres Virgenes a également dû jouer un rôle volcano-tectonique.

La signification géodynamique des deux complexes de La Reforma et de Tres Virgenes n'est pas encore totalement élucidée. L'appareil de Tres Virgenes (incluant le cône de El Azufre) est rattaché au volcanisme calco-alcalin de Basse Californie, dont il constitue l'une des manifestations les plus récentes, tandis que le système de La Reforma constitue un exemple unique de volcanisme ignimbritique quaternaire. On remarquera que, dans la même région, un troisième type de manifestation volcanique quaternaire est représenté par les tholéiites du cône récent de l'Île Tortugas ; ce dernier appareil, situé en bordure du bassin de Guaymas, est le seul qui soit associé au système proto-océanique du Golfe de Californie.

10.3.4. Les déformations verticales de grande amplitude régionale

Après avoir rapidement évoqué les déformations verticales locales enregistrées par des unités quaternaires, et notamment par les terrasses marines pléistocènes, je récapitulerai ce qu'ont été les déformations d'ensemble de larges régions côtières.

10.3.4.1. La côte orientale du Golfe de Californie

L'absence de déformations de la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire, le long des côtes nord-orientale et orientale du Golfe de Californie (fig. 10.1), constitue une évidence de première main quant à la stabilité tectonique de ce secteur littoral au cours du Quaternaire supérieur. Les quelques indices dont on dispose sur les lignes de rivage du Pléistocène inférieur (?) et moyen permettent d'envisager une extrapolation au reste des temps quaternaires de cette stabilité de la côte nord-orientale du Golfe de Californie.

A Guaymas, l'absence de vestiges émergés de la ligne de rivage du dernier interglaciaire a mis en évidence un mouvement de subsidence récent (vitesse moyenne au moins égale à 50 mm/10^3ans) au Quaternaire supérieur. Cet enfoncement localisé autour de la baie de Guaymas est probablement associé à un rejeu de fractures de la bordure orientale du bassin de Guaymas.

Dans le quart sud-oriental du golfe, au sud de Guaymas, les rares informations disponibles sur les traces de niveaux marins quaternaires sont compatibles avec l'existence de faibles mouvements verticaux, tout au moins au Quaternaire supérieur. Quelques données sur la structure de la marge continentale au large de Nayarit, et des plaines côtières de Sinaloa et de Nayarit, indiquent qu'au Pléistocène inférieur et moyen, la région sud-orientale du Golfe de Californie a pu subir une subsidence de quelques dizaines de mètres (voire deux ou trois centaines de mètres, sur la marge continentale).

La rareté des restes littoraux émergés du Pléistocène inférieur et moyen et l'absence d'affleurements de dépôts marins d'âge pliocène, sur l'ensemble de la côte orientale du Golfe de Californie, pourrait être attribuée à un enfoncement général de la région. Cependant, on doit prendre en compte qu'aucun sondage n'a encore établi l'existence d'unités pliocènes marines sous les plaines côtières, et donc que la limite marine pliocène a pu être située à l'ouest de la ligne de rivage actuelle. Le fait que, sur la rive orientale du Golfe de Californie, les traces de lignes de rivage du Pléistocène inférieur et moyen soient si peu nombreuses est attribué d'une part aux mauvaises conditions de préservation de tels vestiges dans des plaines côtières, et d'autre part à une absence de soulèvements régionaux.

Pour l'ensemble de la période quaternaire, je considère donc que la moitié septentrionale de cette région côtière est restée pratiquement stable, et que de faibles mouvements de subsidence ont pu se faire sentir dans la moitié méridionale. Pour la période du Quaternaire supérieur, je conclurai à une absence générale de mouvements verticaux, positifs ou négatifs, sauf pour les environs immédiats de Guaymas, soumis à une légère subsidence.

10.3.4.2. La côte occidentale du golfe

L'ensemble de la côte orientale de la péninsule de Basse Californie a été soumis, depuis le Pliocène à des

mouvements de surrection notables. A l'échelle régionale, cette surrection est d'une centaine de mètres pour le dernier million d'années, et de quelques mètres pour les derniers 120 000 ans. Dans la partie centrale de la côte orientale de la péninsule, ainsi que sur certaines îles proches, les lignes de rivage les plus anciennes qui aient été identifiées sont situées à des altitudes de l'ordre de +100 m, et de +160/+200 m dans la région de Santa Rosalia-La Reforma (fig. 4.54). Dans certaines parties de la côte, cependant, la détermination de l'amplitude exacte de ces mouvements verticaux pléistocènes est limitée par quelques incertitudes relatives à la position des traces de haut niveau marin du Pléistocène inférieur (fig. 10.2).

Selon certaines données publiées antérieurement (Wittich, 1920 ; Arnold, 1957), mais non confirmées depuis, des restes littoraux de la fin du Pléistocène inférieur seraient également préservés à une centaine de mètres d'altitude sur les portions septentrionales et méridionales de la côte est de la péninsule. On pourrait donc légitimement considérer que la surrection de toute la bordure orientale de Basse Californie relève d'un phénomène régional unique ; dans ce cas, seuls les environs immédiats de La Reforma-Santa Rosalia témoigneraient d'un soulèvement différentiel localisé.

Par ailleurs, compte tenu de la fragilité des indices de lignes de rivage anciennes, on peut être amené à conclure que les secteurs septentrionaux et méridionaux de la côte orientale de la péninsule ont probablement été moins soulevés que le secteur central. Cette dernière interprétation, hypothétique pour ce qui concerne l'ensemble des temps quaternaires, est mieux fondée pour la période du Quaternaire supérieur.

> Au nord de Bahia de Los Angeles, ainsi qu'au sud de Loreto, la ligne de rivage du maximum marin du dernier interglaciaire (S.I. 5e) n'a pratiquement pas subi de mouvements verticaux tandis qu'elle se trouve soulevée de plusieurs mètres dans la partie est-centrale de la péninsule, et qu'elle témoigne d'un soulèvement maximal, d'une vingtaine de mètres d'amplitude, dans les environs de Santa Rosalia.

Si l'on considère la position altimétrique des unités marines pliocènes, sur l'ensemble de la façade orientale de la péninsule de Basse Californie, il ressort que, outre les affleurements situés dans des blocs faillés et surélevés (blocs de La Paz, régions de Loreto, Santa Rosalia, et San Felipe), la côte occidentale du Golfe de Californie et les îles proches n'ont subi une surrection d'ensemble que de 100 à 200 m. Au cours des derniers millions d'années, la partie est-centrale de la péninsule n'aurait donc pas enregistré de surrection particulière.

En définitive, on retiendra que la côte orientale de Basse Californie a subi une surrection d'ensemble de 100 mm/10^3ans de vitesse moyenne au Pléistocène, mais que les mouvements verticaux se sont notablement ralentis au Quaternaire supérieur. En dehors des déformations récentes enregistrées dans les environs de Santa Rosalia (surrections de 200 à 60 mm/10^3ans), seule la région est-centrale

de la péninsule a subi des mouvements verticaux mesurables (taux inférieurs à 80 mm/10^3ans), tandis que le nord-est (nord de Bahia de Los Angeles) et le sud-est (sud de Loreto) de la Basse Californie n'ont pratiquement pas été soulevés lors des derniers 120 000 ans.

10.3.4.3. La_côte_pacifique_de_Basse_Californie

Sur la côte occidentale de la péninsule de Basse Californie, les données concernant les lignes de rivage quaternaires sont relativement précises et complètes dans la partie centrale, entre San Juanico et Bahia Santa Rosalillita. Au sud et au nord, subsistent des incertitudes quant à l'âge, pliocène ou quaternaire, de certaines hautes plateformes marines.

Du sud vers le centre de la façade pacifique de la péninsule, les plus anciennes terrasses marines, attribuables au Pléistocène inférieur, sont d'altitude croissante, de +45 m dans le bloc de La Paz, à +150 m au nord de Bahia Sebastian Vizcaino. Plus vers le nord, les incertitudes chronologiques évoquées ci-dessus concernent les hautes surfaces de Punta Canoas (+500 m environ) et des environs de El Rosario (+360 m), et les dépôts littoraux les plus élevés de la péninsule de Punta Banda (+330 m). Entre ces trois localités qui, quel que soit l'âge des plus hautes surfaces, ont subi des surrections particulières, les terrasses les plus élevées ne sont situées qu'à des cotes de l'ordre de +150 m (Punta Baja, San Quintin, Punta Colnett, Tijuana).

A l'échelle du dernier million d'années, il apparait donc que la côte occidentale de Basse Californie a été soulevée de manière différentielle, d'une cinquantaine de mètres dans le sud, d'une centaine de mètres dans la partie centrale, et de près de 150 m au nord.

Pour ce qui concerne les déformations d'âge Quaternaire supérieur, les informations recueillies démontrent que les seules régions ayant enregistré des mouvements verticaux significatifs sont celles situées à l'ouest de la péninsule de Vizcaino (Bahia Tortugas) et au nord de Punta Banda, c'est à dire au voisinage de zones de fracture majeures (paragr. 10.3.2). Les traces du niveau marin maximum du dernier interglaciaire, sur la quasi-totalité de la côte pacifique de Basse Californie, sont situées à une altitude comparable, ou légèrement plus élevée (de quelques mètres), que dans les régions bordières du Golfe de Californie. Cette constatation d'une faible surrection en masse de la côte occidentale de Basse Californie permet d'écarter définitivement l'hypothèse d'un basculement en cours de la péninsule vers le Pacifique.

10.3.5. Implications_quant_à_la_structure_régionale_et_l'évolution_tectonique_récente.

L'une des conclusions essentielles de ce travail est que, malgré sa position en frontière de plaques, dans une région tectoniquement active, la péninsule de Basse Californie n'a subi que de faibles mouvements verticaux lors

des derniers millions d'années. Comparées à celles des régions côtières de Californie, les amplitudes (100/150 m) et les vitesses de surrection (100/150 mm/10^3ans) de la péninsule sont nettement plus faibles.

De plus, les déformations verticales enregistrées par la ligne de rivage du Pléistocène supérieur, dans la plus grande partie des régions étudiées, impliquent un ralentissement généralisé des mouvements verticaux à la fin du Quaternaire. Lors des derniers 120 000 ans (Quaternaire supérieur), les taux de surrection de la péninsule de Basse Californie n'ont été, au plus, que de quelques dizaines de millimètres par millier d'années.

En dehors de la zone de Santa Rosalia-La Reforma dont les mouvements verticaux sont liés à des phénomènes volcaniques, les soulèvements les plus rapides qui aient été observés désignent des zones de fracture actives.

10.3.5.1. Le bloc crustal du nord-ouest de la péninsule

Dans l'extrême nord-ouest de Basse Californie, ce sont les variations de vitesses des déformations verticales enregistrées au cours du Quaternaire supérieur et durant l'ensemble du Pléistocène, qui m'ont amené à considérer que la région comprise entre Punta Banda et San Diego constituait un bloc crustal dont le comportement récent différait de celui du reste de la péninsule de Basse Californie. La faille Agua Blanca sépare un bloc péninsulaire, où la terrasse du haut niveau marin du S.I. 5e est à moins de +10 m, d'une région incluant la Californie et les îles du Channel, où cette terrasse a été élevée à une trentaine de mètres. Ainsi, malgré la rareté des indices d'activité actuelle (sismicité) ou récente (déformations holocènes) sur le tracé de cette faille à l'est de Punta Banda, il parait bien établi que la faille Agua Blanca a continué d'être, au Quaternaire, une structure majeure. A l'heure actuelle, l'essentiel des déformations se produit le long des failles San Miguel-Vallecitos (Johnson et al., 1976 ; Darby et al., 1984).

L'interprétation proposée confirme et précise le modèle cinématique proposé par Weldon et Humphreys (1986) pour la Californie méridionale, et permet d'étendre ce modèle plus au sud. Rappelons que Weldon et Humphreys ont insisté sur le rôle que joue le système de fracture longeant la côte californienne, tant au nord du "Big Bend" qu'au sud de Los Angeles (fig. 1.31), et ont envisagé qu'un tiers du mouvement relatif des plaques Amérique du Nord et Pacifique pourrait y être concentré. Ces auteurs ne précisent pas à quelle structure se rattacherait, vers le sud, le système de failles Newport-Inglewood-Rose Canyon mais considèrent que la péninsule de Basse Californie pourrait former le prolongement de la "microplaque" de Californie sud-occidentale. Les données recueillies me conduisent à proposer que l'extrémité méridionale du "système côtier de Californie" se dédouble en une branche dirigée vers le sud-est (faille Rose Canyon-San Miguel-Vallecitos) et une autre branche se poursuivant vers le SSE, au moins jusqu'à la latitude de Punta Banda, où elle s'incurverait vers l'est

pour être relayée par la faille Agua Blanca (fig. 10.3). Ces deux branches se rejoindraient dans le Valle de Ojos Negros, et se prolongeraient vers le sud-sud-est par la faille San Pedro Martir ("Main Escarpment"), qui elle-même pourrait être reliée au système du Golfe de Californie.

10.3.5.2. Le bloc péninsulaire

L'ensemble complexe formé par les deux branches des failles Agua Blanca et San Pedro Martir d'une part, et San Miguel, Vallecitos et San Pedro Martir d'autre part, constituerait donc un système transpéninsulaire actif au Quaternaire séparant le bloc péninsulaire des blocs tectoniques de Californie méridionale.

Une autre grande faille recoupant la péninsule et ayant probablement rejoué au Quaternaire sans que la géométrie et les modalités précises de ce rejeu aient pu être déterminées, est la faille de La Paz (fig. 10.3). Cette structure a été active au moins jusqu'au Pliocène mais ne présente pas, à terre, de signes évidents d'activité quaternaire. Les failles bordant le fossé de San José del Cabo, qui ont eu des rejets verticaux apparents de plusieurs centaines de mètres au Pliocène supérieur ou au Pléistocène inférieur, ne semblent pas non plus constituer une limite actuellement active de bloc crustal. En me fondant notamment sur les rares données de terrasses marines, je conclurai que le bloc de La Paz est resté solidaire du reste de la péninsule de Basse Californie, au moins durant la majeure partie du Quaternaire.

Une autre structure transpéninsulaire souvent évoquée dans le passé est celle qui relie les régions de Santa Rosalillita et Santa Rosalia, au centre de la Basse Californie. Or, on a vu que les déformations importantes décrites dans la région de Santa Rosalia, sur la côte est-centrale du golfe, sont d'origine volcanique et ne semblent pas correspondre à une limite de bloc lithosphérique.

Le quasi-totalité de la péninsule de Basse Californie, au sud de Punta Banda, peut donc être considérée comme un bloc lithosphérique relativement rigide, qui ne serait pas traversé par des structures actives au Quaternaire. Ce grand bloc est limité à l'est par le système transformant du Golfe de Californie et à l'ouest par un autre système transformant comprenant les failles Tosco-Abreojos-San Benito relayées vers le nord par la bordure externe du Continental Borderland (les structures The Rampart et Patton Escarpment) (fig. 10.3). Au sud, les relations géométriques existant entre le système Tosco-Abreojos-San Benito et la ride du Pacifique oriental restent à déterminer. Au nord, le bloc péninsulaire est limité par le système Agua Blanca-San Pedro Martir.

A la différence du bloc péninsulaire, l'extrême nord de Basse Californie, la Californie méridionale au sud des Transverse Ranges, et le Continental Borderland constituent un ensemble de petits blocs crustaux, plus ou moins solidaires les uns des autres au cours du Cénozoïque supérieur. Au Quaternaire, les failles les plus actives limitant ces blocs ont été, d'est en ouest, Banning-Mission Creek, San

Jacinto, Elsinore, Newport-Inglewood-Rose Canyon-San Miguel Vallecitos, et dans le Continental Borderland, San Clemente, East Santa Cruz Basin, Patton Escarpment (fig. 10.3). Au Quaternaire supérieur, l'essentiel des mouvements décrochants s'est produit entre les failles Banning-Mission Creek et San Jacinto-Cerro Prieto (de part et d'autre de la dépression de Salton, et dans l'embouchure du rio Colorado), ainsi qu'en bordure de la côte pacifique(Rose Canyon-Vallecitos-San Miguel).

10.3.5.3. Le rift du Golfe de Californie

Comparées aux zones de subduction ou de collision qui sont presque toujours marquées par des mouvements verticaux intenses (Japon, Grèce, etc.), les régions de rifts continentaux récents offrent une gamme relativement large d'amplitudes de surrection . Les rifts actifs, tels ceux de l'Est africain ou de la Mer Rouge, sont généralement bordés par des épaules en cours de surrection, tandis que les rifts passifs sont souvent, mais non systématiquement, marqués par des soulèvements de grande ampleur (Fossé rhénan, Baïkal, Rio Grande, etc.) (Sengör & Burke, 1978 ; Illies, 1981 ; Palmasson, 1982). Le rift du Golfe de Californie fait partie des rifts associés à des grands décrochements lithosphériques, comme ceux du Golfe d'Aqaba et de Baikal.

La présence de matériel océanique au centre des bassins les plus profonds du golfe (ainsi que la nature tholéiitique du volcanisme propre au Golfe de Californie) a été attribuée à la fois à l'amincissement crustal résultant du décrochement dextre régional, et à des remontées asthénosphériques du type de celles qui caractérisent les centres d'expansion océanique. Il doit d'ailleurs être observé que cette notion de centres d'expansion océanique est ambiguë dans la mesure où elle implique un phénomène de rifting actif ; en d'autres termes, la formation de centres d'expansion océanique et la rupture de la croûte continentale pourraient être considérées comme étant des conséquences de remontées de magmas profonds. Or, cette étude des déformations verticales récentes montre que les bordures du golfe n'ont été que peu soulevées, et de plus que ces mouvements verticaux tendent à diminuer depuis le Pliocène jusqu'à l'Actuel. L'ouverture dite "océanique" constatée dans le golfe n'est donc pas accompagnée de flux de chaleur régionaux importants. En ce sens, le rift du Golfe de Californie doit être considéré comme passif. L'apparition de matériel océanique dans les bassins d'extension ("pull apart basins") du sud du golfe ne serait dû qu'à l'étirement de la croûte à la frontière entre la plaque Amérique du Nord et la "microplaque" de Basse Californie.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

(volume I)

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

1. METHODOLOGIE ET CADRE DE L'ETUDE

1.1. METHODE D'ETUDE DES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER AU QUATERNAIRE ... 3
1.1.1. Principes généraux 3
1.1.1.1. Lignes de rivage et déformations de la lithosphère 4
1.1.1.2. Le géoïde et le niveau de la mer 5
1.1.1.3. Evolution des études sur les terrasses marines 7
1.1.2. Chronostratigraphie du Quaternaire, paléoclimatologie et variations du niveau marin 8
1.1.2.1. Les principales subdivisions chronostratigraphiques adoptées 8
1.1.2.2. La chronologie paléoclimatique des carottes océaniques 9
1.1.2.3. Les fluctuations du niveau marin au Pléistocène 10
1.1.2.3.1. Introduction
1.1.2.3.2. Les hauts niveaux marins du dernier interglaciaire
1.1.2.3.2.1. Données radiométriques
1.1.2.3.2.2. Les positions du niveau marin
1.1.2.3.2.3. Conclusions
1.1.2.3.3. Les hauts niveaux marins du Pléistocène moyen et inférieur
1.1.2.3.3.1. Introduction
1.1.2.3.3.2. L'avant-dernier interglaciaire
1.1.2.3.3.3. Chronologie proposée pour quelques séquences de terrasses marines du Pléistocène moyen
1.1.2.3.3.4. Les corrélations inter-régionales de séries de terrasses soulevées
1.1.2.3.3.5. Conclusions
1.1.3. Les terrasses marines : définitions et méthode d'étude 28
1.1.3.1. Définitions 28
1.1.3.2. Les terrasses marines, indicateurs d'anciens hauts niveaux marins 32
1.1.3.3. Méthode d'étude des traces de haut niveau marin 33
1.1.3.3.1. L'identification des témoins de lignes de rivage pléistocènes
1.1.3.3.2. Les mesures altimétriques
1.1.3.3.3. Les faunes de mollusques des dépôts littoraux pléistocènes
1.1.3.3.4. Interprétations chronostratigraphiques des terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes
1.1.4. Les hauts niveaux marins quaternaires dans les régions voisines du Golfe de Californie 39
1.1.4.1. Chronostratigraphie du Quaternaire marin en Californie méridionale 39
1.1.4.1.1. La région de Palos Verdes et la chronostratigraphie classique du Quaternaire marin
1.1.4.1.1.1. Le Pléistocène inférieur
1.1.4.1.1.2. Le Pléistocène supérieur : les terrasses marines de Palos Verdes

1.1.4.1.2. Données géochronologiques récentes en Californie méridionale
1.1.4.1.2.1. La région de Palos Verdes
1.1.4.1.2.2. La région de San Onofre
1.1.4.1.2.3. Séries de terrasses marines des îles du Continental Borderland
1.1.4.1.3. Conclusion
1.1.4.2. Terrasses marines quaternaires et mouvements verticaux sur la côte ouest des Etats-Unis 50
1.1.4.3. Les dépôts littoraux pléistocènes de la côte pacifique du Mexique au sud-est du Golfe de Californie 52

1.2. CADRE GEODYNAMIQUE DE LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE 54
1.2.1. Cadre géographique
1.2.1.1. Le Golfe de Californie 54
1.2.1.2. La péninsule de Basse Californie et la côte orientale du golfe 55
1.2.1.3. Les marges continentales 59
1.2.1.4. Morphologie des régions côtières 59
1.2.2. Evolution géodynamique plio-quaternaire de la région 62
1.2.2.1. Les premiers travaux sur la géologie et le milieu naturel de Basse Californie 62
1.2.2.2. Les travaux antérieurs sur les terrasses marines quaternaires et les mouvements verticaux 63
1.2.2.2.1. Les travaux de Nittich
1.2.2.2.2. Les travaux de Beal
1.2.2.2.3. Les études de terrasses marines quaternaires
1.2.2.3. Stratigraphie et évolution climatique plio-quaternaire 66
1.2.2.3.1. Les principales formations de Pliocène marin
1.2.2.3.2. Evolution climatique pliocène.
1.2.2.3.3. La limite Pliocène/Pléistocène
1.2.2.3.4. Le Quaternaire
1.2.2.3.4.1. Les formations de Pléistocène marin
1.2.2.3.4.2. Données paléoclimatiques de carottes océaniques
1.2.2.3.4.2.1. Généralités
1.2.2.3.4.2.2. La carotte du site DSDP 480
1.2.2.3.4.3. Données paléoclimatiques sur le continent
1.2.2.3.4.3.1. Généralités
1.2.2.3.4.3.2. Evolution climatique à la fin du Quaternaire
1.2.2.3.5. Conclusions
1.2.2.4. L'évolution tectonique du Golfe de Californie 81
1.2.2.4.1. Le modèle d'évolution tectonique régional
1.2.2.4.2. Les incertitudes du modèle général
1.2.2.4.2.1. Le "Protogolfe de Californie"
1.2.2.4.2.2. Le transfert de la limite de plaques
1.2.2.4.2.3. L'amplitude et la vitesse des déplacements latéraux
1.2.2.4.2.4. Volcanisme et évolution tectonique
1.2.2.4.3. Les mouvements horizontaux actuels des plaques
1.2.2.4.3.1. La limite de plaques en Californie
1.2.2.4.3.2. La limite de plaques dans le nord-ouest mexicain
1.2.3. Conclusions : Les principaux problèmes posés 96
1.2.3.1. Le concept d'un soulèvement important de la Basse Californie 96
1.2.3.2. La péninsule de Basse Californie, bloc crustal unique ou segmenté ? 97
1.2.3.3. Le basculement (?) vers le sud-ouest du bloc péninsulaire .. 98

1.3. PRESENTATION DE L'ETUDE 100

DEUXIEME PARTIE : ETUDES REGIONALES

2. LE DELTA DU COLORADO ET L'EXTREMITE NORD-OCCIDENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

2.1. INTRODUCTION 105
2.1.1. Les particularités du delta du Colorado 105
2.1.2. Description régionale 108
2.1.3. Cadre structural et tectonique 109
2.1.3.1. Les champs géothermiques 109
2.1.3.2. Le volcanisme 111
2.1.3.3. Les principales failles 111
2.1.3.4. Structure régionale et modèle géodynamique 114
2.1.3.5. Mouvements verticaux quaternaires 116

2.2. LE DELTA HOLOCENE ET LA REMONTEE DU NIVEAU MARIN POST-GLACIAIRE 117
2.2.1. La zone infra-littorale dans le nord du golfe 118
2.2.2. La formation des platiers littoraux sud-occidentaux 120
2.2.3. La formation de la plaine et du cône deltaïques 123
2.2.4. Les diversions du Colorado dans la dépression de Salton à l'Holocène 124
2.2.5. Conclusion : la remontée du niveau de la mer à l'Holocène dans le nord-ouest du golfe 126

2.3. LES DEPOTS LITTORAUX ET DELTAÏQUES PLEISTOCENES 126
2.3.1. Les dépôts littoraux pléistocènes de la région de San Felipe 128
2.3.1.1. La succession des dépôts littoraux pléistocènes 128
2.3.1.1.1. La phase transgressive
2.3.1.1.2. La période de haut niveau marin
2.3.1.1.3. La phase régressive
2.3.1.2. Interprétation chronostratigraphique 132
2.3.1.2.1. Ages radiométriques ^{14}C
2.3.1.2.2. Interprétations morphostratigraphiques
2.3.2. Les terrasses alluviales du Colorado 133
2.3.2.1. Les terrasses de la Sierra El Mayor 135
2.3.2.2. Les mesas de la bordure orientale du delta 135
2.3.2.2.1. Les mesas de Yuma et de San Luis
2.3.2.2.2. La Mesa de Sonora
2.3.3. La bordure méridionale de la Mesa de Sonora 143
2.3.3.1. La Mesa de Sonora et la rive occidentale de Bahia Adair 143
2.3.3.2. Les dépôts littoraux et deltaïques pléistocènes émergés 143
2.3.3.2.1. Les principales unités lithostratigraphiques marines
2.3.3.2.1.1. La "lumachelle à Chione"
2.3.3.2.1.2. Les unités sous-jacentes à la "lumachelle à Chione"
2.3.3.2.1.3. Les "grès gris-vert à Encope" et les dépôts à Anomia
2.3.3.2.2. Interprétations chronostratigraphiques
2.3.3.2.2.1. Données chronologiques
2.3.3.2.2.2. Interprétations morphostratigraphiques
2.3.3.3. Les sédiments deltaïques pléistocènes sous-marins 150
2.3.4. Reconstitutions paléogéographiques du delta 150
2.3.5. Les déformations récentes dans le delta 151

3. LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

3.1. LA COTE NORD-ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE 157
3.1.1. L'extrémité nord-orientale du Golfe de Californie 157
3.1.1.1. Présentation de la région 158
3.1.1.2. Les dépôts littoraux quaternaires 160
3.1.1.2.1. Travaux antérieurs
3.1.1.2.2. Description des dépôts littoraux pléistocènes
3.1.1.2.2.1. La côte nord-orientale de Bahia Adair
3.1.1.2.2.2. La région de Puerto Peñasco et de Punta Pelicano
3.1.1.2.2.3. La région septentrionale de Bahia San Jorge
3.1.1.3. Synthèse chronostratigraphique 168
3.1.2. La région du delta du Rio Concepcion 169
3.1.3. La région de Puerto Lobos 169
3.1.3.1. Présentation générale 169
3.1.3.2. Les dépôts littoraux pléistocènes 171
3.1.4. Synthèse chronostratigraphique 177

3.2. LA COTE DU SONORA CENTRAL 178
3.2.1. La région de Puerto Libertad 178
3.2.1.1. Présentation de la région 178
3.2.1.2. Les dépôts littoraux quaternaires 180
3.2.1.2.1. La baie de Puerto Libertad
3.2.1.2.1.1. Les dépôts littoraux pléistocènes les plus récents
3.2.1.2.1.2. Les dépôts littoraux pléistocènes anciens
3.2.1.2.2. Playa Santa Maria
3.2.1.2.3. Playa Lobitos
3.2.1.3. Synthèse chronostratigraphique 188
3.2.2. La région de Tepopa et Desemboque del Rio San Ignacio..... 190
3.2.2.1. Présentation de la région 190
3.2.2.2. Les dépôts littoraux pléistocènes 193
3.2.2.2.1. La côte de la Sierra Bacha
3.2.2.2.1.1. L'extrémité septentrionale du delta du rio San Ignacio
3.2.2.2.1.2. Punta Cuevas
3.2.2.2.2. La région de Tepopa
3.2.2.2.2.1. Introduction
3.2.2.2.2.2. La baie de Tepopa
3.2.2.2.2.3. La côte du Cerro Tepopa
3.2.2.2.2.4. La playa Tepopa
3.2.2.2.3. Synthèse chronostratigraphique
3.2.3. L'île Tiburon et le détroit de l'Infiernillo 210
3.2.3.1. Présentation de la région 210
3.2.3.2. Les dépôts littoraux pléistocènes 210
3.2.3.2.1. L'île Tiburon
3.2.3.2.1.1. Les dépôts littoraux du Pléistocène supérieur
3.2.3.2.1.2. Les dépôts d'âge incertain
3.2.3.2.2. La rive orientale du détroit de l'Infiernillo
3.2.3.2.3. Bahia Kunkaak
3.2.3.2.4. Synthèse chronostratigraphique
3.2.4. La côte de Sonora au sud de Bahia Kino 221
3.2.4.1. Présentation de la région 221
3.2.4.2. Les dépôts littoraux pléistocènes 223
3.2.4.3. Interprétations chronostratigraphiques 225
3.2.5. Synthèse chronostratigraphique 225

3.3. LA COTE SUD-ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE 226
3.3.1. Morphologie de la région 226
3.3.2. La plaine côtière de Mazatlan (Sinaloa) à San Blas (Nayarit) ... 228

3.3.2.1. Les cordons littoraux holocènes 228
3.3.2.2. Les vestiges littoraux pléistocènes 229

3.4. CONCLUSIONS 232
3.4.1. Chronostratigraphie des dépôts littoraux quaternaires 232
3.4.2. Interprétations néotectoniques 233

4. LA COTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE

4.1. INTRODUCTION 239

4.2. LA COTE ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE NORD 239
4.2.1. Présentation 239
4.2.2. La région de Puertecitos à Bahia de Los Remedios 241
4.2.2.1. Puertecitos 241
4.2.2.2. Bahia San Luis Gonzaga 243
4.2.2.3. Punta Final-Bahia de los Remedios 247
4.2.3. Bahia de los Angeles et Bahia de las Animas 247
4.2.3.1. Présentation 247
4.2.3.2. Les terrasses marines 249
4.2.4. Ile Angel de la Guarda et Bahia San Rafael 251
4.2.5. San Francisquito et El Barril 253
4.2.6. La région de Cabo San Miguel à Punta San Carlos 256
4.2.7. Bahia Santa Ana 257
4.2.8. Synthèse morphostratigraphique 260

4.3. LA REGION DE SANTA ROSALIA 262
4.3.1. Introduction 262
4.3.2. Le bassin néogène de Santa Rosalia 262
4.3.2.1. Cadre stratigraphique 262
4.3.2.2. La caldera de La Reforma et le massif des Tres Virgenes 265
4.3.2.3. Evolution tectonique 267
4.3.3. Les terrasses marines 270
4.3.3.1. Travaux antérieurs 270
4.3.3.2. Santa Rosalia et ses abords 271
4.3.3.2.1. Les basses terrasses
4.3.3.2.2. Les terrasses intermédiaires
4.3.3.2.3. La mesa supérieure et la "formation Santa Rosalia"
4.3.3.3. Punta et Caleta Santa Maria 279
4.3.3.3.1. Description des terrasses
4.3.3.3.2. Les données géochronologiques
4.3.3.4. La côte orientale de La Reforma 284
4.3.3.4.1. Punta Contrabando
4.3.3.4.2. Las Cuevitas
4.3.3.4.3. Punta Arena
4.3.3.4.4. Punta Prieta
4.3.3.4.5. Canon Diablo
4.3.3.5. La côte septentrionale de La Reforma 287
4.3.3.5.1. Cabo Virgenes
4.3.3.5.2. Rancho Reforma
4.3.3.6. Corrélations latérales et interprétations morphostratigraphiques 289
4.3.3.6.1. Les basses terrasses
4.3.3.6.1.1. Problèmes de corrélations latérales et données géochronologiques
4.3.3.6.1.2. Interprétations morphostratigraphiques
4.3.3.6.2. Les hautes terrasses
4.3.3.6.2.1. Critères de corrélations latérales
4.3.3.6.2.2. Interprétations morphostratigraphiques

4.4. LA COTE NORD-ORIENTALE DE BASSE CALIFORNIE SUD 294
4.4.1. Introduction 294
4.4.2. San Lucas 294
4.4.3. L'île San Marcos 298
4.4.4. La péninsule de Chivato 300
4.4.4.1. Présentation 300
4.4.4.2. Les terrasses marines 302
4.4.4.2.1. Le nord de la baie de Santa Inès
4.4.4.2.2. L'extrémité orientale de la péninsule
4.4.4.2.3. La côte septentrionale de la péninsule
4.4.4.2.4. La partie centrale de la péninsule
4.4.4.3. Interprétations morphostratigraphiques 309
4.4.4.3.1. Données géochronologiques sur la basse terrasse
4.4.4.3.2. Morphostratigraphie des autres terrasses
4.4.5. La région de Bahia Concepcion 310
4.4.5.1. Présentation et travaux antérieurs 310
4.4.5.2. Les terrasses marines 313
4.4.5.2.1. La baie au nord de Mulegé
4.4.5.2.2. L'estuaire de rio Mulegé
4.4.5.2.3. Mulegé Serenidad
4.4.5.2.4. Cerro los Machos
4.4.5.2.5. Santispac
4.4.5.2.6. La côte nord-orientale de Bahia Concepcion
4.4.5.2.7. L'extrémité méridionale de Bahia Concepcion
4.4.5.3. Synthèse des interprétations morphostratigraphiques 329
4.4.6. La région de Bahia San Nicolas 329
4.4.6.1. Présentation 329
4.4.6.2. Les terrasses marines 330
4.4.6.3. Interprétations morphostratigraphiques 335
4.4.7. Bahia San Juanico 336
4.4.8. San Bruno Buenavista 336
4.4.9. La région de Loreto-Puerto Escondido 341
4.4.9.1. Présentation 341
4.4.9.2. Punta El Bajo 343
4.4.10. L'île Coronado 346
4.4.11. L'île Carmen 347
4.4.11.1. Présentation 347
4.4.11.2. Les terrasses marines 347
4.4.11.3. Interprétations morphostratigraphiques 351
4.4.12. Les îles Monserrate, San Diego et San José 351
4.4.12.1. L'île Monserrate 351
4.4.12.2. L'île San Diego 353
4.4.12.3. L'île San José 353
4.4.13. Punta San Telmo 353
4.4.14. Synthèse morphostratigraphique 355
4.4.14.1. Les séries de terrasses 355
4.4.14.2. La terrasse du dernier interglaciaire 357
4.4.14.3. Les terrasses du Pléistocène moyen et inférieur (?) 357

4.5. LE SUD DE LA PENINSULE ET DU GOLFE DE CALIFORNIE 358
4.5.1. Introduction 358
4.5.1.1. Présentation 358
4.5.1.2. Cadre géologique 358
4.5.1.3. La faille de La Paz 360
4.5.2. L'extrémité sud-orientale de la péninsule 362
4.5.2.1. La baie de La Paz 362
4.5.2.2. L'île Espiritu Santo 362
4.5.2.3. Punta Coyote-Los Frailes 362
4.5.2.4. L'île Cerralvo 364

4.5.2.5. San José del Cabo-Cabo San Lucas 366
4.5.3. Les Îles Tres Marias 366
4.5.4. Synthèse morphostratigraphique 368

4.6. SYNTHESE REGIONALE 368
4.6.1. Introduction 368
4.6.2. Chronostratigraphie des terrases 370
4.6.2.1. La (ou les) terrasse(s) du dernier interglaciaire 370
4.6.2.2. La terrasse de l'avant-dernier interglaciaire 372
4.6.2.3. Les terrasses du Pléistocène moyen antérieures à l'avant-dernier interglaciaire 373
4.6.2.4. Les plus anciennes terrasses (Pléistocène moyen et inférieur) 373
4.6.3. Déformations verticales le long de la côte orientale de Basse Californie 375
4.6.3.1. Les déformations verticales au Quaternaire supérieur 375
4.6.3.2. Les déformations verticales dans l'ensemble du Quaternaire ... 376

5. LA_COTE_OCCIDENTALE_DE_BASSE_CALIFORNIE

5.1. LA COTE SUD-OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE 381
5.1.1. Introduction 381
5.1.1.1. Présentation de la région 381
5.1.1.2. Cadre géologique 381
5.1.2. La région de Cabo San Lucas à Bahia Magdalena 384
5.1.2.1. Cabo San Lucas-Todos Santos 384
5.1.2.2. El Conejo 388
5.1.2.3. Bahia Magdalena 389
5.1.3. La région de La Poza Grande à Punta Juanico 390
5.1.3.1. La Poza Grande-San Andrecito 390
5.1.3.2. Las Barrancas 392
5.1.3.3. Punta San Juanico 392
5.1.4. La région de San Juanico 393
5.1.4.1. Présentation 393
5.1.4.2. Les terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes 395
5.1.4.2.1. Les hautes terrasses
5.1.4.2.2. Les basses terrasses
5.1.4.3. Interprétations morphostratigraphiques 400
5.1.5. La région de Laguna San Ignacio 401
5.1.5.1. Présentation 401
5.1.5.2. Les terrasses marines et dépôts littoraux pléistocènes 403
5.1.5.2.1. La bordure sud-orientale de Laguna San Ignacio
5.1.5.2.1.1. Les dépôts attribués au Pléistocène supérieur
5.1.5.2.1.2. Les dépôts plus anciens
5.1.5.2.2. Les environs de Rancho San Angel
5.1.5.2.3. La rive occidentale de la lagune
5.1.5.3. Interprétations morphostratigraphiques 409
5.1.6. La région de Laguna Ojo de Liebre 409
5.1.6.1. Présentation 409
5.1.6.2. Les dépôts littoraux du Pléistocène inférieur et moyen 413
5.1.6.3. Les dépôts littoraux du Quaternaire supérieur 418
5.1.6.3.1. Les dépôts marins du dernier interglaciaire
5.1.6.3.2. Les dépôts continentaux du Pléistocène supérieur et de l'Holocène
5.1.6.3.3. Les évaporites holocènes et le niveau marin des derniers milliers d'années
5.1.6.4. Interprétations morphostratigraphiques 428
5.1.7. Synthèse régionale 428
5.1.7.1. Chronostratigraphie 428

5.1.7.2. Néotectonique 430

5.2. LA PENINSULE DE VIZCAINO 431
5.2.1. Introduction 431
5.2.1.1. Généralités 431
5.2.1.2. Cadre stratigraphique 431
5.2.1.2.1. Les séries mésozoïques
5.2.1.2.2. Les séries néogènes
5.2.2. La région de Punta Abreojos-Bahia San Hipolito 434
5.2.2.1. Introduction 434
5.2.2.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires 434
5.2.2.2.1. Profil A
5.2.2.2.2. Profil B
5.2.2.2.3. Profil C
5.2.2.2.4. Profil D
5.2.2.2.5. Profil E
5.2.2.2.6. Profil F
5.2.2.2.7. Profil G
5.2.2.2.8. Profil H
5.2.2.3. Corrélations morphostratigraphiques. 439
5.2.3. La région de Bahia Asuncion-Bahia San Roque 441
5.2.3.1. Introduction 441
5.2.3.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires 442
5.2.3.2.1. Profil I
5.2.3.2.2. Profil J
5.2.3.2.3. Profil K
5.2.3.2.4. Profil L
5.2.3.2.5. Profil M
5.2.3.2.6. Profil N
5.2.3.2.7. Les autres dépôts littoraux d'Asuncion et ses environs
5.2.3.2.8. Profil O
5.2.3.2.8.1. Les terrasses d'altitude inférieure à +30 m
5.2.3.2.8.2. Les hautes terrasses
5.2.3.3. Corrélations morphostratigraphiques. 452
5.2.4. La région de San Cristobal 453
5.2.4.1. Introduction 453
5.2.4.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires 454
5.2.4.3. Interprétations morphostratigraphiques des dépôts littoraux .. 455
5.2.5. La région de Bahia Tortugas 458
5.2.5.1. Généralités 458
5.2.5.1.1. Présentation géographique
5.2.5.1.2. Cadre structural
5.2.5.2. Les terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires 460
5.2.5.2.1. Travaux antérieurs
5.2.5.2.2. Description des terrasses et dépôts littoraux quaternaires
5.2.5.2.2.1. Les basses terrasses
5.2.5.2.2.1.1. Coupe A
5.2.5.2.2.1.2. Coupe B
5.2.5.2.2.1.3. Coupe C
5.2.5.2.2.1.4. Coupe D
5.2.5.2.2.1.5. Coupe E
5.2.5.2.2.1.6. Coupe F
5.2.5.2.2.1.7. Coupe G
5.2.5.2.2.1.8. Coupe H
5.2.5.2.2.1.9. Coupe I

5.2.5.2.2.1.10. Coupe J
5.2.5.2.2.1.11. Coupe K
5.2.5.2.2.1.12. Coupe L
5.2.5.2.2.2. Les hautes terrasses de Bahia Tortugas
5.2.5.2.3. Chronostratigraphie des terrasses
5.2.5.2.3.1. Problèmes chronostratigraphiques des basses terrasses de la baie de Tortugas
5.2.5.2.3.1.1. Arguments altimétriques et morphologiques
5.2.5.2.3.1.2. Arguments paléontologiques
5.2.5.2.3.1.3. Arguments aminostratigraphiques
5.2.5.2.3.1.4. Arguments radiométriques U/Th
5.2.5.2.3.1.5. Conclusions
5.2.5.2.3.2. L'âge des hautes terrasses
5.2.6. La côte septentrionale de la péninsule de Vizcaino 476
5.2.6.1. Introduction 476
5.2.6.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires 477
5.2.6.2.1. Coupes M et N
5.2.6.2.2. Profil O
5.2.6.2.3. Profil P
5.2.6.2.4. Profil Q
5.2.6.2.5. Profil R
5.2.6.2.6. Profil S
5.2.6.2.7. Coupes T et U
5.2.6.3. Corrélations morphostratigraphiques et interprétations chronologiques 483
5.2.7. Les îles de Cedros et San Benito 485
5.2.7.1. L'île de Cedros 485
5.2.7.1.1. Généralités
5.2.7.1.2. Description des terrasses marines et dépôts littoraux quaternaires
5.2.7.2. Les îles San Benito 489
5.2.8. Synthèse régionale 489
5.2.8.1. Corrélations latérales et interprétations chronologiques ... 489
5.2.8.2. Conclusions d'ordre néotectonique 490

5.3. LA COTE OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE NORD 490
5.3.1. Introduction 490
5.3.2. La côte de Basse Californie Nord au sud de El Rosario 493
5.3.2.1. Morro Santo Domingo 493
5.3.2.2. La région de Punta Rosarito-Punta Rosalillita 493
5.3.2.2.1. Les terrasses marines
5.3.2.2.1.1. La basse terrasse ("Tomatal")
5.3.2.2.1.2. La terrasse moyenne ("Andres")
5.3.2.2.1.3. La haute terrasse ("Aeropuerto")
5.3.2.2.1.4. Les autres terrasses
5.3.2.2.2. Réinterprétation de l'étude des cordons littoraux de Woods & Leahy (1983)
5.3.2.2.3. Conclusions
5.3.2.2.3.1. Interprétations morphostratigraphiques
5.3.2.2.3.2. Conclusions d'ordre néotectonique
5.3.2.3. El Cardon-Punta Cono-Bahia Blanca 505
5.3.2.4. Puerto San José de la Piedra 507
5.3.2.5. Los Morros Colorados 510
5.3.2.6. Punta Canoas-Puerto de San Carlos 512
5.3.2.7. La région de Bahia del Rosario-Punta Baja 514
5.3.2.7.1. La basse terrasse
5.3.2.7.2. La haute terrasse
5.3.2.7.3. La terrasse intermédiaire

5.3.2.7.4. Les terrasses plus anciennes
5.3.2.8. Synthèse chronostratigraphique 520
5.3.3. La côte de Basse Californie Nord au nord de El Rosario 522
5.3.3.1. Introduction 522
5.3.3.1.1. La morphologie des terrasses marines
5.3.3.1.2. Etude régionale antérieure
5.3.3.2. La région de San Quintin 524
5.3.3.2.1. Présentation et travaux antérieurs
5.3.3.2.2. La basse terrasse
5.3.3.2.3. Les terrasses marines plus anciennes
5.3.3.3. La région de Camalu-Colnett 530
5.3.3.4. Punta Cabras 536
5.3.3.5. Punta San José 538
5.3.3.6. Punta China-Bahia Soledad 538
5.3.3.6.1. La basse terrasse
5.3.3.6.2. Les hautes terrasses
5.3.3.7. Punta Banda 539
5.3.3.7.1. La faille de Agua Blanca
5.3.3.7.2. Les séries de terrasses marines
5.3.3.8. Ensenada-Punta Descanso 545
5.3.3.9. La région de Tijuana-Rosarito Beach 545
5.3.3.9.1. La formation San Diego
5.3.3.9.2. La haute terrasse
5.3.3.9.3. La basse terrasse
5.3.3.9.4. Les terrasses intermédiaires (?)
5.3.3.9.5. Les déformations plio-quaternaires
5.3.3.9.6. Les îles Coronados
5.3.3.10. La région de San Diego 551
5.3.3.10.1. Introduction
5.3.3.10.1.1. Problèmes de terminologie
5.3.3.10.1.2. Les terrasses sous-marines
5.3.3.10.2. Les basses terrasses
5.3.3.10.2.1. Description sommaire
5.3.3.10.2.2. Paléontologie des dépôts littoraux
5.3.3.10.2.3. Géochronologie
5.3.3.10.2.3.1. Données radiométriques
5.3.3.10.2.3.2. Données aminostratigraphiques
5.3.3.10.3. Les hautes terrasses
5.3.3.10.4. Les dépôts marins pliocènes
5.3.3.10.5. Les déformations plio-quaternaires
5.3.3.11. Synthèse chronostratigraphique 560

TROISIEME PARTIE : ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

6. LES DATATIONS RADIOMETRIQUES U/Th

6.1. PRINCIPES ET METHODES 567
6.1.1. Généralités 567
6.1.2. Principe des méthodes radiochronologiques $^{230}Th/^{234}U$, $^{231}Pa/^{235}U$, $^{234}U/^{238}U$. 567
6.1.3. Les datations des carbonates biogéniques 569
6.1.3.1. Les différents types de carbonates biogéniques 569
6.1.3.2. Le problème de la validité des datations radiométriques 571
6.1.4. Matériel analysé 572
6.1.5. Méthode analytique 575
6.1.5.1. Préparation des échantillons 575
6.1.5.2. Analyses radiochimiques 575

6.2. ANALYSES RADIOMETRIQUES ET INTERPRETATIONS 576
6.2.1. Les côtes orientale et septentrionale du Golfe de Californie ... 576
6.2.1.1. Les échantillons analysés 576
6.2.1.2. Résultats et interprétations 576
6.2.1.2.1. Données minéralogiques et radiochimiques
6.2.1.2.2. Discussion des résultats
6.2.1.2.2.1. Analyses répétées
6.2.1.2.2.2. Echantillons isolés
6.2.1.3. Conclusion : l'âge probable de la basse terrasse 580
6.2.2. La côte orientale de Basse Californie 580
6.2.2.1. Les échantillons analysés 580
6.2.2.2. Résultats et interprétations 581
6.2.2.2.1. Données minéralogiques et radiochimiques
6.2.2.2.2. Discussion des résultats
6.2.2.2.2.1. Analyses multiples
6.2.2.2.2.2. Les échantillons isolés
6.2.2.3. Conclusions 585
6.2.3. La côte occidentale de Basse Californie 587
6.2.3.1. Les échantillons analysés 587
6.2.3.2. Résultats et interprétations 587
6.2.3.2.1. Données minéralogiques et radiochimiques
6.2.3.2.2. Discussion des résultats
6.2.3.2.2.1. Analyses multiples
6.2.3.2.2.2. Echantillons isolés
6.2.3.3. Conclusion 592

6.3. CONCLUSION : BILAN DES DATATIONS RADIOMETRIQUES 594

7. ETUDES AMINOSTRATIGRAPHIQUES

7.1. AMINOSTRATIGRAPHIE DANS LE GOLFE DE CALIFORNIE 599
7.1.1. Introduction 599
7.1.1.1. Objectifs et méthode d'étude 599
7.1.1.2. Analyses effectuées 600
7.1.1.2.1. Echantillons analysés
7.1.1.2.2. Procédure opératoire
7.1.1.2.3. Préparation des échantillons
7.1.1.2.4. Précision et reproductibilité des mesures
7.1.2. Les résultats 601
7.1.2.1. Présentation 601
7.1.2.2. La côte orientale du Golfe de Californie 604
7.1.2.3. La côte septentrionale du Golfe de Californie 608
7.1.2.4. La côte orientale de Basse Californie Nord 610
7.1.2.5. La côte orientale de Basse Californie Sud 610
7.1.2.5.1. Santa Rosalia
7.1.2.5.2. San Lucas
7.1.2.5.3. La péninsule de Chivato
7.1.2.5.4. Bahia Concepción
7.1.2.5.5. Bahia San Nicolas
7.1.2.5.6. La région de Loreto
7.1.2.6. Conclusion 620
7.1.3. Interprétations paléoclimatiques et chronostratigraphiques 620
7.1.3.1. L'équilibre racémique des genres Chione, Dosinia et Codakia .. 621
7.1.3.2. Comparaisons intergénériques et mise en évidence d'échantillons suspects 623
7.1.3.3. Variations inter-régionales et interprétations paléoclimatiques 623

7.1.3.3.1. Comparaison des résultats obtenus dans les différentes régions du golfe
7.1.3.3.2. Comparaison entre le Golfe de Californie et la côte pacifique de Basse Californie
7.1.3.3.3. Conclusions
7.1.3.4. Conclusions chronostratigraphiques 634
7.1.3.4.1. Confrontations de données radiochronologiques et aminostratigraphiques
7.1.3.4.2. Récapitulation des interprétations chronologiques des résultats aminostratigraphiques

7.2. AMINOSTRATIGRAPHIE DE LA COTE PACIFIQUE DE BASSE CALIFORNIE 638
7.2.1. Introduction 638
7.2.1.1. Objectifs et méthode d'étude 638
7.2.1.2. Analyses effectuées 640
7.2.1.2.1. Procédure opératoire
7.2.1.2.2. Matériel analysé
7.2.1.2.3. Précision et reproductibilité des mesures
7.2.2. Les résultats et interprétations aminostratigraphiques 642
7.2.2.1. Les résultats d'ensemble 642
7.2.2.2. Interprétation chronostratigraphique d'ensemble 647
7.2.3. Aminostratigraphie régionale 648
7.2.3.1. La région Bahia Asuncion-Laguna San Ignacio 648
7.2.3.1.1. Bahia Asuncion
7.2.3.1.1.1. Rappel des données morphostratigraphiques et radiométriques
7.2.3.1.1.2. Chronologie aminostratigraphique
7.2.3.1.2. Bahia San Hipolito-Laguna San Ignacio
7.2.3.2. La région de Bahia Tortugas 650
7.2.3.2.1. Rappel des données aminostratigraphiques antérieures
7.2.3.2.2. Les interprétations morphostratigraphiques et données radiométriques
7.2.3.2.3. Chronologie aminostratigraphique
7.2.3.3. La côte pacifique de Basse Californie Nord et de la région de San Diego 654
7.2.3.3.1. La côte pacifique de Basse Californie Nord
7.2.3.3.2. La région de San Diego
7.2.4. Conclusions 658

8. LE MAGNESIUM ET LE STRONTIUM DES TESTS FOSSILES DE LAMELLIBRANCHES

8.1. INTRODUCTION 663
8.1.1. Intérêt des études sur les teneurs en magnésium et strontium du carbonate des tests de mollusques 663
8.1.2. Présentation de l'étude effectuée 663
8.1.3. Quelques données sur des tests actuels de lamellibranches de la région 665

8.2. LES TESTS DU GOLFE DE CALIFORNIE 668
8.2.1. Etude régionale 668
8.2.1.1. La côte orientale du golfe 668
8.2.1.2. Les côtes septentrionale et nord-occidentale du golfe 668
8.2.1.3. La côte orientale de Basse Californie Sud 673
8.2.2. Interprétations paléoécologiques 673
8.2.3. Interprétations diagénétiques 673
8.2.3.1. Evolution diagénétique générale 673
8.2.3.2. Comparaisons intergénériques 677
8.2.3.3. Notion de degré d'évolution diagénétique 677

8.3. LES TESTS DE LA COTE PACIFIQUE DE BASSE CALIFORNIE 680
8.3.1. Etude régionale 680
8.3.1.1. Les régions de San Juanico et Ojo de Liebre 680
8.3.1.2. La côte de Basse Californie Nord 680
8.3.1.3. La péninsule de Vizcaino 685
8.3.2. Interprétations paléoécologiques 685
8.3.3. Interprétations diagénétiques 688
8.3.3.1. Les premières phases de l'évolution diagénétique générale 688
8.3.3.2. Typologie des évolutions diagénétiques selon les genres 688
8.3.3.3. Degré d'évolution diagénétique 688

8.4. CONCLUSIONS 691
8.4.1. Sur le plan des interprétations paléoécologiques 692
8.4.2. Sur le plan de l'évolution diagénétique des tests 692
8.4.2.1. Les premiers stades diagénétiques 692
8.4.2.2. Les stades diagénétiques avancés 693

9. ANALYSES ISOTOPIQUES (^{18}O et ^{13}C) DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES

9.1. INTRODUCTION 699
9.1.1. Objectifs 699
9.1.2. Méthodologie 699
9.1.2.1. Matériel étudié 699
9.1.2.2. Préparation des échantillons 700
9.1.2.3. Précision et reproductibilité des mesures 700
9.1.3. Les compositions isotopiques (^{18}O et ^{13}C) des tests actuels 702
9.1.3.1. Travaux antérieurs 702
9.1.3.2. Les compositions isotopiques des eaux marines et continentales dans la région 706
9.1.3.3. Résultats obtenus et discussion 706

9.2. LES ANALYSES ISOTOPIQUES DE TESTS DE LAMELLIBRANCHES DANS LE GOLFE DE CALIFORNIE 710
9.2.1. Etude régionale 710
9.2.1.1. La côte orientale du Golfe de Californie 710
9.2.1.2. Les côtes septentrionale et nord-occidentale du Golfe de Californie 710
9.2.1.3. Côte orientale de Basse Californie Sud 715
9.2.2. Interprétations paléoécologiques et paléoclimatiques 718
9.2.2.1. Les variations de composition isotopique de l'oxygène 718
9.2.2.2. Les variations de composition isotopique du carbone 720
9.2.2.3. Comparaisons des résultats isotopiques par aire géographique, par genre et par âge supposé 720

9.3. LES ANALYSES ISOTOPIQUES DE TESTS DE LAMELLIBRANCHES DE LA COTE PACIFIQUE DE BASSE CALIFORNIE 725
9.3.1. Etude régionale 725
9.3.1.1. Les régions de San Juanico et de Ojo de Liebre 725
9.3.1.2. La péninsule de Vizcaino 730
9.3.1.3. La côte occidentale de Basse Californie Nord 730
9.3.2. Interprétations paléoécologiques et paléoclimatiques 730
9.3.2.1. Les variations de composition isotopique de l'oxygène 730
9.3.2.2. Les variations de composition isotopique du carbone 732
9.3.3. Interprétations chronostratigraphiques 732

9.4. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DES ANALYSES ISOTOPIQUES 732
9.4.1. Paléoécologie et paléoclimats 732
9.4.2. Contrôle chronostratigraphique 735
9.4.3. Les données isotopiques et la diagenèse 738

QUATRIEME PARTIE : CONCLUSION

10. CONCLUSIONS GENERALES

10.1. LA DEMARCHE SUIVIE 741

10.2. CONCLUSIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES 744
10.2.1. Les variations du niveau marin au Pléistocène supérieur 744
10.2.2. L'établissement de la chronologie des terrasses marines 745

10.3. CONCLUSIONS NEOTECTONIQUES 748
10.3.1. Rejeux de failles locales 748
10.3.2. Mouvements verticaux liés à de grandes zones de fracture 749
10.3.2.1. La faille Cerro Prieto et le nord du Golfe de Californie 752
10.3.2.2. La faille Tortugas et la marge occidentale de Basse Californie Sud 753
10.3.2.3. Les failles Agua Blanca et Rose Canyon et l'extrême nord-ouest de Basse Californie Nord 753
10.3.3. Déformations volcano-tectoniques 755
10.3.4. Les déformations verticales de grande amplitude régionale 756
10.3.4.1. La côte orientale du Golfe de Californie 757
10.3.4.2. La côte occidentale du golfe 757
10.3.4.3. La côte pacifique de Basse Californie 759
10.3.5. Implications quant à la structure régionale et l'évolution tectonique récente 759
10.3.5.1. Le bloc crustal du nord-ouest de la péninsule 760
10.3.5.2. Le bloc péninsulaire 761
10.3.5.3. Le rift du Golfe de Californie 762

Contenu du volume II :

ANNEXES :

A1 : CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE QUATERNAIRE (éléments bibliographiques)

A2 : CADRE CLIMATIQUE ET OCEANOGRAPHIQUE DE LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

A3 : STRATIGRAPHIE DU CENOZOIQUE DANS L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU GOLFE DE CALIFORNIE (éléments bibliographiques)

A4 : LE DELTA DU RIO COLORADO : RECONNAISSANCE DES PRINCIPAUX ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

A5 : FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE : ETUDES MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

A6 : LISTES DE FAUNES QUATERNAIRES DETERMINEES DANS LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

A7 : PRINCIPES ET METHODES DES ETUDES DE RACEMISATON DES ACIDES AMINES (éléments bibliographiques)

A8 : LES TENEURS EN MAGNESIUM ET EN STRONTIUM DES TESTS CARBONATES : INDICATEURS DE CONDITIONS PALEOECOLOGIQUES ET DES TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES

A9 : L'INTERPRETATION DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE DES CARBONATES DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES LITTORAUX (Rappels bibliographiques)

A10 : LA MARGE CONTINENTALE A L'OUEST DE LA PENINSULE DE BASSE CALIFORNIE

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

RESUME

Cette étude présente les résultats d'une reconnaissance des vestiges de hauts niveaux marins pléistocènes dans le Golfe de Californie et sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie. L'objectif poursuivi est double : préciser la distribution, la vitesse et l'évolution des mouvements verticaux récents d'une zone tectonique active à la limite de deux plaques lithosphériques (Amérique du Nord et Pacifique), et contribuer à l'établissement d'un modèle de fluctuations du niveau marin lors du dernier million d'années.

Les corrélations spatio-temporelles des lignes de rivage et terrasses marines emergées sont fondées sur des descriptions morphologiques et sédimentologiques détaillées et s'appuient sur des datations radiométriques (U/Th et ^{14}C), des mesures de taux de racémisation des acides aminés, ainsi que des analyses de teneurs en éléments traces (magnésium et strontium) et en isotopes stables de l'oxygène et du carbone de coquilles littorales fossiles.

Les analyses géochimiques et observations morphostratigraphiques conduisent notamment à identifier, sur plus de 3 000 km de côte, les restes de la ligne de rivage de ≈ 125 ka (=125 000 ans B.P.). La dizaine de terrasses marines emboitées, observées dans diverses régions et qui à l'heure actuelle ne peuvent pas être datées, sont attribuées à autant de phases de haut niveau marin des principaux interglaciaires du Pléistocène moyen (≈ 750-140 ka) et de la fin du Pléistocène inférieur (≈ 1,0-0,7 M.a.). Les conditions morphoclimatiques favorisant la préservation des vestiges littoraux quaternaires, ainsi que le style et l'amplitude des mouvements verticaux subis par la Basse Californie font de cette région une zone privilégiée pour l'établissement d'une chronologie des hauts niveaux marins des dernières centaines de milliers d'années.

Sur le plan tectonique, il a été établi que la côte orientale du Golfe de Californie n'a subi aucun mouvement vertical important au Quaternaire, et que la péninsule de Basse Californie n'était soulevée que d'une centaine de mètres lors du dernier million d'années. Les mouvements verticaux d'ensemble de la péninsule ont été relativement faibles au Plio-Quaternaire, et ont eu tendance à diminuer au cours du temps; au Quaternaire supérieur, la vitesse moyenne de surrection n'a été que de quelques dizaines de mm/millier d'années. Seules, quelques régions de Basse Californie, voisines de zones de fracture majeures ou de centres volcaniques actifs, ont subi des mouvements verticaux plus intenses (vitesses de 100 à 300 $mm/10^3 ans$).

L'analyse de déformations verticales récentes met en évidence que la péninsule de Basse Californie s'est comportée comme un grand bloc lithosphérique, séparé de la Californie méridionale, qui n'est pas totalement solidaire de la plaque Pacifique. La limite des plaques Amérique du Nord et Pacifique ne se réduirait donc pas au système de failles transformantes du Golfe de Californie et à la faille de San Andreas, mais serait une large zone englobant la péninsule de Basse Californie, l'ouest de la Californie et une partie de la marge continentale de ces régions.

MOTS CLES :
Géologie du Quaternaire, Néotectonique, Niveau marin, Géochronologie, Mexique, Golfe de Californie, Diagenèse, Terrasses marines, Paléoclimats, Géochimie des carbonates, Paléoenvironnements littoraux, Sédimentologie .

ISSN : 0767-2888
ISBN : 2-7099-0887-5 (Edition complète)
ISBN : 2-7099-0888-3 (Volume I)
Éditions de l'ORSTOM
70, route d'Aulnay F-93140 BONDY

Etudes et Thèses

NEOTECTONIQUE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN AU QUATERNAIRE DANS LA RÉGION DU GOLFE DE CALIFORNIE, MEXIQUE

VOL. II

Luc ORTLIEB

Éditions de l'ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION
Collection **ÉTUDES et THÈSES**
PARIS 1987

Luc ORTLIEB

NEOTECTONIQUE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN AU QUATERNAIRE DANS LA RÉGION DU GOLFE DE CALIFORNIE, MEXIQUE

VOL. II

Éditions de l'ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION
Collection **ÉTUDES et THÈSES**
PARIS 1987

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse
présentée à l'université d'Aix Marseille II, le 19 décembre 1986
pour obtenir le titre de Docteur ès Science.

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait doncune contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISSN : 0767-2888
ISBN : 2-7099-0887-5 (Edition complète)
ISBN : 2-7099-0889-1 (Volume II)

© ORSTOM 1987

SOMMAIRE (Volume II)

page

ANNEXES

A1. CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE QUATERNAIRE (Eléments bibliographiques).... 3

A2. CADRE CLIMATIQUE ET OCEANOGRAPHIQUE DE LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE..... 17

A3. STRATIGRAPHIE DU CENOZOIQUE DANS L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU GOLFE DE CALIFORNIE (Eléments bibliographiques)..... 43

A4. LE DELTA DU RIO COLORADO : RECONNAISSANCE DES PRINCIPAUX ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES 53

A5. FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE : ETUDES MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES..... 75

A6. LISTES DE FAUNES QUATERNAIRES DETERMINEES DANS LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE..... 105

A7. PRINCIPES ET METHODES DES ETUDES DE RACEMISATION DES ACIDES AMINES (Eléments bibliographiques)..... 185

A8. LES TENEURS EN MAGNESIUM ET EN STRONTIUM DES TESTS CARBONATES : INDICATEURS DE CONDITIONS PALEOECOLOGIQUES ET DE TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES..... 205

A9. L'INTERPRETATION DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE DES CARBONATES DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES LITTORAUX (Rappels bibliographiques)..... 233

A10. LA MARGE CONTINENTALE A L'OUEST DE LA PENINSULE DE BASSE CALIFORNIE..... 247

BIBLIOGRAPHIE GENERALE 259

Annexe A1

CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE QUATERNAIRE

(Elements bibliographiques)

A1.1. LES VARIATIONS CLIMATIQUES DANS LES CAROTTES OCEANIQUES

- A1.1.1. Généralités
- A1.1.2. Géochronologie des fluctuations climatiques
- A1.1.3. Modalités et causes des fluctuations climatiques

A1.2. CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE DES DEPOTS CONTINENTAUX

- A1.2.1. Généralités
- A1.2.2. Stratigraphie du Quaternaire en Amérique du Nord

Annexe 1

CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE QUATERNAIRE
(éléments bibliographiques)

A1.1. LES VARIATIONS CLIMATIQUES DANS LES CAROTTES OCEANIQUES

A1.1.1. GENERALITES

Grâce à la micropaléontologie, à la sédimentologie et à la géochimie, les carottes continues des fonds océaniques, ont été amenées à jouer un grand rôle pour l'établissement d'une stratigraphie générale du Quaternaire et dans la détermination des variations climatiques à la fin du Cénozoïque. L'un des apports les plus importants de ces techniques a été fourni par les études de géochimie isotopique.

Les courbes de variations de la teneur en ^{18}O des carbonates de micro-organismes fossiles, dans les carottes, reflètent à la fois les variations de température et celles de la composition isotopique des eaux où vivaient les micro-organismes (planctoniques ou benthiques). La composition isotopique des eaux marines donne une indication précise sur l'abondance relative des glaces stockées sur les continents et aux pôles, et de ce fait, constitue une outil paléoclimatique de premier ordre.

La détermination des parts respectives des variations des teneurs en ^{18}O qui sont dues à des effets de température et de celles qui reflètent la composition isotopique de l'eau, a fait l'objet de nombreuses discussions (Emiliani, 1955, 1966, 1971 ; Craig & Gordon, 1965 ; Olausson, 1965 ; Shackleton, 1967 ; Dansgaard & Tauber, 1969 ; Shackleton & Opdyke, 1973, 1976 ; Hecht, 1973 ; Chappell, 1974 ; Emiliani & Shackleton, 1974 ; Broecker, 1975 ; Williams et al., 1981 ; Dodge et al., 1983 ; Duplessy et al., 1985, etc.). La tendance actuelle est de considérer que la relation entre la composition isotopique en ^{18}O des eaux marines et des carbonates biogéniques d'une part, et la température ou le volume des glaces d'autre part, a varié dans le temps (au cours des cycles climatiques) et selon la latitude (régions polaires, tropicales, équatoriales) (Aharon, 1983, 1985).

Signalons à ce propos, que la teneur en ^{18}O des tests de foraminifères planctoniques est censée refléter plus fidèlement la composition isotopique des eaux marines superficielles (et donc les variations de température), tandis que les foraminifères benthiques vivant à de grandes profondeurs et dans un milieu peu susceptible de variations thermiques, ont enregistré surtout

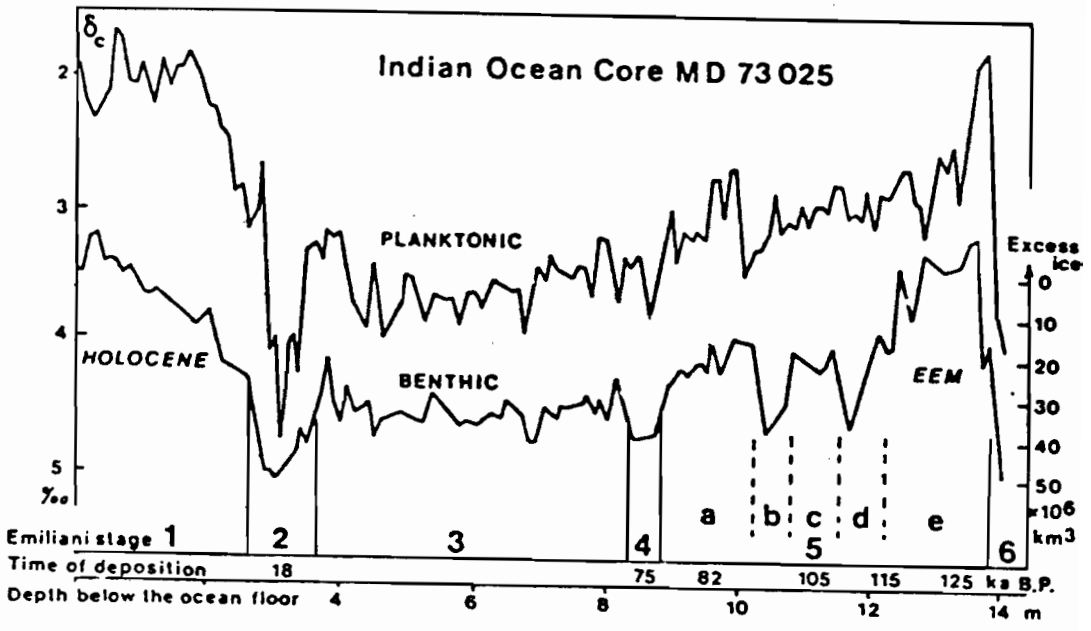


Fig. A1.1.- Variation de la composition isotopique en ^{18}O de foraminifères planctoniques (Globigerina pachyderma) et benthiques dans une même carotte de l'océan Indien (Dansgaard & Duplessy, 1981).

L'échelle de temps, non proportionnelle à la vitesse de sédimentation, est déduite de la forme des courbes isotopiques. Noter la relation supposée entre le volume des glaces (en excès par rapport au volume actuel) et la composition isotopique des foraminifères benthiques.

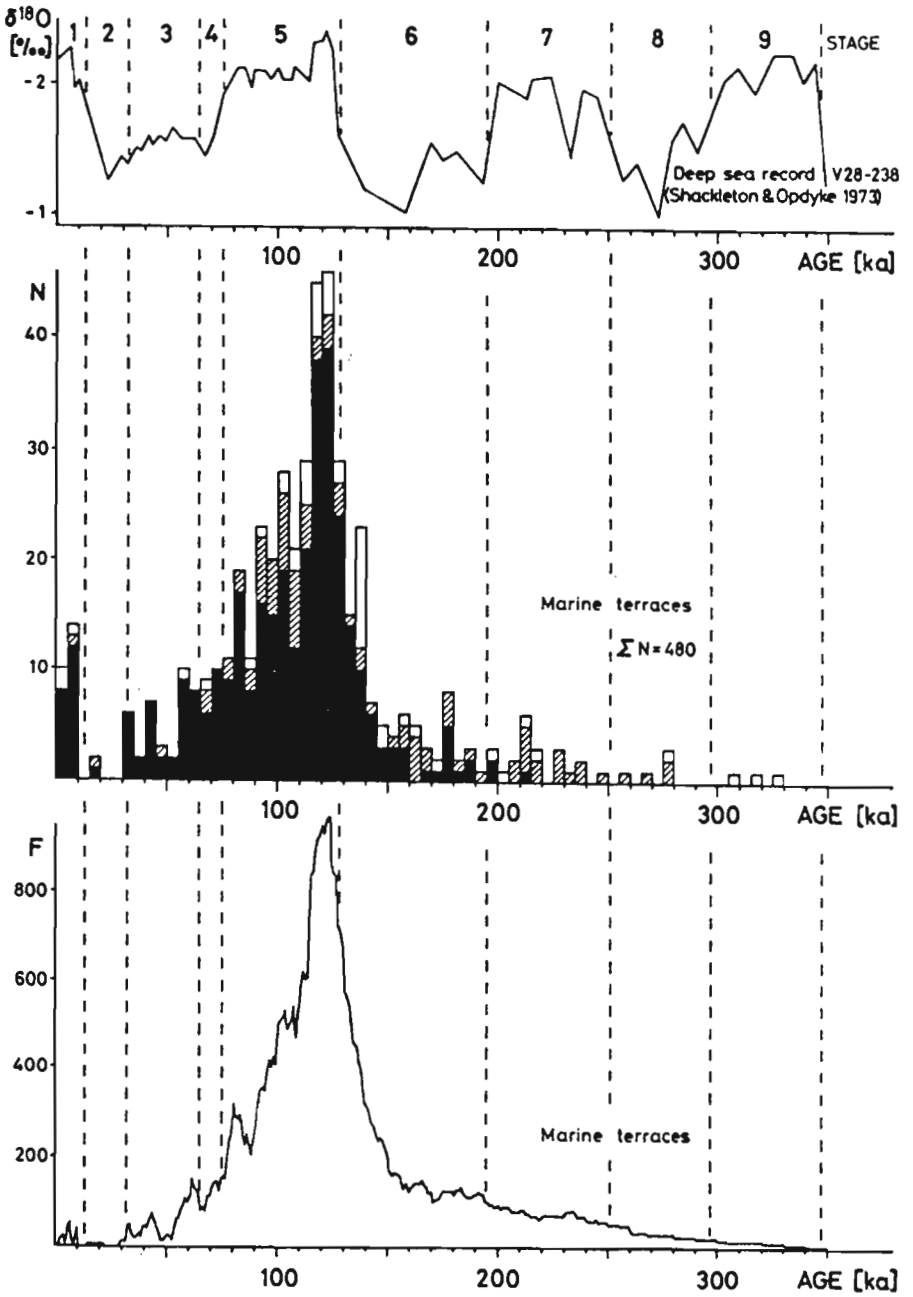


Fig. A1.2.- Histogramme de fréquence des résultats de datations radiométriques de terrasses marines de la fin du Quaternaire, et corrélation entre le "pic" du stade isotopique 5 de la carotte V28-238 et les âges radiométriques de 125 ka (Grün & Brunnacker, 1983).

les variations de composition isotopique de la masse totale des eaux océaniques et par conséquent, les quantités de glace accumulées sur les continents (fig. A1.1) (Williams, 1976 ; Williams et al., 1979 ; Curry & Matthews, 1981).

Les oscillations des courbes isotopiques ont servi à définir des stades isotopiques numérotés, pour l'instant, de 1 à 23. Les stades isotopiques à numéro impair désignent des périodes chaudes, interglaciaires, sauf dans le cas du stade isotopique (= S.I.) 3, qui correspond à un interstade au sein d'une période glaciaire ; les stades à numéro pair désignent des périodes glaciaires. Ces divisions des courbes isotopiques ont été proposées par Emiliani (1955) qui détermina les 13 premiers stades dans une carotte des Caraibes (A179-4) ; par la suite, la série des stades isotopiques a été portée à 16 (Emiliani, 1966), puis à 23 par Shackleton & Opdyke (1973) dans la carotte V28-238 du Pacifique ouest-équatorial (fig. 1.2).

La carotte V28-238 a été proposée comme référence paléoclimatique pour la seconde moitié du Quaternaire par Shackleton & Opdyke (1973). Cette carotte, de 15 m de long, a enregistré l'inversion magnétique Matuyama/Brunhes, à 12 m de profondeur, lors du stade isotopique (S.I.) 19. Les contrôles chronologiques de cette carotte, assortis de l'hypothèse d'un taux de sédimentation constant de 1,74 $cm/10^3$ ans, permettent d'attribuer un âge aux limites de chacun des 22 stades isotopiques reconnus (tabl. A1.1). Dans cette chronologie, le pic bien marqué, correspondant au maximum du dernier interglaciaire (subdivision 5e du S.I.5) est daté de 123/128 ka, en accord avec de nombreuses dates radiométriques de terrasses marines formées lors du maximum marin du Pléistocène supérieur (fig. A1.2).

La stratigraphie "isotopique" qui a été élaborée en intégrant également des données sédimentologiques (variations granulométriques, cf. fig. A1.3), minéralogiques (teneurs en carbonates) et micropaléontologiques (foraminifères, diatomées, nanoplancton, radiolaires), fournit un moyen de corrélation précis entre de nombreuses carottes marines (Valencia, 1977 ; Berggren et al., 1980 ; Imbrie et al., 1980, 1982, Williams et al., 1981 notamment).

Par une double approche fondée sur des corrélations graphiques et inverses, Pisias et collaborateurs (1984), par exemple, élaborèrent une courbe isotopique "moyenne", représentative de sept carottes provenant des océans Pacifique (nord et équatorial), Atlantique (sud et oriental) et Indien, et couvrant les derniers 300 000 ans (fig. A1.4).

Les carottes V28-239 (Shackleton & Opdyke, 1976) et V16-205 (Van Donk, 1976) qui recoupent l'ensemble des sédiments quaternaires, furent les premières utilisées pour élaborer une stratigraphie "isotopique" de tout le Pléistocène. Durant le Pléistocène inférieur, les variations isotopiques de $\delta^{18}O$, et donc les fluctuations climatiques, sont moins prononcées et moins bien définies que lors du dernier million d'années (fig. A1.3). Le nombre de cycles glaciaires/ interglaciaires n'a pas encore été défini précisément bien que certaines tentatives aient été faites

Limites des S.I.	Profondeur (cm)	Ages calculés (ka) (limite B/M à 700 ka)
1/2	22	13
2/3	55	32
3/4	110	64
4/5	128	75
5/6	220	128
6/7	335	195
7/8	430	251
8/9	510	297
9/10	595	347
10/11	630	367
11/12	755	440
12/13	810	472
13/14	860	502
14/15	930	542
15/16	1015	592
16/17	1075	627
17/18	1110	637
18/19	1180	688
19/20	1210	706
20/21	1250	729
21/22	1340	782

Tabl. A1.1 - Ages attribués aux limites de stades isotopiques de la carotte océanique V 28-238 par Shackleton & Opdyke (1973), en considérant que la limite des S.I. 19/20, contemporaine de l'inversion magnétique Matuyama/Brunhes, date de environ 700 ka, et que le taux de sédimentation a été constant et égal à 1,7 cm / 10^3 ans. Si l'inversion magnétique date de 740 ka (Mankinen & Dalrymple, 1979), l'âge des limites des S.I. les plus anciens devrait être modifié.

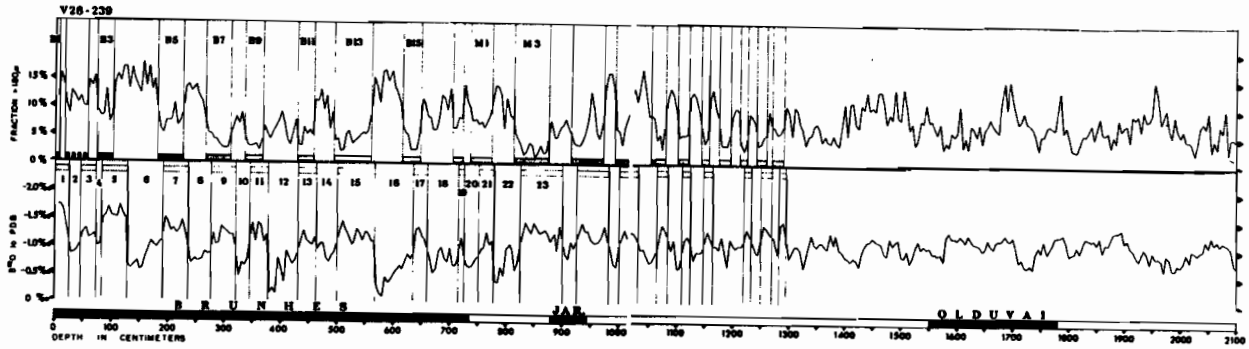


Fig. A1.3.- Courbes granulométrique et isotopique, et magnétostratigraphie de la carotte océanique V28-239 qui traverse une séquence complète de sédiments quaternaires (Shackleton & Opdyke, 1976).

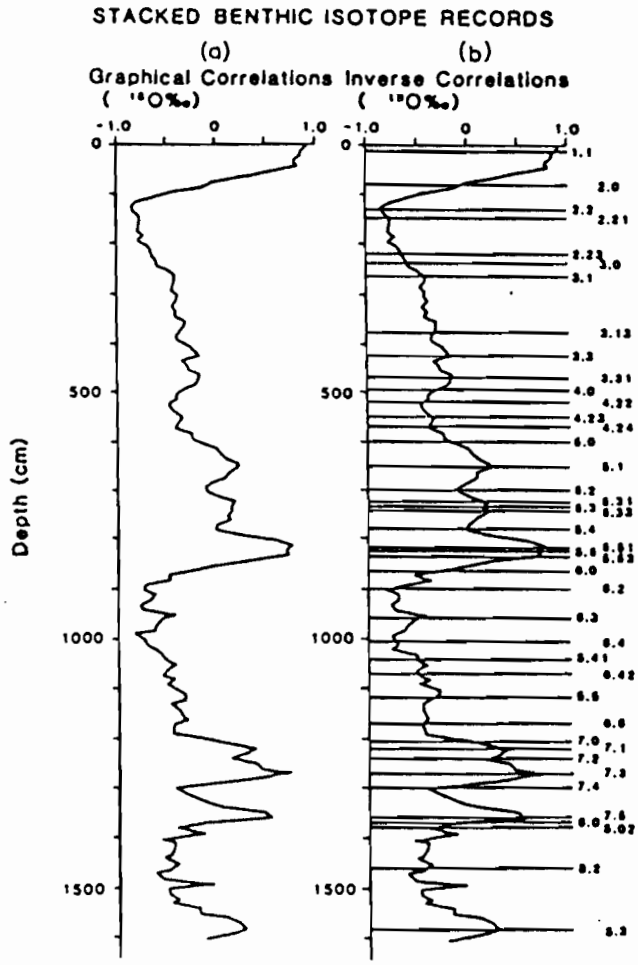


Fig. A1.4.- Courbe isotopique moyenne des derniers 300 000 ans, tracée à partir de corrélations (a: graphiques, b : inverses) de courbes isotopiques de microfaune benthique de sept carottes océaniques (océans Pacifique, Atlantique et Indien) (Pisias et al., 1984).

d'étendre la chronologie isotopique au stade 41 (Van Donk, 1976), ou même 50, dans le Pliocène (Williams et al., 1984). Dans certaines carottes (V28-239, V20-219, etc.) couvrant la période 2/1,8 - 0,9/0,7 M.a., les fluctuations climatiques semblent marquées par une périodicité de 41 000 ans (Williams & Fillon, 1981, Sancetta, 1985) et par des amplitudes nettement plus faibles qu'au Pléistocène moyen et supérieur (Pisias & Moore, 1979 ; Prell, 1980 ; Williams et al., 1981). Le Pléistocène inférieur, qui a parfois été désigné par le terme de "Quaternaire pré-glaciaire" (Casey, 1972 ; Ingle, 1973a ; etc.) serait ainsi caractérisé par une première phase chaude, à saisons peu contrastées, puis par un refroidissement progressif, accompagné d'une part par une augmentation des contrastes saisonniers (températures et précipitations) et d'autre part par une accentuation des cycles climatiques (de 41 000 et 100 000 ans).

A1.1.2. Géochronologie des fluctuations climatiques

La détermination de l'âge des fluctuations climatiques majeures dans les carottes océaniques, repose essentiellement sur des estimations de taux de sédimentation et sur l'échelle des inversions paléomagnétiques (Brunhes/Matuyama, Jaramillo, Olduvai, événement Blake, etc.) (Ninkovich et al., 1966 ; Glass et al., 1967 ; Cox & Doell, 1968 ; Hays et al., 1969 ; Opdyke & Foster, 1970 ; Opdyke, 1972 ; Shackleton & Opdyke, 1976 ; Van Donk, 1976, etc.).

Les datations par le radiocarbone, largement utilisées dans la partie supérieure des carottes, fournissent des indications précises sur le taux de sédimentation durant les derniers 30 000 ans (ou 70 000 ans, grâce aux nouveaux accélérateurs de particules).

Les datations fondées sur la désintégration des éléments de la famille de l'uranium ($^{230}Th/^{234}U$ et $^{230}Th/^{231}Pa$) n'ont apporté que peu de résultats jugés suffisamment fiables et précis (Rosholt et al., 1961 ; Ku, 1965, 1976b ; Rona & Emiliani, 1969 ; Broecker et al., 1968 ; Broecker & Ku, 1969 ; Broecker & Van Donk, 1970 ; Ku et al., 1972).

Dans quelques cas favorables, la tephrachronologie a permis de fixer l'âge de certains horizons de carottes océaniques et d'établir des corrélations avec des séquences continentales (Milne, 1973 ; Huang et al., 1973 ; Ninkovich & Shackleton, 1975).

Les apparitions et disparitions de certaines formes de micro-organismes testacés dans les carottes, ou l'abondance relative de quelques espèces significatives, constituent des marqueurs biostratigraphiques largement utilisées dans les corrélations latérales.

> A la suite de calibrations locales, ces marqueurs jouent parfois le rôle d'isochrone daté ; c'est notamment le cas pour l'extinction de Pseudoemiliania lacunosa (coccolithophoridae) successivement "daté" de 275 ka (Gartner, 1972), 380 ka (Geitzenauer et al., 1976), 400 ka (Van Donk, 1976), 458 ka (Thierstein et al., 1977), et 474 ka (Berggren et al., 1980).

Le tabl. A1.2 indique l'âge actuellement attribué aux principaux marqueurs biostratigraphiques rencontrés dans le

Espèce	Apparition/ Extinction	Stade isotopique	Age attribué (M.A.)	Référence bibliographique
Nannofaune :				
Emiliania huxleyi	A	8	0,268	Thierstein et al. 1977
Pseudoemiliania lacunosa	E	12	0,458	" "
Helicosphaera sellii (a)	E		1,22	Gartner,1977
Cyclococcolithus macintyrei	E		1,51	" "
Discoaster brouweri	E		1,7	Berggren et al. 1980
Discoaster pentaradiatus	E		2,2	Haq & Berggren, 1978
Discoaster surculus	E		2,3	" "
Diacoaster tamalis	E		2,5	Bukry, 1975
Diatomées et silicoflagellés :				
Nitzschia fossilia	E		0,26	Koizumi, 1975
Rhizosolenia curvirostris	E		0,26	Barron, 1980
Nitzschia reinholdii	E	18	0,63	" "
Mesocena quadrangula	E		0,79	" "
Rhizosolenia matuyamai	E		0,9	Burckle et al., 1978
Mesocena quadrangula	A		0,9	Aubry et al.,1982
Rhizosolenia matuyamai	A		0,99	Burckle et al. 1978
Rhizosolenia barboi	E		1,1	Koizumi, 1975
Rhizosolenia curvirostris	A		1,5	Barron, 1980
Pseudoaunotia doliolus	A		1,8	" "
Thalassiosira convexa	E		2,1	" "
Cussia tatsunokuchiensis	E		2,5	Koizumi, 1975
Radiolaires :				
Axoprunum angelinum (= Stylatractus universus)	E	11/12	0,4	Hays & Opdyke, 1976
Eucyrtidium matuyamai	E		(0,9)	Berggren et al., 1980
Pterocarrium prismatium	E		(1,6)	" "
Lamprocyrtis heteroporos (= Lamprocyclas heteroporos)	E		(1,8)	" "
Eucyrtidium matuyamai	A		(1,84)	" "
Eucyrtidium calvertense	E		(1,9)	" "
Stichocorys peregrina	E		2,5	Theyer et al., 1978
Foraminifères planctoniques :				
Globigerinoides ruber	E	5	0,120	Thompson & Sciarillo, 1978
Globoquadrina pseudofoliata	E	7	0,222	" "
Globorotalia tosaensis	E		0,590	" "
Globoquadrina conglomerata	A		0,610	" "
Pulleniatina praecursor	E		1,00	" "
Negloboquadrina humerosa	E		1,15	" "
Pulleniatina primalis	E		1,51	" "
Globigerinoides fistulosus	E		1,55	" "
Globigerinoides obliquus	E		1,63	" "
Globorotalia truncatulinoides	A		1,65	" "
Pulleniatina finalis	A		1,68	" "
Neogloboquadrina eggeri	A		1,70	" "
Globorotalia exilis	E		(2,0)	Berggren et al., 1980
Globorotalia miocenica	E		(2,1)	" "

Tabl.A1.2.- Chronologie des principaux repères biostratigraphiques de moins de 2,5 M.a.,utilisés dans les carottes océaniques (notamment du Pacifique), selon Berggren et al. (1982) et Matoba & Oda (1982).
Les âges attribués sont déduits de l'échelle des inversions magnétiques et de corrélations latérales.

Pacifique.

Depuis la publication de la courbe isotopique de la carotte V28-238, devenue classique, de légères modifications ont été apportées à l'échelle chronologique qui lui était adjointe (tabl. A1.1) ; la limite des S.I. 19/20, contemporaine de l'inversion Brunhes/Matuyama ne daterait pas de 690/700 ka (Cox & Dalrymple, 1967), mais de 730/740 ka (Mankinen & Dalrymple, 1979 ; Berggren et al., 1980), ou même de 790 ka (Johnson, 1982). La fig. A1.5 illustre trois interprétations révisées, récentes, de courbes isotopiques générales couvrant la période Brunhes (Pléistocène moyen et supérieur, et Holocène).

A1.1.3. Modalités et causes des fluctuations climatiques

Lors des quinze dernières années, la théorie dite astronomique, ou de Milankovitch (1930), selon laquelle les variations climatiques quaternaires reflètent des modifications périodiques de l'orbite et de l'axe de rotation du globe, a convaincu de plus en plus de quaternaristes et de paléoclimatologues.

Parmi les principaux travaux en faveur de cette théorie paléoclimatique mentionnons ceux de : Van Woerkom, 1953 ; Emiliani & Geiss, 1959 ; Zeuner ; 1959 ; Broecker et al., 1968 ; Mesolella et al., 1969 ; Broecker & Van Donk, 1970 ; Veeh & Chappell, 1970 ; Chappell, 1973, 1974a, 1976, 1981 ; Hays et al., 1976 ; Berger, 1978 ; Hays, 1978 ; Imbrie & Imbrie, 1980 ; Birchfield et al., 1981 ; Martinson et al., 1983 ; Ruddiman & Mc Intyre, 1985 ; etc.

Des analyses mathématiques de différents types de courbes figurant des fluctuations climatiques quaternaires ont mis en évidence la conjonction de phénomènes caractérisés par des cyclicités de 90 000, 41 000 et 22 000 ans environ. La période de 90 000 (ou 100 000) ans correspond aux changements d'excentricité de l'orbite terrestre ; celle de 41 000 ans caractérise les variations de l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre (obliquité de l'écliptique) ; et celle de 22 000 ans traduit la précession liée à l'axe de l'orbite terrestre. Ces pertubations périodiques, d'ordre planétaire, provoquent des variations dans la répartition de l'énergie solaire dans la haute atmosphère et sur terre (bien que la quantité totale annuelle d'énergie reçue par la planète puisse être considérée stable).

Les variations d'excentricité orbitale sont celles dont la périodicité est la moins stable (80-100 000 ans), et semblent n'avoir joué un rôle important que lors de la deuxième moitié du Pléistocène (alternance des périodes glaciaires et interglaciaires depuis environ 0,9 M.a.) (fig. 1.3).

Des travaux plus récents (Imbrie et al., 1980, 1982) ont montré que l'excentricité orbitale était caractérisée par une double périodicité (100 000 et 413 000 ans) et que la précession également était affectée d'une double périodicité (23 000 et 19 000 ans).

Les faibles variations isotopiques de la première moitié du Pléistocène traduisent probablement une valeur

relativement faible de glaces continentales (durant les phases glaciaires) (Prell, 1980). Selon Williams et collaborateurs (1981) le changement de périodicité et d'amplitude des fluctuations climatiques, au milieu du Pléistocène, s'explique par l'apparition, vers 900 ka, de la calotte de l'océan arctique, en même temps que l'augmentation des masses de glaces continentales (fig. 1.3) ; la formation de la calotte arctique serait liée à une certaine conjonction des trois paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession).

A1.2. CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE DES DEPOTS CONTINENTAUX

A1.2.1. GENERALITES

Dans les régions montagneuses très élevées et dans les régions de haute latitude, les périodes glaciaires ont été caractérisées par le dépôt de tills, moraines et sédiments fluvio-glaciaires, et par différents types d'empreintes géomorphologiques. Ni les dépôts ni les formes de reliefs caractéristiques de glaciations ne se prêtent à une bonne préservation dès lors que se succèdent les phases glaciaires. Ce n'est donc pas dans ces régions continentales que l'on peut espérer trouver de longues séquences stratigraphiques permettant de reconstituer l'évolution paléo-climatique du Pléistocène.

Dans les régions de latitude moyenne qui, durant les glaciations, ont été dominées par les phénomènes périglaciaires, et parfois par des accumulations de loess, les conditions de préservation des sédiments et des formes de relief ont été plus favorables à des études de chronologie climatique. La naissance et le développement des études sur le Quaternaire dans les régions alpines, et en Amérique du nord en témoignent. Un des meilleurs exemples de stratigraphie du Quaternaire continental est fondé sur les loess et paléosols interstratifiés de Tchécoslovaquie (Kukla, 1970, 1975) ; cette séquence semble pouvoir être corrélée avec la courbe isotopique de la carotte océanique V28-238 (fig. A1.6).

Dans les basses latitudes qui ont presque totalement été épargnées par les glaces au Quaternaire, il existe peu de séquences stratigraphiques couvrant une grande partie du Pléistocène. Dans ces régions, les fluctuations climatiques n'ont que rarement été marquées dans la sédimentation et la morphologie, notamment parce que les variations de température et/ou de précipitations y ont été moindres que dans les régions de moyenne ou haute latitude.

Dans l'ensemble, sur les continents, les sites les plus favorables à une étude stratigraphique sur de longues périodes, sont les fonds des grands lacs, seuls susceptibles d'avoir enregistré en continu les variations climatiques quaternaires (Liddicoat & Smith, 1979 ; Liddicoat *et al.*, 1980). Cependant, à la différence des carottes provenant d'un milieu océanique relativement homogène, les carottes lacustres présentent de grandes disparités entre elles, liées à des conditions locales, et témoignent de fortes variations, dans le temps et dans l'espace, des taux de sédimentation.

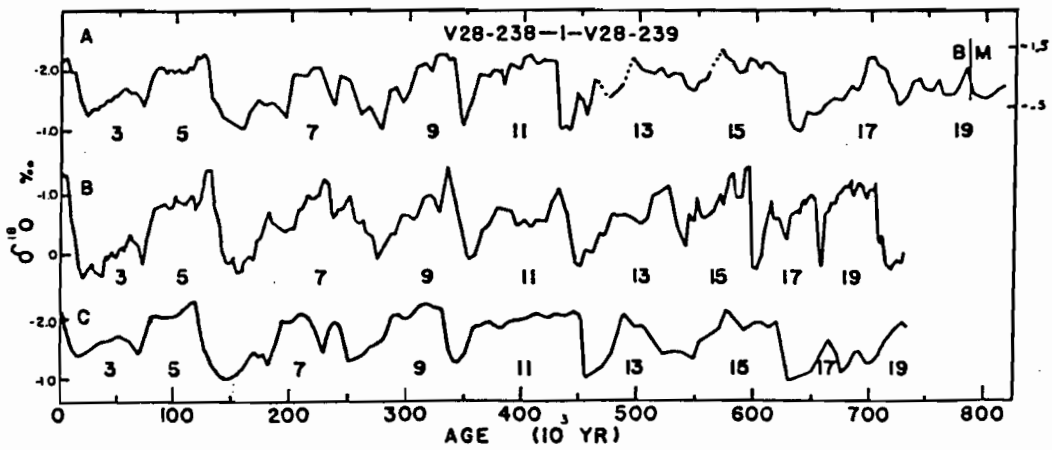


Fig. A1.5.- Comparaison de trois courbes isotopiques "généralisées" de carottes océaniques couvrant la période du Quaternaire moyen et supérieur (Johnson, 1982) :

A : combinaison des courbes des carottes V28-238 et 239 dans laquelle la limite Brunhes/Matuyama (B/M) est placée à 790 ka (Johnson, 1982) ;

B : courbe moyenne proposée par Emiliani (1978) ; la limite B/M est placée à 700 ka ;

C : courbe moyenne proposée par Kominz et collaborateurs (1979) ; la limite B/M est placée à environ 740 ka.

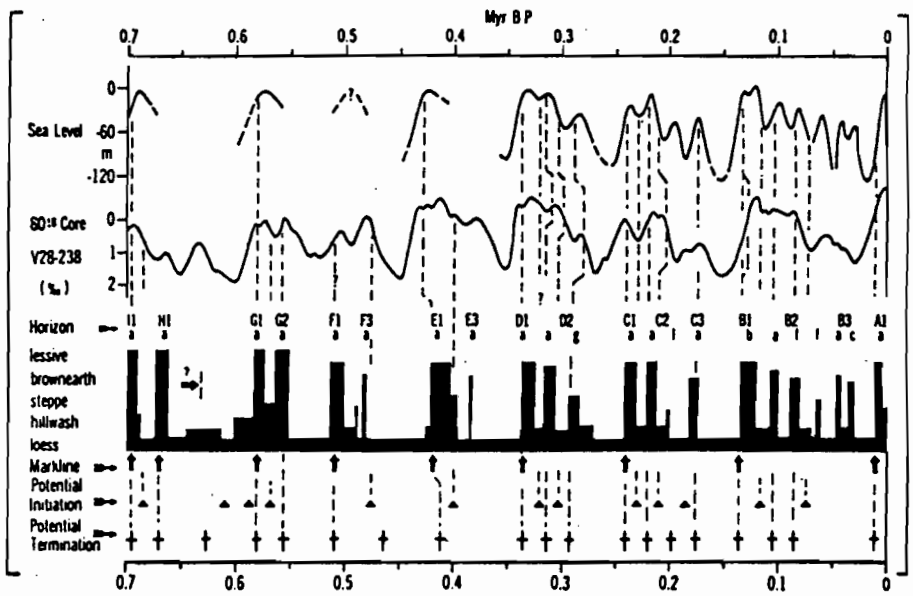


Fig. A1.6.- Confrontation chronologique (période Brunhes : 0-700 000 ans) entre a) les hauts niveaux marins de Timor (Péninsule Huon et île Atauro) (selon Bloom et al., 1974 ; Chappell, 1974, 1976), b) la courbe isotopique de la carotte V28-238 (selon Shackleton & Opdyke, 1973), c) la série des loess et paléosols de Tchécoslovaquie (selon Kukla, 1970) et d) l'échelle des phases de radiation solaire liées au début ("potential initiation") et à la fin ("potential termination") des glaciations (in Chappell, 1981).

En conclusion, il est fondé de faire reposer la chronostratigraphie du Quaternaire sur une échelle tirée de carottes océaniques, puisque celles-ci ont plus précisément enregistré les fluctuations climatiques que les dépôts continentaux, que la chronologie relative y est mieux établie qu'à terre (vitesse de sédimentation plus régulière), et que, dans les fonds océaniques, les risques d'érosion et de lacunes stratigraphiques sont réduits au minimum. Cette prééminence des séquences de sédiments océaniques profonds, sur le plan chronologique, n'amoindrit pas pour autant l'intérêt des études sur les dépôts et formes d'érosion quaternaires en milieu continental, qui restent les plus accessibles à l'observation et qui seuls se prêtent à de nombreuses études (morphostratigraphie, paléontologie, paléo-hydrologie continentale etc.).

A1.2.2. Stratigraphie du Quaternaire en Amérique du Nord

En Amérique du Nord, les unités stratigraphiques quaternaires correspondant aux périodes glaciaires et interglaciaires ont été définies à la fin du siècle dernier d'après le modèle alpin (Chamberlin, 1895, 1896 ; Leverett, 1898, 1899 ; Shimek, 1909). Les différentes unités chronostratigraphiques : Wisconsin, Sangamon, Illinoian, Yarmouth, Kansan, Aftonian et Nebraskan, ont été définies au sud-ouest des grands lacs, et désignent des séquences de paléosols, tills, loess et autres dépôts glaciaires et périglaciaires.

Cette classification stratigraphique, qui a servi à l'élaboration de l'échelle stratigraphique de l'ensemble du continent américain, doit être largement re-définie, voire partiellement abandonnée. En certaines régions, elle est remplacée par une stratigraphie locale (voir par exemple, Willman & Frye, 1970 ; Richmond, 1976).

Pour les mêmes raisons qu'en Europe, et à cause de la rareté des données géochronologiques disponibles, les corrélations entre les étages du Quaternaire continental d'Amérique du Nord et la climato-stratigraphie des carottes océaniques restent encore très hypothétiques (Frye, 1962, 1973 ; Deevey, 1965 ; Morrison, 1965 ; Flint, 1971 ; Poag, 1972).

> Le Nebraskan, par exemple, regrouperait des dépôts dont les âges s'étaleraient entre 3 M.a. et moins de 1 M.a. (Boellstorff, 1976) ; selon les auteurs, le Nebraskan correspondrait à deux avances glaciaires bien séparées (Boellstorff, 1973), ou comprendrait cinq tills distincts, et couvrirait la période 1,2-0,7 M.a. (Dort, 1972), ou encore serait l'équivalent du seul S.I. 20 (environ 0,8 M.a.) (Dubé, 1985).

En ce qui concerne le Pléistocène supérieur, le Sangamon (ou "Sangamonian" ; Frye & Willman, 1960) est corrélé avec le dernier interglaciaire (S.I. 5 ou S.I. 5e, selon les auteurs), et le Wisconsin(ian) avec la dernière période glaciaire. La définition de la limite entre Sangamon et Wisconsin pose autant de problèmes en Amérique du Nord, que dans le reste du monde ; cette transition climatique commence seulement à être datée avec précision et à être corrélée avec la chronologie marine (Miller et al., 1977 ; Harmon et al., 1977).

Annexe A2

CADRE CLIMATIQUE ET OCEANOGRAPHIQUE DE LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

(Elements bibliographiques)

A2.1. CADRE CLIMATIQUE

- A2.1.1. Précipitations
- A2.1.2. Vents
- A2.1.3. Températures

A2.2. CADRE OCEANOGRAPHIQUE

- A2.2.1. Températures
- A2.2.2. Salinité
- A2.2.3. Courants
- A2.2.4. Marées
- A2.2.5. Les variations historiques du niveau moyen de la mer
  - A2.2.5.1. Les variations saisonnières
  - A2.2.5.2. Les variations non saisonnières

Annexe 2

CADRE CLIMATIQUE ET OCEANOGRAPHIQUE DE LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

A2.1. CADRE CLIMATIQUE

Globalement, le climat de Basse Californie et de Sonora est chaud et sec, et caractérisé par des pluies rares et irrégulières (fig. A2.1). La majeure partie de la péninsule et les régions bordant le nord-est du Golfe de Californie sont arides ou semi-arides. L'extrême nord-ouest de Basse Californie jouit d'un climat méditerranéen, tandis que l'extrémité méridionale de la péninsule et les rives sud-orientales du golfe sont marquées par un climat subtropical.

A2.1.1. Précipitations

La chaîne montagneuse qui constitue l'épine dorsale de la péninsule joue un rôle important dans la répartition des pluies. En hiver, les masses d'air humide provenant du sud-ouest sont arrêtées par cette barrière naturelle et n'atteignent que rarement les côtes du Golfe de Californie, tout au moins dans sa partie septentrionale. A l'inverse, en été, les vents prédominants du sud-est font pénétrer les masses d'air océaniques dans le golfe, provoquant, en Sonora et sur la côte orientale de Basse Californie, des précipitations qui épargnent la côte pacifique de la péninsule.

Dans les régions côtières du sud de la péninsule, des pluies torentielles, provoquant des crues dévastatrices des arroyos, se produisent souvent vers le mois de septembre. Ces ouragans, appelés "chubascos", se forment au dessus du Pacifique, au large des côtes de l'Amérique centrale, et affectent surtout les régions bordières de la moitié méridionale du golfe (fig. A2.2).

Sur la côte occidentale de la péninsule, les pluies sont essentiellement hivernales dans le nord (fronts hivernaux de latitudes moyennes), et estivales dans le sud (système tropical) (Reyes-Coca & Vogel, 1984). La régularité et l'abondance des précipitations augmentent vers les extrémités méridionale et septentrionale de la péninsule (fig. A2.1). Sur cette façade pacifique, où l'on mesure rarement plus de 100 mm de précipitations annuelles, les brouillards côtiers sont fréquents ; ces brouillards constituent une source d'humidité importante pour la végétation et expliquent que les températures de ces zones littorales restent relativement basses.

Dans les régions côtières de la moitié septentrionale du golfe, les précipitations sont très rares et irrégulières. Il tombe moins de 30 mm de pluie à l'embouchure du rio Colorado, et entre 50 et 100 mm sur l'ensemble du littoral au nord du 29e parallèle (fig. A2.1). La côte sud-

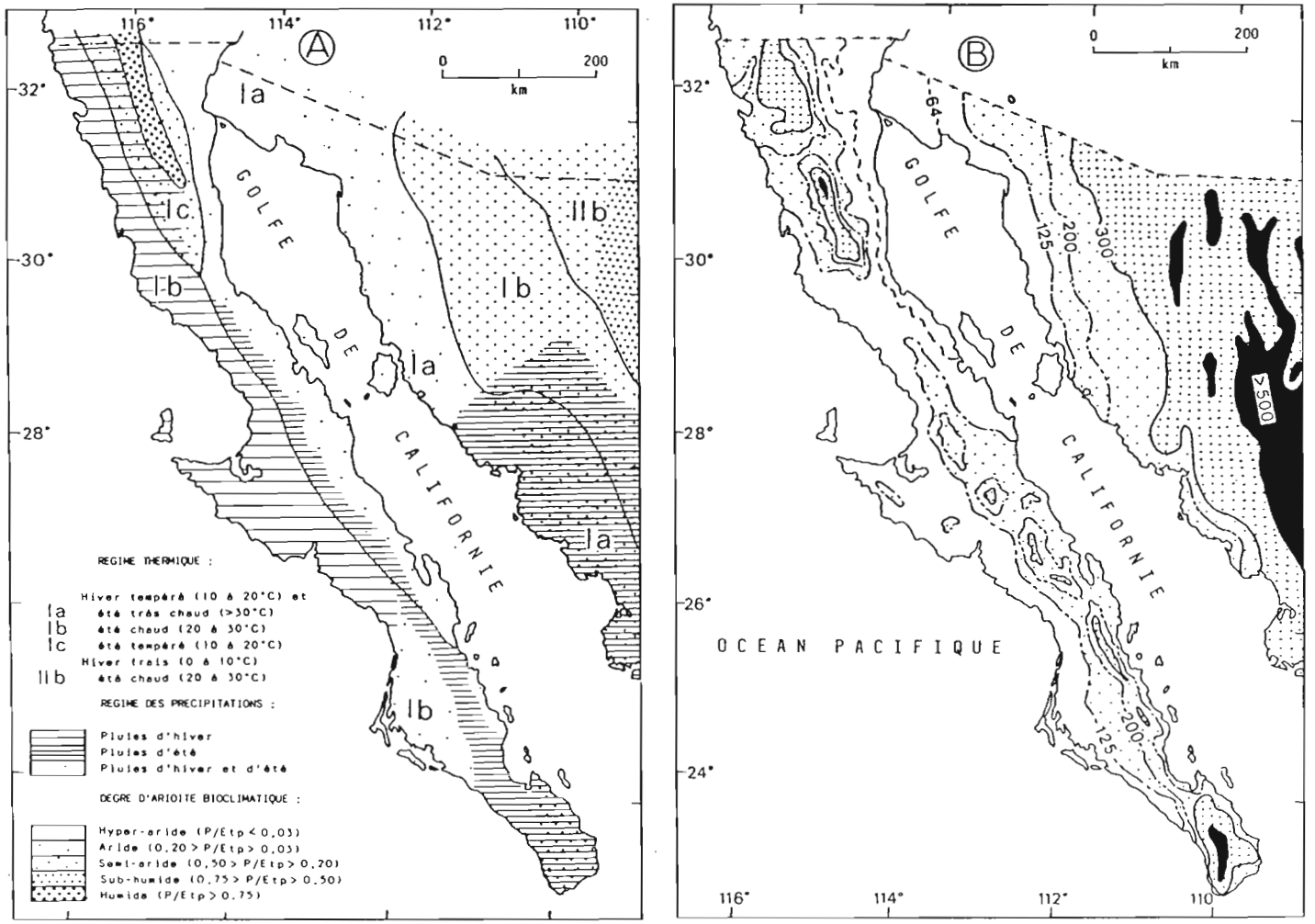


Fig. A2.1. - Cadre climatique de la région du Golfe de Californie
A : Carte climatique (modifiée d'après UNESCO, 1979).
B : Courbes isohyètes annuelles (en mm) en Basse Californie et en Sonora (modifié d'après Garcia et al., S.d.).

orientale du Golfe de Californie reçoit environ deux fois plus de précipitations que la côte de la péninsule, à une latitude comparable. Ces précipitations principalement estivales, augmentent rapidement du nord vers le sud : 250 mm à Guaymas, 360 mm à Topolobampo et 850 mm à Mazatlan. Les régions côtières du sud du Sonora et de Sinaloa connaissent ainsi un climat humide, tropical, à saison des pluies estivale et régulière.

A2.1.2. Vents

Sur la côte occidentale de la péninsule de Basse Californie, entièrement exposée à l'océan Pacifique, les vents dominants soufflent du nord-ouest, de mars à octobre ; entre novembre et février, les vents sont plus faibles et proviennent du sud. Outre les vents principaux, les régions littorales connaissent un système de brise marine qui souffle vers la terre dans l'après-midi, et qui s'inverse, vers le large, la nuit (Inman et al., 1966).

Dans la région du golfe, les vents sont d'intensité et de direction beaucoup plus variables que sur la côte pacifique. De novembre à mai, les vents dominants proviennent du nord-ouest, tandis que de juin à octobre, les vents principaux soufflent du sud-est. Le régime des vents régionaux est surtout influencé par la présence d'une zone de basse pression située à l'est du golfe, en hiver, et localisée dans la région du delta du Colorado, en été. Dans le nord du golfe, les vents sont liés aux perturbations des latitudes moyennes provenant de l'océan Pacifique et aux effets du jet stream ; dans le sud du golfe, les vents régionaux sont surtout influencés, en été, par le système des alizés et de la zone de convergence intertropicale (Reyes-Coca et al., 1984 ; Reyes-Coca & Vogel, 1984). L'intensité moyenne des vents régionaux est faible (1,5 à 6 m/s) mais des vents beaucoup plus forts peuvent sévir, à certaines époques de l'année, aussi bien dans le nord que dans le sud du golfe : à la fin de l'été, dans le sud, ce sont les "chubascos" et cyclones déjà mentionnés ; dans le nord, en particulier entre décembre et février, se produisent de forts coups de vent, d'intensité parfois supérieure à 30 m/s. Sur les côtes du golfe, tout au long de l'année, les brises de terre et de mer sont souvent plus fortes que les vents principaux ; comme sur la côte pacifique, les brises de terre sont maximales dans l'après-midi (jusqu'à 5 à 7 m/s), alors que les vents de terre, qui ne dépassent que rarement 2 m/s, soufflent durant la nuit et tôt le matin (Inman & Filloux, 1960 ; Roden, 1964).

A2.1.3. Températures

L'ensemble de la région est caractérisé par des hivers tempérés (10 à 20°C) et des étés chauds (20 à 30°C) ou très chauds (fig. A2.1).

Les températures atteignent des valeurs très élevées dans les régions littorales du nord du golfe, en été. Une température record de 58° C (qui pourrait être un maximum mondial, Dunbier, 1968) a été enregistrée le 11 août 1933 à San Luis Rio Colorado (à la limite entre Arizona, Sonora et Basse Californie). Sur la côte pacifique, tempérée par les

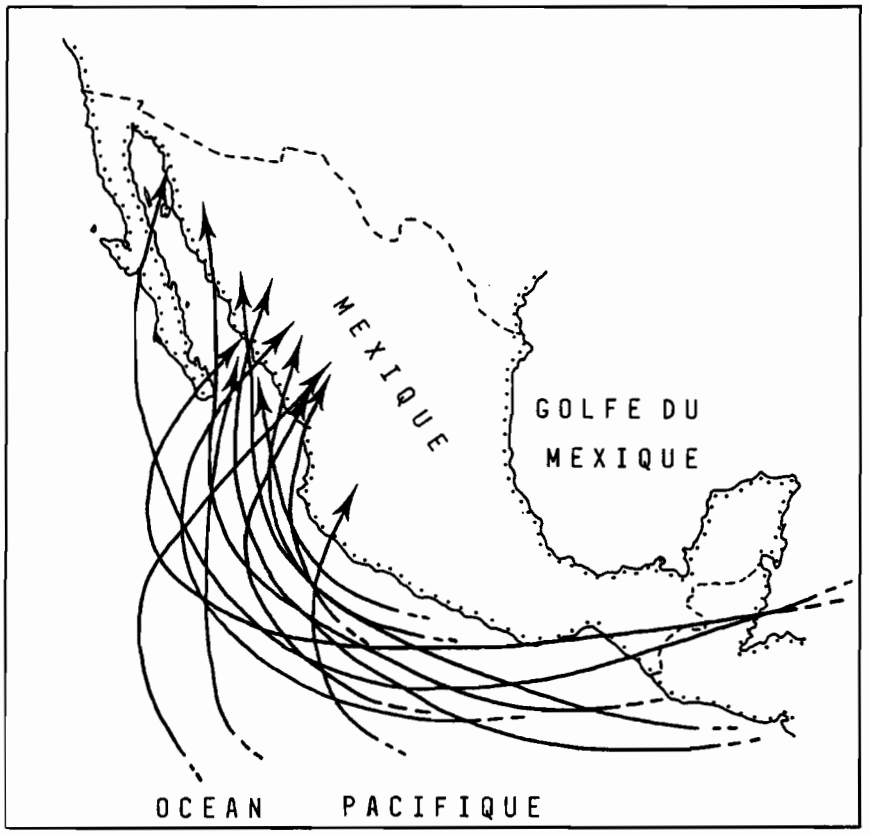


Fig. A2.2.- Trajet des ouragans affectant le sud du Golfe de Californie entre août et octobre (modifié d'après Roden, 1958, 1964).

influences océaniques, les températures estivales n'atteignent pas des valeurs aussi extrêmes. Dans le nord de la péninsule, à la même latitude, la température du mois d'août est de 32° C à San Felipe et de 20° C seulement au nord d'Ensenada. Sur la façade pacifique, les températures estivales sont de plus en plus élevées lorsque l'on progresse du nord au sud, alors que sur les côtes du Golfe de Californie, on observe au contraire des températures croissent du sud au nord (fig. A2.3). En hiver cependant, les températures sont comparables d'une côte à l'autre de la péninsule. En altitude, et même au pied des hautes montagnes, les températures hivernales s'abaissent parfois au-dessous de zéro.

Les écarts de température (moyennes mensuelles) entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud sont de l'ordre de 10° C à l'entrée du golfe, et de 20° C dans sa partie septentrionale. Les écarts de température maximaux observés représentent environ le double des valeurs des écarts annuels moyens.

A2.2. Cadre océanographique

A2.2.1. Températures

Dans le Golfe de Californie, les températures des eaux superficielles sont minimales en janvier et février, et maximales en août et septembre (Robinson, 1973). Les écarts de températures moyennes mensuelles (entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid) varient de 5°C à Mazatlan (23°/28°) à 16° C dans le nord du golfe (15°/31°). L'amplitude de ces écarts de température augmente de manière régulière du sud au nord du golfe (fig. A2.4).

Dans le nord du golfe, en hiver, l'ensemble de la tranche d'eau a pratiquement la même température ; cela résulte de la faible profondeur de cette partie du Golfe de Californie, ainsi que des effets de brassages induits par divers phénomènes océanographiques et par le vent dominant du nord. A proximité de l'île Angel de la Guarda, dans la partie centrale du golfe, des températures des eaux superficielles relativement basses sont dues à l'action de courants de marées locaux et à des phénomènes de "résurgence" (upwelling) (Robinson, 1973 ; Badan-Dangon & Winant 1983 ; Bandan-Dangon et al., 1984). En été, l'évaporation intense qui affecte le nord du golfe (2500 mm/an ; Bray, 1983) provoque une stratification notable des eaux ; des différences atteignant 14°C apparaissent entre le fond (-150 m environ) et la surface (Roden, 1964).

Dans la moitié méridionale du golfe, la thermocline n'est bien développée qu'en été sauf à l'entrée du golfe où elle est pratiquement permanente. Sous la thermocline, les eaux du sud du golfe de Californie sont semblables en température et en salinité à celles du Pacifique équatorial (Sverdrup, 1941). Au-dessus de la thermocline, l'évaporation, les apports d'eaux douces par les fleuves du Sonora méridional et de Sinaloa, ainsi que des courants superficiels de directions variées, modifient, selon les zones et les périodes de l'année les caractéristiques physico-chimiques des eaux (Merrifield et al., 1985).

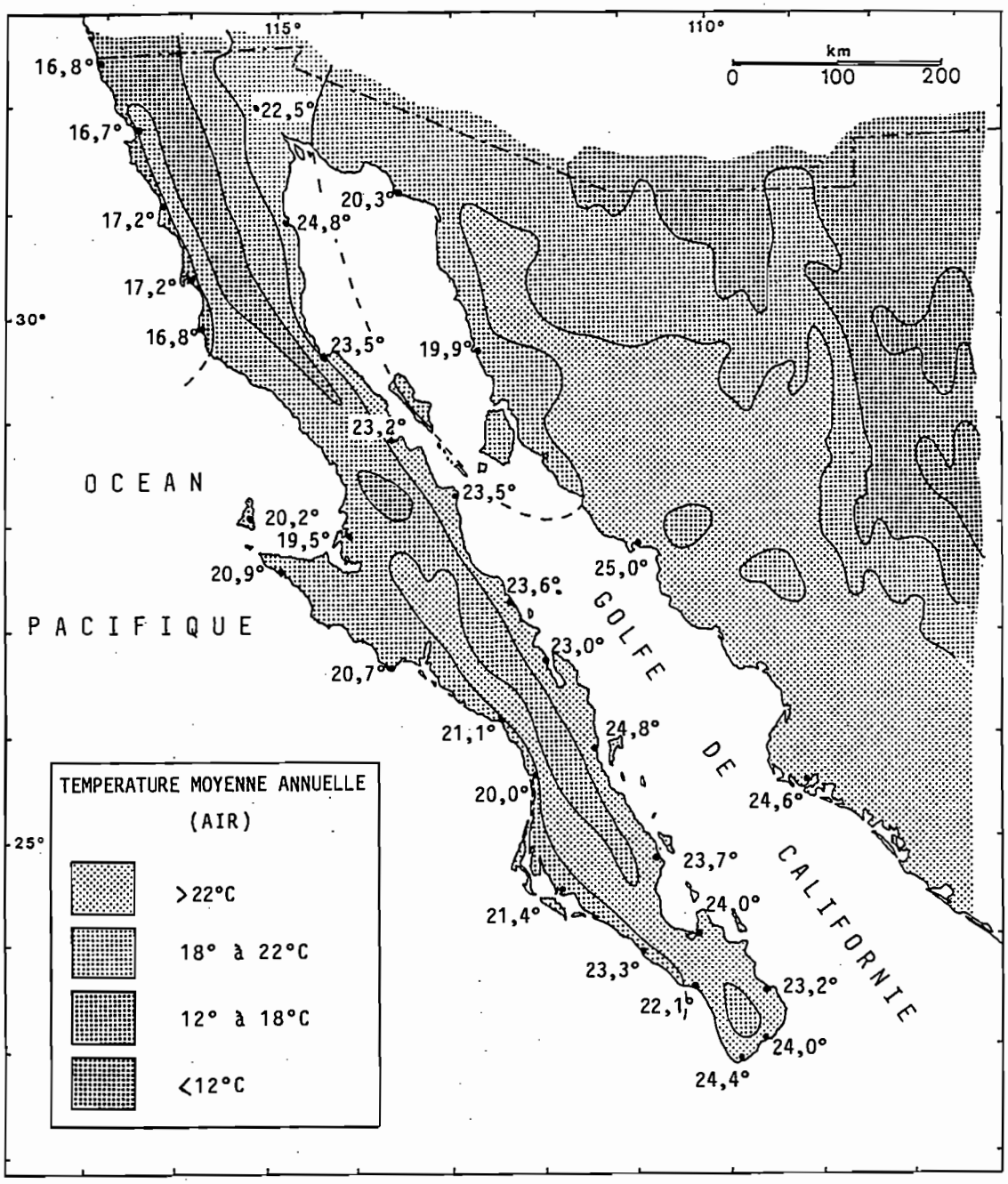


Fig. A2.3.- Températures moyennes annuelles (air) dans les régions côtières de Basse Californie et de Sonora. Sources: Garcia et al., s.d., Hastings & Humphrey, 1969 ; Secret. Agricult. Rec. Hidraul., inédit ; Mosiño Alemán & Garcia, 1974.

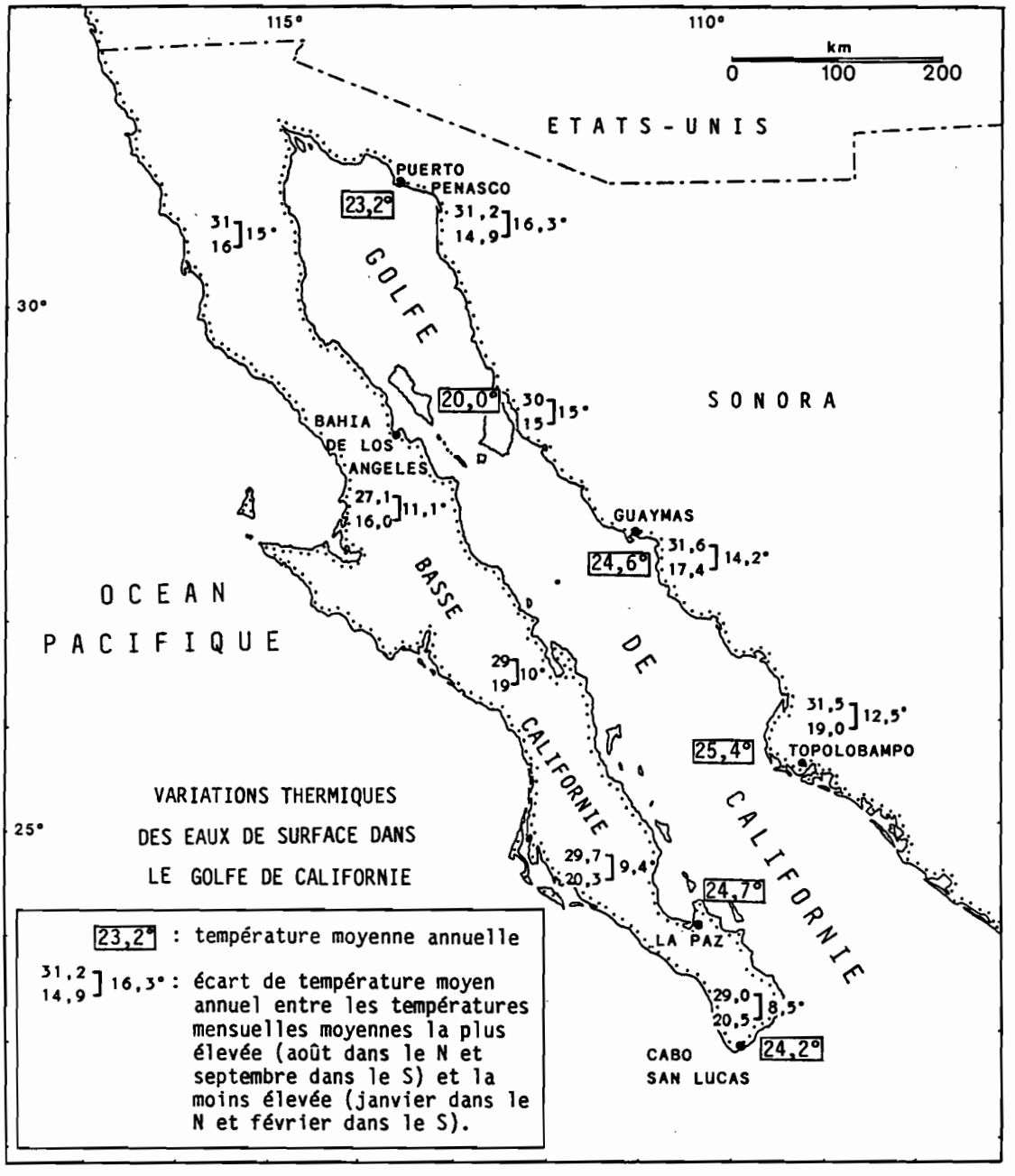


Fig. A2.4. - Comparaison des températures moyennes annuelles et des écarts saisonniers des eaux de surface dans le Golfe de Californie (données de Roden, 1964, et Parker, 1964).

D'une manière générale, il n'y a pas de différence de températures entre les eaux superficielles du littoral et celles du centre du Golfe de Californie (Roden & Groves, 1959). En hiver cependant, plusieurs zones proches de la côte méridionale de Sonora présentent des températures superficielles anormalement basses. Au refroidissement climatique normal s'ajoutent des phénomènes de upwelling provoqués par les vents dominants du nord-ouest (Allen, 1937). Le long de la côte sud-orientale de la péninsule de Basse Californie, depuis la région de Bahia de los Angeles jusqu'à Cabo San Lucas, les phénomènes de upwelling sont fréquents en été et sont induits par les vents dominants du sud-est (fig. A2.5).

Sur la côte occidentale de Basse Californie, les phénomènes de upwelling s'observent essentiellement en avril-mai, et sont directement liés à la force des vents. Ces remontées d'eaux profondes sont induites par un mouvement des eaux superficielles vers le large, qui lui-même résulte des effets combinés de la rotation de la terre et des vents dominants du nord le long d'une côte orientée NW-SE (Dawson, 1945, 1951 ; Emerson, 1956a). Les zones de upwelling sont préférentiellement situées au sud ou au sud-est d'avancées de la côte (fig. A2.5).

A2.2.2. Salinité

Sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie, la salinité moyenne annuelle varie du nord au sud de 33,5 à près de 35,0 ‰ (fig. A2.7). Les variations saisonnières sont minimes sur les deux tiers septentrionaux de la côte occidentale de Basse Californie, et n'atteignent une certaine importance (0,5 ‰) qu'au sud de Bahia Magdalena.

Du fait de l'évaporation importante et de la faiblesse des apports en eaux douces (météoriques ou fluviales), les eaux du Golfe de Californie sont légèrement plus salées que la moyenne océanique. Par rapport aux eaux du Pacifique, à la même latitude, les eaux du nord du golfe peuvent ainsi présenter une salinité supérieure de 1 ‰ à 2 ‰. Néanmoins, les variations de salinité dans le golfe sont relativement faibles, tant en profondeur qu'en latitude, et les écarts saisonniers sont peu importants. En surface, la salinité moyenne varie entre 35,0 ‰ et 35,8 ‰. Dans certaines baies peu profondes, isolées du reste du Golfe de Californie, comme Bahia Concepcion, les salinités peuvent dépasser 36 ‰ (Roden, 1964). A l'entrée du golfe, en surface, la salinité est de 34,6 ‰ à 35,0 ‰. Les eaux superficielles de la zone méridionale du golfe résultent du mélange de trois types d'eaux : les eaux froides du courant de Californie ($S \leqslant 34,6$ ‰), les eaux chaudes de l'est pacifique tropical ($34,65$ ‰ $\leqslant S \leqslant 34,85$ ‰) et les eaux chaudes du golfe lui même ($S \geqslant 34,9$ ‰) (Roden & Groves, 1959 ; Griffiths, 1968 ; Stevenson, 1970).

A2.2.3. Courants

Le système de circulation des eaux dans le Golfe de Californie est complexe. En hiver, les vents dominants du

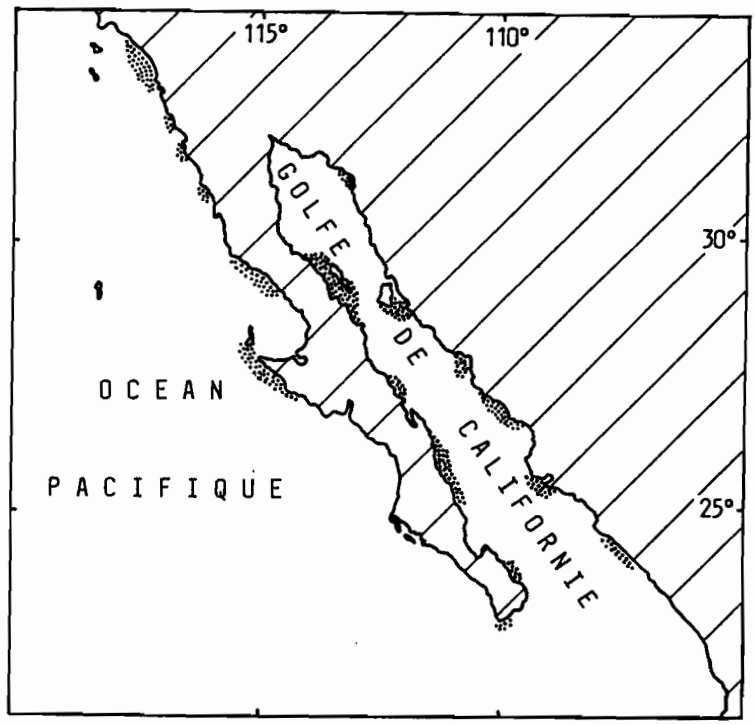


Fig. A2.5.- Principales zones caractérisées par des phénomènes de résurgence, ou "upwelling", sur la côte nord-occidentale du Mexique, selon diverses sources (Dawson, 1945, 1951 ; Valentine, 1955 ; Roden & Groves, 1959 ; Van Andel, 1964).

nord, qui peuvent souffler avec force durant des périodes de plusieurs jours consécutifs, provoquent un courant qui déplace les eaux superficielles du golfe vers le Pacifique. Un contre-courant de profondeur s'installe alors entre le Pacifique et le golfe. Dans le même temps, les eaux superficielles légèrement plus salées du nord du golfe sont refroidies et se déplacent vers les bassins profonds de la partie méridionale du golfe ; ces derniers mouvements d'eaux froides et salées se font surtout le long de la côte orientale de Basse Californie (Byrne & Emery, 1960). A ces déplacements d'eaux liés à des phénomènes météorologiques, s'ajoutent les effets de violents courants de marées, surtout dans la moitié septentrionale du golfe (Bray, 1983, 1985).

A l'entrée du golfe, les courants superficiels sont de directions variables (fig. A2.8), mais souvent orientés vers le sud et le sud-est en hiver ; leur vitesse moyenne est de l'ordre de 0,10 m/s (U.S. Hydrogr. Off., 1947 ; Roden, 1964 ; Wyrtki, 1965). En été, les courants de surface sont fréquents le long des côtes sud-orientales du golfe ; ces courants orientés vers le nord-ouest sont induits par les vents dominants estivaux du sud-est, et ont une vitesse moyenne de 0,05 à 0,20 m/s.

Dans le golfe, les courants de marées ont une intensité variable (Merrifield et al., 1985). Ils sont particulièrement forts dans les détroits séparant les îles du centre du golfe (îles Tiburon, Angel de la Guarda, San Esteban, San Lorenzo, etc.), ou entre ces îles et la côte orientale de la péninsule. En période de vives eaux, et dans certaines conditions météorologiques, ces courants atteignent localement des vitesses de 3 m/s (U.S. Navy Hydrogr. Off., 1951 ; Hubbs & Roden, 1964 ; Hendershott & Badan-Dangon, 1984 ; Alvarez et al., 1984). Dans l'estuaire du rio Colorado, les courants de marées actuels sont de l'ordre de 1,5 à 2 m/s (Gorsline, 1967a ; Thompson, 1969) ; lorsque le fleuve n'était pas contrôlé et s'écoulait librement dans le golfe, le mascaret accompagnant les marées de vives eaux pouvait atteindre 3 m de haut et se déplaçait à des vitesses de 3 à 4 m/s (Gordon, 1924 ; Sykes, 1937a ; Lawson, 1950).

Sur la côte pacifique de Basse Californie, les principaux courants de surface, liés au Courant de Californie, sont dirigés vers le sud durant la majeure partie de l'année (fig. A2.6, A2.8) (Christensen & Rodriguez, 1978, 1979). Leur vitesse moyenne est de 0,25 à 0,50 m/s (U.S. Navy Hydrogr. Off., 1951). Au large, à des profondeurs supérieures à 200 m, s'installent des contre-courants dirigés vers le nord (Sverdrup et al., 1942). La configuration et l'orientation de certaines zones côtières jouent un rôle essentiel dans la direction des courants littoraux locaux. Ainsi, la baie de Vizcaino est caractérisée par des mouvements giratoires des eaux superficielles, liés à la fois aux vents du nord-ouest et aux courants associés, et à la morphologie générale de la côte ; de plus, il semble que les eaux surchauffées, en été, des lagunes du sud-est de la baie (lagunes Ojo de Liebre, Guerrero Negro, et Manuela) participent à ce système de circulation en se déplaçant vers l'ouest et le nord-ouest (Dawson, 1952 ; Emery et al., 1957).

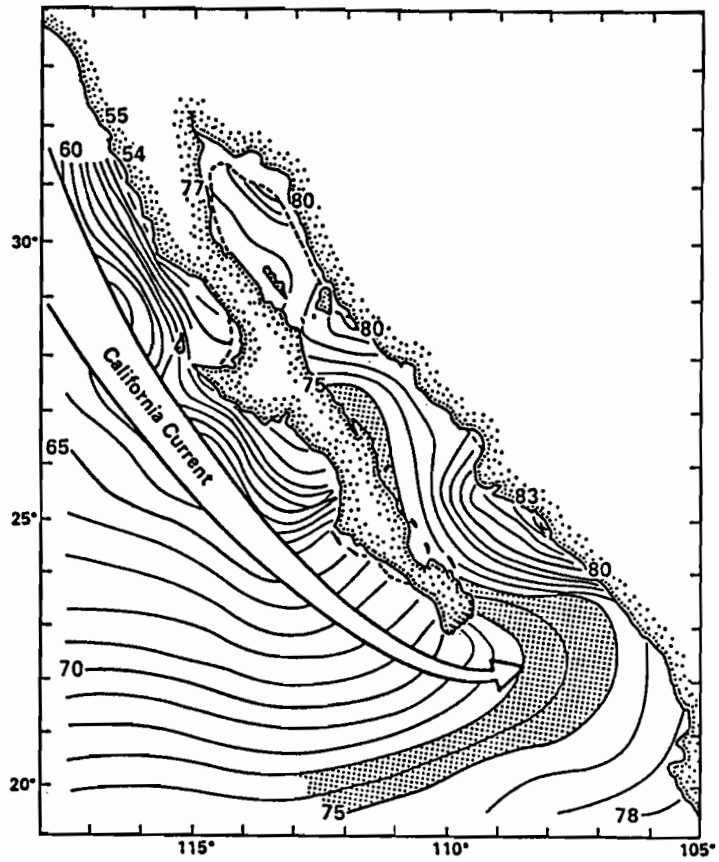


Fig. A2.6.- Le Courant de Californie longeant la côte occidentale de Basse Californie et le front océanique qu'il provoque à l'entrée du Golfe de Californie (Molina Cruz, 1982). Les valeurs indiquées correspondent aux températures moyennes de juillet, à 30 m de profondeur, en degrés fahrenheit (d'après Robinson, 1973).

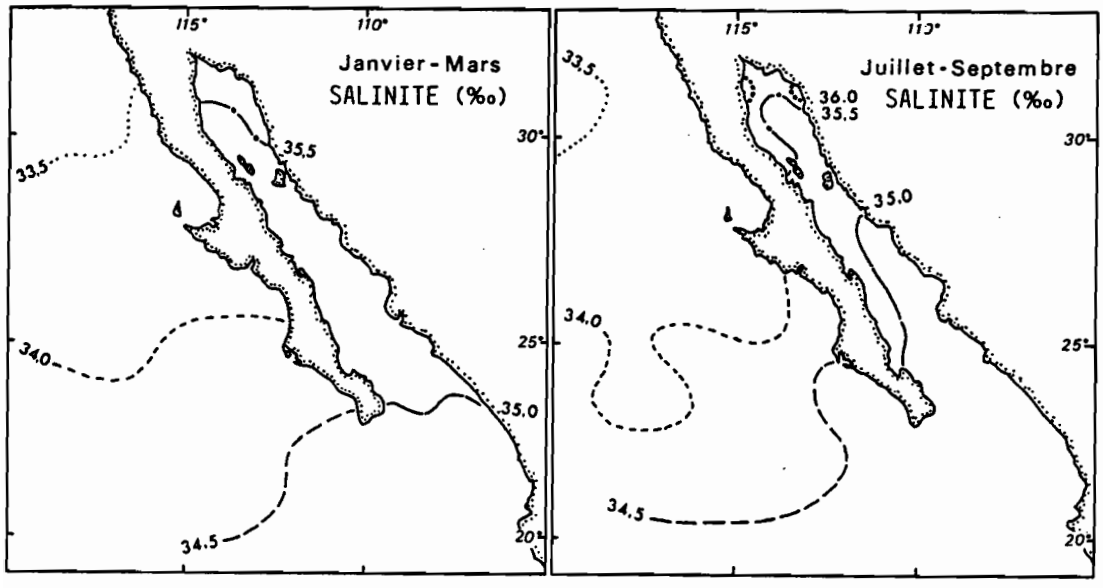


Fig. A2.7.- Salinité moyenne, d'hiver et d'été, à une profondeur de 10 m, des eaux baignant le nord-ouest mexicain (modifié d'après Roden, 1964 et Barkley, 1968).

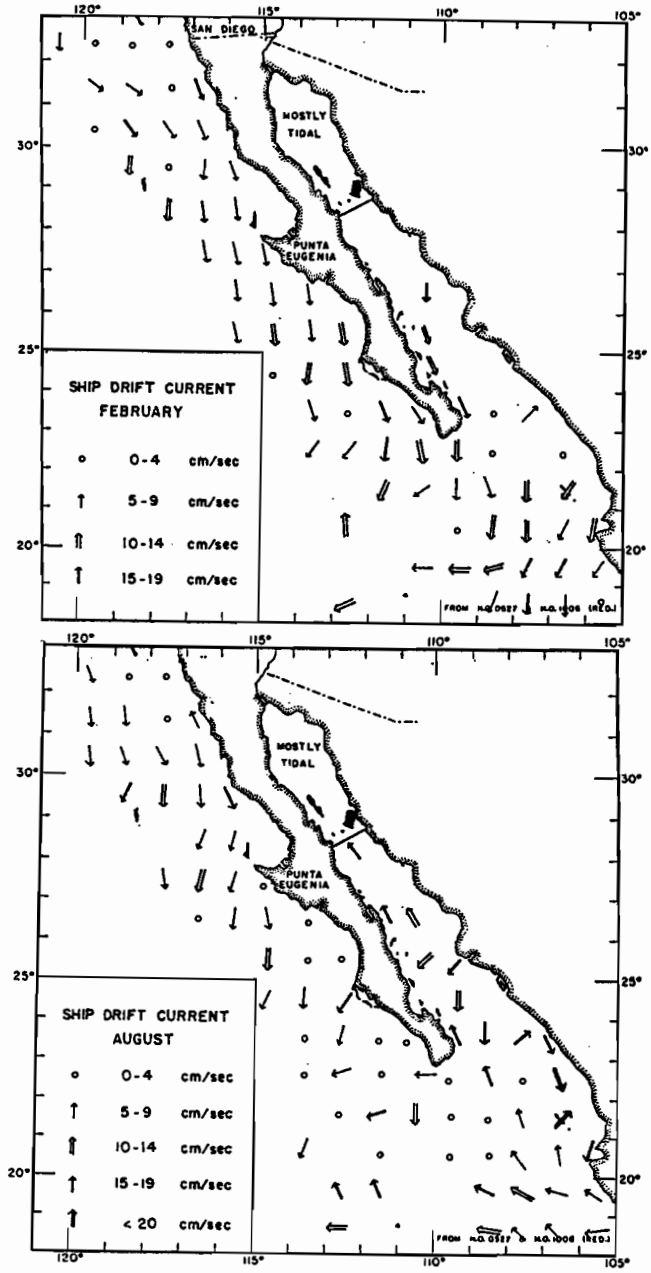


Fig. A2.8.- Courants superficiels dans le Golfe de Californie et au large de Basse Californie, en février et en août (d'après U.S. Hydrogr. Off., 1947, in Roden, 1964).

En dehors du centre et du sud de la façade pacifique de la péninsule, les courants de marées ne sont généralement pas très importants ; on signalera toutefois les courants de marée dépassant parfois 1 m/s observés dans le détroit séparant l'île Cedros et la pointe de la péninsule de Vizcaino (Punta Eugenia) (Emery et al., 1957).

A2.2.4. Les marées

L'existence de fortes marées dans l'extrême nord du Golfe de Californie, à l'embouchure du rio Colorado, est connue depuis le XVIe siècle, à l'époque des premiers explorateurs (voyages de de Ulloa, et Preciado en 1540). Pourtant, jusqu'aux années 1960, les seules stations marégraphiques installées dans le golfe étaient celles de La Paz, Guaymas et Puerto Peñasco. Ce n'est que lors des vingt dernières années que d'autres stations ont été installées par la Secretaria de Marina (en relation avec l'Instituto de Geofisica U.N.A.M. et le C.I.C.E.S.E.), et que les océanographes se sont intéressés de plus près à cette région (Roden, 1964 ; Matthews et al., 1967 ; Matthews, 1968, 1969 ; Thompson, 1970 ; Filloux, 1973a, 1973b ; Stocks, 1976 ; Quiros et al., 1983 ; Fu & Holt, 1984).

Dans le système du Golfe de Californie, l'amplitude des marées augmente faiblement et progressivement du sud vers le centre, puis de façon beaucoup plus rapide, vers l'extrémité septentrionale du golfe (fig. A2.9 et A2.10). Le décalage horaire des marées est d'environ 6 heures entre le fond et l'entrée du golfe, de sorte que, au même instant, la marée est haute à Cabo San Lucas, et basse à Puerto Peñasco.

A l'extérieur du Golfe de Californie, sur la côte pacifique de la péninsule et au sud-est du golfe, les marées sont de type mixte, à prédominance semi-diurne (fig. A2.11). Dans la région centrale du golfe, à la latitude de Santa Rosalia et de Guaymas, les marées sont essentiellement de type diurne. Dans le nord du golfe, on retrouve un type mixte semi-diurne.

L'amplitude des constantes semi-diurnes M_2 et S_2 diminue progressivement depuis l'entrée du golfe jusque vers Guaymas, puis augmente vers le nord (tabl. A2.1). Ainsi, l'amplitude de la composante lunaire M_2 passe de 25 cm à la latitude de La Paz, à 13 cm à Guaymas, puis à 160 cm dans l'extrémité nord du golfe (fig. A2.12 ; Filloux, 1973b). En revanche les amplitudes, comme les phases, des composantes diurnes K_1 et O_1, ne varient que peu dans l'ensemble du golfe (tabl. A2.1).

A la différence de la mer Adriatique et de la Mer Rouge, qui l'une et l'autre présentent des similitudes océanographiques avec le Golfe de Californie, il n'existe pas, dans ce dernier, de point amphidromique pour l'onde semi-diurne. Cette particularité est probablement liée à une forte dissipation d'énergie (supérieure à 70 %) dans la zone peu profonde du nord du golfe (Hendershott & Speranza, 1971).

La fig. A2.10 présente les marnages moyens et de vives eaux relevés dans les stations marégraphiques du

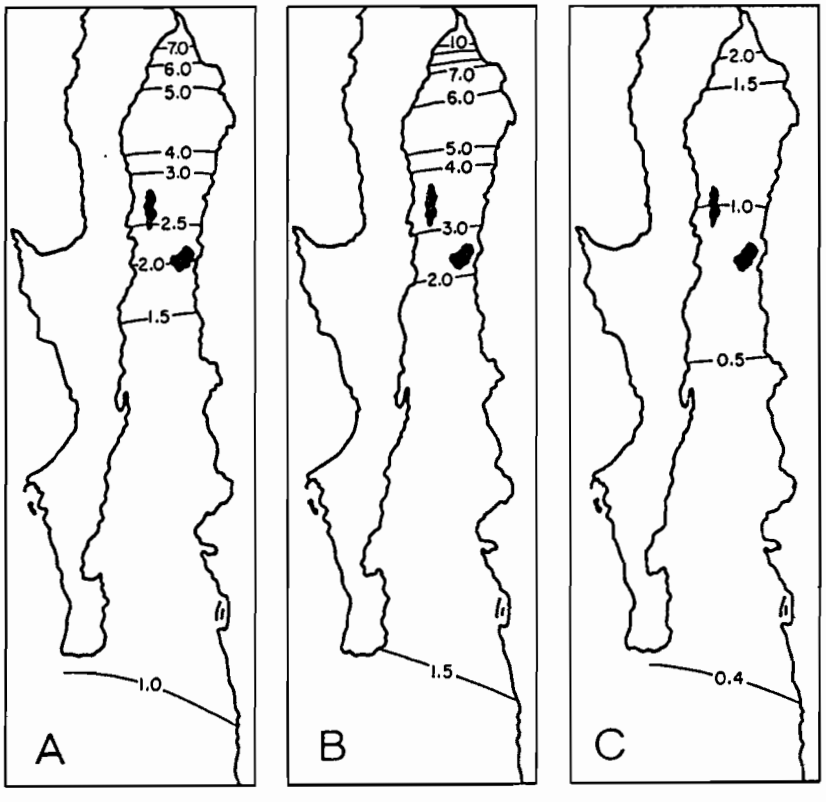


Fig. A2.9.- Variations du marnage dans le Golfe de Californie : marnage moyen (A), en période de vives eaux (B) et en période de mortes eaux (C), en mètres (Roden, 1964).

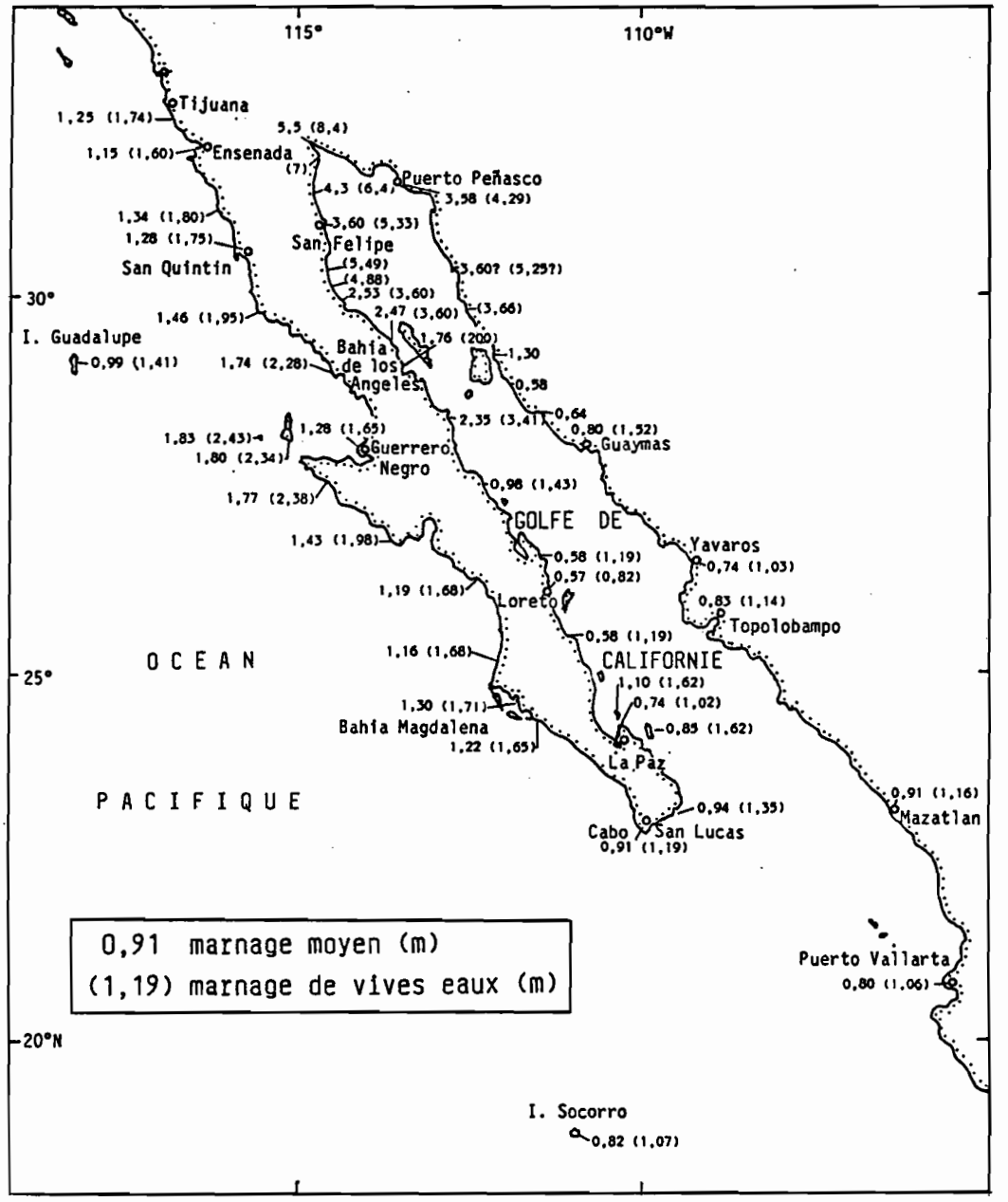


Fig. A2.10.- Marnages moyens et de vives eaux, relevés dans les stations marégraphiques du nord-ouest mexicain, selon diverses sources (U.S. Navy Hydrogr. Off., 1951 ; Nichols, 1965 ; Thompson, 1968 ; Matthews, 1969 ; Wright et al., 1973 ; Lewis & Ebeling, 1973 ; Secret. Marina, 1978 ; Inst. Geofis. UNAM, 1978 ; Lancin, 1979).

Localité	M_2		S_2		K_1		O_1		$\frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$	Réf.
	H (cm) Amplitude	K (°) Phase	H (cm)	K (°)	H (cm)	K (°)	H (cm)	K (°)		
San Diego 32°43'N, 117°10'W	55,3	276	22,3	273	33,6	94	21,2	79	0,71	(1)
San Juanico 26°15'N, 112°28'W	52,4	246	31,1	252	12,5	93	8,8	55	0,26	(1)
Bahia Magdalena 24°38'N, 112°09'W	48,5	244	30,8	253	24,1	71	17,1	77	0,52	(2) (6)
Mazatlan 23°11'N, 106°25'W	32,8	265	22,6	254	19,6	72	13,8	75	0,60	(2) (6)
Topolobampo 25°36'N, 109°02'W	30	298	21	294	26	88	17	83	0,84	(4)
La Paz 24°10'N, 110°20'W	24	274	18	272	25	84	17	81	1,00	(4)
Loreto 25°23'N, 111°20'W	14,5		13,9		30,1		20,1		1,7	(5)
Santa Rosalia 27°20'N, 112°15'W	7,2		6,0		31,8		21,9		4,07	(5)
Guaymas 27°55'N, 110°54'W	14 13,0	295	11 10,4	276	27 30,6	71	19 21,6	58	1,84 2,23	(2) (5)
Puertecitos 30°25'N, 114°45'W	115.0		37,8		42,5		28,6		0.47	(5)
Puerto Peñasco 31°15'N, 113°39'W	157,1 154,6	58,6	94,3 89,4	59	42,5 46,1	78,6	27,4 30,1	75,2	0,27 0,31	(3) (5)
Golfo de Sta Clara 31°41'N, 114°30,W	163,4		91,8		45,0		27,6		0,28	(5)

Références : (1) Defant 1961
(2) Roden 1964
(3) Matthews 1968
(4) Matthews 1969
(5) Filloux 1973
(6) Lisitzin 1974

Tabl. A2.1 - Constantes harmoniques des principales composantes des marées dans quelques localités du nord-ouest mexicain (Golfe de Californie et côte pacifique de Basse Californie), selon divers auteurs.

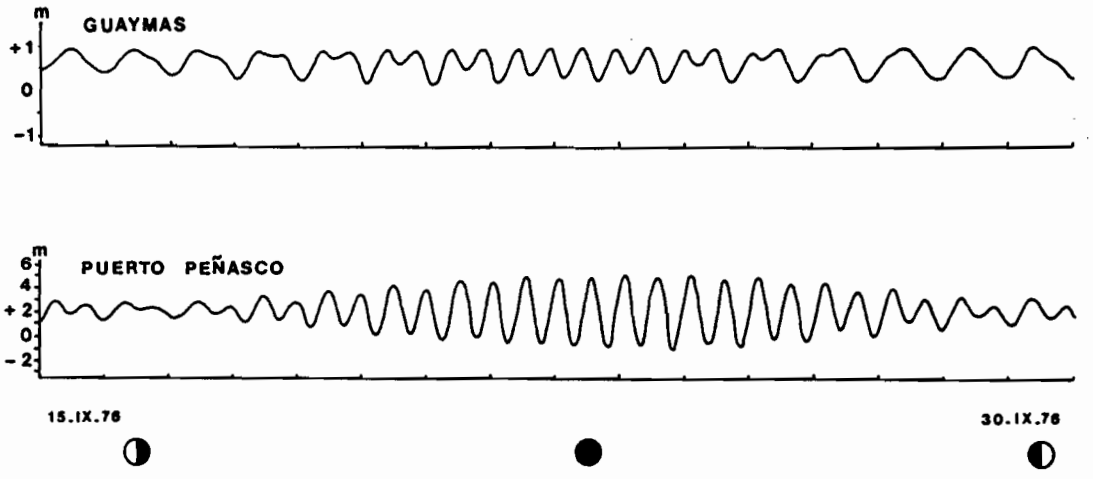


Fig. A2.11.- Courbes de marées de Guaymas et Puerto Peñasco durant les deux semaines précédant, et suivant la syzygie de l'équinoxe d'automne (23.9.1976) (d'après Calendrier des marées, Inst. Geofis. UNAM, 1976).

Noter la différence d'échelle verticale. Observer le caractère diurne des marées à Guaymas, et semi-diurne à Puerto Peñasco.

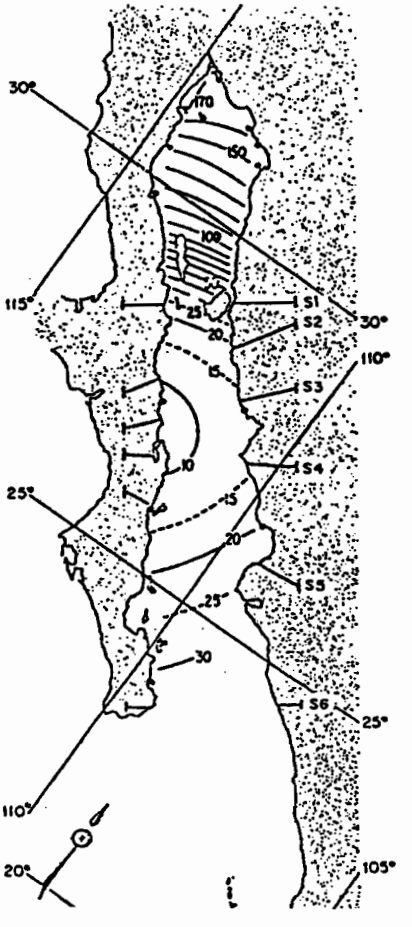


Fig. A2.12.- Lignes cotidales de l'onde semi-diurne M2 (composante lunaire principale), en cm, dans le Golfe de Californie (Filloux, 1973b).

nord-ouest mexicain.

A2.2.5. Les variations historiques du niveau moyen de la mer

A2.2.5.1. Les variations saisonnières

Dans la région du Golfe de Californie, le niveau moyen de la mer (NMM) s'abaisse légèrement entre février et avril, et se trouve plus élevé entre juillet et septembre. L'amplitude maximale des variations mensuelles du niveau marin est de l'ordre de 16 cm dans le sud du golfe, de 13 cm à Bahia Magdalena, et de 7 cm à San Diego, alors qu'elle n'est que de 3 cm à l'île Socorro (au sud-ouest de l'entrée du golfe) (Lisitzin & Patullo, 1961 ; Roden, 1964).

Selon certains auteurs, une part importante des variations mensuelles du niveau marin moyen est attribuable aux variations de densité de l'eau, donc, aux changements saisonniers de température et de salinité (Patullo et al., 1955). Cette relation entre le niveau moyen de la mer et les variations des paramètres physico-chimiques de l'eau de mer se vérifie particulièrement aux latitudes basses et moyennes. Selon Roden (1964), les modifications de température et de salinité affectant la tranche d'eau des premiers 500 m, dans cette région, seraient suffisantes pour rendre compte d'une variation saisonnière de 16 cm du niveau moyen de la mer.

Dans une étude globale des variations saisonnières du NMM dans l'Océan Pacifique, Lisitzin et Patullo (1961) remarquèrent que la région de l'entrée du Golfe de Californie présentait de fortes anomalies ; selon ces auteurs, l'effet combiné des variations de densité de l'eau, des variations de pression atmosphérique, et de l'influence des vents locaux saisonniers ne serait pas suffisant pour expliquer l'amplitude des variations observées (Lisitzin, 1974).

A2.2.5.2. Les variations non saisonnières

La fig. A2.13 présente, pour plusieurs stations de cette région, les courbes de variations mensuelles du niveau moyen de la mer, après soustraction des composantes saisonnières (Roden, 1964). Ces oscillations, dont l'origine est donc supposée être autre que saisonnière, ont une amplitude moyenne de 7 cm, comparable à celle qui est observée sur l'ensemble des côtes pacifiques du Mexique. La durée moyenne des oscillations est de plusieurs mois. Pour une partie d'entre elles au moins, il semble que ces anomalies sont liées à des variations exceptionnelles de température (Roden, 1964).

Sur la côte pacifique des Etats-Unis, des variations négatives du niveau de la mer de durée plurimensuelle, se produisent lorsque se conjuguent les effets d'une pression atmosphérique particulièrement élevée, des vents du nord violents et une température inférieure à la moyenne saisonnière (Roden, 1960, 1966 ; Chelton & Davis, 1979 ; Emery & Aubrey, 1985).

Une étude récente des anomalies du niveau marin, de nature non saisonnière, portant sur le sud du Mexique, le Golfe de Californie, et la côte méridionale de Californie

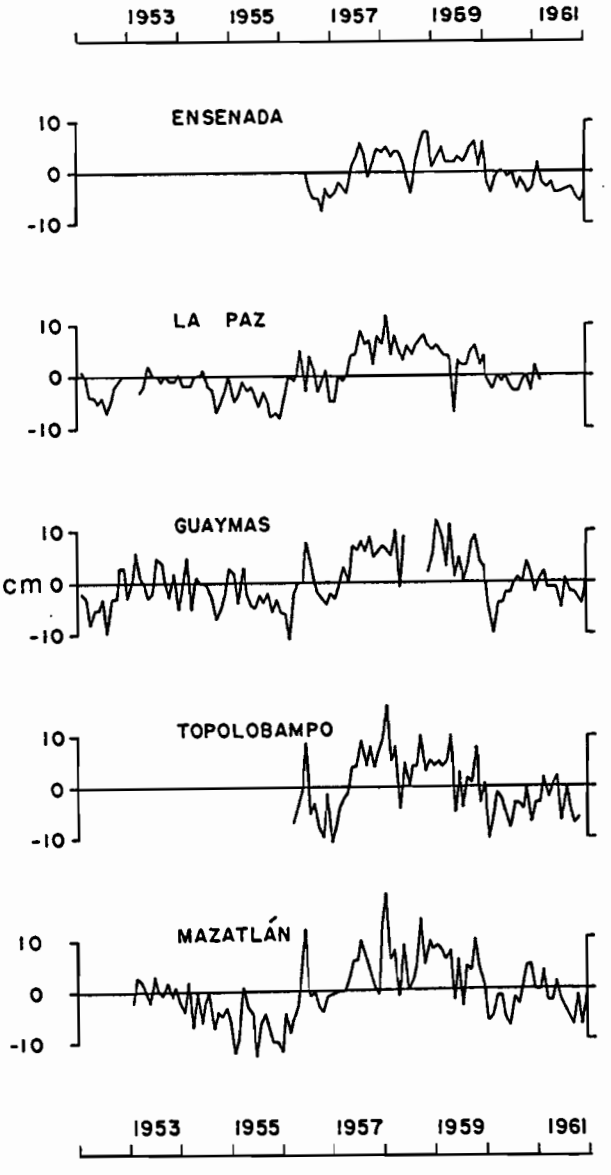


Fig. A2.13.- Variations du niveau marin moyen mensuel (en centimètres) dans la région du Golfe de Californie, entre 1952 et 1961, après soustraction des composantes saisonnières (Roden, 1964).

(fig. A2.14) tend à montrer que 52 % des variations interannuelles peuvent être expliquées par le régime de circulation équatoriale, qui, lui-même, est lié au phénomène de El Niño (Baumgartner & Christensen, 1985).

> Le phénomène de El Niño. affecte une grande partie du Pacifique oriental, et notamment de la zone intertropicale (McCreary, 1976, 1978 ; Enfield & Allen, 1980 ; Chelton & Davis, 1982). A la latitude du Golfe de Californie, ce phénomène se traduit par une montée du niveau marin (10-15 cm), une augmentation des températures (2°C) et l'introduction dans le golfe, d'eau peu dense du Courant de Costa Rica (Wyrtki, 1977 ; Chelton & Davis, 1979 ; Pullen et al., 1983 ; Robles & Christensen, 1983 ; Ruben Lara et al., 1985 ; Cayan et al., 1985 ; Emery & Aubrey, 1985 ; Baumgartner & Christensen, 1985). Les enregistrements les plus nets de ce phénomène, sur les côtes pacifiques d'Amérique du Nord, datent de 1941, 1957-58 et 1982-83 (fig. A2.14).

Faute de chroniques marégraphiques suffisamment longues, les variations séculaires du niveau marin ne peuvent être déterminées dans la région du Golfe de Californie (Lutjeharms & Alheit, 1982).

A San Diego, on dispose de marégrammes presque ininterrompus, depuis 1906 ; dans cette localité, comme sur le reste de la côte occidentale des Etats-Unis, la tendance générale du niveau moyen de la mer est au soulèvement relatif (fig. A2.15). A l'encontre de ce qui est observé à San Francisco et à Seattle (diminution du taux de soulèvement relatif au cours des dernières décennies), le relèvement du niveau moyen de la mer s'est fait de manière sinusoidale à San Diego (Roden, 1966 ; Castle & Elliott, 1982). L'interprétation de ces variations dites séculaires fait intervenir plusieurs facteurs. Une partie de ces variations témoigne certainement de mouvements tectoniques actuels de la côte californienne (Emery & Aubrey 1985).

Par ailleurs, se pose le problème de l'existence d'un mouvement eustatique du niveau de la mer. De nombreux auteurs ont cru pouvoir mettre en évidence un relèvement "mondial" du NMM, généralement évalué à 1,0 ou 1,2 mm/an (Gutenberg, 1941 ; Kuenen, 1950 ; Lisitzin, 1958, 1974 ; Wexler, 1961 ; Fairbridge, 1961 ; Fairbridge & Krebs 1962 ; Emery, 1980 ; Etkins & Epstein, 1982 ; Gornitz et al., 1982 ; Barnett, 1982, 1983 ; Nakiboglu et al., 1985). Si l'on accepte cette interprétation, on peut être amené à décomposer le taux de relèvement du niveau moyen de la mer de 1,4 mm/an détecté à San Diego (Marmer, 1949 ; Hicks, 1972) de la façon suivante : 1 mm, ou un peu plus, pour la variation eustatique, et 0,2 à 0,4 mm pour une subsidence de la zone littorale. Selon une autre interprétation, la remontée apparente du niveau moyen de la mer à San Diego, s'élèverait à 1,6 mm/an (Hicks & Crosby, 1974, 1975) et serait représentative de la seule composante eustatique (Castle & Vanicek, 1980).

Mais le concept de soulèvement eustatique du NMM est remis en cause par certains chercheurs. Une analyse des enregistrements de près de 1 200 stations marégraphiques

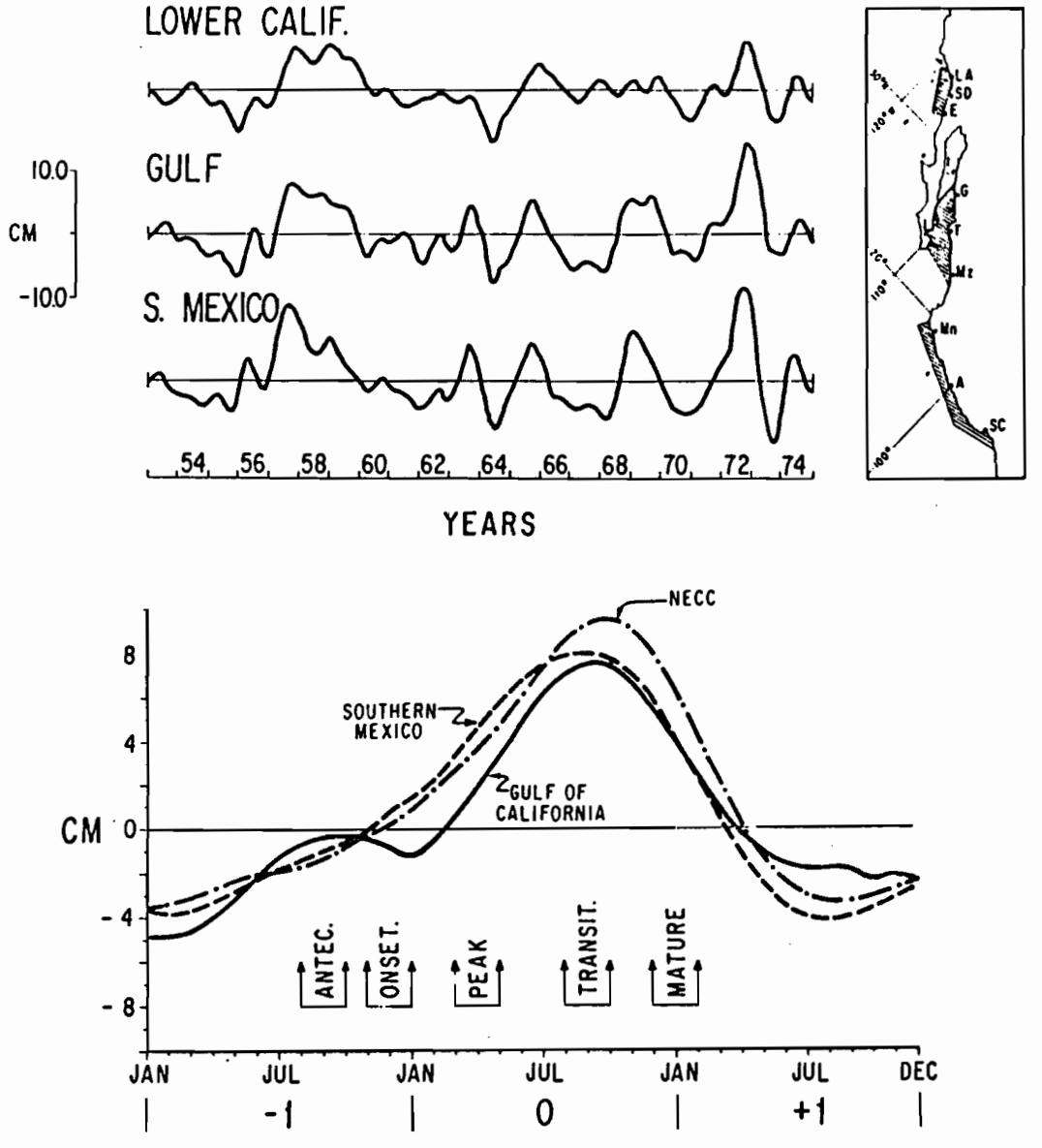


Fig. A2.14.- Anomalies du niveau marin (1953-1974) et le phénomène de El Niño (Baumgartner & Christensen, 1985).

A : Comparaison des anomalies mensuelles du niveau marin de trois tronçons de la côte sud-occidentale d'Amérique du Nord, le sud du Mexique (Manzanillo, Acapulco et Salina Cruz), le Golfe de Californie (Mazatlan, Topolobampo, Guaymas et La Paz), et la région de San Diego (comprenant également Ensenada et Los Angeles).

B : Couplage des composantes des anomalies du niveau marin dans le sud du Mexique et dans le Golfe de Californie, et de celles du contre-courant nord-équatorial (NECC), lors des épisodes de El Niño des années 1957-58, 1963, 1965, 1968-69 et 1972.

Le zéro, en abscisse, figure l'année de El Niño ; -1 et +1 représentent, respectivement, l'année antérieure et l'année suivante. Les indications "Antec." (antécédent), "Onset" (début), "Peak" (pointe maximale), "Transit." (phase transitoire) et "Mature" (état de maturité) désignent les principales phases de développement du phénomène de El Niño, selon Rasmusson et Carpenter (1982).

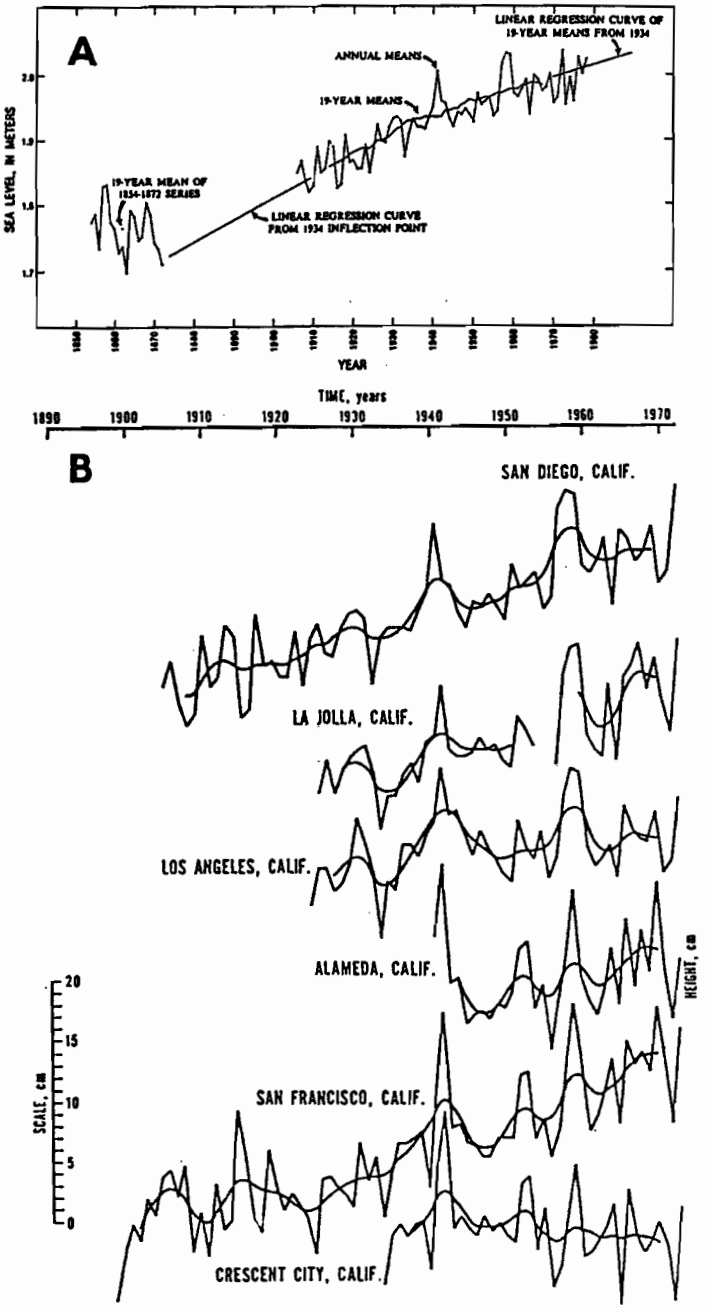


Fig. A2.15.- Variations séculaires du niveau marin en Californie.

A : à San Diego (Castle & Elliott, 1982) ; B : dans diverses stations marégraphiques (modifié, d'après Hicks & Crosby, 1974).

(Permanent Service for Sea Level) montre que l'observation d'une éventuelle remontée du niveau marin d'environ 1 mm/an ne repose que sur des données qui proviennent à 90 % de l'hémisphère nord, au nord du Tropique du Cancer (Pirazzoli, 1984 ; Barnett, 1984a, 1984b). Par ailleurs, il semble que les effets des mouvements crustaux verticaux liés à la dernière déglaciation (qui se poursuivent actuellement du fait des propriétés rhéologiques du manteau, Peltier et al., 1978 ; Peltier, 1982) sont difficiles à séparer de ceux d'une éventuelle remontée du niveau des océans, particulièrement dans l'hémisphère nord (Advisory Comm. on Tides and Mean Sea Level, 1985 ; Aubrey & Emery, 1986).

En définitive, il paraît prématuré de prétendre mesurer des mouvements verticaux régionaux à partir de variations séculaires du niveau marin, tant que la composante "eustatique" ne peut être déterminée par des méthodes indépendantes.

Annexe A3

STRATIGRAPHIE DU CENOZOIQUE DANS L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU GOLFE DE CALIFORNIE

(Elements bibliographiques)

A3.1. INTRODUCTION

A3.2. LA REGION DE SALTON

- A3.2.1. Les formations cénozoïques antérieures à la formation Imperial
- A3.2.2. La formation Imperial
- A3.2.3. La formation Palm Spring et ses équivalents latéraux
- A3.2.4. Les formations pléistocènes postérieures à la formation Palm Spring

A3.3. LA REGION DE YUMA-SAN LUIS RIO COLORADO

A3.4. LA REGION DE SAN FELIPE

- A3.4.1. La formation Llano del Moreno
- A3.4.2. Les dépôts pliocènes marins

Annexe 3

STRATIGRAPHIE DU CENOZOIQUE DANS L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU GOLFE DE CALIFORNIE
(Eléments bibliographiques)

A3.1. INTRODUCTION

Le cadre structural de delta du rio Colorado a été favorable à l'accumulation d'épaisses séquences sédimentaires à la fin du Cénozoïque. Dans le bassin de Salton, une série de déformations a provoqué des exhaussements de ces séquences qui facilitent ainsi l'étude stratigraphique. Dans la partie méridionale du delta, la connaissance que l'on a des dépôts sédimentaires du Cenozoïque supérieur est fondée sur des données de sondages profonds et sur quelques affleurements de la région de San Felipe.

A3.2. LA REGION DE SALTON

A3.2.1. Les formations cénozoïques antérieures à la Formation Imperial.

La formation Anza, qui n'était considérée que comme un membre inférieur de la formation Split Mountain (Dibblee, 1954), a été redéfinie en tant que formation, par Woodard (1974). Dans sa localité type de Split Mountain Gorge, cette formation est composée de 540 m de grès et conglomérats et repose sur le socle métamorphique ou granitique. Une date K/Ar de 18 M.a. a été obtenue sur des laves interstratifiées dans cette formation (Gastil et al., 1979).

L'Andésite Alverson, reconnue par Dibblee (1954), constitue, en partie, un équivalent latéral de la formation Anza qui contient des galets de cette andésite, mais elle est, également, en partie, postérieure à la formation Anza proprement-dite (Woodard, 1974). Cette formation, de 120 m de puissance maximale dans les Fish Creek Mountains, a été datée de 13 M.a. (Sylvester & Smith, 1976) et de 16 $\pm$1,0 M.a. (Eberly & Stanley, 1978).

La formation Split Mountain est la principale série sédimentaire sous-jacente à la formation Impérial. Elle a été définie par Tarbet et Holman (1944) et par Tarbet (1951). Cette formation comprend quatre membres distincts (Woodard, 1961, 1974), successivement : un conglomérat continental, le Gypse Fish Creek, un grès marin et, enfin, un autre conglomérat continental. L'ensemble de la formation mesure environ 270 m dans la localité de Fish Creek. La microfaune du grès marin a d'abord été attribuée au Miocène (Tarbet & Holman, 1944), puis au Pliocène inférieur (Durham & Allison, 1960 ; Warren in Gastil et al.,

1979). Ce dépôt marque la première incursion marine cénozoïque dans cette région septentrionale du "protogolfe" de Californie.

A3.2.2. La formation Imperial.

La formation Impérial fut reconnue, près des Coyote Mountains, par Hanna (1926a) et a été définie par Woodring (1931). Elle affleure essentiellement dans la partie occidentale de la depression de Salton et jusqu'au nord de la vallée Coachella (Col de San Gorgonio). Les affleurements les mieux préservés et les plus épais sont situés dans les Vallecito Mountains et Fish Creek Mountains, où l'on observe plus de 1300 m de grès et argiles. La formation Imperial repose, en particulier dans le Fish Creek Wash, sur la formation Split Mountain.

La formation Imperial a été divisée en trois membres par Tarbet (1951) :

- à la base, des grès massifs à débris d'invertebrés marins (60 m) ;
- au centre, une alternance de grès fins et de lutites, à faune littorale bien préservée dans les niveaux argileux (Tagelus sp., Nuculana sp. et Dentalium sp.) (750 m) ;
- enfin, au sommet, une série supérieure contenant des calcaires construits, des calcarénites et des alternances de grès et de lutites (390 m).

Des études micropaléontologiques ont permis de préciser l'évolution paléoécologique et paléogéographique de cette région au cours la sédimentation de cette formation (Stump & Stump, 1972 ; Ingle, 1974). La base de la formation Imperial, dans la région de Fish Creek, présente une microfaune benthique suggérant une profondeur minimale de 100 m. A environ 200 m de la base de la formation, la composition des microfaunes benthique et planctonique indique, d'une part, que la profondeur était réduite à quelques dizaines de mètres et, d'autre part, que les eaux marines étaient aussi chaudes qu'actuellement dans le nord du golfe. Le reste de la série sédimentaire, soit près de 1100 m, correspond à des environnements littoraux très peu profonds.

Le contact entre le toit de la formation Imperial et la formation Palm Spring, dont le faciès est presque exclusivement continental, est progressif. Sur les bords du bassin, la formation Imperial passe, également de façon progressive, à la formation Canebrake Conglomerate qui constitue un facies latéral de la formation Palm Spring (fig. A3.1).

La formation Imperial a des faciès comparables et se trouve être probablement contemporaine de la formation Bouse, qui s'est déposée dans la région du Colorado inférieur au nord de Yuma (Metzger, 1968 ; Buising, 1986). Un âge radiométrique de 5,47 M.a. a été attribué à la base de la formation Bouse (Damon et al., 1978), et un autre âge apparent minimum de 3.02 M.a. $\pm$1.15 a été obtenu sur un tuf volcanique interstratifié dans cette formation (Damon, in Metzger, 1968).

Selon une étude magnétostratigraphique et paléomagnétique d'une longue séquence (plus de 3000 m) ininterrompue

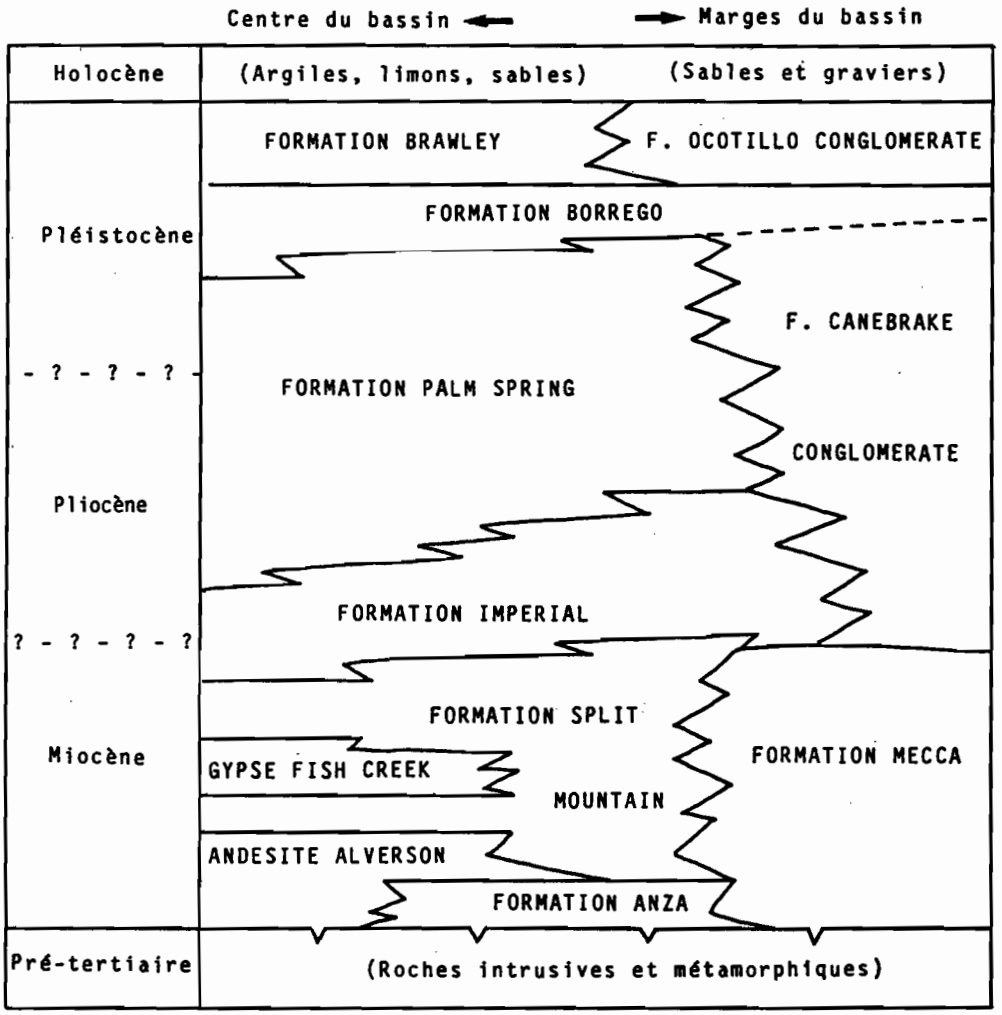


Fig. A3.1.- Synthèse stratigraphique des formations cénozoïques dans la dépression de Salton (sud-est de Californie), d'après Dibblee (1954), Merriam & Bandy (1965), Woodard (1974), et Crowell & Baca (1979).

Auteurs	Age attribué	Critères paléontologiques
Vaughan, 1917	Pliocène	Invertébrés
Dickerson, 1918	Miocène	Mollusques
Kew, 1920	Pliocène	Echinodermes
Woodring, 1931	Miocène inférieur	
Grant & Gale, 1931	Pliocène	Mollusques
Bramkamp, 1935	Miocène (moyen)	Mollusques
Tarbet & Holman, 1944 Tarbet, 1951	Miocène	Microfaunes
Durham in Weaver et al., 1944	(Mioc. sup.?) Pliocène	Invertébrés
Durham, 1950	Pliocène inférieur	Mollusques
Dibblee, 1954	Mioc. sup.(Pliocène ?)	
Allison, 1964	Calabrien (Pléistocène)	Echinodermes
Merriam & Bandy, 1965	(Mioc. sup.) Pliocène	
Downs & White, 1968 Woodard, 1974	Pliocène	Vertébrés
Bandy, 1968 in Lucchita, 1972	<6 ou 7 M.a.	Microfaune
Allison, 1969 in Lucchita, 1972	Plio-pléistocène	Invertébrés
Lucchita, 1972	Pliocène : p.p. < 10,6 M.a. et p.p. >3,3 M.a.	
Stump, 1970 Stump & Stump, 1972	Pliocène : zones planctoniques 19,20,21	Microfaune et mollusques
Ingle, 1973b, 1974	Pliocène	Microfaune
Opdyke et al., 1977 Johnson et al., 1983	Pliocène inférieur (4,3 - 4,0 M.a.)	Vertébrés (et magnétostratigraphie)

Tabl. A 3.1.- Interprétations chronostratigraphiques de la formation Imperial, dans l'extrême sud-est de la Californie, selon différents auteurs.

[p.p. : pro parte]

de sédiments du bassin de Vallecito-Fish Creek, la base de la formation Imperial daterait de 4,3 M.a. (Opdyke et al., 1977 ; Johnson et al., 1983).

En fait, la position chronostratigraphique de cette formation Imperial a donné lieu a de nombreuses controverses depuis la début du siècle, comme le résume le tabl. A3.1 . A présent, l'âge pliocène de la formation est communément accepté.

A3.2.3. La formation Palm Spring et ses équivalents latéraux.

Définie par Woodring (1931), la formation Palm Spring désigne la série de grès, lutites et conglomérats continentaux qui reposent sur la formation Imperial à l'ouest de l'Imperial Valley. Dans sa localité type de Carrizo Valley, cette formation a une puissance de 1 450 m, mais son épaisseur maximale est de l'ordre de 3 500-4 000 m entre les vallées de Fish Creek et Vallecito Creek (Johnson et al., 1983 ; Winker & Kidwell, 1986b).

Les vertebrés qui caractérisent cette formation correspondent aux faunes blanquiennes et irvingtoniennes des paléontologues américains (Downs & White, 1968 ; Opdyke et al., 1977). Des passées de sédiments laguno-marins, à faunes appauvries d'Ostrea vespertina, Anomia subcostata, et Aequipecten deserti, témoignent de la proximité du rivage durant une longue période (Pléistocène inférieur ?) (Downs & Woodard, 1961).

Une partie de la formation Palm Spring, dans le bassin de Fish Creek- Vallecito, correspond à près de 2500 m de sédiments fluvio-deltaïques du rio Colorado (4,0-2,8 M.a.) (Winker & Kidwell, 1985, 1986b).

Latéralement, vers l'ouest, la formation Palm Spring passe à la formation Canebrake Conglomerate. Cette dernière formation, définie par Dibblee (1954), regroupe tous les dépôts continentaux constituant des équivalents latéraux des formations Imperial et Palm Spring (Kerr et al., 1979) (tabl. A3.1). La puissance totale de la formation Canebrake Conglomerate varie dans de grandes proportions, de 0 à 2 700 m.

Vers le nord-est, la formation Palm Spring passe à la formation Mecca (Sylvester & Smith, 1976).

Une datation par traces de fission d'un tuff interstratifié (2,3 $\pm$0.4 M.a.) et une étude magnétostratigraphique de la formation Palm Spring, dans le bassin de Vallecito-Fish Creek, indiquent que la base et le sommet de la formation pourraient dater respectivemant de 4,0 et 0,9 M.a. (Johnson et al., 1983).

A3.2.4. Les formations pléistocènes postérieures à la formation Palm Spring.

Le nom de formation Borrego a été donné à une série de lutites à passées sableuses, contenant une faune lacustre, et qui surmonte (ou passe latéralement à) la formation Palm Spring (Tarbet & Holman, 1944 ; Wagoner, 1977). Cette formation atteint 1800 m dans la localité type, dans les Borrego Badlands.

La formation Brawley désigne une série de lutites

lacustres gris-clair, pouvant atteindre 600 m de puissance au sud de la mer de Salton (Dibblee, 1954). Cette formation est de faciès comparable à celui de la formation Borrego, mais elle est postérieure à cette dernière (Wagoner, 1980).

La formation Ocotillo Conglomerate, qui constitue un faciès latéral de la formation Brawley, est formée de sédiments grossiers de nature essentiellement métamorphique et granitique (Dibblee, 1954). Son épaisseur maximale reconnue est de 720 m.

Le sommet de la colonne stratigraphique, constitué de dépôts lacustres du lac Cahuilla (Mer de Salton), de cônes détritiques et d'alluvions, est d'âge Quaternaire supérieur (et de la fin du Pléistocène moyen ?). Les cordons littoraux lacustres déformés, antérieurs à celui de +12 m (Holocène, paragr. 2.2.4), qui bordent la dépression de Salton, n'ont pas encore pu être datés mais sont au moins en partie d'âge Pléistocène supérieur (Stanley, 1962, 1966 ; Thomas, 1963 ; Hubbs et al., 1963 ; 1965 ; Robison, 1966 ; Childers, 1977 ; Waters, 1980).

A3.3. LA REGION DE YUMA - SAN LUIS RIO COLORADO.

Dans la région de Yuma - San Luis Rio Colorado, la stratigraphie des formations cénozoïques est basée sur une série de forages d'exploration réalisés par des compagnies pétrolières ou pour des besoins hydrogéologiques. Les plus importants de ces forages sont le LCRP 29 de l'U.S. Geological Survey, le Musgrove 1 de la Yuma Valley Oil & Gas Co., le Federal 1 de Colorado Basin Associates Inc., et le Yuma Federal 1 de Exxon. Les trois premiers forages mentionnés sont situés dans les environs immédiats de Yuma. On rappellera brièvement la synthèse des principales données stratigraphiques de ces forages (Olmsted et al., 1973; Mattick et al., 1973). De haut en bas, les principales unités sont les suivantes :

- alluvions récentes (Pléistocène terminal-Holocène) (30 m) ;
- alluvions anciennes (Pléistocène inférieur-Pléistocène supérieur) (750 m) ;
- "zone de transition" (alternance d'alluvions et de lits marins) (50 m) ;
- formation Bouse (Pliocène) (max. 300 m) ;
- grès fins à intercalations de lutites, marins (Miocène ?) (300 m) ;
- dépôts volcaniques et continentaux (Miocène ?) ;
- socle cristallin.

Les dépôts marins les plus anciens, qui forment près de la moitié de la colonne stratigraphique dans les trois forages, contiennent des foraminifères et des mollusques ; bien que cette série ait été considérée d'âge miocène, P.B. Smith (1968) envisage de lui attribuer un âge pliocène, sur la base de la présence de Sphaeroidinella dehiscens (foraminifère planctonique).

La formation Bouse qui repose en discordance sur les sédiments marins antérieurs, comporte essentiellement des lutites et des grès fins, ainsi que, localement, à la base, des calcaires et conglomérats. Les milieux de sédimentation

sont de type laguno-marin ou marin, d'après les faunes de mollusques, foraminifères (P.B. Smith, 1968) et ostracodes. L'épaisseur de la formation augmente, depuis les Gila Mountains, du nord-est vers le sud-ouest (voir localisation fig. 2.1).

La "zone de transition" désigne la série de sédiments contenant des alluvions et des intercalations de lutites fossilifères marines, se trouvant entre, d'une part, la formation Bouse et, d'autre part, les alluvions anciennes des rivières Colorado et Gila. Cette série qui mesure quelques dizaines de mètres au nord-est de la région, disparait progressivement vers le sud-ouest.

Les alluvions anciennes dont la puissance atteint déja 750 m au sud-ouest de Yuma, s'épaississent vers San Luis Rio Colorado. Elles sont constituées de dépôts continentaux variés : alluvions des rivières Gila et Colorado, cônes alluviaux de petits arroyos locaux, dépôts de piémont, etc.. (Longwell, 1954). Les sédiments sont de granulométrie variable mais sont dominés par les sables bien classés provenant du Colorado.

Les alluvions récentes, que l'on peut observer en affleurement dans les vallées actuelles, débutent généralement par un conglomérat graveleux et sont surtout composées de sables et de limons. Elles correspondent au dernier cycle d'alluvionnement du fleuve et datent donc probablement de la fin du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène (paragr. 2.2.3).

Le forage d'exploration Exxon "Yuma Federal n°1", réalisé dans l'extrême sud-ouest de l'Arizona, juste au nord de la frontière de San Luis Rio Colorado, a fourni une coupe stratigraphique de 3 500 m (Eberly & Stanley, 1978) que l'on peut résumer de la façon suivante :

- 0-964 m : Alluvions du Colorado ;
- 964-1627 m : formation Bouse ;
- 1627-2115 m : Séquence marine (Miocène supérieur ?) ;
- 2115-2743 m : Séquence volcano-sédimentaire ;
- 2743-3488 m : Alternance de dépôts continentaux et de basaltes.

La séquence marine du Miocène supérieur (?) comporte un niveau de base conglomératique et, au dessus, des lutites et grès fins à foraminifères benthiques, des mollusques et échinodermes indicateurs d'un milieu littoral. Cette séquence est probablement contemporaine de la Formation Split Mountain.

Dans ce forage la formation Bouse ne débute pas, comme plus au nord dans la région de Parker-Blythe-Cibola (Metzger, 1968 ; P.B. Smith, 1970) et Yuma, par un calcaire de base mais directement par des argilites à fines passées de grès fins. La faune contient des foraminifères, ostracodes, charophytes, balanes et mollusques, ces derniers devenant de plus en plus abondants vers le sommet.

Les alluvions qui, dans ce forage, atteignent près d'un millier de mètres de puissance, sont d'âge Pliocène supérieur (?) et Pléistocène.

A3.4. LA REGION DE SAN FELIPE

A3.4.1. La formation Llano El Moreno

La séquence contenant peut-être les dépôts marins les plus anciens du Golfe de Californie, est située à 25 km WNW de San Felipe, au contact du Llano (=plaine) El Moreno et de la Sierra San Felipe. Cette séquence, qui a fait l'objet de plusieurs études paléontologiques et géologiques (Hertlein, 1968 ; Andersen, 1969, 1973 ; Mandra & Mandra, 1972 ; Ingle, 1974 ; Boehm & Ingle, 1981 ; Boehm, 1982, 1984), mesure 340 m de puissance et a été divisée en deux unités : la formation Salada (Pliocène supérieur) et la formation Llano el Moreno (Miocène supérieur - Pliocène inférieur) (Boehm, 1982, 1984).

La formation Llano El Moreno débute par le membre Diatomite de San Felipe, daté par la microfaune de 6,0-3,6 M.a. (Boehm, 1984), et qui, à ce jour, constitue l'unité marine la plus ancienne du "protogolfe" de Californie. Ces sédiments, de faciès profond, présentent de nombreuses analogies avec les laminites à diatomées quaternaires des bassins du sud du golfe. Le second membre de cette formation ("Boues consolidées du Cañon las Cuevitas", Boehm, 1982), marque une diminution progressive de la profondeur d'eau.

A3.4.2. Les dépôts pliocènes marins

Des grès et conglomérats marins et littoraux, peu fossilifères, reposent en discordance sur la formation Llano El Moreno. La faune, et notamment Encope tenuis et Ostrea heermanni, permet d'attribuer ces sédiments au Pliocène supérieur et de les corréler avec les formations Salada, Imperial, et San Diego (Hertlein, 1968 ; Andersen, 1969, 1973 ; Boehm, 1982, 1984).

Annexe A4

LE DELTA DU RIO COLORADO : RECONNAISSANCE DES PRINCIPAUX ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

A4.1. INTRODUCTION

- A4.1.1. Les apports du rio Colorado
- A4.1.2. Les deltas à marnage fort

A4.2. LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES ACTUELS

- A4.2.1. Travaux antérieurs
- A4.2.2. Le cône deltaïque
- A4.2.3. La plaine deltaïque
- A4.2.4. L'estuaire
- A4.2.5. Les platiers littoraux
- A4.2.6. La partie sous-marine du delta

A4.3. SEDIMENTOLOGIE ET PETROGRAPHIE DES DEPOTS LITTORAUX PLEISTOCENES DE LA BORDURE MERIDIONALE DE LA MESA DE SONORA

- A4.3.1. Introduction
- A4.3.2. Les sédiments meubles
- A4.3.3. Les sédiments consolidés
  - A4.3.3.1. Aspects généraux
  - A4.3.3.2. Evolution diagénétique des sédiments littoraux

Annexe 4

LE DELTA DU RIO COLORADO : RECONNAISSANCE DES PRINCIPAUX ENVIRONNNEMENTS SEDIMENTAIRES

A4.1. INTRODUCTION

A4.1.1. Les apports du rio Colorado

Le bassin de drainage du Colorado a une superficie d'environ 630.000 km^2. Malgré son étendue, ce bassin ne comporte que peu de zones humides, de sorte que le débit du fleuve apparait, toutes proportionns gardées, relativement faible. Avant l'aménagement du Colorado (paragr. 2.1.1), le débit moyen annuel était de 18.10^6 m^3 (Byrne & Emery, 1960). Durant les quinze années qui ont suivi la construction du Hoover Dam, le débit moyen annuel a été réduit à 8.10^6 m^3 (Byrne, 1957 ; Van Andel, 1964). Actuellement, le débit du Colorado à l'estuaire est devenu négligeable.

Avant 1935, la charge solide annuelle du Colorado était évaluée à 180.10^6 t (Gould, 1960). Après l'aménagement du fleuve, cette valeur serait tombée à 15.10^6 t (Byrne & Emery, 1960). En amont du delta, à la hauteur du lac Mead, les apports solides du fleuve sont composés à 45 % de sables, 27 % de limons et 28 % d'argiles (Gould, 1960). Dans le système naturel originel, les sédiments sableux étaient charriés sur le fond et avaient tendance à se déposer dans la partie élevée du delta, tandis que les sédiments en suspension (20% de sables très fins et 80 % de limons et argiles) parvenaient à l'estuaire, ou éventuellement se déposaient dans la plaine deltaïque (Fortier & Blaney, 1928 ; McKee, 1939 ; Thompson, 1968).

A4.1.2. Les deltas à marnage fort

Les principales classifications des deltas (Shirley & Ragsdale, 1966 ; Fisher et al., 1969 ; Galloway, 1975 ; Coleman & Wright, 1975) sont basées sur l'importance relative des influences des marées, des vagues et du fleuve lui-même. A la suite d'une étude multifactorielle portant sur 34 deltas modernes, Coleman et Wright (1975) définirent 6 types de deltas. Comme ceux du Gange, de l'Indus et de l'Ord (Australie), le delta du Colorado relève du type 2 de cette classification, qui est caractérisé par un marnage fort, une énergie des vagues faible, des courants littoraux généralement faibles et un bassin étroit.

Ainsi que le signalent Collinson et collaborateurs (1978), aucun delta, moderne ou ancien, du type auquel appartient celui du Colorado n'a fait l'objet de recherches approfondies en ce qui concerne les faciès pétrographiques et les séquences sédimentaires. Le seul exemple de séquence sédimentaire décrite, et de manière succinte, est celui des dépots récents de la rivière Ord (Coleman & Wright, 1975 ;

Wright, 1978).

Dans ce type de deltas, d'après Coleman & Wright (1975), l'influence des fortes marées se fait sentir aussi bien au niveau des environnements (types et répartition spatiale) que des structures sédimentaires à petite échelle. Ainsi, les platiers intertidaux et supralittoraux, et les chenaux de marée, sont-ils les environnements les plus caractéristiques, par opposition, par exemple, aux systèmes de levées des deltas digités (Mississipi), ou aux marais maritimes, lagunes et cordons littoraux fréquents dans les autres types de deltas. Dans la zone infralittorale, le marnage élevé provoque des courants de marée qui favorisent la sédimentation des particules les plus lourdes sous la forme de "rides de courants de marée" (Off, 1963), de dimension métrique et généralement orientées dans le prolongement de l'estuaire. Les structures sédimentaires typiques sont liées à l'action des marées, soit du fait de l'intensité et de l'alternance du sens des courants de flot et de jusant, soit à cause des variations des conditions hydrodynamiques qui existent entre les périodes de montée et de descente de la marée et les étales de pleines et de basses mers. Les lits où alternent des lamines de limons argileux et des sables à stratification entrecroisée, les structures de "flasers", et les remplissages de chenaux par des sédiments stratifiés sous l'influence de courants de même direction et de sens opposés, sont les caractères sédimentologiques les plus fréquents qui semblent distinguer les deltas à fort marnage des autres deltas.

A4.2. LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES ACTUELS

A4.2.1. Travaux antérieurs

Les premiers travaux concernant les environnements sédimentaires du delta du rio Colorado (Mac Dougal, 1906, 1907 ; Kniffen, 1932 ; Sykes 1926, 1937a, 1937b) ont été effectués dans une optique essentiellement géographique et géomorphologique. Les quelques études spécifiquement sédimentologiques réalisées ultérieurement portent sur la description des sédiments caractéristiques et de leurs relations mutuelles (Mc Kee, 1939 ; Gorsline, 1967a ; Thompson, 1965a, 1968) et sur des séquences sédimentaires holocènes des platiers littoraux (Thompson, 1965a, 1965b, 1968) et de la plaine deltaïque (Meckel, 1975).

On peut ajouter à cette liste succinte les travaux de Curtis (1966) sur la sédimentologie de la Laguna Salada, ceux de Van de Kamp (1973) sur la sédimentation lacustre holocène de la dépression de Salton et ceux de Stephen et Gorsline (1975) sur une construction deltaique de la New River dans la mer de Salton.

On passera rapidement en revue les principales caractéristiques sédimentologiques des différentes parties du delta telles qu'elles ressortent des études sus-mentionnées et d'observations personnelles.

A4.2.2. Le cône deltaïque

La structure générale du cône deltaïque est celle d'un cône de déjection alluvial, mais dont les sédiments sont tous de granulométrie fine (diamètre moyen des grains de l'ordre de 0,2 mm - Mc Kee, 1939). Par rapport aux autres parties du delta, la pente topographique du cône (0,8 m/km) est relativement élevée. La sédimentation s'y est faite principalement dans les bras secondaires et les diverticules du fleuve, où les courants étaient les moins forts, et pendant les périodes d'étiage. Actuellement, le cône deltaïque est inactif, et la sédimentation y est des plus réduites.

A4.2.3. La plaine deltaïque

La plaine deltaïque est formée de sédiments (limons essentiellement) plus fins que ceux du cône, et présente une pente topographique également plus faible (0,35 m/km). La sédimentation est directement liée à la divagation des chenaux et aux inondations de crues. Les remplissages des chenaux se caractérisent par des séquences dans lesquelles les sédiments sont de plus en plus fins vers le haut, et qui comprennent, au-dessus d'une surface d'érosion basale, de nombreux galets de boue, et éventuellement des graviers (Meckel, 1975) ; dans ces sédiments, les stratifications entrecroisées prédominent. Dans les zones d'inondation, entre les chenaux, se sont accumulées de minces couches horizontales de limons et d'argiles.

A4.2.4. L'estuaire

La zone estuarienne qui, outre le chenal estuarien, comporte des platiers intertidaux traversés par des chenaux de marée, a une pente topographique moyenne très faible (0,016 m/km - Thompson, 1968). Les sédiments typiques de l'estuaire sont des sables fins et des limons à stratification horizontale ou oblique. Des carottages dans les platiers intertidaux de cette zone montrent la superposition de six cycles de sédimentation estuarienne, d'âge holocène, sur 30 m d'épaisseur maximale au total (Meckel, 1975). Chaque séquence se termine par des limons et argiles qui comportent souvent des "terriers" d'organismes fouisseurs.

A4.2.5. Les platiers littoraux

Les platiers littoraux situés de part et d'autre de l'estuaire sont de superficie inégale ; les plus importants, qui s'étendent sur près de 2.000 km^2, entre l'estuaire et San Felipe (fig. 2.1), ont été étudiés en détail par Thompson (1961, 1965a, 1968). Dans la partie émergée de ces platiers sud-occidentaux du delta, on distingue la zone intertidale et les hauts platiers (fig. A4.1).

Les hauts platiers, quasiment horizontaux et situés à quelques décimètres à peine au-dessus du niveau des plus hautes marées d'équinoxe, sont formés de limons et d'argiles non lités ("chaotic mud" de Thompson, 1968) et d'évaporites surtout localisées dans les deux légères dépressions de Salina Ometepec et Arroyo Diablo (fig. A4.2).

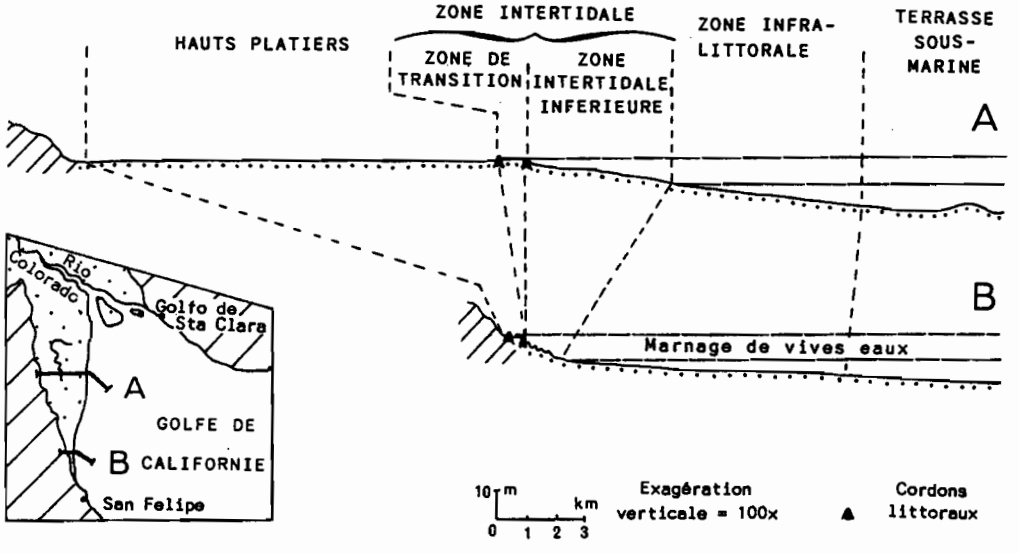
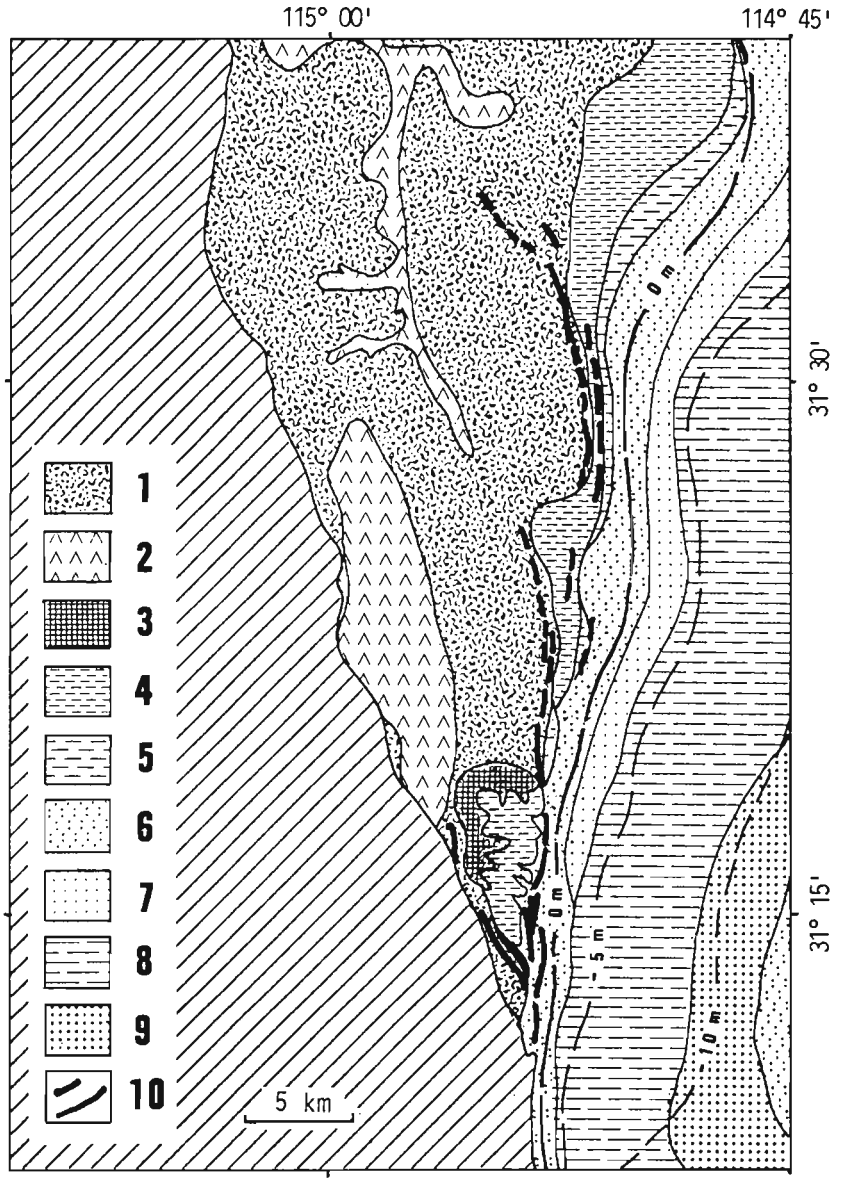


Fig. A4.1.- Coupes topographiques des platiers littoraux sud-occidentaux du delta du Colorado, et localisation des principales zones littorales, selon Thompson (1968).



1 : Boues à texture "chaotique".
2 : Evaporites.
3 : Tapis algaire.
4 : Limons argileux laminés, bruns.
5 : Argiles limoneuses tachetées(zone à crabes).
6 : Sables et sables limoneux.
7 : Sables et boues sableuses.
8 : Argiles limoneuses et limons argileux gris.
9 : Mélanges de sables, argiles, limons et débris coquilliers.
10 : Cordons littoraux.

Fig. A4.2. - Répartition des sédiments superficiels dans les platiers littoraux sud-occidentaux du delta du Colorado (modifié d'après Thompson 1968).

Les conditions de formation des évaporites (halite, gypse et anhydrite), liées à l'évaporation intense et à des invasions marines de fréquence semestrielle, ont été décrites par de nombreux auteurs (Kinsman, 1969 ; Butler, 1970 ; Shearman, 1970, 1973 ; S.M. Smith, 1971a, 1971b, 1973 ; Vonder Haar & Gorsline, 1975, 1977, 1979; Pierre & Ortlieb, 1980 ; Ortlieb & Pierre, 1981 ; Castens-Seidell & Hardie, 1983).

La partie intertidale des platiers est divisée en zone intertidale inférieure et zone de transition (fig. A4.1). Cette dernière, limitée par des cordons littoraux sableux et caractérisée par la présence de chenaux de marée, est formée de limons argileux, bruns, lités, et d'argiles limoneuses brunes à grises, tachetées (Thompson, 1968). La zone intertidale inférieure, localisée entre le cordon littoral le plus bas et la ligne des basses eaux (fig. A4.1), est composée de sables limoneux ou de sables plus grossiers à débris coquilliers (fig. A4.2).

En dessous de la zone intertidale, Thompson (1968,) décrit une zone infralittorale, qu'il limite à l'isobathe -12 m (sous le NMM), et qui est formée d'argile limoneuse et de limons argileux, gris et mal lités (fig. A4.2). Les limons et argiles formant les platiers proviennent du rio Colorado et ont été transportés par dérive littorale et par l'action des courants de marée. Dans la partie méridionale des platiers, une fraction non négligeable des sédiments grossiers (notamment dans les cordons littoraux) provient, par dérive littorale du sud vers le nord, des dépôts de bajadas de la région de San Felipe. Les traces d'activité organique ("terriers" de crabes Uca monilifera, effets de "bioturbation") et les tests carbonatés de mollusques, d'échinodermes et de foraminifères ne sont abondants que dans la zone intertidale, et dans les sédiments infralittoraux.

Les principales espèces de mollusques rencontrées sont : Chione fluctifraga, Mulinia coloradoensis, Mytella guyanensis et Tagelus affinis (Thompson, 1968 ; Squires & Thor, 1984).

Entre l'estuaire et l'escarpement de la Mesa de Sonora s'étendent des platiers littoraux semblables à ceux de la marge sud-occidentale du delta. Au sud-est de l'embouchure du Colorado, un estran sableux de plusieurs centaines de mètres de large s'est développé dans la zone de balancement des marées, au pied de la falaise côtière (fig. 2.14) Plusieurs types de cordons et de sillons prélittoraux, de mégarides et de rides de courant, résultent de la combinaison des effets des courants de marée (orientés NW-SE), des vagues, et de la dérive littorale dirigée du SE vers le NW (Gorsline, 1967a ; Meckel, 1975).

A4.2. 6. La partie sous-marine du delta

Le delta sous-marin est marqué par une dissymétrie, à la fois morphologique et sédimentologique, entre ses parties nord-orientale et sud-occidentale (fig. A4.3). Au sud-

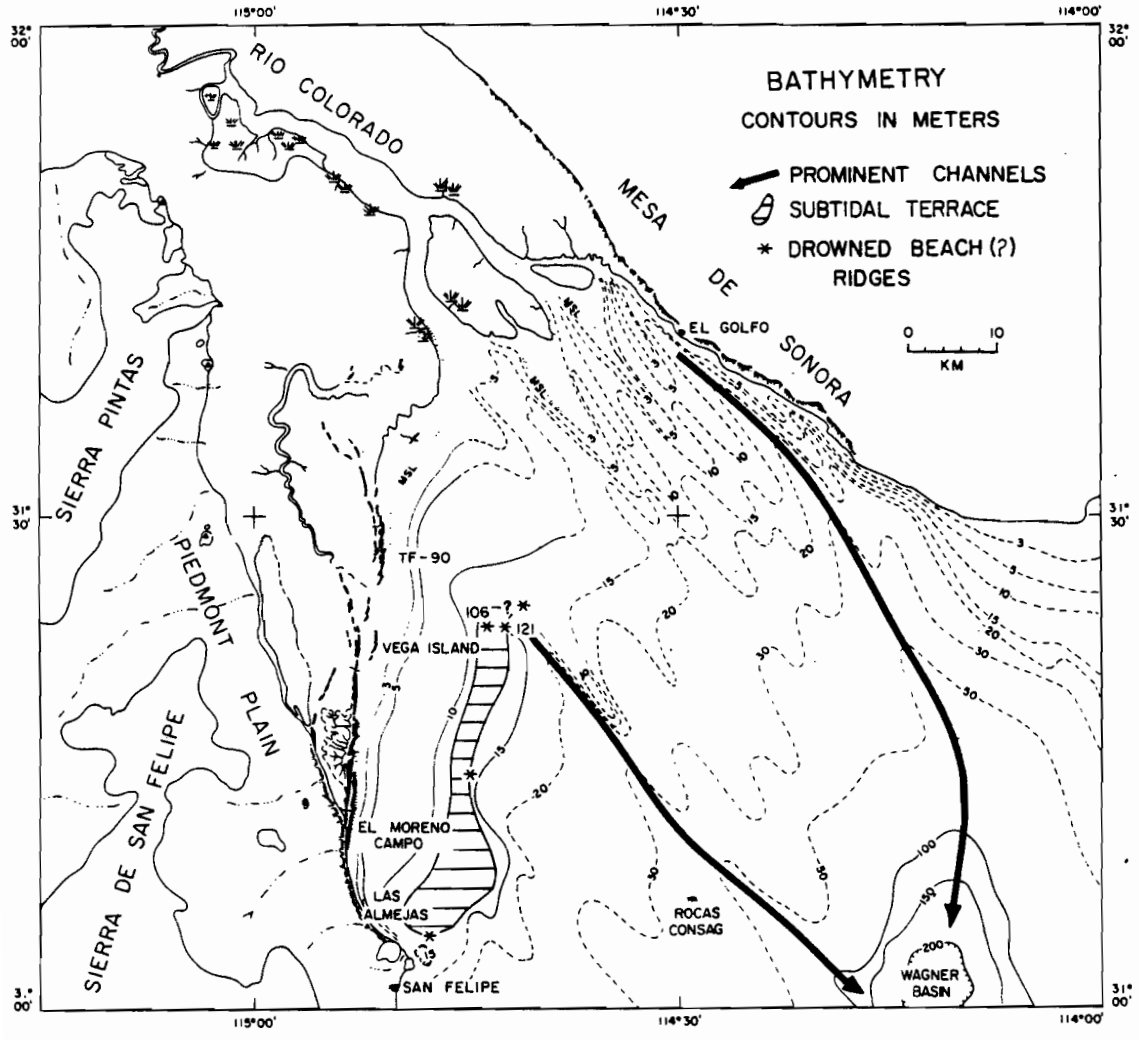


Fig. A4.3.- Carte bathymétrique de l'extrémité nord-occidentale du Golfe de Californie (Thompson, 1968). Observer la succession des rides de courants de marée et de chenaux sous-marins dans la partie orientale du delta sous-marin du Colorado. Les flèches noires figurent les principaux chenaux sous-marins.

ouest de l'île Montague, la zone infralittorale est sableuse et présente une série de rides de courants de marée (Off, 1963), séparées par des sillons allongés, parallèles, et orientés NNW-SSE (Thompson, 1969). Ces rides mesurent plusieurs mètres de haut et dépassent en longueur la dizaine de kilomètres. Au large des platiers sud-occidentaux du delta, les sédiments sont plus fins et la topographie sous-marine moins irrégulière (fig. A4.3) ; les quelques rares reliefs sous-marins sont attribués à des structures anciennes (anciennes rides de courants de marée cf. paragr. 2.2.1 ; fig. A4.1, profil A).

Les courants de marée qui gouvernent la sédimentation dans la partie sous-marine du delta présentent une vitesse d'intensité maximale de 1,5 à 2 km/s dans l'axe de l'estuaire, au moment des vives eaux (Thompson, 1969). Dans les zones les moins profondes, au large de l'estuaire, les sables s'accumulent sur les rides de courants de marée aussi bien que dans les dépressions qui les séparent ; à plus grande profondeur, seules les crêtes des rides sont entièrement sableuses, et les sillons sont le siège d'une sédimentation mixte de sables, limons et argiles.

Au sud-ouest de l'embouchure, la sédimentation est largement influencée par un phénomène d'inversion des courants de marée entre marée basse et marée haute ; les courants de jusant entraînent les particules les plus fines du fleuve loin de l'embouchure, vers le sud-est, puis les courants de flot les déportent vers le nord-ouest ou vers l'ouest, c'est à dire vers les platiers littoraux sud-occidentaux du delta (Thompson, 1968, 1969).

A partir d'une profondeur de 30 m, le fond de l'extrémité septentrionale du Golfe de Californie est composé essentiellement d'argiles et de limons provenant des apports du Colorado ; au sud de la Mesa de Sonora, et dans le nord-est du golfe en général, le fond est de nature sableuse (fig. 2.7 ; Van Andel, 1964).

A4.3. SEDIMENTOLOGIE ET PETROGRAPHIE DES DEPOTS LITTORAUX PLEISTOCENES DE LA BORDURE MERIDONALE DE LA MESA DE SONORA

A4.3.1. Introduction

Les études préliminaires réalisées sur la bordure méridionale de la Mesa de Sonora ont eu pour objet de préciser les grandes lignes de la stratigraphie des formations pléistocènes qui y affleurent, et en particulier les dépôts marins littoraux (paragr. 2.3.3.2). Les sédiments continentaux, à l'ouest de Punta Gorda, et les sédiments deltaïques les plus fins, n'ont été étudiés que de façon succinte. L'interprétation des faciès sédimentaires et des séquences de dépôts deltaïques mériterait de faire l'objet d'une étude détaillée, compte tenu des bonnes conditions d'affleurement des dépôts et de l'intérêt théorique que présente ce type de delta à fort marnage.

Dans l'ensemble, les sédiments pléistocènes étudiés sont peu consolidés ; ceux qui présentent le degré de cimentation le plus élevé sont les grès littoraux riches en

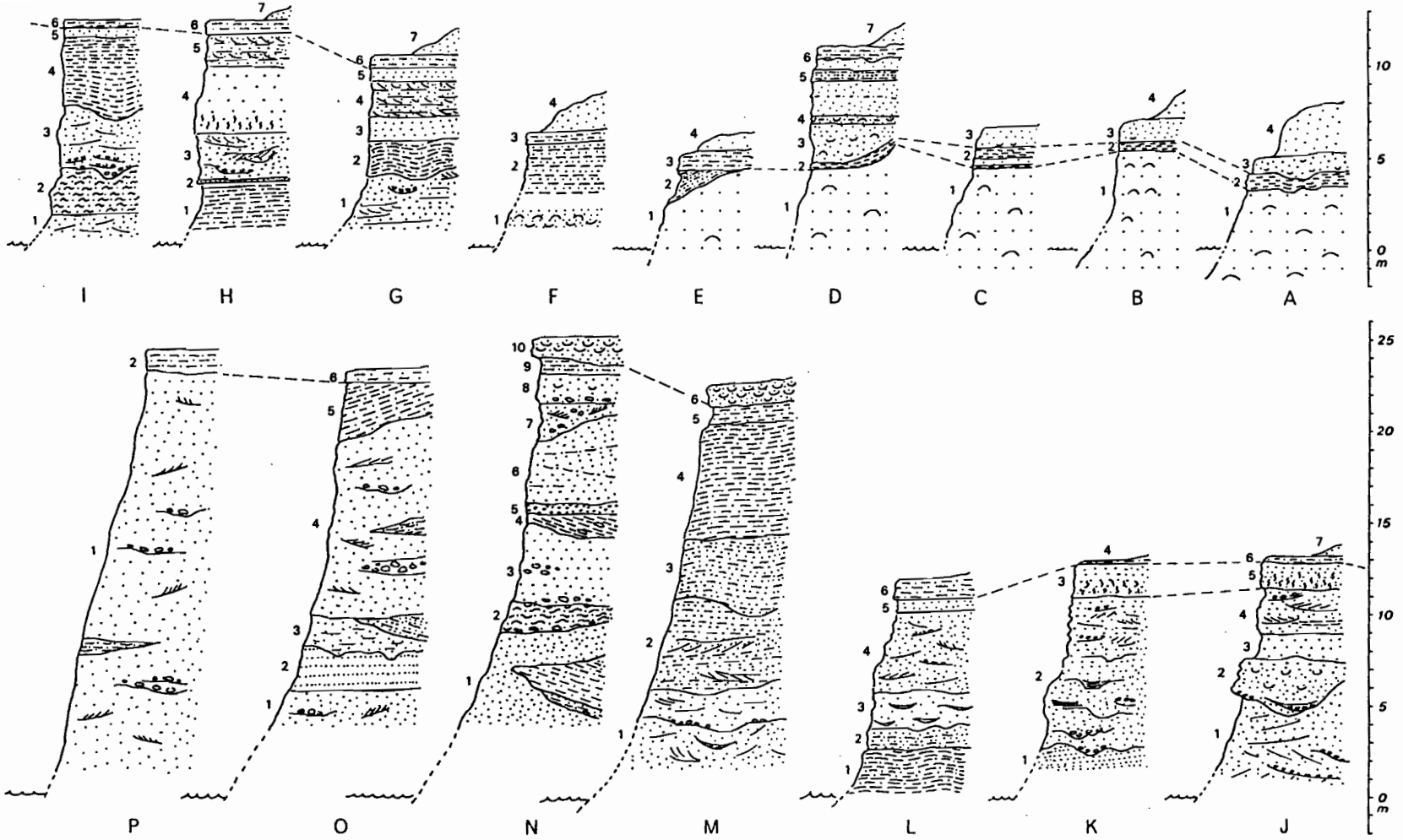


Fig. A4.4. - Coupes sériées de dépôts littoraux et deltaïques pléistocènes le long des falaises littorales de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora (voir localisation des coupes fig. 2.17 et 2.18).
(voir légende pages suivantes).

Légende de la fig. A4.4.

Coupe A.
1-Grès légèrement biodétritique à Encope sp., foraminifères ferruginisés et concrétions tubulaires (terriers de Callianassa ?) (LS 651,652). 2- Argile limoneuse grise à passées rougeâtres ou verdâtres, et intercalations de lamines sableuses à débris coquilliers (LS 650). 3- Calcaire biodétritique et grès calcarénitique, plus ou moins cimentés (LS 648) à Chione californiensis, C. gnidia, Megapitaria squalida, Laevicardium elatum et Trachycardium panamense (LS 649). 4- Sables éoliens peu consolidés.

Coupe B.
1- Grès gris à Encope grandis, E. micropora et moules internes de tests de lamellibranches (Dosinia ponderosa, Chione sp.) (LS 653). 2- Argile limoneuse beige rosé (LS 654). 3- Sable et grès, beiges, à rares coquilles altérées de lamellibranches. 4- Sable éolien.

Coupe C.
1- Grès gris-beige, à Encope sp., Argopecten circularis (?), et moules internes de tests de Chione sp., Bantaundulata, Conus sp., Oliva sp., Turritella sp., à microfaune abondante (LQ 224, 226) ; concrétions tubulaires. 2- Argile limoneuse rosée (LQ 227) avec intercalation d'une lamine de sable à débris de coquilles. 3- Grès beige à jaune.

Coupe D.
1-Grès gris à Encope sp., moules internes de lamellibranches et concrétions tubulaires. 2- Argile limoneuse rosée, à fentes de dessication, et perforée par des Taglus sp. 3- Grès fins, beiges, à niveaux riches en petites coquilles. 4-Grès peu consolidé, à passées limoneuses, à petites coquilles. 5-Sable et grès jaune vert, avec intercalation de niveaux limoneux, à rares débris coquilliers et à concrétions. 6- Limon sableux orangé. 7- Sable éolien.

Coupe E.
1- Grès gris à Encope sp. et concrétions tubulaires. 2- Alternance de lits d'argile limoneuse beige-rosé et de lamines plus minces de grès et calcirudite à Anomia peruviana et bioclastes recristallisés (LS 655, 656). 3- Limon sableux orangé. 4- Sable éolien.

Coupe F.
1- Biocalcirudite arénacée, à bioclastes très altérés et fragments d'Ostrea sp. et de Chthamalus sp. préservés, à ciment polyphasé (LU 985). 2-Alternance de lamines (d'épaisseur centimètrique) d'argile beige rosé et d'horizons sableux ou limoneux biodetritiques (LU 986). 3-Grès limoneux orangé, à débris biodétritiques millimétriques (LU 984). 4-Sable fin beige orangé, faiblement cimenté (LU 982 et 983).

Coupe G.
1-Sables fins à grossiers, en lits à stratification oblique et en lits horizontaux, avec intercalations de lamines limoneuses, et présentant des rides de courant et des blocs remaniés. 2- Alternance de lamines (environ 0,5 cm d'épaisseur) d'argile beige rosé et de limons rose violacé (LU 989). 3- Sables vert pâle à gris beige, montrant des phénomènes de "bioturbation". 4- Alternance de sables grossiers beiges, à stratification oblique, et de biocalcarénite arénacée à débris d'échinodermes, de cirripèdes et de lamellibranches (LU 988). 5-Sable fin, limoneux, gris vert, à débris bioclastiques diversement altérés, et faiblement cimenté (LU 987). 6- Sable limoneux orangé (cf F.3). 7- Sable éolien, fin, beige, peu cimenté (cf F.4).

Coupe H.
1-Alternance de lamines d'argile et de limon beige rosé (LU 993) (cf G.2). 2-Dalle mince (2 cm) de grès mal classé fortement cimenté (mosaïque de calcisparite) (LU 992). 3-Sables et limons à stratification oblique ou entrecroisée, comportant localement des galets de boue ; à la base, niveau de grès calcarénitique à débris de cirripédes. 4-Grès fin, massif, beige, faiblement bioclastique, présentant des lits riches en concrétions tubulaires ou en débris biodétritiques (LU 990). 5-Alternance de sables beiges et de biocalcarénita (cf G.4). 6- Sable limoneux orangé (cf F.3). 7- Sable éolien.

Coupe I.
1- Sable beige clair à stratification entrecroisée. 2- Limons en lamines ondulées (rides de courant). 3-Grès beige à stratification oblique, présentant quelques passées riches en galets de boue, ou coquilles altérées (à la base). 4- Alternance de lits argilo-limoneux rosés et de sablas at grès beiges localement très indurés. 5- Sable gris vert à débris coquilliers. 6- Limons et graviers rougeâtres (cf F.3).

Suite de la légende de la fig. A4.4.

Coupe J.
1- Grès fin beige, en lamines millimétriques, à stratifications oblique ou entrecroisée (LQ 208) incluant localement des galets de boue armés (LQ 213) et des terriers de Callianassa sp. 2- Grès fin à moyen, bioclastique, à coquilles entières d'Anomia peruviana et à débris coquilliers dissous ou recristallisés (LQ 209, 210, 211, LT 752). A la base argile limoneuse, mauve à gris vert, en lentilles ou en galets de boue (LQ 212). 3- Sables massifs. 4- Alternance de lits de grès, de limons et d'argiles, à galets de boue, en stratification oblique. 5- Grès, gris clair à beige, irrégulièrement cimenté, à moules internes de Raeta undulata et de Polinices sp., et à coquilles altérées de Chione californiensis et C. gnidia (LQ 214, 215, LT 754, 755). A la base nombreux terriers de Callianassa sp. (LT 753). 6- Limons rougeâtres, cailloutis et coquilles remaniées (cf F.3). 7- Sable éolien (cf F.4.).

Coupe K.
1-Sable beige, riche en minéraux lourds, en lamines horizontales millimétriques. 2- Alternance de fins bien classés, de calcarénite à coquilles entières ou en débris, diversement altérées (LQ 216, LT 750, 751), de niveaux d'argiles rougeâtres et de sables et graviers peu consolidés ; stratification oblique et bases des bancs généralement ravinante. 3- Grès et sables à terriers de Callianassa sp. (cf J.5). 4-Limons rougeâtres, cailloutis et coquilles remaniées (cf F.3).

Coupe L.
1- Argile en lamines millimétriques séparées par des horizons limoneux. 2-Alternance de lits d'épaisseur variable de sables et de limons. 3- Grès conglomératique à lentilles de sables fins et limons. 4-Grès et sable à stratification oblique, certains lits présentant des débris coquilliers, ou des galets de boue ; quelques lentilles argileuses. 5- Sable jaune vert, à coquilles altérées. 6- Limon rougeâtre (cf F.3).

Coupe M.
1-Sable moyen, à débris coquilliers, en stratification oblique, contenant des lentilles de limons argileux et des galets d'argile (LT 745). 2-Alternance de lits épais (30 cm max.) de sables (LT 744), et de niveaux argilo-limoneux, ou d'argile, d'épaisseur variable mais faible (1 à 3 cm). 3-Rythmite constituée de sables, d'argile limoneuse grise et d'argile rosée, en lits de 1 à 3 cm d'épaisseur, présentant des rides de courant (1 cm d'amplitude, et 5 à 10 cm de longueur d'onde). 4- Limon argileux de couleur chocolat en lits de 1 à 3 cm de puissance, avec intercalation d'horizons limoneux ou sableux (LQ 219). 5- Argile limoneuse rougeâtre en banc compact, avec intercalation d'un niveau sableux à la base. 6- Biocalcirudite à coquilles de Chione cortezi roulées, dissoutes ou/et recristallisées (LQ 218, 222, LS 647). A la base, calcarenite beige peu consolidée (LS 646).

Coupe N.
1-Sables beiges à stratification oblique, et parallèle, avec intercalations de lits de sables limoneux jaunes ; interstrafication de limons à figures de "slumping" (LU 998) et de sables très fins, massifs blancs (LU 997). 2-Rythmites sables/limons à rides de courants ; galets de boue à la base. 3-Sable à stratification oblique ou horizontale, avec passées de galets de boue dont les plus gros atteignent une taille décimétrique. 4-Banc massif d'argile limoneuse rosé incluant des blocs et galets d'argile remaniés (LU 999). 5-Sables et galets d'argile avec lits très riches en minéraux lourds et en oxydes de fer (LU 996). 6- Sable à stratification entrecroisée avec petits lits (1-3 cm) d'argile limoneuse. 7-Sables mal classés à galets de boue et de grès remaniés, à stratification entrecroisée ; passées de sables sans galets à stratification oblique. 8- Grès bioclastique à débris coquilliers dissous, gris vert, à litage fin légèrement oblique (stratification entrecroisée à la base) ; quelques lamines argileuses et présence de galets de boue ; terriers d'animaux fouisseurs. 9- Limon argileux, lité, de couleur marron. 10-Biocalcarénite (à la base) et biocalcirudite à tests entiers mais roulés de Chione cortezi presque exclusivement, cimentation généralement forte (sparite). Couleur beige clair d'ensemble et présence de niveaux rougeâtres d'oxydes de fer.

Coupe O.
1- Sable massif, beige, à très rares petits galets de boue (LU 1000). 2-Sable limoneux très bien lité, à stratification parallèle et oblique (LU 1001). 3- Sable fin, à passées limoneuses, en remplissage de chenal (LU 1002), surmonté par une lentille de sables très fins blancs (cf N.1). 4- Alternance de lits sableux épais, à stratification entrecroisée ou horizontale, et de lits ou lentilles d'argile limoneuse, parfois à passées de galets de boue. 5- Argile limoneuse brun rouge, en lits d'épaisseur centimétrique séparés par de fines lamines de sable fin, constituant un remplissage de vaste chenal (cf M.4). 6- Limon sableux rougeâtre comportant des éléments remaniés de N.10 et M.6 (cf F.3).

Coupe P.
1- Epaisse série sableuse à stratification relativement régulière, faiblement inclinée, à lits de galets de boue et passées limoneuses. 2- Limon rougeâtre (cf F.3).

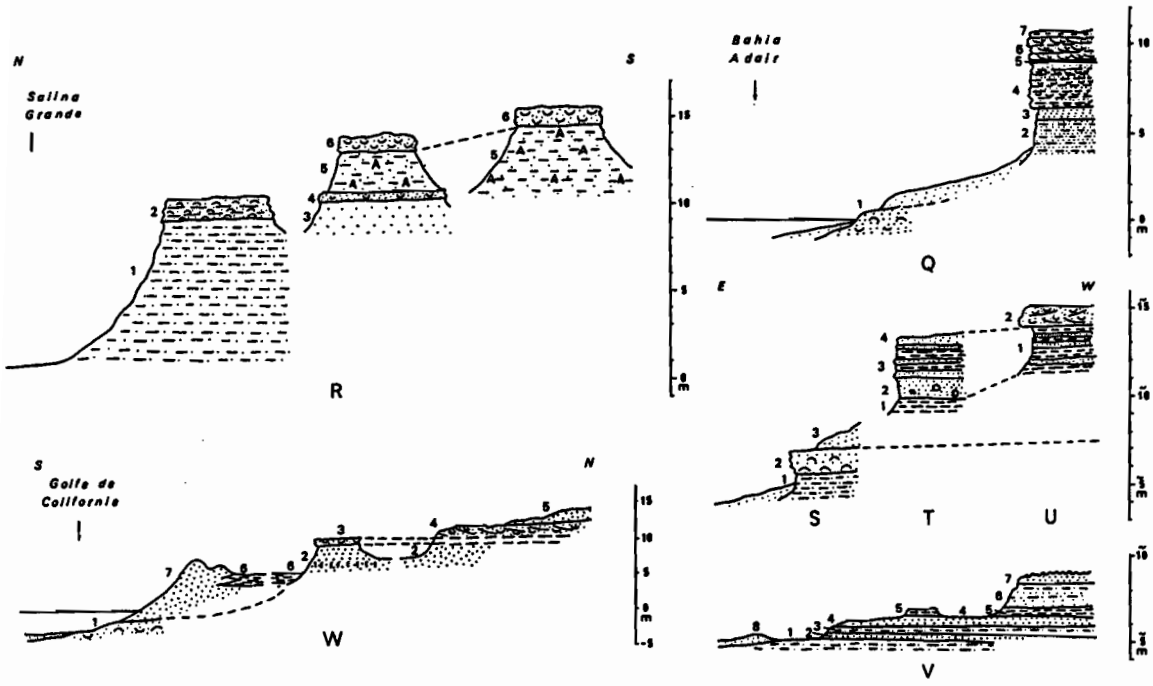


Fig. A4.5. - Coupes de dépôts littoraux et deltaïques pléistocènes de la bordure sud-orientale de la Mesa de Sonora (voir localisation des coupes fig. 2.17).

(voir légende ci-contre).

Légende de la fig. A4.5.

Coupe_Q.

1- Grès biodétritique, gris à vert clair, et calcaire gréseux, à Chione gnidia en connexion anatomique (coquilles dissoutes), Encope sp., et microfaune abondante (LU 978). 2- Alternance de lamines de sables fins limoneux gris-vert indurés et de limons sableux, beiges à jaunes (LU 977). 3- Sable fin, beige, légèrement induré, à concrétions épaisses (LU 976). 4- Alternance de lits gréseux verts et beige à Chione sp. (coquilles entières ou fragmentées, largement dissoutes) (LU 975). 5- Lit (20 cm) de sable fin, crême, faiblement cimenté, et oxydé au sommet (LU 974). 6- Calcarénite gréseuse riche en Chione gnidia, disposée en lits à stratification oblique, séparés par des lits sableux peu consolidés (LU 973, 980, 921). 7- Sable beige, à débris coquilliers roulés et remaniés, faiblement cimenté par des effets pédogénétiques (LU 972).

Coupe_R.

1- Sables, limons et argiles, brun clair à la base, et gris-vert au sommet. 2- Calcirudite et calcarénite gréseuse, beiges, riches en coquilles d'Ostrea sp., Anomia sp. et Pecten sp., et débris coquilliers lités ayant subi une diagenèse poussée (LS 657, 658). 3- Sable fin argilo-limoneux beige et lentilles de sable grossier jaune- beige (LT 742). 4- Sable beige contenant des débris (sédiments et coquilles) de (2) (LT 741). 5-Sable argileux brun clair, à nombreuses tâches d'oxydation, contenant des cristaux de gypse (LT 740). 6- Calcarénite et calcirudite gréseuses, beiges à banchâtres, très riches en coquilles légèrement roulées de Chione gnidia et C. cortezi ; stratification oblique (dépôt littoral de haute energie) (LS 659, 660, 661)

Coupe_S.

1- Marne (?) sableuse gris vert, à "terriers" d'animaux fouisseurs. 2- Calcirudite gréseuse, baige, à débris d'Anomia sp. et à moules internes de Trachycardium panamense, Chione californiensis et Polinices recluzianus (LU 966). 3- Sable éolien.

Coupe_T.

1- Argile de couleur chocolat, à nodules. 2- Sable gris-vert à galets d'argile. 3- Alternance de lits sableux beiges et de niveaux argileux plus fins à cristaux de gype (1 cm de diamètre) et à passées lenticulaires da grès fossilifère (LT 739). 4- Sable fin gris beige, à cristaux de gypse et rares débris coquilliers (Chione sp) ; intercalation d'un niveau grésifié (LT 738).

Coupe_U.

1- Alternance de lits d'argile verte (LU 963), de limons très riches en matière organique et en oxydes, et d'horizone de calcarénite à Chione sp. (LU 964). 2-Grès et calcirudite à débris coquilliers marquant le litege, dissous ou recristallisés (Chione_gnidia, Chione sp., Polinices recluzianus et Turritella sp.) (LU 965).

Coupe_V.

1- Grès très fin vert-pâle, induré en surface. 2- Sable fin beige (LU 957). 3- Limons et lamines d'argile gris vert (LU 958) à fentes de dessication. 4- Sable fin beige (LU 959). 5- Limons et argiles beiges (LU 960). 6-Sables fins et limons verte, à petits cristaux de gype (LU 961). 7- Sable beige orangé, probablement dunaire, à concrétions gréseuses (LU 962). 8- Sable éolien (Holocène).

Coupe_W.

1- Grès et calcirudite gris beige à bioclastes dissous. 2- Grès fin peu cimenté, beige clair à vert pâle, à "terriers" d'organismes fouisseurs (LU 970). 3- Biocalcarénite beige à Anomia adamas et Argopecten circularis et à tests de gastéropodes et de Chione gnidia très altérés (LU 971). 4- Calcirudite beige, fossilifère et limons orangés. Chione gnidia, Trachycardium panamense, Encope micropora, Anomia adamas, A. peruviana prédominantes. Pendage original fort (13°) vers le nord, des lits (LU 967, 968, 969). 5- Sables éoliens. 6- Sebles et limons argileux lagunaires (holocènes). 7- Cordon littoral sableux.

fragments bioclastiques. Il existe une corrélation entre la présence de fragments coquilliers et la cimentation calcaire. On mentionnera les caractères de cette cimentation et de l'évolution diagénétique de ces sédiments. Par rapport aux autres dépôts littoraux pléistocènes du Golfe de Californie, ces sédiments fournissent des éléments de comparaison utiles dans la mesure où, d'une part ils font partie d'une séquence stratigraphique exceptionnellement épaisse, et où, d'autre part, ils proviennent d'une région aride qui reçoit, tout au moins actuellement, les plus faibles précipitations de toute la région nord-occidentale du Mexique (fig. A2.1).

Avant de s'intéresser aux grès littoraux, on décrira rapidement les principaux caractères sédimentologiques des dépôts meubles observés dans les coupes relevées (fig. A4.4 et A4.5).

A4.3.2. Les sédiments meubles

La grande majorité des dépôts quaternaires littoraux et deltaïques affleurant sur la bordure méridionale de la Mesa de Sonora sont meubles ou faiblement consolidés. D'un point de vue granulométrique, il s'agit de sables fins, de limons et d'argiles. Les graviers et galets sont très rares, et limités à quelques horizons spécifiques, tout au moins à l'est de Punta Gorda ; de tels éléments grossiers sont un peu plus abondants dans les séries fluviatiles, à l'ouest de Punta Gorda, sans toutefois constituer de véritables lits conglomératiques.

Les sédiments les plus communs sont les sables. Limons et argiles sont souvent associés, soit dans des alternances cycliques de lits ou de lamines, soit dans des mélanges aux proportions variables au sein de mêmes unités sédimentaires. Les sédiments purement argileux sont exceptionnels.

Les couleurs des sédiments varient du brun rouge au blanc crème, mais la majorité des dépôts sont de couleur beige à gris vert. Les limons sableux qui coiffent plusieurs coupes à l'ouest de Salina Grande sont de couleur orangée, comme les sables éoliens anté-holocènes. En général, cependant, les différences de couleur entre les unités stratigraphiques ne sont pas assez marquées pour être utilisées dans les corrélations stratigraphiques latérales et verticales.

Des analyses granulométriques portant sur une cinquantaine d'échantillons de cette région, représentatifs de certains niveaux des principales coupes étudiées (fig. 2.17, A4.4 et A4.5) ont été réalisées pour tenter de caractériser les sédiments et les différents paléo-environnements. L'ensemble de ces échantillons peut être divisé en trois grands groupes granulométriques. Ces trois groupes, tels qu'ils sont définis dans un diagramme diamètre moyen (MØ)/ déviation standard graphique (σØ) (fig. A4.6), sont les suivants :

- des sables fins dont les diamètres moyens sont tous compris entre 2,25 Ø et 3,5 Ø ;
- des limons, avec lesquels sont regroupés quelques échantillons de sables très fins (moyennes : 3,75 Ø à 6,75 Ø) ;

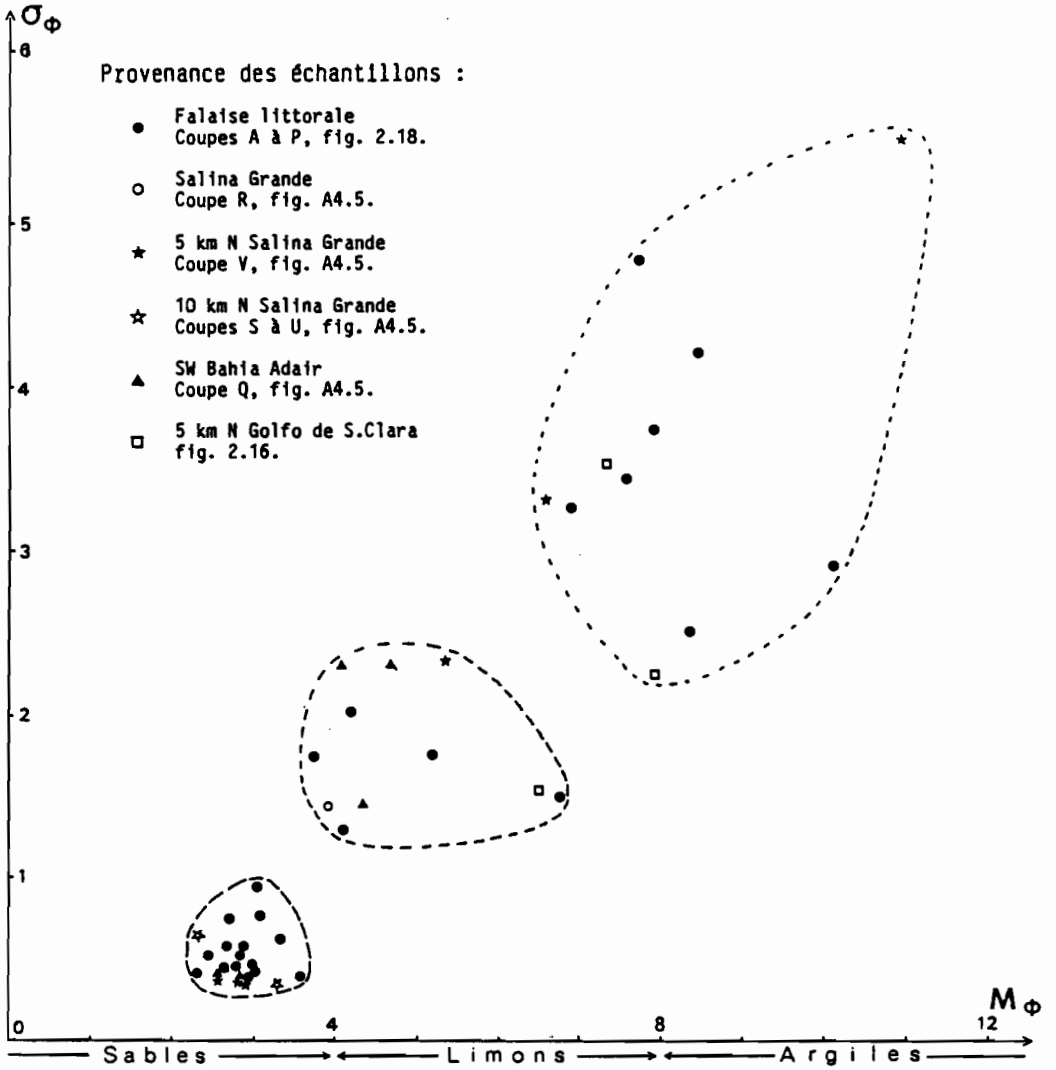


Fig. A4.6. - Répartition de l'ensemble des échantillons de sédiments littoraux pléistocènes analysés de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora, en fonction du diamètre moyen des particules (M_ϕ) et de la déviation standard graphique (σ_ϕ). Trois groupes granulométriques sont définis : sables fins, limons, et argiles + argiles limoneuses.

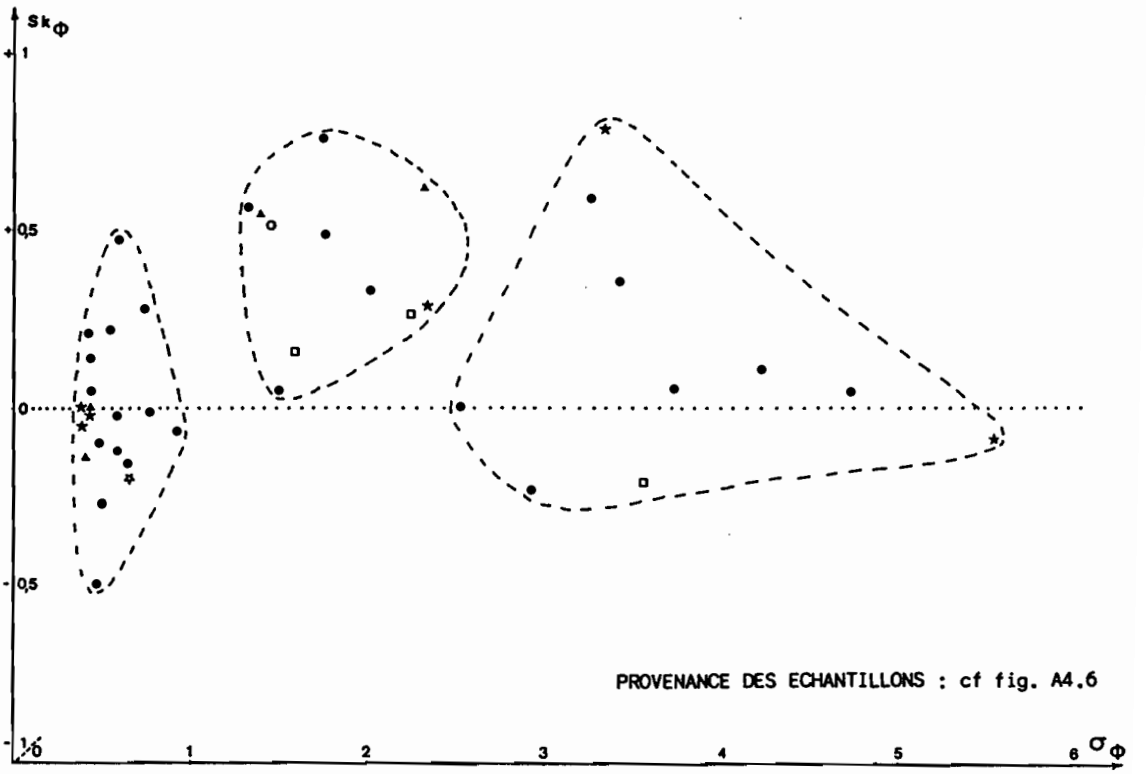


Fig. A4.7. - Répartition de l'ensemble des échantillons de sédiments littoraux pléistocènes analysés de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora, en fonction du coefficient d'asymétrie SK_ϕ et de la déviation standard graphique σ_ϕ. A un échantillon près (provenant du nord de Golfo de Santa Clara), les trois ensembles ainsi déterminés regroupent les mêmes échantillons que le diagramme M_ϕ / σ_ϕ de la fig. A4.6.

- des argiles et argiles limoneuses (moyennes : 6,50 Ø à 11 Ø).

Les courbes granulométriques cumulatives de fréquence ont des formes semblables pour les sables fins, généralement bien classés. Les sables sont caractérisés par des coefficients d'asymétrie (Sk Ø) variant de - 0,5 à + 0,5, tandis que les limons et argiles présentent pratiquement tous un coefficient d'asymétrie positif (0 à +0,8) (fig. A4.7).

La fig. A4.8 présente une douzaine de courbes granulométriques d'échantillons provenant de différents paléo-environnements. Ces courbes, parfois représentatives d'un horizon lithostratigraphique déterminé, peuvent, dans certains cas, fournir un moyen de contrôle des corrélations latérales.

Néanmoins, les mesures granulométriques, et les courbes de fréquence notamment, ne permettent pas de "remonter" directement du sédiment au milieu du dépôt. On observe par exemple (fig. A4.8) un parallélisme presque parfait entre la courbe d'un sable éolien (LU 982) et celle d'un sable infralittoral de remplissage de chenal estuarien (LT 745). Cette homogénéisation des sédiments s'explique par des remaniements répétés par des eaux fluviales et marines et par le vent.

A4.3.3. Les sédiments consolidés

A4.3.3.1. Aspects généraux

Les plus grossiers des sédiments littoraux consolidés étudiés sur la bordure méridionale de la Mesa de Sonora présentent une texture de type grainstone qui suggére une absence de matrice originelle. Les sédiments sablo-limoneux et sablo-argileux, moins communs, ont une texture du type wackestone.

Dans l'ensemble des échantillons étudiés, la proportion des lithoclastes varie entre 10 et 60 % du volume total de la roche. Dans un même sédiment, le classement des lithoclastes est le plus souvent bon. Le diamètre moyen des grains détritiques se situe, selon les sédiments, entre 0,1 et 0,3 mm. Les lithoclastes sont en prédominance quartzeux, les grains de feldspath détritiques ne constituant que quelques % de l'ensemble. Parmi les autres minéraux détritiques que l'on trouve en proportions minimes, on compte : biotite, augite, épidote, hornblende, grenat, tourmaline, zircon et apatite. Les caractères morphoscopiques des grains de quartz sont variables, mais la majorité d'entre eux sont arrondis et émoussés. Parmi les échantillons qui ont subi une diagénèse plus poussée que les autres, il n'est pas rare d'observer une importante dissolution superficielle des grains de quartz.

La plupart des échantillons étudiés en lame mince proviennent de niveaux littoraux à débris coquilliers visibles à l'oeil nu. Dans ces sédiments, les bioclastes constituent entre 5 et 60 % du volume total de la roche. Les lits de lumachelle à Chione cortezi, observés en plusieurs localités, contiennent ainsi plus de 60 % (en volume) de fragments de coquilles. En dehors des lumachelles, la taille des bioclastes est le plus souvent millimétrique. D'une

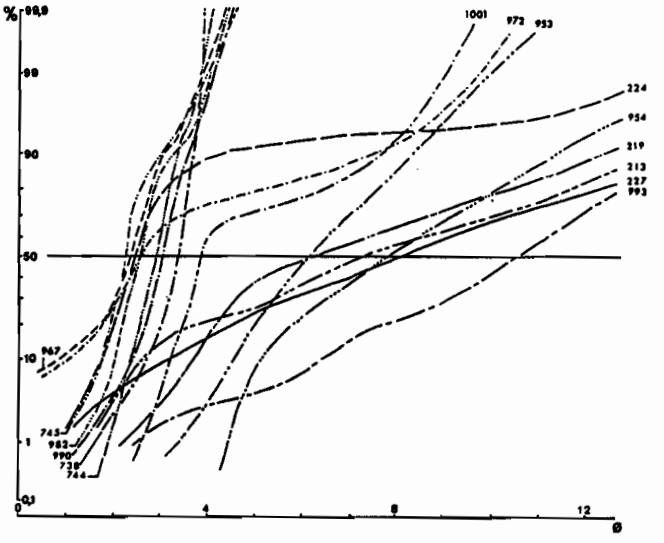


Fig. A4.8.- Courbes granulométriques de quelques sédiments pléistocènes prélevés dans diverses localités de la bordure méridionale de la Mesa de Sonora.

-Sable éolien : LU 982 (F4, fig. A4.4) ;

-Platiers intertidaux :

-sables à débris coquilliers et terriers de Callianassa (?) LU 990 (H4, fig. A4.4 ; également représentatif de LQ 215, J5 et K3) ;

- Sable à débris de Chione sp. LT 738 (T4, fig. A4.5) ;

- Argile limoneuse à Ioaglus sp. in situ, et à passées lenticulaires de sables bioclastiques LQ 227 (C2, fig. A4.4, également représentatif de A2, B2 et D2) ;

-Grès infralittoraux, à Encope sp. et coquilles entières dissoutes (Pléistocène moyen ?) LQ 224 (C1, fig. A4.4 ; également représentatif de LS 651, A1 et LS 653, B1) ;

-Remplissage d'un chenal estuarien :

- Sable moyen à débris coquilliers de la base de la séquence LT 745 (M1, fig. A4.4) ;

- Fraction sableuse des alternances de sables/argiles limoneuses dans la partie inférieure de la séquence LT 744 (M2, fig. A4.4) ;

- Limon argileux de la fin du remplissage du chenal LQ 219 (M4, fig. A4.4) ;

-Remplissage de chenal de marée :

- Argile provenant de rythmites limons/argiles LU 993 (H1, fig. A4.4) ;

- Galets de boue, fréquents à la base des séquences de remplissage de chenaux, LQ 213 (J1, fig. A4.4) ;

-Rythmites tidales au nord de Golfo de Santa Clara :

- Lamine limoneuse LU 953 (fig. 2.16) ;

- Lamine argilo-limoneuse LU 954 (fig. 2.16) ;

-Platier supralittoral sableux : sable limoneux à graviers et coquilles remaniées LU 972 (Q7, fig. A4.5) ;

-Ride infralittorale (?) : sable limoneux à lamines parallèles et inclinées LU 1001 (O2, fig. A4.4) ;

-Lumachelle à Chione cortezi : fraction sableuse de la lumachelle LU 967 (H4, fig. A4.5).

façon générale, les grains bioclastiques, ou les coquilles entières, sont roulés, et parfois très arrondis. Les bioclastes sont en majorité des fragments, de tests de lamellibranches et de gastéropodes.

On distingue les restes de mollusques aragonitiques tels que Chione sp., Trachycardium sp., Polinices sp., etc, qui subissent des transformations diagénétiques rapides, et les fragments de tests de nature calcitique (Anomia sp., Ostrea sp., Pecten sp), qui sont, eux, le plus souvent préservés. Dans certains dépôts, les fragments d'échinodermes (Encope sp. ; Mellita sp., etc.) et de cirripèdes (Balanus sp., Chthamalus sp., etc.) sont particulièrement abondants. Bryozoaires, algues calcaires, foraminifères et autres micro-organismes forment le reste des bioclastes observés dans les dépôts littoraux consolidés.

La majorité des échantillons de grès littoraux étudiés dans la région ne montrent pas trace d'une matrice intergranulaire originelle. Dans certains cas, une première cimentation faible des particules a pu avoir lieu, mais les témoins de ce ciment primitif ne sont que rarement préservés, sous la forme d'une frange granulaire isopaque autour des bioclastes. Dans la presque totalité des échantillons, le ciment est formé de calcite de remplissage, cristallisée à la suite d'une première phase de dissolution des bioclastes. Le plus souvent, ce ciment a été ultérieurement recristallisé.

Les formes de ces recristallisations ou remplacements néomorphiques sont variables :

- recristallisation de microsparite, ou de sparite (calcite drusique ou palissadique) en sparite à cristaux plus grands, de type granulaire ; il s'agit ici de phénomènes d'accroissement cristallin ;
- cristallisation de calcite syntaxiale autour de bioclastes (fragments d'échinodermes, ou foraminifères, notamment) ;
- micritisation du ciment de remplissage, ou, parfois, d'un ciment ayant subi antérieurement une transformation néomorphique ; on parle alors de dégradation cristalline.

Enfin, on ajoutera que certains bioclastes, dont l'aragonite originelle a été remplacée, dans une première phase, par une calcite néomorphique, sont parfois l'objet d'une nouvelle recristallisation, néomorphique, qui peut affecter à la fois le bioclaste et le ciment voisin.

A4.3.3.2. Evolution diagénétique des sédiments littoraux

Dans la région septentrionale du Golfe de Californie, caractérisée, au moins actuellement, par un climat aride, les sédiments littoraux pléistocènes ont subi une évolution diagénétique relativement poussée. La succession des phénomènes diagénétiques qui ont affecté les dépôts de cette région a été déduite de l'étude d'une cinquantaine de lames minces. Cette séquence typique peut se résumer de la manière suivante :

- sédimentation des sables littoraux ;
- éventuellement, cimentation légère en milieu marin, ou après enfouissement, dans la zone saturée continentale ;
- dissolution partielle ou totale (de certains) des bioclastes aragonitiques, en milieu continental, lors de l'émersion des dépôts ;
- cristallisation de ciment calcitique dans les pores intergranulaires et dans les vides de dissolution (calcite drusique, calcisparite en mosaïque) ;
- éventuellement, phase de dissolution partielle de ce dernier ciment de remplissage ;
- recristallisation et remplacement néomorphique, selon diverses modalités et à des degrés variables, du ciment et des bioclastes.

Les sédiments littoraux pléistocènes les moins évolués de cette région présentent :
- des bioclastes aragonitiques (Chione sp. en particulier) non dissous et à minéralogie préservée ;
- des vides intergranulaires de porosité primaire ;
- un ciment de remplissage non recristallisé.

Les stades diagénétiques les plus poussés sont caractérisés par :
- des recristallisations de bioclastes originellement calcitiques (soit par néomorphisme, soit par micritisation);
- la disparition des limites des bioclastes à la suite de la recristallisation "en bloc" de la calcite (éventuellement néormorphique) de ces bioclastes et du ciment ;
- la micritisation (ou microsparitisation), ou au contraire la recristallisation en sparite néomorphique en mosaïque, de l'ensemble du ciment ;
- la présence de nombreux grains de quartz largement dissous en surface.

Ces caractères sédimentologiques sont observés dans les unités relativement anciennes (Pléistocène moyen) affleurant à la base du talus littoral de la Mesa de Sonora, entre Punta Gorda et Bahia Adair (paragr. 2.3.3.2.1.3).

Annexe A5

FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE : ETUDES MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

A5.1. INTRODUCTION

A5.2. LES FORMATIONS LITTORALES RECENTES DU NORD-EST DU GOLFE DE CALIFORNIE
- A5.2.1. Description générale
  - A5.2.1. Bahia Adair
  - A5.2.2. Bahia San Jorge
  - A5.2.3. La région de Puerto Peñasco
- A5.2.2. Dynamique littorale
- A5.2.3. Le beachrock de la région de Puerto Peñasco

A5.3. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LITTORALES DU DELTA DU RIO CONCEPCION
- A5.3.1. Description régionale
- A5.3.2. Le cordon holocène
- A5.3.3. Le massif dunaire de Puerto Lobos
- A5.3.4. Les dépôts littoraux holocènes
  - A5.3.4.1. Le beachrock holocène de la région de Desemboque del Rio Concepcion
  - A5.3.4.2. La séquence littorale holocène de Campo Santo Tomas
- A5.3.5. Caractérisation sédimentologique des principaux environnements sédimentaires

A5.4. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LITTORALES DE SONORA CENTRAL
- A5.4.1. Les principaux environnements sédimentaires de la côte de Sonora central
  - A5.4.1.1. Les piémonts et bajadas
  - A5.4.1.2. Les lagunes littorales et mangroves
    - A5.4.1.2.1. Les caractères généraux des lagunes
    - A5.4.1.2.2. Les mangroves
  - A5.4.1.3. Les dunes littorales
  - A5.4.1.4. Les formations littorales holocènes
- A5.4.2. L'évolution du niveau marin à l'Holocène
- A5.4.3. Caractérisation sédimentologique des dépôts littoraux quaternaires

Annexe 5

FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA COTE ORIENTALE DU GOLFE DE CALIFORNIE: ETUDES MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

A5.1. INTRODUCTION :

Afin de ne pas trop alourdir le chapitre consacré à la reconnaissance des dépôts littoraux pléistocènes de la côte orientale du Golfe de Californie, j'ai choisi de présenter séparément quelques données morphologiques et sédimentologiques de la même région. On trouvera donc dans cette annexe, à la fois des descriptions des dépôts littoraux récents (géomorphologie, conditions de mise en place, caractères granulométriques) et quelques considérations sur certaines unités caractéristiques (beachrocks, bajadas, mangroves, etc.). Enfin, je récapitulerai rapidement les quelques informations dont on dispose sur l'évolution du niveau marin holocène, et qui peuvent être confrontées à celles obtenues dans le delta du Colorado (paragr. 2.2) et sur les côtes de Sinaloa et Nayarit (paragr. 3.3.2.1.).

Les conditions de sédimentation, au Quaternaire, dans les régions littorales, ont été telles que les dépôts marins et continentaux sont relativement évolués, du point de vue des caractères sédimentologiques. Cette particularité, qu'on ne retrouve pas, notamment, sur la côte occidentale du Golfe de Californie, justifie de chercher à caractériser, par la granulométrie, différents environnements sédimentaires littoraux : sables marins et lagunaires, cordons littoraux, nappes de sables éoliens, dépôts de bajada, alluvions, etc.. Cette caractérisation, s'appuyant sur des échantillons actuels, permet d'améliorer l'interprétation des coupes de sédiments quaternaires et de mieux fonder la reconstitution des évolutions paléogéographiques des régions littorales au Pléistocène.

A5.2. LES FORMATIONS LITTORALES RECENTES DU NORD-EST DU GOLFE DE CALIFORNIE.

A5.2.1. Description régionale.

A5.2.1.1. Bahia Adair.

Le littoral de Bahia Adair est caractérisé par des platiers intertidaux et supra-littoraux très développés, des lagunes en voie d'émersion et de comblement, des cordons littoraux, et divers types d'édifices dunaires.

Les platiers intertidaux sont formés de limons argileux gris-vert et de sables beiges très fins, lités. Ces platiers sont entaillés par des chenaux de marée dessinant des réseaux dendritiques et habités par des myriades de crabes (Uca

crenulata). Les parties les plus élevées des platiers intertidaux, couvertes de salicorne , sont constituées de limons argileux marrons, de sables fins beiges, et, localement, d'argile gris sombre ; des cristaux de gypse lenticulaire se forment juste sous la surface de cette partie des platiers qui n'est que rarement couverte par les eaux.

La limite atteinte par les eaux des plus fortes marées annuelles se matérialise par des alignements de petits galets de ponce flottés provenant sans doute d'épanchements volcaniques situés dans la zone côtière de Basse Californie Nord, au sud de Puertecitos (Ile Pomez ?).

Dans la partie septentrionale de Bahia Adair, d'anciens cordons littoraux, situés au-delà de cette limite des plus hautes eaux, ont été préservés de l'érosion, notamment grâce à une accumulation de coquilles consommées par des populations préhistoriques. Cette position des cordons littoraux anciens indique qu'une régression de la mer, portant sur des distances de quelques kilomètres, a eu lieu au cours de l'Holocène. Cette régression marine est plus probablement due à une accrétion sédimentaire, qu'à une baisse relative du niveau marin au cours des derniers milliers d'années.

Plusieurs indices étayent cette interprétation.

La partie orientale de Bahia Adair est jalonnée de dunes anciennes, de près de 7 m de haut, constituées de sable induré beige orangé (Pléistocène supérieur), qui ne présentent à leur base aucune trace d'érosion littorale, ce qui permet d'écarter l'hypothèse d'un niveau marin holocène ayant dépassé sa cote altimétrique actuelle.

La progradation littorale holocène se marque également par le remplissage d'anciennes baies littorales par des sédiments de plus en fins, en particulier au nord de l'estero Cerro Prieto (fig. 3.1).

Dernier argument en faveur de la progradation littorale et d'un changement des conditions de sédimentation : le type de faune des accumulations anthropiques de coquilles datant de quelques milliers d'années ; les genres de coquilles consommées par les Indiens correspondent à un milieu intertidal sableux, d'énergie relativement élevée, qui n'existe plus actuellement sur les platiers à sédiments beaucoup plus fins.

Le comblement des anciens diverticules de la baie et de bras lagunaires, dans la partie septentrionale de Bahia Adair, conduit à une régularisation du trait de côte. Il est à remarquer, à ce propos, que les salines localisées sur la fig. 3.1 ne correspondent pas à d'anciennes lagunes littorales qui auraient évolué en bassins marins évaporitiques après un recul de la mer. En effet, la paragenèse minérale de ces salines, dont certaines sont en exploitation, n'est pas marine : natron ($CO_3 Na_2$, 10 H_2O), burkéite (CO_3Na_2 2 $SO_4 Na_2$), trona ($CO_3 Na_2$, $CO_3 NaH$, $2H_2O$) halite, mirabilite ($SO_4 Na_2$, 10 H_2O) et thénardite ($SO_4 Na_2$) (Carbonnel & Bustillo, 1978).

Au nord-est de Bahia Adair, la ligne de rivage est caractérisée par un estran fortement incliné dans sa partie supérieure, et par un platier large de plusieurs centaines de mètres, au niveau des basses eaux. La partie la plus inclinée de l'estran est constituée de sables moyens à fins, de couleur claire, tandis que le platier est formé de limons et de sables très fins plus foncés et abritant une abondante faune intertidale. Ces derniers platiers sont couverts de rides de courant (Mc Kee, 1957).

A5.2.1.2. Bahia San Jorge

Comme Bahia Adair, Bahia San Jorge présente de larges platiers littoraux à sa périphérie. Les platiers supralittoraux, plus développés qu'à Bahia Adair, se raccordent à d'immenses bajadas, partiellement couvertes de sables éoliens, qui s'étendent depuis les sierras Pinta et Prieta (fig. 3.1). Les édifices dunaires de cette région sont d'âges variés ; les plus anciens, de plusieurs dizaines de mètres de haut et d'altitude dépassant la centaine de mètres, se sont probablement formés au Pléistocène moyen (LT 718 à 720).

La partie inférieure des platiers supralittoraux de Bahia San Jorge constitue une surface remarquablement plane, d'où n'émergent que quelques dunes récentes et des buttes témoins formées de sables littoraux fossilifères. Le sommet plan de ces buttes témoins, visibles notamment à proximité de la station Almejas (="coquilles"), se situe à 3 mètres au-dessus de la surface des platiers, c'est à dire à environ +6 m au-dessus du NMM. Les dépôts de la partie sommitale des buttes contiennent des coquilles consommées par l'homme, mais leur substratum est formé de sables fins à coquilles in situ (Chione fructifraga, C. cortezi, Tagelus affinis) typiques d'un milieu intertidal. L'âge de ces dépôts reste à déterminer. En dépit du très bon état de préservation des coquilles, il semble que ce dépôt doive être attribué au Pléistocène supérieur (dernier interglaciaire).

Les platiers intertidaux sont formés d'argile, de limons et de sables à grain fin, en proportions variables. La partie supérieure de la zone intertidale est caractérisée par la cristallisation de gypse, en cristaux lenticulaires de taille millimétrique, formant des lits qui atteignent 50 cm de puissance.

A5.2.1.3. La région de Puerto Peñasco

Le long de la côte entre Bahia Adair et Bahia San Jorge, une partie de la zone intertidale est occupée par un beachrock dont l'origine et l'âge ont posé quelques problèmes (cf. infra). Dans cette même région, l'estran est caractérisé par une pente relativement forte par rapport à celle des platiers littoraux de chacune des grandes baies. La zone supralittorale débute par un cordon dunaire bien développé et presque continu de Punta Pelicano à Bahia San Jorge (fig. 3.1).

A5.2.2. Dynamique littorale.

Dans l'ensemble de la région nord-orientale du golfe, la connaissance que l'on a de la dynamique littorale est encore très incomplète (Roden, 1964 ; Vonder Haar & Stone, 1973, Stone et al., 1973).

Dans le nord de Bahia San Jorge, deux grandes flèches littorales, de 5 km de long chacune, orientées vers l'est et vers le sud-est, montrent que les courants littoraux sont importants et qu'ils tournent dans le sens des aiguilles d'une montre, alors que dans la partie méridionale de la baie ils sont dirigés vers le nord-ouest. Dans la baie San Jorge, la tendance, durant l'Holocène, semble avoir été à l'isolement progressif des zones périphériques, tant par sédimentation et progradation du littoral que du fait de la fermeture des petites baies par des flèches littorales.

Dans la partie septentrionale de Bahia Adair, la dynamique côtière holocène a été dominée par des phénomènes de progradation littorale ; le long de la bordure orientale de la baie, la dérive littorale est dirigée du sud vers le nord, comme l'atteste, par exemple, la flèche qui barre l'entrée de l'estero Cerro Prieto.

A5.2.3. Le beachrock de la région de Puerto Peñasco

Plusieurs auteurs ont mentionné la présence d'un important beachrock dans la région de Puerto Peñasco (Slanduski, 1969 ; Rose, 1975 ; Jones, 1975 ; Dunn, 1981). Jones (1975), plus spécialement, a consacré une étude pétrologique à cette "unité lithostratigraphique", dans plusieurs localités situées entre la partie orientale de Bahia Adair et l'Estero Marua. Je reprendrai les principales conclusions de l'étude de Jones (1975) avant d'apporter quelques observations et d'exposer mon interprétation sur l'âge de ce sédiment.

Le beachrock, facile à identifier grâce à sa couleur sombre qui tranche sur le sable clair de l'estran, affleure en bandes parallèles au rivage dans la zone intertidale, et se prolonge dans la zone infralittorale. La puissance de ces grès de plage, disposés en lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique, dépasse couramment la dizaine de mètres, et atteint même 17 m à Punta Pelicano. Les lits sont inclinés de 2 à 3 degrés vers la mer.

Le beachrock est cimenté par de la calcite magnésienne et de l'aragonite. Selon Jones, l'aragonite prédominerait dans la partie supérieure de la zone intertidale, qui n'est recouverte que lors des grandes marées. Sans écarter formellement l'hypothèse selon laquelle le sédiment littoral a pu être cimenté en domaine continental (zone saturée), Jones considère que le beachrock s'est formé dans la zone intertidale, durant les périodes de basse mer, lorsque les conditions de température, de pH et de concentration en CO_2 sont les plus favorables.

Jones propose deux interprétations quant à l'âge et aux conditions de formation du beachrock. Selon la première interprétation, le beachrock serait holocène, et se serait

formé dans la position intertidale qu'il occupe actuellement ; selon la seconde interprétation, qui finalement retient sa faveur, il serait d'âge Pléistocène supérieur (?) et ne se trouverait que fortuitement dans la zone intertidale à l'heure actuelle. Plusieurs arguments sont apportés, par Jones, à l'appui de cette dernière hypothèse.

Les structures sédimentaires du beachrock ne correspondent pas toujours à la disposition morphologique actuelle de la côte, (par exemple, à l'entrée de l'Estero Marua). Par ailleurs les caractères granulométriques du beachrock sont distincts de ceux des sédiments intertidaux actuels (zone orientale de Bahia Adair notamment) ; de plus, le beachrock est parfois subsantiellement érodé, et présente des phénomènes de dissolution intense, aussi bien à l'échelle de l'affleurement (karstification) qu'à l'échelle microscopique (clastes et pores intergranulaires de la roche). Enfin, dernier argument, Jones considère que les sédiments fossilifères du Pléistocène supérieur, étudiés par Hertlein & Emerson (1956) dans cette région (paragr. 3.1.1. 2) sont "associés" à ce beachrock.

L'obstacle principal auquel s'est heurtée Jones, tient au concept d'unité lithostratigraphique appliqué au beachrock. Appliquant la définition de "beachrock" à toute calcarénite ou calcirudite présentant un ciment caractéristique de calcite magnésienne et d'aragonite en cristaux aciculaires, cet auteur a été amené à distinguer les grès littoraux pléistocènes émergés de ceux qui affleurent sous le niveau des hautes eaux holocènes, et à assimiler ces derniers avec de véritables beachrocks holocènes. Jones note, par exemple, que les dissolutions de bioclastes (aragonitiques) précédant la cristallisation d'un ciment de remplissage sont très fréquentes dans le "beachrock", mais n'en tire pas la conclusion que ces sédiments ont subi une emersion, accompagnée de dissolutions par circulations d'eaux météoriques, et d'éventuelles cimentations en milieu subaérien (zone vadose) ; la cristallisation d'un ciment de type beachrock, sur de tels sédiments anciens (Pléistocène supérieur) n'est qu'un phénomène surimposé qui est lié à leur position actuelle dans la zone intertidale. L'existence de cristaux aragonitiques corrodés et partiellement dissous, signalée par Jones dans certains échantillons (notamment dans le "beachrock" situé à l'entrée de l'estero Marua), confirme que le ciment typique des beachrocks ne peut être préservé sans altération dès lors que le sédiment est émergé.

En conclusion, on retiendra qu'il y a actuellement formation de beachrock dans la région de Puerto Peñasco. L'amplitude du marnage, les conditions de température et la nature sableuse et calcarénitique des sédiments (antérieurement cimentés, ou non) situés dans la zone intertidale, constituent autant de facteurs favorables à une telle cimentation. A ces facteurs ou ajoutera la présence de cyanophycées caractéristiques des environnements de beachrocks (Schyzothrix calcicola et S. hernosa, J. Schreiber, comm. pers., 1977) , et visibles sous forme de mucus verdâtre, notamment sur les affleurements de calcarénites pléisto-

cènes de la Cholla, dans la zone intertidale.

A5.3. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LITTORALES DU DELTA DU RIO CONCEPCION

A5.3.1. Description générale de la région

Entre la pointe rocheuse de Puerto Lobos et le sud de Bahia San Jorge, le trait de côte dessine un grand arc de cercle qui correspond au delta du rio Concepcion (fig. A5.1). Actuellement, le rio Concepcion débouche dans le Golfe de Californie dans la partie méridionale de la plaine deltaïque. Cette plaine s'élève régulièrement vers l'est, jusqu'à une altitude d'une centaine de mètres, avant de se raccorder aux piémonts des sierras del Alamo et La Gloria. Elle est typiquement formée de sables et de limons alluviaux qui contiennent de rares passées de cailloutis et de galets.

Au nord et au sud du delta, les régions côtières sont totalement couvertes de champs de dunes transversales, jusqu'à plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres. Ces dunes, dont les rides sont orientées NE-SW, sont partiellement fixées par la végétation et ne sont plus que localement actives. Comme l'attestent quelques lambeaux préservés de l'érosion dans le delta lui-même, cette vaste couverture dunaire s'étendait auparavant sur l'ensemble de la région ; récemment, elle a été érodée par le rio Concepcion et par les quelques arroyos qui drainent la plaine deltaïque actuelle (sans se déverser dans la mer).

Le fleuve, qui, depuis l'apex du cone deltaïque, suit un cours dirigé vers le sud-ouest, semble avoir assez peu divagué au cours de l'Holocène. La sédimentation deltaïque, tant dans la plaine qu'à l'embouchure, a été réduite lors des derniers milliers d'années.

Jusque dans la première moitié du siècle, les débits du rio Concepcion n'étaient toutefois pas négligeables, (742.10^6 m^3/an ; Van Andel, 1964) ; de nos jours, du fait des besoins en eau d'une agriculture bien développée dans cette zone favorable, les eaux du fleuve ne parviennent que rarement jusqu'au golfe.

La dernière phase d'accumulation notable de sédiments dans le cône deltaïque s'est produite dans des conditions climatiques sûrement beaucoup plus humides qu'actuellement.

A5.3.2. Le cordon holocène

Un cordon littoral longe de façon ininterrompue le trait de côte entre l'embouchure du fleuve et l'estero San Francisquito (fig. A5.1).

Les eaux de ruissellement superficiel de la plaine deltaïque, privées d'un exutoire naturel à la mer, s'accumulent dans des lagunes temporaires derrière le cordon ; en dehors des périodes de pluie, ces lagunes se présentent comme des "playas" argilo-limoneuses, à fentes de dessication superficielles, dépourvues de toute végétation.

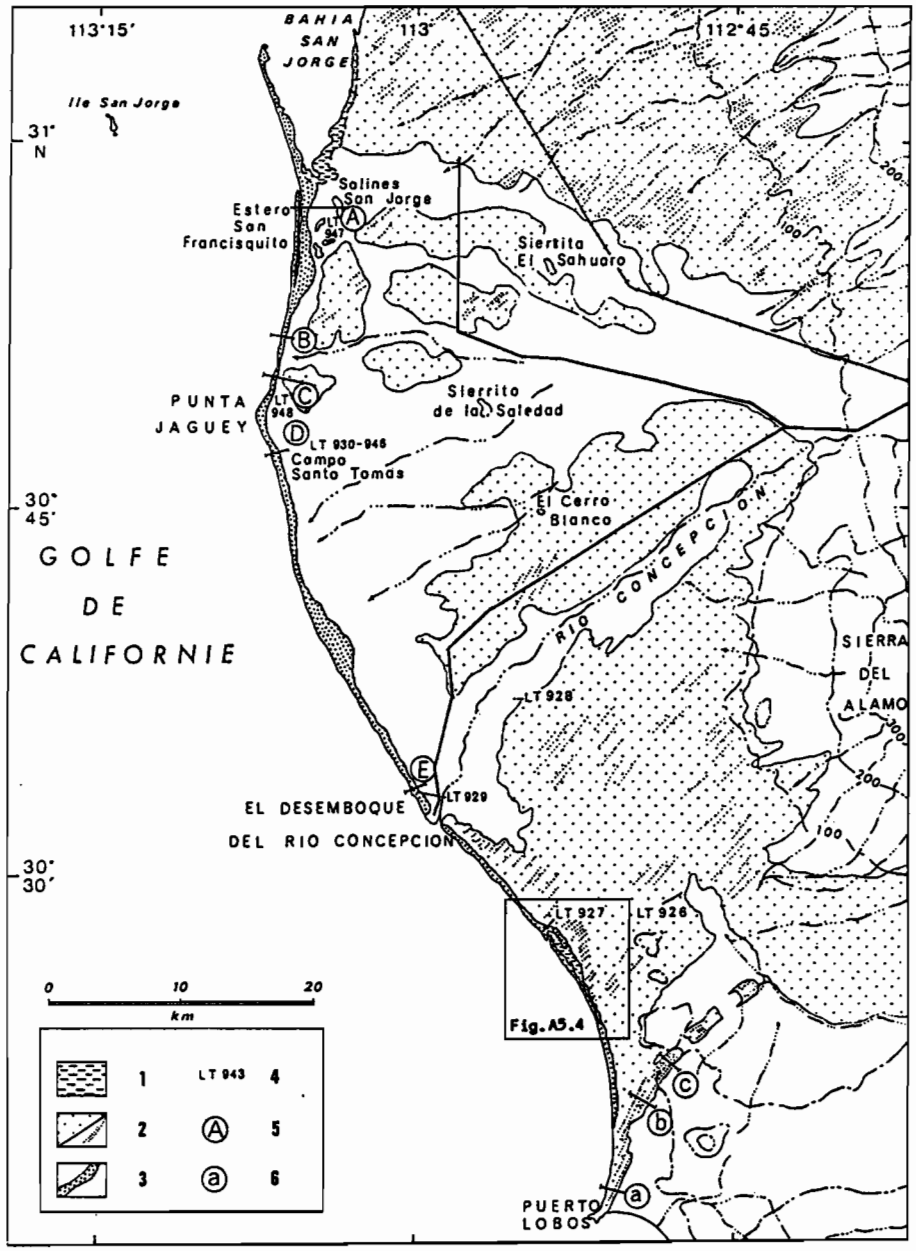


Fig. A5.1.- Le delta du rio Concepcion : carte de localisation des coupes étudiées et des échantillons sédimentologiques prélevés.

1- Lagunes et platiers littoraux. 2- Sables éoliens quaternaires, a : nappe de sables dunaires, b : champ de dunes transversales. 3- Cordon dunaire holocène. 4- Echantillon sédimentologique (voir fig. A5.7). 5- Coupes de dépôts quaternaires (voir fig. A5.2 et A5.6). 6- Coupes d'édifices dunaires (voir fig. A5.3).

Les dimensions du cordon varient de quelques dizaines à quelques centaines de mètres en largeur, et de quelques mètres à une trentaine de mètres en hauteur. On distingue parfois deux générations de dunes littorales holocènes, la plus ancienne étant plus éloignée du rivage et en voie de fixation par la végétation (fig. A5.2, coupes B, D et E). Localement, ce cordon repose sur des horizons argileux et limoneux (fig. A5.2, coupes D et E) correspondant à des boues de crue du rio Concepcion, éventuellement remaniées.

En arrière du cordon holocène, subsistent quelques dunes littorales pléistocènes, à sables rubéfiés (fig. A5.2, coupes A, C, D) qui tendent à indiquer que le paléo-rivage, lors du dernier interglaciaire, était proche du rivage actuel.

A5.3.3. Le massif dunaire de Puerto Lobos

Un appareil dunaire particulier, situé immédiatement au nord-est de Puerto Lobos, se distingue, par sa forme et sa structure, des champs de dunes transversales déjà mentionnés. Cet appareil composite, et partiellement érodé, mesure près de 35 km de long et 2 à 3 km de large (fig. A5.1). Il débute à la presqu'île de Puerto Lobos, puis longe la côte dans sa partie orientée nord-sud, avant de s'éloigner du littoral, en arc de cercle vers le nord-est. Sa terminaison nord-orientale comporte un front parabolique typique derrière lequel s'étirent deux "queues" de traîne parallèles ; cette partie nord-orientale correspond à la définition de "parabolic salient complex" proposée par Wells (1982) dans sa classification des massifs dunaires paraboliques. La particularité de ce champ dunaire réside dans le fait que sa forme générale et la morphologie de son extrémité nord-orientale sont celles de dunes longitudinales qui progresseraient vers le nord-est, alors que la structure des édifices éoliens qui le composent est typique de dunes soumises à des vents dominants du nord-ouest. Trois coupes transversales schématiques de ce champ dunaire (fig. A5.3) montrent qu'il comporte plusieurs zones parallèles, les unes actives, avec barkanes et cordons de dunes transversales, et les autres formées de dunes anciennes, érodées et fixées.

Ainsi cet appareil témoigne-t-il de l'existence, à une époque antérieure (durant le Pléistocène supérieur), de vents dirigés vers le nord-est ; plus récemment, les sables superficiels de ce massif ont été partiellement remodelés sous l'influence des vents du nord-ouest, encore dominants de nos jours.

A5.3.4. Les dépôts littoraux holocènes

Dans cette région, les plages sont sableuses, peu inclinées, et larges de quelques dizaines (voire quelques centaines) de mètres. Au nord et au sud du delta du rio Concepcion, deux petites lagunes étroites, parallèles au rivage, sont séparées du golfe par un cordon littoral récent. L'axe de ces lagunes (esteros) est formé par un chenal dont le fond est situé au niveau des basses eaux.

Les marges du chenal et la partie distale des lagunes, qui ne sont recouvertes que par les

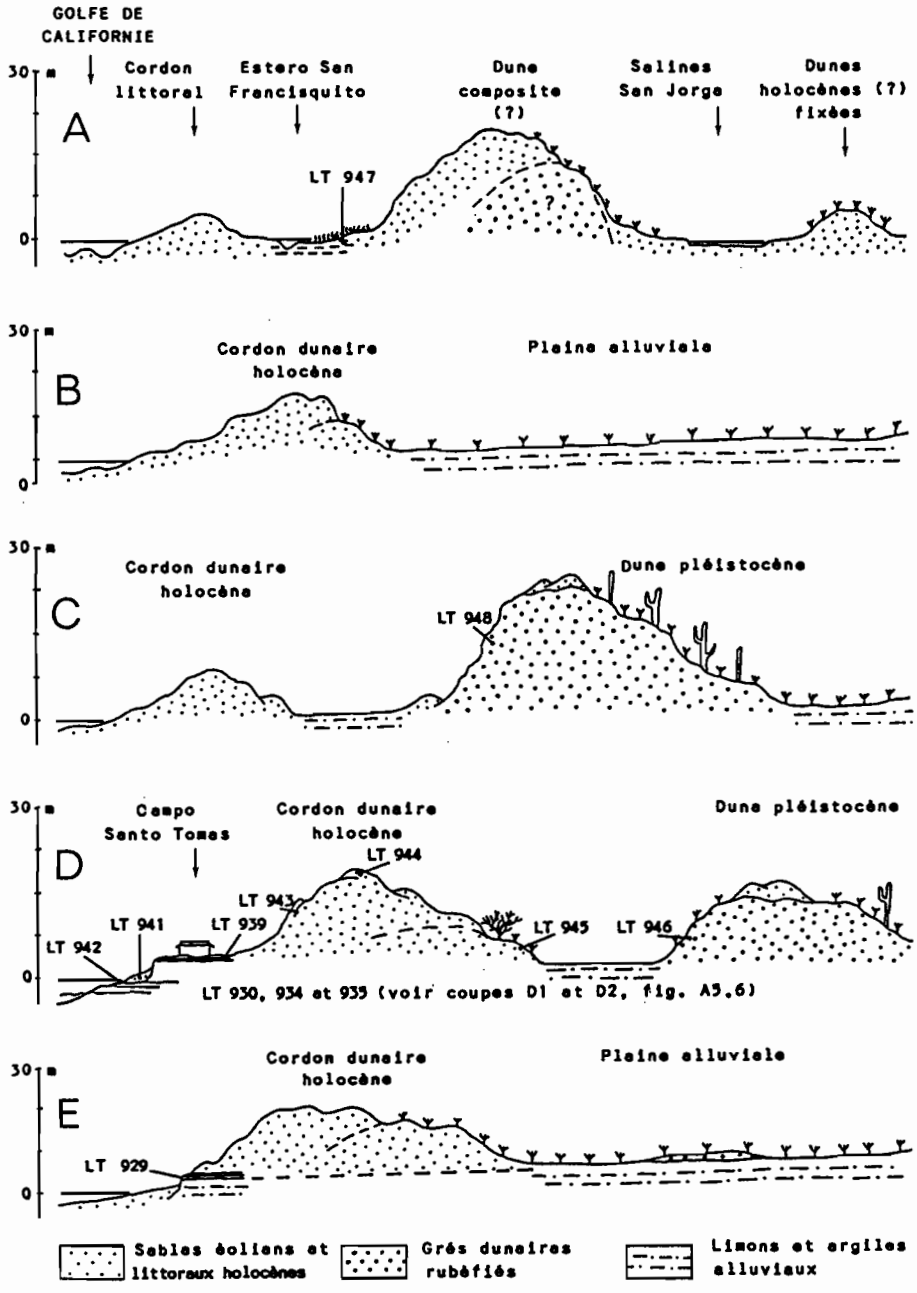


Fig. A5.2.- Coupes schématiques du littoral entre Bahia San Jorge et l'embouchure du rio Concepcion : distinction entre dunes holocènes et pléistocènes. Voir localisation des coupes fig. A5.1., et courbes granulométriques de certains des échantillons indiqués, fig. A5.7.

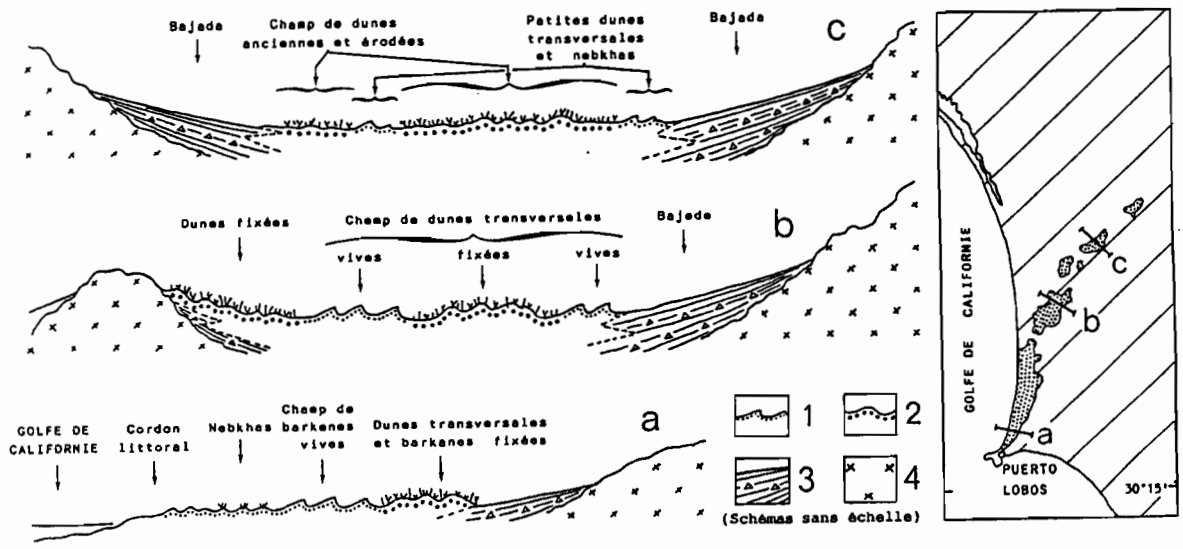


Fig. A5.3.- Coupes schématiques transversales du champ dunaire situé au nord-est de Puerto Lobos (voir localisation des coupes fig. A5.1).

1- Sable vif, ou mobilisé à l'Holocène ; 2- Sable dunaire ancien, en voie de cimentation et de rubéfaction ; 3- Dépôts de piémont (bajada) ; 4- Substratum rocheux préquaternaire.

marées les plus hautes, sont formées de sables fins et de limons, et couvertes d'une végétation halophile (Salicornia sp., Distichlis sp., etc.).

Ces lagunes n'ont pu se former que depuis que le niveau de la mer a atteint sa cote actuelle (seconde moitié de l'Holocène?). Elles sont toutes deux situées au centre de larges baies dont la concavité est tournée vers l'ouest et le sud-ouest, et résultent visiblement des effets de la dérive littorale dirigée, dans cette partie du golfe, du sud vers le nord. La flèche littorale du sud de Bahia San Jorge (fig. A5.1) constitue un autre témoin de cette vigoureuse dynamique littorale qui favorise le transport des sables littoraux provenant du sud vers le NNW ou le NW.

A5.3.4.1. Le beachrock holocène de la région de Desemboque del Rio Concepcion.

Un beachrock en cours de formation a été découvert dans l'embouchure de l'estero situé à une douzaine de kilomètres au sud-est de Desemboque del Rio Concepcion, et à 20 km au nord de Puerto Lobos. A l'embouchure de l'estero s'est construit une langue de sable dirigée vers le sud (fig. A5.4).

De part et d'autre de cette langue sableuse affleure un grès de plage, vacuolaire en surface, disposé en strates de quelques centimètres d'épaisseur, et légèrement inclinées vers l'entrée de la lagune ou vers la mer. Du côté de la mer, seule quelques strates affleurent dans les sables non consolidés de l'estran, à plusieurs décimètres au-dessous du niveau des hautes eaux (fig. A5.5). Du côté de l'embouchure, le beachrock affleure sur une épaisseur d'environ 1.5 m et n'est recouvert que par une mince couche de sable meuble. Le sommet de la langue sableuse, dans laquelle se forme le beachrock, est situé entre le niveau moyen des hautes eaux et celui des vives eaux. Dans l'embouchure, le fond du chenal et le substrat du beachrock sont formés d'un sable beige, légèrement cimenté dans la masse et concrétionné. La couleur beige de ces derniers sédiments contraste avec la teinte gris sombre du beachrock (due à la présence de micro-organismes sombres).

Le beachrock est un grès moyen (grain moyen : 0.2 mm), à rares éléments bioclastiques, riche en minéraux lourds opaques. En dehors de l'enveloppe micritique des bioclastes et de certains lithoclastes, le ciment qui lie les grains est constitué d'aragonite en cristaux aciculaires de quelques dizaines de microns de long, et de micrite de nature également aragonitique. Les bioclastes sont peu altérés dans l'ensemble. Certains d'entre eux présentent un début de micritisation, mais les fragments coquilliers dissous, ou en voie de dissolution, restent rares. Des coquilles entières, ou en grands fragments (Turritella sp., Dosinia ponderosa, Chione sp.), apportées par les vagues, sont incluses dans les anfractosités et les vacuoles superficielles du beachrock. Tous ces caractères laissent penser que ce sédiment est d'âge holocène, et qu'il n'a jamais été totalement émergé, ou soumis à l'action des eaux météoriques, depuis le début de sa formation. Les algues de divers types (encroûtement de mélobésiées,

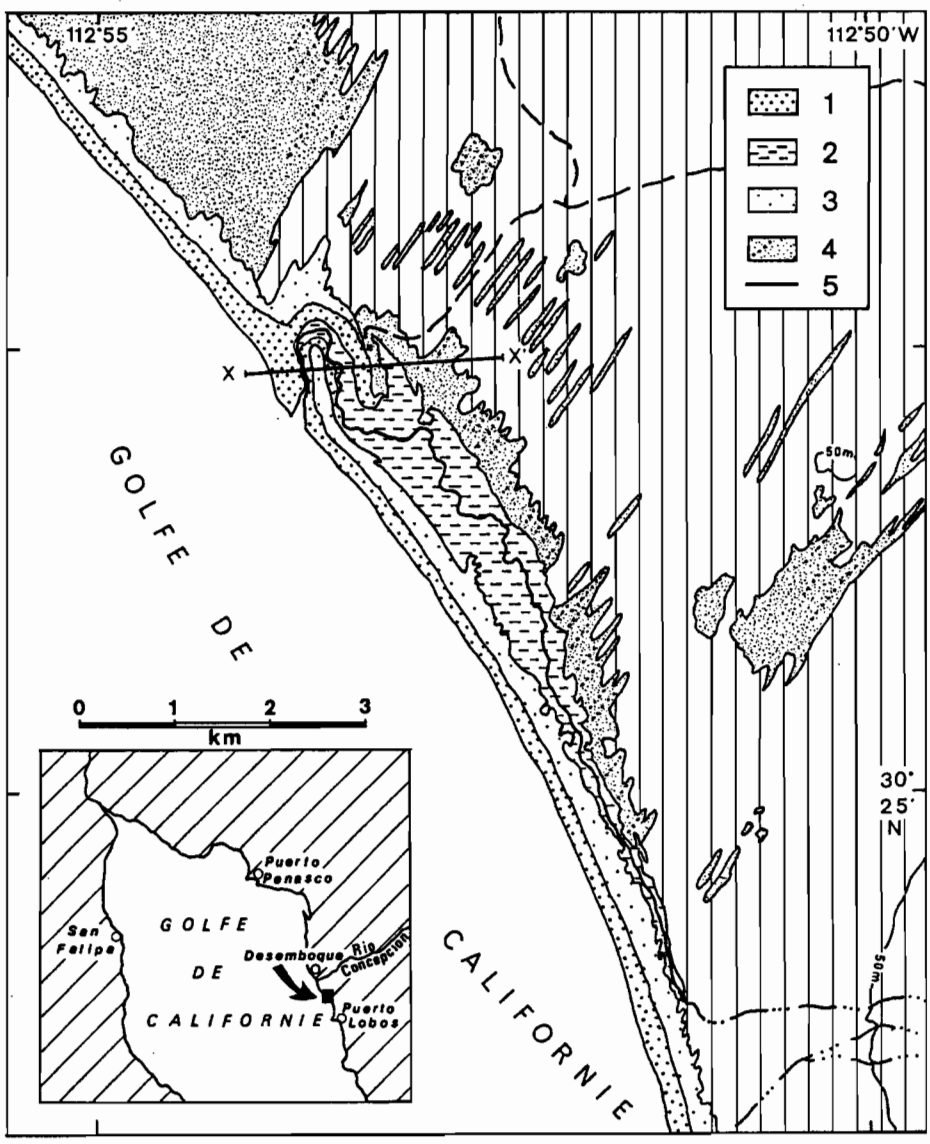


Fig. A5.4. - Carte schématique de la lagune située au sud du delta du rio Concepcion.

1- estran sableux ; 2- dépôts lagunaires (sables fins, limons et argiles) ; 3- cordon dunaire holocène ; 4- dunes transversales pléistocènes ; 5- coupe, voir fig. A5.5.

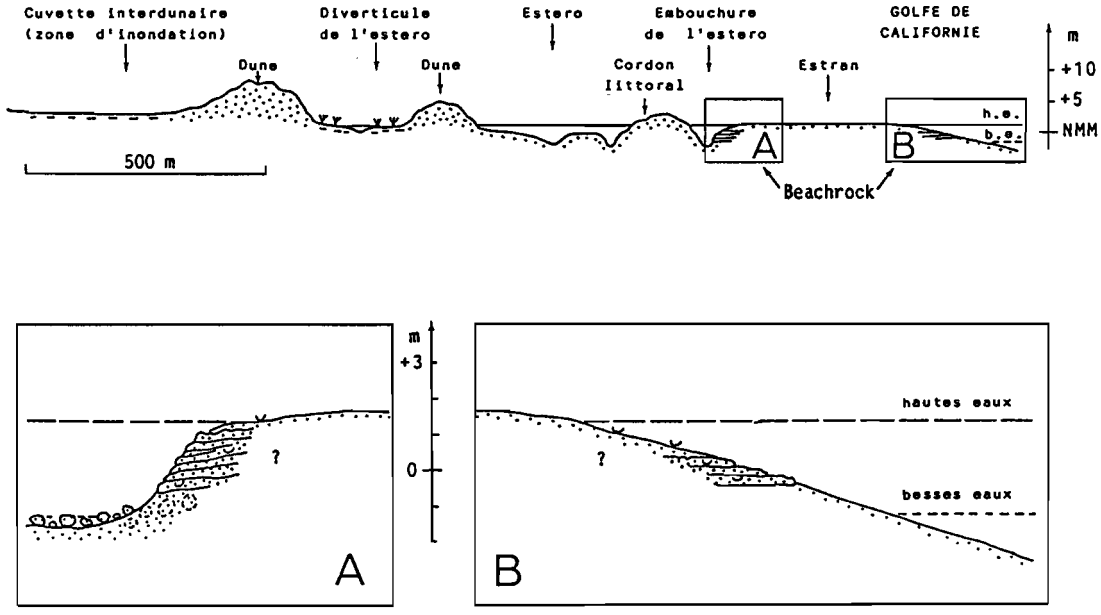


Fig. A5.5.- Coupe E-W de la lagune située au sud du delta du rio Concepcion (voir localisation fig. A5.4), et détail des affleurements de beach-rock actuel.

algues vertes, etc.) qui couvrent la partie affleurante jouent probablement un rôle actif dans le processus de cimentation des grains, et de croissance verticale (?) et latérale de cette unité sédimentaire.

L'aspect scoriacé que présente le beachrock en surface pourrait laisser croire qu'il est en cours d'érosion, de destruction. En fait, sa position dans la langue sableuse récemment construite à l'entrée de l'estero, aussi bien que la présence de coquilles en cours de cimentation à sa surface, indiquent que sa formation se poursuit de nos jours.

A5.3.4.2. La séquence littorale holocène de Campo Santo Tomas

L'une des rares séquences de dépôts littoraux indiquant que le niveau marin a atteint une côte voisine de l'actuelle, dès 5 000 ans B.P., a été relevée à Campo Santo Tomas (fig. A5.1). Cette séquence, qui affleure dans la zone de balancement des marées, se compose, de la base au sommet, de grès littoraux fossilifères, de sédiments fins intertidaux ou lagunaires, à lentilles de tourbe, et se termine par un niveau d'argile compacte brune, d'origine continentale (fig. A5.6). Elle est surmontée de dépôts alluviaux et de sables dunaires plus récents.

La base visible de cette séquence affleure dans la partie basse de l'estran et comporte des grès fins, de couleur beige à brique, à coquilles remaniées de Chione fluctifraga et C. cortezi; les grès contiennent des indices de "bioturbation", ainsi que de petites concrétions carbonatées. Quelques cristaux aciculaires d'aragonite observés au centre des pores intergranulaires de la roche marquent le caractère récent de la cimentation au zone intertidale.

Ces grès sont surmontés par plusieurs niveaux, d'épaisseur décimétrique, de grès et de limons finement stratifiés, vert-olive, beiges ou rosés, à faune de petits mollusques et pinces de crabes.

Certains horizons conservent des traces de racines et de tiges de plantes. Des lentilles de tourbe, de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres de puissance, sont interstratifiées dans ces niveaux littoraux.

Localement, les grès de la base de la séquence supportent, en discordance, des argiles, de milieu intertidal, fossilifères (Cerithidea mazatlanica, C. albonadosa, Melampus mouslevi, Chione fluctifraga, C. cortezi, se trouvant apparemment in situ) et à galets de ponce flottés. Un des tests de Chione fluctifraga (LT 933) de ce niveau argileux a fourni un âge ^{14}C de 4 000 $\pm$170 ans B.P. (UPS 2442). Un lit de tourbe (LT 936) de cette séquence à livré un âge ^{14}C de 5 570 $\pm$270 ans B.P. (UPS 2465).

Cette séquence stratigraphique indique qu'après une phase d'ascension du niveau marin, jusqu'à une cote de + 0.5 m ($\pm$1 m), il s'est produit, vers 4000 ans environ, une régression ; cette dernière n'implique pas nécessaire-

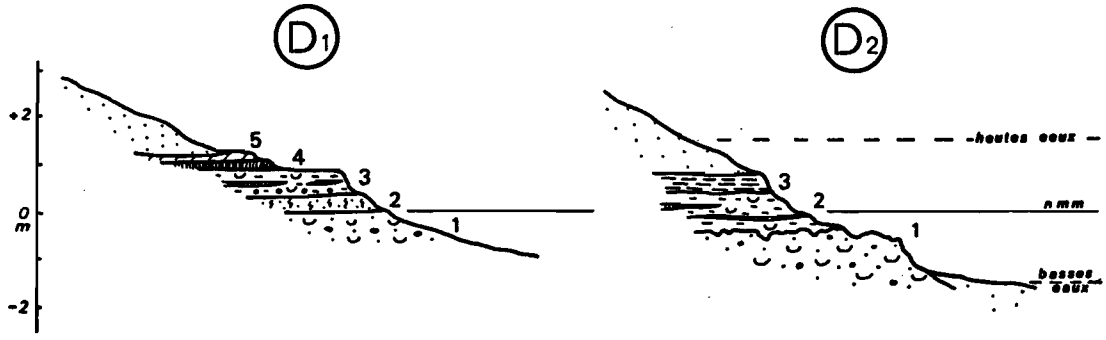


Fig. A5.6. - Coupes de dépôts littoraux quaternaires dans l'estran actuel, à 200 m et à 75 m au sud du camp touristique de Santo Tomas (voir localisation "D" fig. A5.1).

Coupe D1 :

1- Grès fin beige-rosé à couleur brique, à fragments coquilliers et concrétions carbonatées (LT 930) et à Chione fluctifraga et C. cortezi (LT 931).

2- Grès vert-olive à gris-bleu, à restes de plantes (LT 935).

3- Grès beige à coquilles fines et pinces de crabes, graveleux à la base ; interstratification de lits de tourbe et de grès à tubulures (racines ?).

4- Lit de tourbe (LT 936 et 937) daté (^{14}C) de 5570 ±270 ans B.P.

5- Calcaire rosé de type encroûtement superficiel.

Coupe D2 :

1- cf A.1.

2- Argile limoneuse gris clair à gris vert, finement litée (LT 932), à ponces flottées et localement fossilifère, à Cerithidea albonodosa, C. mazatlanica, Chione fluctifraga, C. amathusia, etc. in situ (LT 933) ; interstrafication de petits lits de tourbe ; au sommet lit de ponces important. Datation ^{14}C de 4 000 ±170 ans B.P. sur test de Chione (LT 933).

3- Argile plastique brun foncé (LT 934).

ment une baisse du niveau marin, et pourrait être liée à un recul momentané du rivage. Les argiles brunes du sommet de la séquence (LT 934), que l'on trouve, à d'autres endroits, sous le cordon littoral holocène (LT 929, fig. A5.1 et A5.2), témoignent d'une importante phase d'alluvionnement du rio Concepcion, qui pourrait avoir joué un rôle dans la progradation littorale.

A5.3.5. Caractérisation sédimentologique des principaux environnements sédimentaires

L'étude granulométrique des sédiments de la région littorale du delta du rio Concepcion permet de différencier cinq types principaux d'environnements sédimentaires : les dunes, les sables littoraux consolidés et non consolidés (estran actuel), les alluvions, et les argiles lagunaires (fig. A5.7). Les sables dunaires holocènes et pléistocènes ont des courbes granulométriques de formes voisines ; les sables les plus fins proviennent des dunes transversales du sud du delta (LT 926). Les sables de l'estran actuel se distinguent de ceux qui sont remaniés par le vent, soit par une granulométrie supérieure (LT 942 et 941), soit par une double inflexion plus prononcée de la partie élevée de la courbe (LT 941). Les grès littoraux holocènes de la séquence de Campo Santo Tomas (LT 930, 935) et de l'estero San Francisquito (LT 947), présentent un type de courbe qui permet de les distinguer aisément, à la fois, des sables dunaires et des alluvions du rio Concepcion (LT 928). Les différences observées dans les pentes des courbes des sédiments les plus fins sont dues aux variations des conditions de sédimentation des lagunes littorales. On revient plus loin (fig. A5.10 ; paragr. A5.4.3) sur la classification sédimentologique des échantillons représentatifs de cette région en analysant l'ensemble des sédiments littoraux de la côte orientale du Golfe de Californie.

A5.4. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LITTORALES DE SONORA CENTRAL

A5.4.1. Les principaux environnements sédimentaires de la côte de Sonora central

Le littoral de Sonora central est morphologiquement assez varié puisqu'il comporte à la fois des baies sableuses, des côtes à falaises et des promontoires rocheux, des lagunes littorales, de longs cordons dunaires, etc. Cette diversité tranche avec la monotonie des côtes basses et sableuses que l'on observe dans l'extrémité nord-orientale du golfe, ainsi qu'au sud de Guaymas, le long des côtes de Sonora méridional, de Sinaloa et de Nayarit.

Parmi les environnements côtiers caractéristiques de cette région de Sonora central, on s'intéressera surtout aux lagunes, zones de mangrove, flèches littorales, cordons littoraux et aux bajadas dont le pied est souvent érodé par la mer actuelle.

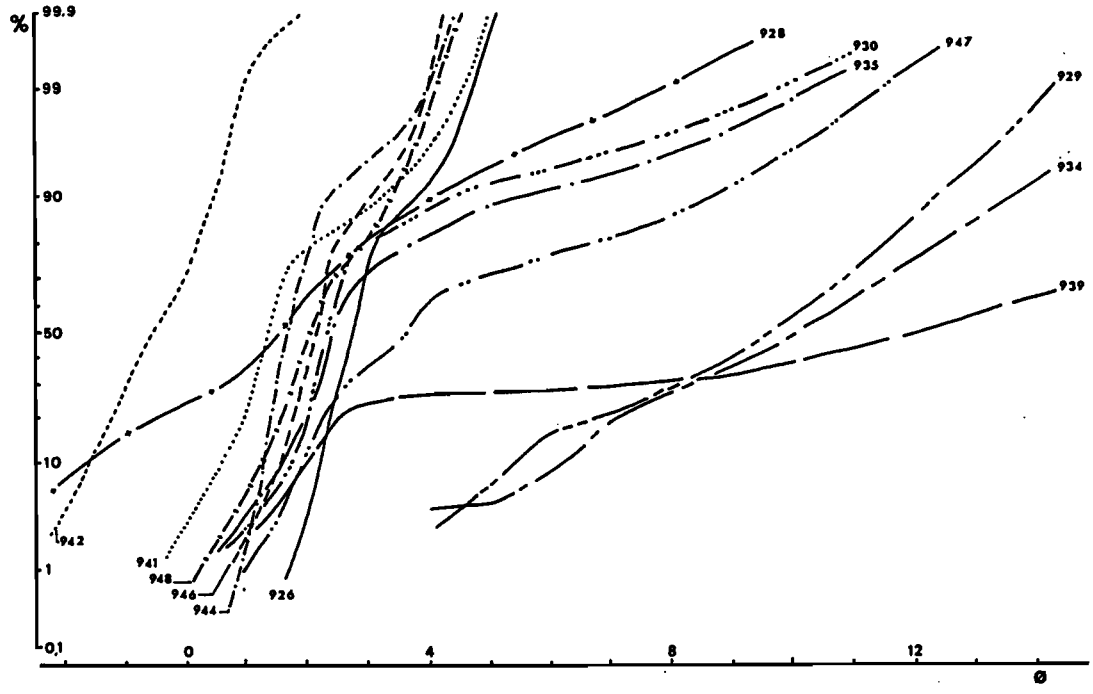


Fig. A5.7.- Comparaison granulométrique de sédiments superficiels quaternaires de la région du delta du rio Concepcion (courbes cumulatives de fréquence). Voir localisation des échantillons fig. A5.1 et A5.2.

- sables de plage : sable moyen, légèrement bioclastique du sommet de l'estran (LT 941) ; et sable grossier, graveleux, de la partie médiane de l'estran (LT 942).

-cordon dunaire : sable moyen, vif, du sommet du cordon (LT 944).

- estero : sable limoneux, à petits galets et à coquilles remaniées (LT 947).

- alluvions du rio Concepcion : sable graveleux à éléments grossiers arrondis (LT 928).

-argiles continentales et littorales : argile limoneuse compacte à la base du cordon littoral (LT 929 et LT 939) ; argile plastique du sommet de la séquence régressive marine (LT 934).

- dunes anciennes : sable légèrement cimenté et contenant des éléments bioclastiques (ancien cordon littoral ?) (LT 948) ; sable fin, bien classé de dunes transversales fixées du sud du delta (LT 926).

- grès littoraux : grès fin, à Chione fluctifraga et C. cortezi (LT 930) ; et grès fin, à traces de végétaux (LT 935).

A5.4.1.1. Les piémonts et bajadas.

Dans la terminologie nord-américaine, le terme de "bajada" (Fair◡bridge, 1968) désigne les glacis détritiques, formés de matériel colluvial et alluvial, qui se développent au pied de chaînons et de massifs rocheux (fig. A5.8). Les bajadas qui comptent parmi les traits morphologiques typiques de la province Basin & Range, résultent des conditions climatiques et paléoclimatiques (présentes et passées) propres au sud-ouest des Etats-Unis et au nord-ouest mexicain (Blissenbach, 1954 ; Lustig, 1968). Le centre des vallées, où se rejoignent les bajadas, est occupé soit par un arroyo soit par une playa endoréique à fond plat et formée de matériel très fin. L'ensemble de deux bajadas convergentes constitue un "bolson". La pente topographique des bajadas varie de quelques degrés à moins d'un demi degré.

Les bajadas se forment par coalescence de cônes torrentiels et alluviaux, au pied des massifs rocheux. Le matériel ainsi accumulé, de granulométrie variable, provient exclusivement de la désagrégation mécanique et chimique des roches du substratum affleurant en amont.

La partie élevée des bajadas contient plus de matériel grossier que la partie située en aval. Les massifs de grès ou de roches plutoniques grenues(granites) fournissent des débris plus fins (arène) que ceux qui sont constitués de roches volcaniques ou métamorphiques à texture massive. Dans presque tous les cas, le matériel des bajadas est de type anguleux ou subanguleux, l'action des eaux de ruissellement n'étant jamais suffisante pour façonner des grains arrondis.

Le transport des particules se fait par écoulement en nappe ("sheet-flood"-McGee, 1897, 1898 ; Davis, 1938). Les précipitations caractéristiques des régions où se développent les bajadas sont à la fois violentes et très espacées dans le temps. Lors des orages, il se forme à la surface du sol une infinité de filets d'eau de ruissellement qui charrient le matériel sur l'ensemble de la bajada ; l'eau des précipitations ne se concentre pas dans des ruisseaux où sa compétence pourrait être accrue. La porosité du sédiment des bajadas est telle que, au fur et à mesure de la progression des filets d'eau (ou de la nappe aqueuse), l'eau s'infiltre en entraînant les particules les plus fines. Le surplus des eaux de ruissellement parvenant à la base de la bajada est drainé par l'arroyo du centre du bolson, ou s'accumule, avant de s'évaporer totalement, dans la playa située dans la zone la plus basse du système.

La surface des bajadas parvenues à leur état de maturité est caractérisée par un réseau de drainage de type particulier. Les chenaux d'écoulement s'anastomosent en dessinant un réseau rhomboïdal, parfois très régulier. Le grand axe de ces losanges est orienté dans le sens de la pente, et mesure de quelques dizaines de mètres à un ou deux kilomètres de long.

Les chenaux qui forment ces rhomboèdres emboîtés se poursuivent de façon rectiligne sur des distances atteignant plusieurs kilomètres.

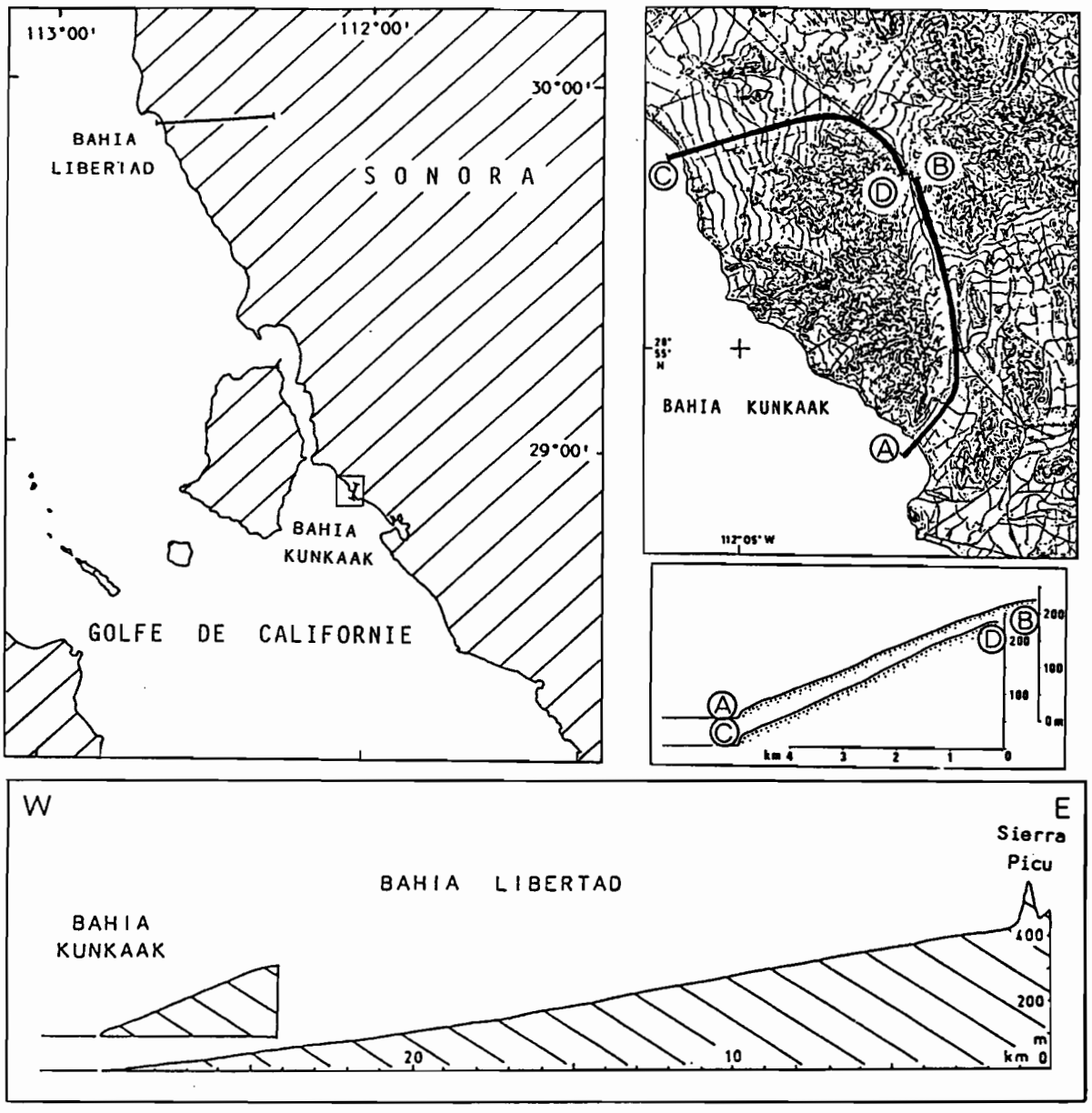


Fig. A5.8. - Coupes topographiques de bajadas typiques dans la région côtière de Sonora central : exemples pris à Bahia Kunkaak et Bahia Libertad.

Les réseaux sont souvent plus fins dans la partie élevée des bajadas que dans leur partie basse. Ces réseaux particuliers sont bien visibles d'avion, les chenaux de ruissellement soulignés par une végetation d'herbes ou de buissons, moins largement dispersée que sur l'ensemble de la bajada. Plusieurs auteurs ont fourni des vues aériennes spectaculaires de ce réseau rhomboédrique typique des bajadas de la région de Puerto Lobos-Bahia Kino (Gastil & Krummenacher, 1977, fig. 3 et 4 ; Helgren & Bahre, 1981, ph. 1 et 2). Sur le terrain, les chenaux ne se marquent que par de faibles sillons dont la profondeur est d'ordre décimétrique.

L'érosion et la dissection débutent à la base des bajadas et remontent progressivement vers l'amont, généralement à la suite d'un abaissement du niveau de base du réseau de drainage. Dans le cas particulier des bajadas situées en bordure du littoral, le creusement des thalwegs se produit d'abord au niveau de la falaise côtière puis se propage vers l'amont. Lorsque la dissection de la falaise côtière est importante, celle-ci présente l'aspect d'une succession de talus en chevrons. Les thalwegs ainsi formés sont parfois remplis de nouveaux sédiments fluviatiles, de sorte que la surface uniforme de la bajada côtière se trouve reconstituée ; c'est le cas notamment à Campo San Lorenzo, à l'est de Puerto Lobos, et au nord de l'embouchure du rio San Ignacio.

Ainsi, au moins dans les régions côtières, le développement des bajadas, marqué par un alluvionnement important, serait contemporain des périodes de bas niveau marin, et les phases d'érosion seraient caractéristiques des périodes interglaciaires de haut niveau marin. Ce modèle, qui contredit le schéma classique liant les variations du niveau de base et la sédimentation alluviale, a des implications paléoclimatiques. Il est probable que les précipitations plus rares et irrégulières des périodes interglaciaires ont été plus propices à la dissection de la partie inférieure des bajadas que le régime des précipitations caractérisant les périodes glaciaires.

Dans les bassins les plus anciens, la partie supérieure des bajadas proprement-dites se prolonge par un pédiment. La surface de ce pédiment, couverte le plus souvent d'un voile de matériel colluvial, a le même aspect et la même pente topographique que la bajada. Les pédiments, surfaces d'érosion creusées dans le substratum rocheux, résultent de l'effet combiné de plusieurs phénomènes : érosion par écoulement en nappe (McGee, 1897), altération météorique et recul consécutif de la base du front montagneux (Lawson, 1915 ; Oberlander, 1972, 1974), et érosion latérale par les torrents au débouché des massifs (Blackwelder, 1931 ; Johnson, 1932 a, 1932 b ; Tuan, 1959).

Qu'il s'agisse de pédiment ou de bajada, la limite supérieure du piémont est en général bien marquée. Dans la région côtière de Sonora central, cette limite entre le piémont et les reliefs rocheux peut se présenter de trois manières différentes (Helgren & Bahre, 1981). Le plus souvent, ce sont des talus ou des cônes d'éboulis, dont les

pentes atteignent 30° au maximum, qui font la transition entre le piémont et le relief. Dans le cas de certains inselbergs ennoyés (massifs des Siete Cerros, par exemple, à mi-chemin entre Hermosillo et Bahia Kino, fig. 3.23), les alluvions formant le piémont proviennent de sources situées plus en amont, et le changement de pente entre le front de l'inselberg et la plaine apparaît alors extrêmement brusque. Dans le troisième cas enfin, le plus rare, le piémont est formé par un pédiment s'arrêtant à la base du front montagneux.

A5.4.1.2. Les lagunes littorales et mangroves.

A5.4.1.2.1. Les caractères généraux des lagunes

Les lagunes de la côte de Sonora central, au nord de Guaymas, peuvent être regroupées en deux catégories : d'une part celles qui bordent la plaine deltaïque entre Tastiota et Bahia Kino, et d'autre part les lagunes à mangroves du détroit del Infiernillo, dont la formation est liée à celle des flèches littorales (Lancin, 1979 ; 1985). Les lagunes de Tastiota, La Cruz et Cardonal présentent plusieurs points communs : elles forment des rentrants par rapport au trait de côte, sont localisées dans d'anciennes zones estuariennes, et sont limitées par des cordons littoraux récents.

La lagune de Tastiota reçoit de faibles apports des rios Tastiota et de la Poza à la suite de pluies d'orage. La lagune Cardonal est de type littoral ; comme l'attestent la forme de la côte et certaines structures sous-marines (Curray, 1961b, et Curray in Parker, 1964b), elle se trouve dans une ancienne zone deltaïque du rio Sonora. Enfin, la lagune de la Cruz, à laquelle on peut rattacher la saline de Nuevo Kino (Nichols, 1965), constitue un complexe lagunaire situé à l'emplacement d'un ancien estuaire des rios Sonora et Bacoachi.

Actuellement, les eaux de ruissellement de la région s'infiltrent rapidement dans les sédiments poreux de la plaine alluviale et ne sont plus drainées par ces rivières. Ainsi, malgré leur origine estuarienne et leur position en marge d'une plaine deltaïque, les trois lagunes en question sont-elles, de nos jours, très peu alimentées en eau douce. La salinité y est supérieure à celle de l'eau de mer, et leurs rivages orientaux, vers l'intérieur des terres, sont bordés de platiers évaporitiques.

Malgré la relative faiblesse du marnage -entre un et deux mètres- la superficie de la zone submergée des lagunes diminue quotidiennement de près de moitié entre la marée haute et la marée basse : c'est dire la faible profondeur générale de ces lagunes. Les zones inondées en permanence, chenaux et platiers infralittoraux, sont souvent colonisées par une mangrove dite rouge (Rhizophora mangle). Dans les zones découvrant à marée basse, on peut différencier plusieurs types de platiers (Nichols, 1965) :

- la zone inférieure des platiers intertidaux, quotidiennement submergés, et drainés par quelques chenaux de

marée ;

- la zone supérieure des platiers intertidaux, inondés seulement lors des fortes marées mensuelles et généralement couverts par une flore halophile (mangrove "noire", salicorne, Batis maritima, Distichlis spicata, etc) ;
- et enfin, les platiers supralittoraux, qui ne sont couverts d'eau qu'à la suite de précipitations exceptionelles.

A5.4.1.2.2. Les mangroves

A la différence de la côte sud-orientale du Golfe de Californie où les mangroves se développent largement dans de grandes lagunes ouvertes sur la mer, ou à l'abri d'îles-barrières, la région littorale du Sonora central ne comporte que des mangroves d'extension réduite, dans certaines zones lagunaires protégées. Les mangroves sont situées, soit dans des lagunes qui ne communiquent avec la mer que par d'étroits goulets (Tastiota, Cardonal, La Cruz, Sargento), soit à la base des flèches littorales du détroit del Infiernillo.

Les mangroves du Golfe de Californie sont composées de trois espèces : la mangrove rouge, Rhizophora mangle, la blanche, Laguncularia racemosa, et la noire, Avicennia germinans (ou A. nitida) auxquelles on peut ajouter une espèce moins connue, Conocarpus erectus (Sherwin, 1971). La limite d'extension géographique septentrionale des trois espèces Rhizopora mangle, Conocarpus erectus et Laguncularia racemosa se trouve à la latitude de Laguna Sargento. L'espèce Avicennia germinans s'étend un peu plus loin puisqu'on en trouve une petite population à Puerto Lobos (Sherwin, 1969). Dans l'ensemble du golfe, comme sur la côte de Sonora Central, les deux espèces les plus courantes et les plus largement représentées sont la mangrove rouge et la noire (fig. A5.9). Dans les localités où les trois types de mangroves sont présentes, on observe généralement une répartition zonaire concentrique des espèces en fonction de la profondeur.

La mangrove rouge, aux racines aériennes caractéristiques, croît en général en bordure des chenaux de marée les plus profonds, dans la zone de battement des marées, où la salinité varie très peu. La mangrove blanche occupe une position intermédiaire entre celles des deux autres espèces. Dans la plupart des cas, les mangroves noires et blanches coexistent sur les platiers intertidaux, à proximité du niveau moyen des hautes eaux. La mangrove noire, la plus tolérante en matière de salinité, de nature du substrat et de fréquence des inondations et des émersions, se développe dans une large zone qui peut aller de la base des platiers intertidaux aux dunes bordières de la lagune, en incluant les platiers argileux salins qui ne sont que rarement couverts par la marée. Cette mangrove noire, Avicennia germinans, dispose de pneumatophores dont le sommet, dépassant de 10 à 15 cm la surface de la vase, doit être journellement découvert à marée basse pour que le déve-

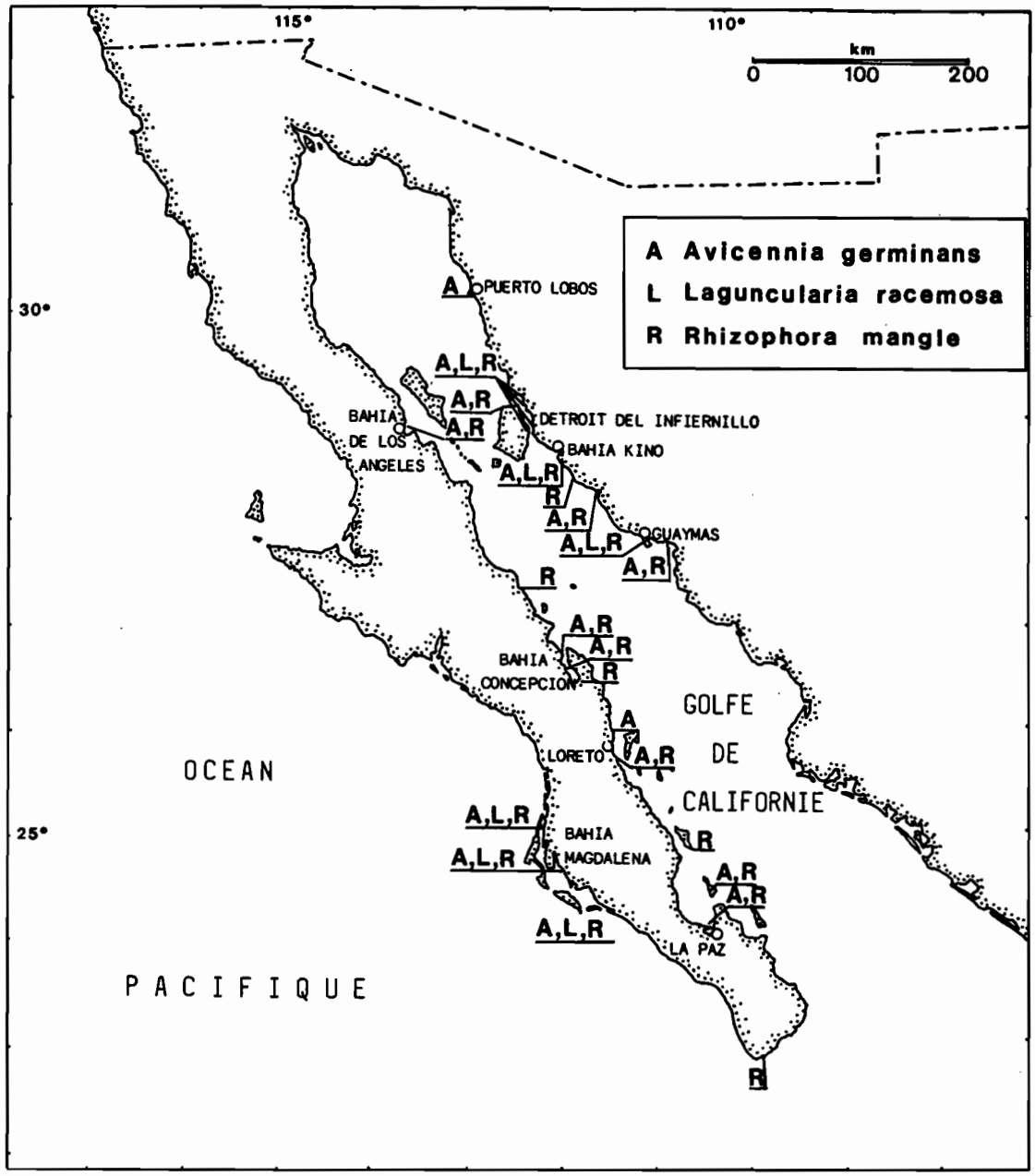


Fig. A5.9.- Répartition des différentes espèces de mangroves dans la région du Golfe de Californie (modifié d'après Sherwin, 1971).

loppement normal de la plante soit assuré.

La taille moyenne des mangroves rouge et noire est de 3 à 4 m environ, mais la noire peut atteindre 8 ou 10 m de haut lorsque les conditions écologiques sont favorables, comme cela semble être le cas à Laguna Mala, à l'extrémité nord-orientale de l'Île Tiburon (Lancin, 1979) et à Punta Santa Rosa (Sherwin, 1971).

Dans la partie supérieure des platiers intertidaux, là où la mangrove noire commence à être clairsemée, d'autres plantes halophiles apparaissent. Salicornia californica et Batis maritima sont les premières à se développer dans la zone qui n'est qu'épisodiquement couverte par la marée. Un petit peu plus haut croissent Distichlis spicata, Suaeda torreyana et Frankenia grandifolia (Nichols, 1965 ; Sherwin, 1971).

Le rôle de chacune des espèces dans le développement des mangroves a donné lieu à de longues controverses. Dans certaines régions du monde -et pour de nombreux auteurs cela a constitué la règle- l'espèce pionnière serait la mangrove rouge, qui coloniserait les hauts fonds proches du niveau des plus basses eaux ; une fois stabilisés par les premiers individus, ces hauts fonds s'accroîtraient vers le haut, par piégeage des sédiments entre les racines, jusqu'à un niveau tel que la mangrove noire, ou blanche, puisse s'y installer à son tour (Vaughan, 1910 ; Davis, 1938, 1940 ; Thorne, 1954 ; Lamb, 1959 ; Chapman, 1960 ; Lugo & Snedaker, 1974 ; etc.). Selon Chapman (1944), la mangrove rouge est capable de s'établir dans des zones couvertes par 0,70 m d'eau en moyenne, tandis que pour les deux autres espèces, la tranche d'eau doit être inférieure à 15 cm.

Dans quelques autres régions cependant, la mangrove noire semble être l'espèce pionnière (Walter & Steiner, 1936 ; Grant, 1938 ; Carter, 1959 ; Vann, 1959). Certains auteurs (Lugo & Snedaker, 1974 ; Sirkin, 1984a) considèrent que la mangrove rouge est prédominante lors de remontée du niveau marin (transgression), que la mangrove blanche est caractéristique d'une certaine stabilité du niveau de la mer, et que la mangrove noire se développe surtout lors de la fermeture de lagunes marines.

Dans la région de Tastiota, les observations de Nichols (1965) semblent indiquer que la mangrove noire, parfois accompagnée de salicorne, a été la première espèce à coloniser de nouvelles zones, aussi bien vers l'intérieur des terres que sur des îles en formation dans la lagune. A Laguna Sargento, en revanche, la mangrove rouge pourrait être effectivement l'espèce pionnière (Sherwin, 1971).

A5.4.1.3. Les dunes littorales

Sans être, de façon générale, aussi développées que dans l'extrémité nord-orientale du Golfe de Californie, les dunes littorales sont fréquentes sur la côte de Sonora central. Ces édifices éoliens se présentent en cordons relativement étroits et continus, ou en massifs de taille variée ; ils peuvent être d'âge holocène, vifs ou en cours de fixation, ou anciens (pléistocènes) et, en général, consolidés.

Les cordons dunaires sont bien développés sur les littoraux en bordure de plaines côtières : c'est la cas des cordons reliant Tastiota à Punta Kino, et de celui de la baie de Tepopa, au sud de Desemboque del Rio San Ignacio. Ces cordons atteignent souvent +10 à +20 m d'altitude, mais ils peuvent être de hauteur inférieure. Leur largeur varie de quelques dizaines, à plusieurs centaines de mètres, en fonction de l'orientation du trait de côte par rapport aux vents dominants du NW, et des conditions d'alimentation en sables littoraux.

Des petits massifs dunaires résultant de l'agrégation de dunes longitudinales lobées se sont parfois formés dans les parties sud-orientales de baies tournées vers l'ouest, comme c'est le cas pour les baies de Tepopa, Puerto Libertad, Playa Lobitos et Playa Santa Maria. Dans la plupart des cas, les dunes holocènes de ce type reposent sur des homologues plus anciennes, attribuées au début de la régression du dernier interglaciaire.

Un dernier type d'accumulation de sable éolien s'observe sur certaines côtes à falaise, orientées vers le NW, et à des altitudes de plusieurs dizaines de mètres au-dessus du rivage actuel (Punta Tepopa, Punta Tecomate). Ces dunes perchées, légèrement cimentées, sont parfois interstratifiées avec des dépôts de pente ; leur mise en place s'est faite à une époque pré-holocène, lors d'une (ou plusieurs) phase(s) de bas niveau marin glaciaire.

A5.4.1.4. Les formations littorales holocènes

Sur la côte de Sonora central, les dépôts littoraux récents présentent une plus grande variété de caractères sédimentologiques que ceux du nord du golfe, ou ceux des régions situées au sud de Guaymas. Cette diversité sédimentologique est directement liée à la variété des environnements côtiers qui caractérise cette région.

Les côtes à falaises rocheuses, qui bordent certaines sierras (Algodones, Kunkaak, Menor, etc.) et promontoires (Caps Bola, Tepopa, San Nicolas, etc.), sont pauvres en sédiments littoraux. Les régions où le talus littoral recoupe des dépôts de bajada (détroit de l'Infiernillo, bordure de la Sierra Bacha, etc.) sont caractérisées par des sédiments littoraux grossiers, mal classés et à éléments le plus souvent de nature volcanique. La granulométrie des sédiments d'estran varie en fonction de la taille des éléments apportés à la zone littorale (talus d'érosion, apports torrentiels, embouchure de rios) et en fonction de divers paramètres de dynamique littorale. Plusieurs des grandes baies de la côte de Sonora central (baies de Puerto Libertad, Tepopa, Tecomate, etc.) montrent, d'une extrémité à l'autre, une gradation de la taille des éléments de l'estran depuis celle des blocs (décimétriques) et des galets (de diamètre centimétrique) jusqu'aux sables fins. Les sédiments les plus fins s'observent dans les lagunes littorales citées plus haut.

A5.4.2. L'évolution du niveau marin à l'Holocène.

Les traits morphologiques des littoraux de Sonora central indiquent que le niveau marin holocène n'a jamais été à une altitude sensiblement supérieure à celle du niveau marin actuel. La plupart des talus littoraux, formés dans des roches dures ou dans des sédiments quaternaires plus ou moins consolidés, sont actuels (vifs). Il ne semble pas y avoir eu de fluctuations importantes (d'ordre métrique) du niveau de la mer à une époque récente. Néanmoins, s'il y avait eu oscillations du niveau marin, à l'Holocène, il paraît exclu que les phases de haut niveau aient pu atteindre une cote altimétrique supérieure à celle du zéro actuel.

Les principales régions où un retrait de la mer s'est produit lors des derniers siècles, ou derniers milliers d'années, sont les zones lagunaires relativement fermées (lagunes Tastiota, La Cruz, Sargento). Ces lagunes sont en cours de comblement ; l'accumulation de sédiments, d'origine marine ou continentale, y est facilitée par le développement des mangroves et la croissance des cordons littoraux qui les isolent de la mer ouverte.

Aucune étude chronologique précise n'a été menée sur l'évolution du niveau marin holocène le long de la côte de Sonora central. Quelques datations par radiocarbone de coquilles marines (restes anthropiques) (Petit-Maire, 1976) ne peuvent pas être rapportées à une position précise du niveau de la mer. Deux datations de bois (4 510 ±190 ans B.P.) et de coquilles fossiles (5 120 ± 190 ans B.P.), provenant de sondages des environs de Laguna Tastiota (Nichols, 1965), ne permettent pas non plus de fixer la cote du niveau marin à cette époque-là (problèmes d'interprétation des paléo-environnements sédimentaires, incertitude quant aux taux de compaction des dépôts lagunaires, etc.).

A5.4.3. Caractérisation sédimentologique des dépôts littoraux quaternaires

L'abondance et la relative homogénéité des sédiments sableux quaternaires affleurant le long des côtes de Sonora central s'expliquent par des remaniements importants lors des fluctuations du niveau marin. La fraction sableuse des alluvions parvenant à la côte est remaniée par le vent et par la mer. Lors des phases de bas niveaux marins, les sables infra-littoraux sont découverts et remobilisés par le vent et les eaux de ruissellement. Lors des remontées du niveau marin, les vagues remanient essentiellement des sédiments continentaux, jusqu'à ce que le niveau de la mer se stabilise et que le vent commence à jouer un rôle important en édifiant des cordons dunaires.

Dans les coupes de dépôts littoraux observés le long de la côte, il n'est pas toujours aisé de déterminer les types d'environnement de chaque unité, en particulier lorsque ces dernières présentent peu de structures de stratification. Par une analyse granulométrique portant à la fois sur des sédiments du Pléistocène supérieur et sur des sédiments actuels, on a tenté de caractériser les principaux milieux de dépôts : marin (littoral), laguno-marin,

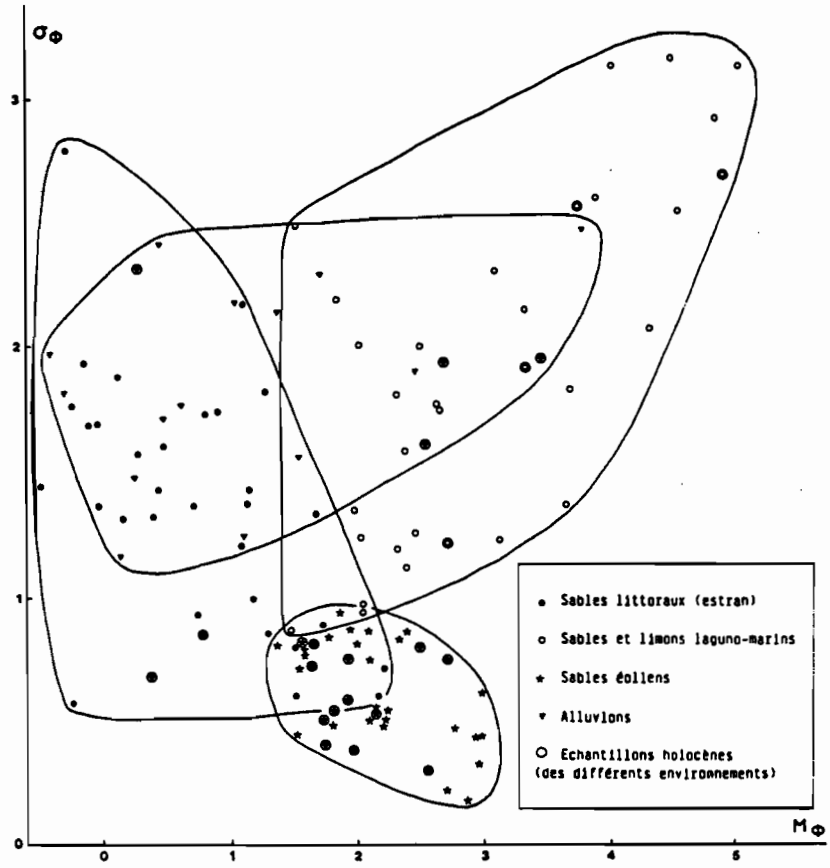


Fig. A5.10.- Diagramme moyenne (Mφ)/deviation standard graphique (σ_ϕ) regroupant la plupart des échantillons de sédiments quaternaires, et actuels, recueillis sur la côte orientale du Golfe de Californie.

Noter la relative cohérence, vis à vis de ces parametres sédimentologiques, des échantillons mis en place en milieu marin, ou laguno-marin, ou sous l'influence du vent, ou encore par les eaux de ruissellement.

Sables marins littoraux (estran)

- LP 23, LP 27, LP 54, LP 57, LP 61, LP 62, LP 64, LP 69, LP 70, LP 75, LQ 140, LQ 160, LQ 176, LQ 184, LQ 188, LQ 191, LQ 193, LQ 198, LS 672, LS 682, LT 696, LT 703, LT 704, LT 708, LT 726, LT 907, LT 918, LT 940, LT 941, LT 942.
- Sables d'estran actuels : LT 713, LT 773, LT 774, LT 778.

Sables et limons laguno-marins

- LQ 152, LQ 155, LQ 167a, LQ 167b, LQ 419, LQ 420, LQ 421, LQ 424, LS 667, LS 669, LS 670, LS 672, LS 678, LS 683, LS 684, LS 685, LT 699, LT 702, LT 705, LT 706, LT 707, LT 709, LT 710, LT 758, LT 765, LT 909, LT 910, LT 919, LT 935.
- dépôts de mangrove et platiers littoraux actuels : LT 714, LT 715, LT 716, LT 947.

Sables éoliens

- LP 25, LP 66, LQ 182, LQ 200, LQ 426, LS 686, LT 720, LT 728, LT 757, LT 766, LT 767, LT 771, LT 772, LT 776, LT 777, LT 783, LT 790, LT 911, LT 913, LT 920, LT 921, LT 922, LT 925, LT 926, LT 945, LT 946, LT 948.
- Sables vifs actuels : LQ 428, LT 779, LT 782, LT 786, LT 787, LT 789, LT 900, LT 901, LT 914, LT 943, LT 944.

Alluvions (fraction de moins de 4 mm) :

- LP 22, LP 26, LP 34, LP 35, LP 42, LP 127, LQ 132, LQ 162, LQ 422, LT 759, LT 760, LT 908, LT 915, LT 928.
- alluvions récentes : LT 780, LT 781, LT 785.

dunaire, alluvial. La fig. A5.10. regroupe ainsi plus de 120 échantillons de sable dans un diagramme moyenne/déviation standard graphique. On y observe que les milieux de dépôts lagunaires et les sédiments littoraux marins et les alluvions, présentent parfois des caractères communs, bien que la limite entre les premiers et les deuxièmes soit assez nettement tranchée (moyenne entre 1 et 2 phi).

Annexe A6

LISTES DE FAUNES QUATERNAIRES

DETERMINEES DANS LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

Les quinze tableaux qui suivent (tabl.A6.1 à A6.15) regroupent, région par région, les principales associations de faunes littorales testacées (essentiellement mollusques, échinodermes et coraux), fossiles ou actuelles, qui ont été décrites dans le Golfe de Californie et sur la côte pacifique de Basse Californie.

Ces listes de faunes incluent à la fois des déterminations faites par divers paléontologues dans certaines localités classiques (pléistocènes ou actuelles) et les déterminations, par l'auteur, de ses propres récoltes dans les localités mentionnées dans le volume I.

La taxonomie a été unifiée en prenant pour référence l'ouvrage de Keen (1971).

tabl. A6.1. : partie septentrionale du golfe
tabl. A6.2. : côte orientale du golfe
tabl. A6.3. : côte est-centrale de Basse Californie
tabl. A6.4. : île San Marcos et péninsule de Chivato
tabl. A6.5. : Mulegé-Bahia Concepcion
tabl. A6.6. : Bahia San Nicolas-San Bruno Buenavista
tabl. A6.7. : Loreto-Punta San Telmo, et îles voisines
tabl. A6.8. : côte sud-orientale de Basse Californie Sud et îles proches
tabl. A6.9. : côte sud-occidentale de Basse Californie Sud
tabl. A6.10 : Laguna San Ignacio et Laguna Ojo de Liebre
tabl. A6.11 : péninsule de Vizcaino et île Cedros
tabl. A6.12 : Morro Santo Domingo-Los Morros Colorados
tabl. A6.13 : Punta Baja
tabl. A6.14 : formation Cantil Costero (Pliocène et/ou Pléist. inf.)
tabl. A6.15 : San Quintin-San Diego

Annexe 6

LISTES DE FAUNES QUATERNAIRES DETERMINEES DANS LA REGION DU GOLFE DE CALIFORNIE

Tabl. A6.1.- Composition des faunes actuelles et de celles des principaux sites fossilifères pléistocènes de la partie septentrionale du Golfe de Californie, depuis Puerto Lobos (Sonora) jusqu'à Punta San Francisquito (Baja California Norte), selon divers auteurs.

Région de Puerto Peñasco.

A- Faune actuelle de cette région, selon Lowe (1935).

B- Faune actuelle de cette région, selon Brusca (1973) et Houston (in Brusca, 1973).

C- Faune actuelle récoltée sur le littoral de cette région (Ortlieb).

D- Pléistocène supérieur de la zone de Punta Cholla : localités 1394 et 1395 (cf fig. 3.1), selon Hertlein & Emerson, 1956.

E- Pléistocène supérieur de la zone de Punta Cholla : éch. LP 90 (Playa Hermosa) et LQ 204, 206 et 207 (Punta Cholla, niveau C1, fig. 3.2).

F- Pléistocène supérieur de la zone de Puerto Peñasco : localités 1397, 1398, 1400, A-4878, A-6602 et A-6603, selon Hertlein & Emerson (1956) (cf. fig. 3.1).

G- Pléistocène supérieur de la zone de Puerto Peñasco : éch. LP 92 et 93 (cf. fig. 3.1).

Région de Puerto Lobos-Bahia San Jorge (déterminations Ortlieb).

H- Faune actuelle récoltée sur le littoral de l'ensemble de cette région.

I- Pléistocène supérieur de la localité de Campo Julio : éch. LQ 195 (niv. V2, fig. 3.4).

J- Pléistocène supérieur de la localité de Puerto Lobos : éch. LQ 202 (niv. B2, fig. 3.4).

K- Pléistocène moyen de la localité de Campo Julio : éch. LQ 198 (niv. W2, fig. 3.4) et LT 768 (niv. O2, fig. 3.4).

Bordure méridionale de la Mesa de Sonora (déterminations Ortlieb).

L- Faune actuelle récoltée sur le littoral de cette région.

M- Pléistocène supérieur de l'extrémité sud-occidentale de Bahia Adair : éch. LU 973 et 980 (niv. Q6, fig. A4.5), et LU 975 (niv. Q4, fig. A4.5).

N- Pléistocène supérieur de la zone située à l'est de Salina Grande : éch. LU 968 (niv. W4, fig. A4.5) et LU 971 (niv. W3, fig. A4.5).

Région de San Felipe-Puertecitos.

O- Faune actuelle et provenant de sites d'occupation humaine holocènes, dans la zone de San Felipe, selon Schenck & Gifford (1952) et Feldman (1969), et faune actuelle des platiers littoraux, selon Thompson (1968).

P- Faune actuelle récoltée sur le littoral dans l'ensemble de la région (Ortlieb).

Q- Pléistocène supérieur de la localité de Puertecitos : éch. LP 105, 106 et 107 (fig. 4.2).

Région de Bahia San Luis Gonzaga-Bahia de los Angeles.

R- Faune des sites d'occupation humaine holocènes des environs de Bahia San Luis Gonzaga, selon Coan (1965).

S- Faune actuelle et des sites d'occupation humaine holocènes de Bahia de los Angeles, selon Feldman (1969).

T- Faune actuelle récolté sur le littoral dans l'ensemble de la région (Ortlieb).

U- Pléistocène supérieur de la localité de Bahia San Luis Gonzaga : éch. LQ 243 (niv. 3, fig. 4.4).

V- Pléistocène supérieur de la localité de Campo Alfonsina : éch. LQ 246 (niv. 4, fig. 4.4).

W- Pléistocène moyen (?) de la localité de Punta La Gringa, au nord-est de Bahia de Los Angeles : éch. LQ 251 (niv. 2, fig. 4.6).

Région de Punta San Francisquito-El Barril (déterminations Ortlieb).

X- Pléistocène supérieur de la localité de Punta San Francisquito : éch. LQ 270 (niv. F6, fig. 4.9).

Y- Pléistocène supérieur de la localité de El Barril: éch. LQ 287 (niv. H2, fig. 4.9) et 290 (niv. G4, fig. 4.9).

tabl. A6.1 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Adrana penascoensis	X					X																			
Anadara multicostata																		X	X			X	X	X	
Anadara reinharti	X																								
Anomia adamas		X			X			X	X		X			X								X			
Anomia peruviana	X			X										X					X						
Arca mutabilis			X																						
Arca pacifica	X	X													X			X							
Arcopsis solida	X					X																			
Argopecten circularis	X		X	X		X				X		X		X								X	X		
Atrina maura	X																								
Barbatia alternata	X																								
Barbatia bailyi							X																		
Barbatia gradata	X					X																			
Barbatia illota	X																								
Barbatia reeveana	X																								
Brachidontes adamsianus	X					X																			
Barchidontes semilaevis	X					X																			
Cardiomya costata	X																								
Cardiomya didyma	X																								
Cardita affinis	X		X	X		X	X								X	X			X		X	X			
Cardita megastropha										X															
Chama buddiana	X														X										
Chama echinata	X																								
Chama frondosa							X								X										
Chama mexicana				X																X					
Chione amathusia		X																				X			
Chione californiensis	X		X	X		X				X			X				X	X			X	X	X	X	X
Chione compta																					X	X			
Chione cortezi			X									X	X		X	X								X	
Chione fluctifraga	X		X					X				X			X				X					X	
Chione gnidia			X		X	X		X				X	X	X	X	X	X		X					X	
Chione mariae	X																								
Chione pulicaria			X									X													
Chione purpurissata	X																							X	X
Chione subrugosa													X												
Chione tumens										X															X
Chione undatella					X		X	X		X					X			X	X		X	X			X
Codakia distinguenda	X			X																	X	X			X
Corbula bicarinata	X																								
Corbula marmorata	X																								
Corbula nasuta	X					X																			
Crassinella pacifica															X										
Crassinella varians	X																								
Crenella divaricata	X																								
Ctena chiquita	X																								
Ctena mexicana	X																								
Cyclinella singley	X																								
Diplodonta orbella						X																			
Diplodonta subquadrata	X																								
Divalinga eburnea	X																								
Donax gracilis	X					X																			

tabl. A6.1 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Donax navicula	X																								
Donax punctatostriatus		X																							
Dosinia dunkeri	X	X																				X			
Dosinia ponderosa	X			X	X			X		X			X	X	X	X		X	X	X		X	X	X	X	X
Entodesma inflatum	X																								
Eucrassatella gibbosa	X																								X
Eucrassatella digueti																							X		
Felaniella sericata	X																								
Florimetis cognata						X		X														X			
Florimetis excavata	X																								
Glycymeris gigantea	X	X											X					X	X		X	X		X	
Glycymeris maculata	X					X			X						X							X		X	X
Glycymeris multicostata	X		X			X				X												X			
Gregariella denticulata	X																								
Heterodonax pacificus	X																								
Isognomon janus	X																								
Isognomon recognitus	X					X																			
Laevicardium elatum	X		X	X				X				X		X	X			X	X			X			X
Laevicardium elenense	X																								
Leptopecten tumbezensis		X											X	X											
Lima orbignyi	X																								
Lima pacifica	X																								
Lithophaga aristata	X	X																							
Lithophaga attenuata	X																								
Lithophaga spatiosa		X																							
Lucina cancellaris	X																								
Lucina centrifuga	X																								
Lucina lampra	X						X																		
Lucina mazatlanica	X																								
Lyropecten subnodosus																		X				X			
Macoma indentata	X																								
Macoma siliqua	X																								
Macoma undulata	X																								
Mactra californica	X																								
Mactra dolabriformis	X																								
Megapitaria aurantiaca			X									X								X	X			X	
Megapitaria squalida	X			X		X		X										X	X	X	X	X		X	X
Modiolus capax	X	X		X						X					X			X		X					
Mulinia coloradoensis															X	X									
Mulinia pallida															X										
Mytella guyanensis	X	X											X												
Noetia reversa		X																							
Nucula declivis	X																								
Nuculana acrita	X																								
Nuculana elenensis															X										
Nuculana impar	X																								
Ostrea angelica				X	X			X							X	X	X		X	X	X		X	X	
Ostrea chilensis	X																								
Ostrea columbiensis									X		X														
Ostrea conchaphila		X				X																			
Ostrea corteziensis									X		X														
Ostrea iridescens															X				X						

tabl. A6.1 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Ostrea megodon																							X		X
Ostrea palmula	X			X	X	X		X		X					X	X			X	X					
Pandora arcuata	X																								
Papyridea aspersa	X							X								X									
Pecten vogdesi				X					X							X		X	X		X	X	X	X	X
Petricola denticulata	X																								
Petricola robusta	X																								
Pholas chiloensis								X																	
Pinna rugosa	X	X																	X						
Pitar concinnus	X		X					X				X													
Pitar lupanaria		X																							
Pitar newcombianus	X																								
Pitar tortuosus																X									
Placunanomia cumingii																									X
Protothaca grata	X	X	X			X	X	X	X			X			X	X		X	X						X
Pteria sterna	X														X				X						
Sanguinolaria tellinoides			X					X				X													
Semele flavescens	X			X											X	X									
Semele guaymasensis	X					X																			
Semele pacifica	X																								
Solecardia eburnea	X																								
Solecurtus guaymasensis	X																								
Solemya panamensis	X																								
Solemya valvulus	X																								
Solen rosaceus	X																								
Sphenia fragilis	X																								
Spondylus princeps																			X						
Tagelus affinis	X	X													X										
Tagelus californianus				X		X		X							X				X			X		X	
Tagelus politus																	X								
Thracia curta	X																								
Thraca squamosa	X																								
Tellidora burneti	X																								
Tellina amianta	X																								
Tellina cumingii																						X			
Tellina crystallina	X																								
Tellina meropsis	X																								
Tellina reclusa	X																								
Tellina simulans	X		X									X													
Tivela byronensis			X					X		X		X													X
Tivela delessertii	X																								
Tivela planulata		X																							
Trachycardium consors																		X				X			
Trachycardium panamense			X		X				X	X		X	X	X	X	X			X			X			
Trachycardium procerum	X			X		X																			
Trachycardium senticosum								X							X	X									
Trigoniocardia biangulata	X									X											X	X		X	
Trigoniocardia granifera	X																								

tabl. A6.1 (d)

GASTEROPODES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Acanthina angelica	X	X	X	X		X						X			X	X								
Acteocina infrequens	X																							
Agaronia testacea	X																							
Alabina excurvata	X																							
Anachis coronata	X	X																						
Anachis hilli	X																							
Anachis varia	X	X																						
Anachis vexillum	X																							
Architectonica nobilis								X													X			
Arene lurida	X																							
Balcis mexicana	X																							
Balcis rutila	X																							
Buchema granulosa	X																							
Bulla gouldiana	X																		X					
Caecum firmatum	X																							
Calliclava palmeri	X																							
Calliostoma marshalli	X																							
Calliostoma palmeri	X															X								
Calyptrea conica	X																							
Calyptrea mamillaris	X	X						X							X	X								
Calyptrea subreflexa	X														X									
Cancellaria cassidiformis	X							X														X	X	
Cancellaria funiculata	X																							
Cancellaria obesa	X																							
Cancellaria urceolata								X																
Carinodrillia halis	X																							
Carinodrillia hexagona	X																							
Cassis centiquadrata	X							X								X				X		X		
Cerithidea albonodosa																X								
Cerithidea mazatlanica	X	X																						
Cerithium incisum	X																							
Cerithium maculosum	X																							
Cerithium stercusmuscarum	X	X														X					X			
Collisella dalliana		X																						
Collisella mitella	X														X									
Collisella stanfordiana		X														X								
Columbella fuscata	X	X	X																					
Columbella major	X																							
Columbella strombiformis		X	X																					
Compsodrillia alcestis	X																							
Compsodrillia thestia	X																							
Conus fergusoni																			X					
Conus perplexus		X																						
Conus puncticulatus	X																							
Conus regularis	X			X		X													X					
Conus tornatus																						X		
Conus ximenes	X																					X		
Cosmioconcha palmeri	X																							
Crassispira incrassata	X																							
Crassispira nigerrima	X																							
Crassispira pluto	X	X																						
Crepidula arenosa	X																							

tabl. A6.1 (e)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Crepidula incurva															X										
Crepidula onyx	X																								
Crepidula striolata	X																								
Crucibulum scutellatum										X					X										
Crucibulum spinosum	X	X						X							X				X						
Crucibulum umbrella															X										
Cylychnella gonzaguensis	X																								
Cymatium gibbosum	X															X									
Cypraea annettae	X			X				X																	
Diodora alta	X																								
Diodora inaequalis	X					X																			
Drillia roseola	X																								
Elephantanellum liratocinctum	X																								
Epitonium canna	X																								
Epitonium replicatum	X																								
Eulima lapazana	X																								
Eulima townsendi	X																								
Eupleura muriciformis	X								X																
Ficus ventricosa	X							X																	
Fusinus dupetitthouarsi	X																		X						
Fusinus felipensis	X																								
Globidrillia micans	X																								
Glyphostoma neglecta	X																								
Haminoea virescens	X																								
Hexaplex erythrostomus	X	X		X		X		X	X							X			X	X					X
Hipponix panamensis	X		X							X						X									
Hipponix pilosus	X		X																						
Imaclava unimaculata	X																								
Knefastia olivacea	X																								
Knefastia tuberculifera	X																								
Kurtzia arteaga	X																								
Kurtziella antiochroa	X																								
Kurtziella antipyrgus	X																								
Kylis ianthe	X																								
Lamellaria diegoensis	X																								
Littorina aspera		X																							
Melampus mousleyi											X														
Melongena patula	X		X										X												
Mitra tristis	X																								
Mitrella guttata	X	X																							
Morula ferruginosa		X																							
Morula lugubris	X																								
Murex elenensis	X							X												X					
Muricanthus nigritus	X		X			X	X								X	X		X							
Nassarius angulicostis	X																								
Nassarius iodes	X																								
Nassarius moestus	X	X				X																			
Nassarius pagodus	X																								
Nassarius tiarula	X																								
Nassarius versicolor	X																								
Natica chemnitzii	X																								
Neorapana muricata	X																								

tabl. A6.1 (f)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Necrapana tuberculata			X	X		X			X	X		X													
Nerita funiculata	X	X					X								X										
Nerita scabricosta	X			X		X					X														
Neritina latissima	X																								
Nisa excolpa	X																								
Odostomia convexa	X																								
Odostomia effusa	X																								
Odostomia gabrielensis	X																								
Odostomia telescopium	X																								
Oliva davisae																					X				
Oliva incrassata	X		X	X		X		X				X	X	X	X									X	
Oliva polpasta	X												X	X											
Oliva spicata				X		X																			
Olivella dama	X	X		X																					
Olivella gracilis	X																								
Olivella zanoeta	X																								
Parametaria dupontii	X																								
Parviturbo concepcionensis	X																								
Petaloconchus macrophragma			X																						
Phos dejanira	X																								
Phos veraguensis	X																								
Pilsbryspira nymphia	X																								
Polinices bifasciatus	X																			X		X			
Polinices recluzianus	X		X	X		X						X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X		
Polinices uber	X			X																		X		X	X
Pteropurpura erinaceoides	X																								
Pyramidella bicolor	X																								
Pyramidella mazatlanica	X																								
Pyrgocythara phaetusa	X																								
Rhinocoryne humboldti				X																					
Scurria mesoleuca	X					X																			
Seila assimilita	X																								
Serpulorbis margaritaceus		X	X		X																				
Serpulorbis oryzata									X													X			
Solenosteira anomala															X								X		
Solenosteira capitanea								X								X									
Solenosteira macrospira								X				X													
Solenosteira pallida	X			X																					
Strombina dorsata	X																								
Strombina gibberula	X																								
Strombina maculosa	X																					X			
Strombus galeatus	X			X															X						
Strombus gracilior								X	X							X		X	X			X			
Strombus granulatus								X		X						X						X			
Subcancilla attenuata	X																								
Sulcoretusa paziana	X																								
Tegula globulus	X																								
Tegula mariana	X			X											X										
Tegula rubroflammulata				X																					
Tegula rugosa	X	X		X		X		X							X	X			X					X	
Tereba bridgesi	X																								
Terebra larvaeformis	X																								

tabl. A6.1 (g)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y
Terebra variegata																						X			
Thais biserialis		X			X	X	X								X	X									
Thais speciosa	X																								
Theodoxus luteofasciatus	X																					X			
Tripsycha tripsycha	X																								
Trivia californiana	X																								
Trivia solandri	X		X																						
Turbo fluctuosus	X	X	X	X		X				X					X	X		X		X					X
Turbo cf saxosus																			X						
Turbonilla azteca	X																								
Turbonilla calvini	X																								
Turbonilla ceralva	X																								
Turbonilla mayana	X																								
Turbonilla macbridei	X																								
Turbonilla pazana	X																								
Turbonilla penascoensis	X																								
Turbonilla sanctorum	X																								
Turbonilla subangulata	X																								
Turritella anactor			X					X					X	X					X						
Turritella gonostoma	X			X		X								X	X										X
Turritella leucostoma	X						X	X							X										
Vermicularia pellucida e.	X																								
Vasum caestus										X															
Volvarina taeniolata	X																								
Volvulella californica	X																								
ECHINODERMES																									
Echinometra vanbrunti		X																							
Encope grandis		X				X						X										X	X		X
Encope micropora												X	X	X											
Encope sp.														X											
Mellita longifissa												X		X											
CIRRIPEDES																									
Balanus amphitrite				X																					
Balanus tintinnabulum		X																					X		
Balanus sp.				X	X	X	X																		
Chthamalus anisopoma		X					X																		
Tetraclita squamosa		X		X	X	X	X				X					X	X								

Tabl. A6.2. - Composition des faunes actuelles et de celles des principaux sites fossilifères pléistocènes de la côte orientale du Golfe de Californie, de Puerto Libertad à Guaymas (Sonora central), et de l'île Tiburon, selon divers auteurs.

Région de Puerto Libertad.

A- Faune actuelle récoltée sur le littoral dans cette région (Ortlieb).

B- Pléistocène supérieur de la partie septentrionale de la baie de Puerto Libertad : localités 54514 à 54534, selon Stump (1975) et Stump (1981) (cf fig. 3.6).

C- Pléistocène supérieur de la partie septentrionale de la baie de Puerto Libertad : LP 54 et 55 (niveau B2, fig. 3.7), et LP 64 et LU 1151 (niv. A3, fig. 3.7).

D- Pléistocène supérieur de la localité de Playa Lobitos : LT 918 (niv. C2, fig. 3.9).

E- Pléistocène supérieur de la partie méridionale de la baie de Puerto Libertad : LQ 183 (niv. E5, fig. 3.7).

F- Pléistocène moyen de la partie méridionale de la baie de Puerto Libertad : LP 69 (niv. D1, fig. 3.7), LP 68 et 73, LS 693 et LT 916 (niv. D3, idid), LP 76 et LS 691 (niv. E1, ibid), LU 1153 (niv. E2, ibid) et LP 74 (niv. E3, ibid).

Région de Tepopa-Desemboque del Rio San Ignacio.

G- Faune actuelle récoltée sur le littoral de cette région (Ortlieb)

H- Pléistocène supérieur de la localité de Punta Cuevas : LQ 181 (cf. fig. 3.13).

I- Pléistocène supérieur de la localité de Sierra Tordilla, au nord du delta du Rio San Ignacio : LP 49 et 50 (niv. C3, fig. 3.12).

J- Pléistocène supérieur de la localité de l'embouchure du Rio San Ignacio, selon Luna (1981) et Gonzalez (1982).

K- Pléistocène supérieur de la localité de l'embouchure du Rio San Ignacio : LP 39 et 40 (niv. A1, fig. 3.16).

L- Pléistocène supérieur de la baie de Tepopa, selon Luna (1981) et Gonzalez (1982).

M- Pléistocène supérieur de la baie de Tepopa : LQ 418 et LT 700 (niv. B1, fig. 3.16).

N- Pléistocène supérieur de la localité de Campo Dolar, selon Luna (1981), et Gonzalez (1982).

O- Pléistocène supérieur de la zone de Punta Tepopa et Campo Dolar : LP 134 et LV 1194 (niv. G3, fig. 3.16) et LS 673 et 674 (niv. H1, fig. 3.16).

P- Pléistocène supérieur de la localité de Playa Tepopa, selon Luna (1981) et Gonzalez (1982).

Q- Pléistocène supérieur de la zone de Playa Tepopa : LR 643, LR 663 à 665, LS 669 et 670, LS 678 et 679 (fig. 3.18).

Région du détroit de l'Infiernillo-Bahia Kino-Tastiota-Guaymas.

R- Faune actuelle récoltée sur le littoral de l'ensemble de la région, du détroit de l'Infiernillo à Tastiota (Ortlieb).

S- Pléistocène supérieur de la localité située au sud de Punta Onah selon Stump (1981).

T- Pléistocène supérieur de la localité située au sud de Punta Onah : LP 17 et 21 (fig. 3.20 et 3.22).

U- Pléistocène supérieur de Bahia Kunkaak: LP 5, 7 et 11 (partie occidentale de la baie, fig. 3.22) et LP 14 et LT 696 (Punta Santa Rosa, cf. fig. 3.20).

V- Pléistocène supérieur de Punta Kino : LP 24 (fig. 3.22), LP 27, 28 et 29, LT 902, 904 et 905 (fig. 3.22).

W- Pléistocène supérieur de la localité de Tastiota : LP 122 (fig. 3.22).

X- Faune actuelle récoltée sur le littoral de la région de Peña Blanca-Guaymas-Cochorit (Ortlieb).

Région de l'île Tiburon.

1- Faune actuelle récoltée sur le littoral dans la partie sud-orientale de l'île (Ortlieb).

2- Faune actuelle récoltée sur le littoral dans la partie septentrionale et nord-orientale de l'île (Ortlieb).

3- Pléistocène supérieur de la région méridionale et sud-occidentale de l'île, selon Stump (1981).

4- Pléistocène supérieur de la région sud-orientale de l'île : localités A-3585, A-3586 et A-3597, selon Durham (1950) (cf. fig. 3.20).

5- Pléistocène supérieur de Ensenada de la Cruz : LQ 164, LQ 172 et 173, LQ 175 et LQ 176, fig. 3.21).

6- Pléistocène supérieur de Ensenada del Perro : LQ 140, 141, 143, 144 et 145 (fig. 3.21), LQ 146 et 147 (fig. 3.21).

7- Pléistocène supérieur de la zone de Punta Tormenta-Palo Fierro : LP 138 (fig. 3.21), LQ 148, 149 et 156 (fig. 3.21).

8- Pléistocène supérieur de la localité de Ast Hoe Ben Oh Galp : LQ 159 (fig. 3.21).

9- Pléistocène supérieur (ou moyen ?) de la localité de Ensenada Blanca, au sud de Bahia Vaporeta : LS 675 (fig. 3.21).

10- Pléistocène moyen (?) de la base de la séquence du sud-est de Ensenada de la Cruz, LQ 168 (fig. 3.21).

tabl. A6.2 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Aligena cokeri																			X															
Amerycina colpoica		X																																
Anadara cultrata		X																																
Anadara formosa		X					X							X																				
Anadara grandis																		X					X	X			X							
Anadara multicostata		X					X	X	X		X	X						X						X	X	X	X		X	X			X	
Anadara perlabiata																		X																
Anadara reinharti												X												X						X				
Anomia adamas							X	X			X		X		X			X						X					X	X			X	
Anomia peruviana		X					X			X		X	X	X				X	X						X		X		X					
Arca mutabilis										X														X					X					
Arca pacifica		X					X											X						X	X		X		X					
Arcopsis solida		X								X				X					X					X										
Argopecten circularis		X				X	X	X		X	X	X	X	X	X	X		X	X		X				X	X	X	X	X					
Atrina maura													X																					
Atrina turberculosa		X																																
Barbatia alternata														X																				
Barbatia bailyi											X																			X				
Barbatia gradata		X																	X															
Barbatia illota		X																																
Barbatia lurida							X																	X	X				X					
Barbatia reeveana		X					X											X				X		X					X					
Barbatia rostae										X				X																				
Barnea subtruncata			X															X																
Basterotia hertleini																			X															
Cardita affinis		X	X				X			X	X	X	X	X	X			X	X	X		X	X	X	X	X	X		X	X	X			
Cardita laticostata													X			X		X	X	X		X			X	X				X				
Chama echinata		X													X								X	X				X	X					
Chama frondosa		X					X											X			X	X	X	X	X	X			X	X				
Chama mexicana		X					X											X																
Chione amathusia			X				X			X		X	X	X			X														X			
Chione californiensis		X	X				X		X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X			X		X			
Chione compta			X				X			X			X	X	X		X			X	X	X							X		X			
Chione cortezi																X																		
Chione fluctifraga		X					X						X	X	X	X	X	X			X			X	X				X				X	
Chione gnidia		X												X				X																
Chione kellettii																												X						
Chione pulicaria														X										X										
Chione subimbricata														X																				
Chione subrugosa													X		X		X	X						X										
Chione tumens		X				X				X		X		X	X								X	X					X	X			X	
Chione undatella			X				X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			X			X					X	X	X		X	
Codakia distinguenda		X					X			X	X			X	X				X					X	X		X		X	X			X	
Corbula bicarinata																			X															
Corbula biradiata		X																	X															
Crassinella pacifica																			X															
Crenella divaricata																			X															
Cryptomya californica																			X															
Ctena mexicana		X									X		X	X	X		X		X											X				X
Cumingia pacifica														X																				
Cyathodonta dubiosa																			X															
Cyclinella saccata		X																	X															
Diplodonta suprema																			X															
Divalinga eburnea		X													X															X				
Divalinga perparvula														X															X					
Donax californicus																			X															
Donax gracilis																			X															
Dosinia dunkeri														X				X						X										
Dosinia ponderosa	X	X		X	X	X	X	X	X			X	X	X	X		X		X	X		X		X		X	X		X	X	X	X	X	
Ensis californicus																			X															
Ensitellops hertleini																			X															
Felaniella sericata		X																																
Florimetis cognata			X															X	X						X					X				
Gastrochaena ovata																			X															
Glycymeris canoa														X																				
Glycymeris gigantea		X	X	X			X	X	X	X	X			X			X	X	X	X		X			X		X		X	X	X	X	X	
Glycymeris maculata		X			X	X		X	X					X			X		X	X			X	X	X			X		X		X	X	
Glycymeris multicostata		X					X			X	X	X		X	X		X		X	X			X					X	X					
Glycymeris strigilata														X					X										X					

tabl. A6.2 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Isognomon janus																											X							
Laevicardium elatum	X	X	X	X			X	X		X		X	X	X	X			X	X	X		X				X	X			X	X			
Laevicardium elenense		X																																
Leptopecten tumbezensis		X																																
Lucina approximata		X			X																													
Lucina excavata		X																												X				
Lucina lampra																																		
Lucina mazatlanica		X								X																								
Lyropecten subnodosus		X					X			X	X	X						X						X		X					X			
Mactra californica		X																																
Mactra dolabriformis																		X							X									
Mactra nasuta		X																		X														
Megapitaria aurantiaca			X					X							X						X			X	X					X				
Megapitaria squalida	X	X	X				X			X			X	X	X		X	X	X	X	X	X			X	X	X			X	X	X		X
Miltha xantusi												X																						
Modiolus capax		X					X			X	X	X	X		X			X	X					X			X				X			
Mulinia pallida																						X												
Mysella compressa		X																																
Nucula declivis																			X															
Nucula exiguis																			X															
Nuculana acrita																			X															
Nuculana elenensis																				X														
Orobitella sechura																			X															
Orobitella trigonalis		X																	X															
Ostrea angelica		X					X			X	X	X			X	X	X	X	X		X				X	X		X	X					
Ostrea chilensis																		X																
Ostrea columbiensis		X				X						X																						
Ostrea conchaphila																											X							
Ostrea corteziensis						X																X												
Ostrea fisheri						X																								X				
Ostrea iridescens																																		
Ostrea megodon		X																																
Ostrea palmula		X	X				X			X	X	X	X	X	X		X					X			X	X			X					
Papyridea aspersa	X									X		X																						
Pecten vogdesi		X	X				X	X		X		X	X	X				X	X					X		X	X			X	X			
Periglypta multicostata																									X		X							
Pholas chiloensis																		X																
Pitar concinnus																		X	X															
Pitar lupanaris																		X																
Pitar paytensis																			X															
Pitar pollicaris		X																																
Prototheca asperrima							X			X		X			X	X		X	X						X	X				X				
Prototheca grata		X					X			X	X	X	X	X	X	X	X		X			X				X		X						
Psammotreta viridotincta		X																																
Pseudochama corrugata		X								X																		X						
Pseudochama exogyra	X																								X									
Pseudochama saavedrai																													X					
Pteria sterna							X			X	X							X						X										
Raeta undulata		X																X																
Semele bicolor		X								X		X			X				X															
Semele californica																X																		
Semele flavescens													X	X	X				X	X										X				
Semele formosa																		X																
Semele junonia										X					X				X															
Semele paziana										X					X				X															
Spondylus calcifer							X																X			X								
Spondylus princeps		X																					X											
Tagelus affinis			X												X	X	X			X								X						X
Tagelus californianus		X	X				X			X					X	X	X	X	X	X						X			X					
Tellidora burneti		X																																
Tellidorella cristulata															X				X															
Tellina carpenteri		X																																
Tellina coani															X				X															
Tellina cumingii																													X					
Tellina reclusa		X																																
Tellina simulans		X	X															X																
Tivela byronensis	X	X										X						X			X	X												
Trachycardium belcheri										X	X		X		X				X															
Trachycardium consors									X	X	X				X				X							X			X	X		X		

tabl. A6.2 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Trachycardium panamense	X	X	X	X	X		X	X	X	X		X	X	X	X			X	X	X	X	X		X	X	X			X	X	X		X	
Trachycardium procerum		X												X					X															
Trachycardium senticosum		X																X																
Trigoniocardia biangulata		X					X		X		X		X		X								X	X	X			X	X	X		X		
Trigoniocardia granifera		X													X					X														
Trigoniocardia guanacastensis	X																																	
Trigonocardia obovalis		X																																
Ventricolaria isocardia		X																																
GASTEROPODES																																		
Acanthina angelica	X	X					X	X						X					X										X					
Acanthina lugubris																										X								
Acanthina tyrianthina		X																																
Acteocina angustis														X																				
Acteocina inculta		X																																
Agaronia testacea																		X					X					X						
Anachis coronata									X					X																				
Architectonica nobilis	X							X																										
Arene fricki																			X															
Astrea unguis																		X					X											
Balcis mexicana		X																																
Bulla gouldiana		X	X				X												X	X														
Bulla punctulata							X			X				X												X				X				
Calliostoma bonita																			X															
Calliostoma eximium																	X																	
Calliostoma marshalli														X																				
Calyptrea mamillaris		X																																
Cancellaria cassidiformis	X	X																X		X					X	X								
Cancellaria urceolata		X																																
Cassis centiquadrata	X																																	
Cassis coarctata		X																								X								
Cerithidea mazatlanica		X					X								X	X			X					X		X		X						X
Cerithium gemmatum																														X				
Cerithium maculosum																							X	X					X					
Cerithium stercusmuscarum		X	X						X	X	X			X	X	X	X	X	X					X	X	X				X				
Collisella dalliana														X					X															
Collisella stanfordiana							X		X															X		X								
Collisella turveri		X																	X															
Columbella fuscata							X		X									X						X					X					
Columbella strombiformis							X																		X									
Conus brunneus			X																															
Conus fergussoni														X												X								
Conus nux														X																				
Conus orion																								X										
Conus perplexus								X																										
Conus poormani										X					X					X														
Conus princeps		X					X											X					X				X							
Conus purpurascens																								X		X								
Conus recurvus			X																															
Conus regularis		X	X					X			X			X	X				X	X						X			X	X				
Conus tornatus																																	X	
Conus ximenes		X		X	X									X	X												X		X					
Coralliophila parva																			X															
Crepidula arenata																															X			
Crepidula excavata										X				X						X	X										X			
Crepidula onyx		X								X				X					X															
Crepidula striolata										X					X						X									X				
Crucibulum lignarium																						X												
Crucibulum personatum																		X				X				X								
Crucibulum scutellatum		X					X					X					X							X		X	X		X	X				
Crucibulum spinosum	X	X					X			X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X				X				X	X			
Crucibulum umbrella																								X					X					
Cymatium gibbosum															X																			
Cymatium parthenopeum												X																						
Cymatium wiegmanni																		X																
Cypraea annettae	X	X				X												X						X			X		X					
Cyprea arabicula																								X										

tabl. A6.2 (d)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Dendropoma lituella													X																					
Diodora alta																			X															
Diodora inaequalis							X												X					X										
Epitonium acapulcanum																			X															
Erato columbella		X																																
Eupleura muriciformis																									X									
Fasciolaria princeps																								X										
Ficus ventricosa	X	X																X								X	X							
Fusinus ambustus																			X															
Fusinus dupetitthouarsi		X																									X							
Fusinus irregularis																		X																
Harpa crenata																											X							
Hexaplex erythrostomus	X	X	X						X	X				X	X			X			X				X	X	X	X	X	X				
Hipponix grayanus														X																				
Hipponix panamensis									X					X				X			X	X	X					X						
Hipponix pilosus																								X										
Hormospira maculosa																			X						X									
Knefastia olivacea								X									X								X				X					
Liocerithium judithae		X																																
Littorina aspera		X																	X															
Littorina varia																			X															
Malea ringens		X																																
Melampus olivaceus		X																																
Melongena patula		X	X											X																				
Mitra lens																		X																
Mitrella guttata							X																			X								
Morula ferruginosa																										X								
Morum tuberculosum																								X										
Murex elenensis	X																		X						X									
Murex recurvirostris																				X														
Murexiella vittata																			X															
Muricanthus nigritus		X	X							X				X					X	X	X	X	X	X	X		X			X	X			
Muricanthus princeps											X																								
Nassarius luteostoma															X	X								X										
Nassarius moestus														X																				
Nassarius tiarula		X					X			X				X					X															
Nassarius versicolor										X														X										
Natica chemnitzii		X																																
Neorapana muricata		X																																
Neorapana tuberculata		X					X	X		X	X				X			X	X					X	X		X							
Nerita funiculata		X					X																											
Nerita scabricosta		X	X				X										X					X	X			X	X							
Neritina latissima		X					X																											
Oliva davisae															X																			
Oliva incrassata		X						X	X					X				X			X						X			X				
Oliva polpasta								X						X	X																X		X	
Oliva spicata		X							X					X					X	X	X				X	X	X		X					
Olivella dama		X		X					X	X				X			X		X										X				
Olivella gracilis				X															X											X				
Petaloconchus flavescens																				X	X	X			X			X						
Polinices bifasciatus			X					X	X					X	X												X			X	X			
Polinices recluzianus		X	X			X		X	X			X	X	X	X		X	X	X	X	X				X	X	X			X	X	X		
Polinices uber		X	X					X		X	X			X										X		X			X					
Pteropurpura erinaceoides																			X															
Purpura pansa																								X										
Pyramidella mazatlantica		X																	X															
Rhinocoryne humboldti		X	X													X	X																	
Scurria mesoleura		X																																
Seila assimilata		X																																
Serpulorbis eruciformis										X				X																				
Serpulorbis margaritaceus																				X		X							X					
Serpulorbis oryzata			X					X							X		X			X		X			X	X			X	X	X			
Sinum debile																		X																
Solenosteira anomala		X	X																X	X	X				X		X			X	X			
Solenosteira capitanea	X								X																									
Solenosteira macrospira							X							X																				
Strombina angularis																			X															
Strombina maculosa		X												X												X								
Strombina solidula																			X															

tabl. A6.2 (e)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Strombus galeatus			X			X																					X		X					
Strombus gracilior	X	X				X		X	X						X			X		X			X	X			X	X	X	X				
Strombus granulatus	X	X													X			X						X			X		X	X				
Tegula corteziana							X				X				X																			
Tegula mariana		X					X			X	X			X					X									X		X				
Tegula rugosa	X	X	X						X	X	X		X	X	X			X	X				X	X		X								
Terebra albocincta		X																																
Terebra formosa		X																																
Terebra hindsi																			X															
Terebra robusta			X																															
Terebra variegata		X						X		X					X				X			X			X		X			X	X	X		
Thais biserialis				X			X											X					X	X	X		X		X	X	X	X		
Thais speciosa																								X										
Theodoxus luteofasciatus		X														X			X															
Tripsycha centiquadra		X					X																											
Tripsycha hannai		X															X																	
Tripsycha tulipa																		X						X	X									
Tripsycha tripsycha																			X						X					X				
Trivia solandri															X									X			X		X					
Turbo fluctuosus		X	X				X			X					X	X		X	X		X	X	X	X		X	X		X	X				
Turbo cf. *saxosus (?)*										X	X				X			X						X					X	X				
Turritella banksi													X			X		X				X		X										
Turritella gonostoma										X	X	X	X						X	X		X		X							X			
Turritella lentiginosa								X		X		X			X																			
Turritella leucostoma	X																	X	X	X		X												
Turritella rubescens																				X											X			
Vasum caestus		X																X																
Vermetus indentatus																								X										
CNIDAIRES																																		
Astrangia haimei		X																																
Astrangia sp.															X		X			X														
Forites californica		X					X											X						X			X		X					
ECHINODERMES																																		
Clypeaster sp.											X																							
Encope californica																														X				
Encope grandis						X									X		X			X										X	X			
Encope micropora			X			X																												
Encope sp						X																							X	X				
CIRRIPEDES																																		
Balanus tintinnabulum																	X			X				X						X			X	
Balanus sp.		X									X													X						X				
Tetraclita squamosa			X				X										X				X	X		X					X					

Tabl. A6.3. - Composition des faunes actuelles et de celles des principaux sites fossilifères pléistocènes des régions de Bahia Santa Ana, Santa Rosalia et San Lucas, sur la côte est-centrale de Basse Californie : déterminations de l'auteur (sauf colonne N).

Bahia_Santa_Ana :

A : Faune actuelle recoltée sur l'estran, LV 1222.
B : Lieu-dit Los Tomatitos, LV 1221 (fig. 4.10 et 4.11, niv. B-2 et B-3) ; Pléistocène supérieur.
C : Nord-ouest de Los Tomatitos, terrasse de +18 m, LV 1224 (fig. 4.10 et 4.11, coupe A) ; Pleist. moyen (?).
D : Nord-ouest de Los Tomatitos, terrasse de +50 m, LV 1223 (fig. 4.10 et 4.11, coupe A) ; Pléist. moyen.

Côte_sud-orientale_de_La_Reforma_(Punta_et_Caleta_Santa_Maria)

E : Terrasse de +92 m dominant Punta Contrabando, LQ 444 (fig. 4.18, profil E) ; Pléist. moyen.
F : Terrasse de +100 m dominant Punta Santa Maria, LT 863 (fig. 4.18, profil D) ; Pléist. moyen.
G : Terrasse de +40 m à l'est de Punta Santa Maria, LQ 436 (fig. 4.18, profil D) ; Pléist. moyen (S.I.7?).
H : Terrasse de +30 m env., immediatement au nord-est de Punta Santa Maria (rive nord du thalweg), LQ 316, LQ 437, LU 1156 (fig. 4.18) ; fin du Pléist. moyen (S.I.7) et/ou Pléist. sup. (S.I.5e)?
I : Sommet des buttes-témoins du delta de l'arroyo Las Palmas, LQ 294 b, 295, 296 (fig. 4.19) ; Pléist. moyen (S.I.7) ou sup. (S.I.5e).
J : Unité sommitale du talus littoral du sud-ouest de Caleta Santa Maria, LQ 303, LU 1105 (fig. 4.19) ; Pléist. sup.
K : Sommet du talus littoral de Punta Santa Maria (env. +10m), LQ 314,315 (fig. 4.18, profil D) ; Pléist. sup. (S.I.5a/c ?)
L : Faune actuelle récoltée sur l'estran de la région de Punta Santa Maria, LQ 317, LU 1106, LV 1229.

"Formation_Santa_Rosalia" (Pléistocène inférieur)

M : Cuesta del Infierno, LQ 326, LQ 435, LT 862 (fig. 4.17), et rebord de la mesa supérieure sur la rive droite de l'arroyo Infierno, LS 690 (fig. 4.17) .
N : Localités fossilifères F6, F9 et F17 de Wilson (1948a, 1948b) et Wilson & Rocha Moreno (1955), dans le centre et le nord-ouest du bassin de Santa Rosalia (fig. 4.17) ; déterm. H.E. Vokes.
O : Rebord de la mesa supérieure, 1 km au sud de Mina Santa Marta, LQ 309 (fig. 4.17).
P : Rebord de la mesa supérieure, au sud de Santa Rosalia, dominant la piste d'atterrissage, LT 866, LU 1009, LV 1226 (fig. 4.17).

Environs_de_Santa_Rosalia

Q : Terrasse de +86 m, en contrebas de la piste d'atterrissage, LU 1007, 1008 (fig. 4.16, profil B) ; Pléist. moyen.

R : Terrasse de +136 m sur la rive méridionale de l'arroyo Purgatorio, LV 1227 (fig. 4.16, profil C) ; Pléist. moyen.

S : Mesa Francia (fondations des bureaux de la compagnie minière), LU 1005 et Mesa Mexico (talus de route 0,5 km au sud du port), LQ 313 ; Pléist. sup.

T : Terrasse de +33 m, à l'entrée de l'Hotel El Morro, LT 861 (fig. 4.16, profil B) ; Pléist. moyen (?).

U : Terrasse de +20 m env., au sud de l'embouchure de l'arroyo Santa Agueda, LQ 321, LU 1069 (fig. 4.16, profil A) ; Pléist. sup. (?).

Région_de_San_Lucas

V : Terrasse de +25 m au nord de la lagune, LQ 408, 409, 410 (fig. 4.23, niv. E-4) ; Pléist. moyen.

W : Affleurement au nord-ouest de San Lucas, LQ 329 à 334 (fig. 4.22) ; Pléist. moyen.

X : Séquences laguno-marines, d'altitude inférieure à +15 m au nord de la lagune, LQ 404, 405, 406, 414, 415, 417 (fig. 4.23, niv. B-2, B-3 et C-2) ; Pléist. sup.

Y : Terrasse de +12 m, à dépôts cimentés, LQ 416 (fig. 4.23, niv. D-3) ; Pléist. sup. ou moyen (?).

Z : Faune actuelle recoltée sur l'estran, LU 1111.

tabl. A6.3 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
Aequipecten sp.														X												
Anadara multicostata	X	X							X	X			X	X		X			X		X			X	X	
Anadara perlabiata													X													
Anadara reinharti													?							X						
Anomia adamas	X			X															?					X		
Anomia peruviana	X																							X		
Argopecten circularis	X	X								?			?	X	X	X										X
Barbatia alternata								X																		
Barbatia bailyi																			X							
Barbatia lurida									X																	
Barbatia reeveana								X	X		X		X			X	X		X					X		
Cardita affinis	X							X								X			X		X		X	X		
Cardita megastropha								X	X		X		X													
Chama echinata																			X							
Chama frondosa								X			?		?						X					X		
Chama sp.						X					X										X					
Chione amathusia																	?							X		?
Chione californiensis		X						X	cf		?		?	X			X				?		X		?	X
Chione compta								X					?						X		X		X	X		
Chione fluctifraga														X												X
Chione gnidia																								X		
Chione kellettii														X												
Chione purpurissata		X							X																	
Chione tumens	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X						X	X	X	X	X					
Chione undatella	X	X	X								X		X			X	X				X		X	X	X	X
Chione sp.		X						X					X		X									X		
Codakia distinguenda			X		X		X	X	X		X		X			X	X	X	X	X						
Ctena mexicana				?					X				X													
Divalinga eburnea														X									?	?		
Donax gracilis																							?			
Donax sp.													X													
Dosinia dunkeri																							X			
Dosinia ponderosa	X	X		X		X				X		X	X	X	X	X		X			X	X	X	X	X	X
Eucrassatella digueti		X							X		X					X										
Eucrassatella gibbosa									X							X										
Florimetis cognata																								X		
Glycymeris gigantea									X	X	?					X					X				X	
Glycymeris maculata	X	X										X				X			X		X					
Glycymeris multicostata			X						X				X								X					
Laevicardium clarionense									cf														X	?		
Laevicardium elatum		X																								
Leptopecten sp.													X													
Lucina lingualis																							X			
Lucina sp.																X	X		X						X	
Lyropecten subnodosus	X	X							X							X						X				
Megapitaria aurantiaca	X								X	X			X	X	X	X	X	X	X							X
Megapitaria squalida		X		X					X	X	?	X	X	X			X				X		X			X
Modiolus capax										X									?							
Modiolus sp.	X																									
Ostrea angelica								X					X		X								X	X		
Ostrea columbiensis								?																		
Ostrea corteziensis															X											
Ostrea fisheri														X										X		
Ostrea megodon									X			X														
Ostrea palmula								?													X				X	
Ostrea sp.													X													
Panopea globosa										?																
Papyridea aspersa	X	X																								

tabl. A6.3 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
Pecten vogdesi	X	X							X		X					X										X
Pecten sp.				X					X				X	X										X		
Periglypta multicostata													X					?	X							
Pinna rugosa													X													
Pitar sp.													X	X												
Placunanomia cumingii	X								X					X												
Pododesmus cepio	X																		X							
Protothaca grata	X																X							X		
Protothaca staminea																?										
Pseudochama janus													X													
Pseudochama saavedrai				X					X				?			?	X		X	X				X		
Pseudochama sp.											X					X	X									
Semele formosa																								X		
Semele junonia									?																	
Semele sp.									X															X		
Spondylus calcifer						X							X		X	X			X							
Spondylus princeps														X												
Spisula sp.																								X		
Sterna pteria	X																									
Tagelus affinis									?																	
Tagelus californianus																						X	X			
Tagelus sp.																								X		
Tellina cumingii																			X							
Tellina simulans																								?		
Tellina viridontincta																						X				
Tellina sp.													X									X				
Tivela byronensis	X																X									
Tivela sp.	X		X												X											
Trachycardium consors	X	X							X				X							X				?		
Trachycardium panamense	X															?									X	
Trigoniocardia biangulata	X	X	X						X				X	X		X	X		X		X	X	X	X		
Ventricolaria isocardia																								X		
GASTEROPODES																										
Acanthina tyrianthina											X															
Acmaea sp.													X													
Architectonica nobilis		X																								
Astraea spirata																	?									
Astraea undosa											X															
Bulla sp.		X												X												
Bursa sonorana	X	X			?						X		?		?											
Calliostoma eximium									X																	
Calliostoma sp.																X	X		X							
Cancellaria sp.													X													
Cantharus sp.													?													
Cassis centiquadrata	X								X																	
Cassis coarctata	X																									
Cassis tenuis											X															
Cerithidea mazatlanica																					X					
Cerithidea sp.																						X				
Cerithium maculosum																					X				?	
Cerithium stercusmuscarum																					X			X		
Cerithium uncinatum													X	X			?									
Cheila cepacea																	?		?							
Columbella fuscata			X														?				X					
Columbella strombiformis									X																	
Conus arcuatus																?										
Conus californicus																?										
Conus fergusoni							?				X															

tabl. A6.3 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
Conus lucidus																					X					
Conus nux							X																			
Conus princeps								X			X		X													
Conus purpurascens								cf					X													
Conus regularis					X						?		X									X				
Conus scalaris		?																	X							
Conus spicata					X																					
Conus tornatus																					X					
Conus ximenes																X										
Conus sp.													X									X	X			
Crepidula aculeata																			X							
Crepidula arenata	X																									
Crepidula excavata									X	X													X	X		
Crepidula onyx																			X							
Crepidula striolata			X						?																	
Crepidula sp.														X								X				
Crucibulum scutellatum									?		X		X													
Crucibulum spinosum	X																					X				
Crucibulum sp.																										X
Cymatium gibbosum					X														X							
Cymatium keenae											X															
Cypraea annettae	X								X																	
Cypraea sp.					X								X				X		X					X		
Dendropoma lituella																								X		
Ficus ventricosa	X																									
Fissurella sp.																	X									
Fusinus dupetitthouarsi	X				X																					
Fusinus sp.					X								X											X		
Hexaplex erythrostomus																							X			
Hipponix panamensis								X							X				X	X						
Liocerithium juditbae	X												X													
Malea ringens		X																								
Melongena patula				X																			X	X	X	
Morum tuberculosum	X																									
Murex elenensis	X																									
Murex recurvirostris									X																	
Muricanthus sp.											X															
Nassarius luteostoma																							X			
Nassarius sp.														X									X	X		
Natica chemnitzi																						X	X			
Natica sp.													X													
Neorapana muricata	X																							?		
Neorapana tuberculata	X																		X		X			X		
Nerita scabricosta	X												X										X			
Oliva polpasta									?	cf									X			X				
Oliva porphyria		cf													X	X										
Oliva spicata	X	X							X				?								?	X				
Oliva venulata														cf												
Oliva sp.			X								X								X			X				
Olivella sp.													X	X		X	X				X	X	X			
Parametaria coniformis														X												
Petaloconchus macrophragma																			X							
Polinices bifasciatus																							X	?		
Polinices recluzianus			X										X		X							X	X	X		
Polinices uber									X								X		X		X		X			
Polinices sp.													X											X	X	
Rhinocoryne humboldti																								X		
Serpulorbis sp.							X		X				?													
Solenosteira anomala																								X		
Solenosteira sp.									X																	

tabl. A6.3 (d)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
Strombina maculosa																					X					
Strombus galeatus																	X						X			
Strombus gracilior																						?		X		
Strombus granulatus									X						X											
Strombus sp.																								X	X	
Tegula corteziana													?				?									
Tegula mariana								X								X										
Tegula rugosa	X												X											X		
Tegula sp.													X			X										
Terebra variegata	X								X					X												
Terebra sp.													X								X					
Thais biserialis	X						X	X				X	?						X					X		
Theodoxus luteofasciatus		X																								
Tripsycha tripsycha									X																	
Tripsycha tulipa	?																									
Tripsycha sp.													?													
Trivia sp.									X							X			X		X					
Turbo fluctuosus	X	X	X				X	X					X			X	X	X	X	X	X	X		X		
Turbo cf. *saxosus*	X								X											X						
Turbo squamiger																	X									
Turbo sp.				X		X																				
Turritella banksi				X												X										
Turritella gonostoma							X																			
Turritella lentiginosa						X																				
Turritella leucostoma		cf			X																					
Turritella nodulosa									X																	
Turritella sp.								X		X													X		X	
CNIDAIRES																										
Astrangia sp.									X																	
Pocillopora sp.										?																
Porites californica																	?		X			X				
Porites sp.					X			X	X													X		X		
ECHINODERMES																										
Cidaris sp.																			X			X				
Clypeaster sp.									X																	
Encope grandis	X	X								X												X				
Encope micropora																										?
Encope sp.															X	X						X	X			X
CIRRIPEDES																										
Balanus trigonis											X													?		
Balanus sp.										X																
Tetraclita squamosa	X													X										X		
Tetraclita sp.															X											

Tabl. A6.4. - Compositions de faunes d'invertébrés de dépôts littoraux pléistocènes de l'île San Marcos et de la péninsule de Chivato, Basse Californie Sud, selon divers auteurs.

Ile San Marcos :

A : Extrémité sud-occidentale de l'île, loc. UCMP A-3573 (fig. 4.22) ; déterm. Durham (1950) ; Pléist. sup. ?

B : Extrémité sud-occidentale de l'île, loc. UCMP A-3574 (fig. 4.22) ; déterm. Durham (1950) ; Pléist. moyen ou sup. ?

C : Basse terrasse sur la côte occidentale de l'île, LR 400, 401 et 402 (fig. 4.24) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup.

Péninsule de Chivato :

Dépôt situé au nord de Bahia Santa Inès, dans le talus littoral actuel et jusqu'à une altitude de +15 m environ (de part et d'autre de la piste d'atterrissage de l'Hotel Borrego de Oro) (fig. 4.25 et 4.26) ; Pléistocène supérieur ; déterminations de plusieurs auteurs (D, E, F, G, et H) :

D : loc. UCMP A-3582 ; déterm. Durham (1950).

E : loc. UCMP A-3584 ; déterm. Durham (1950).

F : loc. CAS 34163 ; déterm. Hertlein (1957).

G : prélèvement dans le talus littoral actuel, LQ 344 et 346, LU 1027 et 1028 (Fig. 4.26, niv. 7) ; déterm. Ortlieb.

H : prélèvement à proximité de la paléo-ligne de rivage (alt. +15 m environ), LQ 348 et 350, LU 1021 et 1022, LV (fig. 4.26, niv. 7) ; déterm. Ortlieb.

I : Rive méridionale de l'estero San Marcos, sommet de la séquence de dépôts littoraux pléistocènes (+10 m), LQ 339 et 340, LV 1208 et 1209 (fig. 4.28, niv. K4) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup. ?

J : Bordures occidentale et méridionale de Ensenada el Muerto, LQ 341 et 342, et LU 1014 (fig. 4.28, niv. 3') ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup. ?

K : Cinq km à l'ouest de Punta Santa Inès (alt. +18 m), LQ 351 et 9 km à l'ouest de Punta Santa Inès (alt. +18 m environ). LU 1030 (fig. 4.25) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. moyen ou sup. ?

L : Campo San Rafael, 5 km à l'est de San Bruno, LV 1212 (fig. 4.28, niv. L2) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup. ?

M : Deux km au sud de Punta Chivato (alt. +15 m), LU 1016 (fig. 4.27) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup.

N : Punta Chivato, alt. +75 m environ, LU 1017 (fig. 4.27) déterm. Ortlieb ; Pléist. inf. ou moyen.

O : Bordure occidentale de la presqu'ile de Punta Cacarizo, LU 1020 (fig. 4.27) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup. ?

P : 0,5 km au sud-ouest de l'extrémité septentrionale de la piste d'atterrissage de l'hotel Borrego de Oro, alt. + 20 m d'environ, LU 1023 et LV 1204 (fig. 4.26, niv. 6) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. moyen ou sup. ?

Q : Sommet de la falaise (alt. +50 m environ) dominant la plaine littorale au nord de Bahia Santa Inès, LU 1024 (fig. 4.26, niv. 4) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. moyen ?

R : Sommet de buttes témoins au sud-est de San Bruno (alt. +40 m environ), LU 1031 et LV 1207 (fig. 4.25) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. moyen ?

tabl. A6.4 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
Anadara multicostata			X	X	X		X	X	X				X					X
Anadara reinharti			?				X	X										
Anomia peruviana							X			X								
Arca pacifica			X						X			X				X		
Arcopsis solida				X														
Argopecten circularis	X			X	X	X	X	X	X									
Barbatia alternata				X	X			X										
Barbatia bailyi								X										
Barbatia gradata				X		X												
Barbatia illota	X			X														
Barbatia reeveana			X						X	X		X						
Barbatia rostae							?											
Basterotia hertleini				X														
Cardita affinis	X	X	X			X	X	X	X	X		X						
Cardita megastropha			X	X					X							X		
Cardita radiata					X													
Chama echinata							?			X								
Chama frondosa							?		X	?								
Chama pellucida				X			?											
Chama squamuligera				X		X												
Chione amathusia	X	X		X				X	X		X					X	X	X
Chione californiensis			X				X	X	X		X	X			X	X	X	X
Chione compta							X		X		X							
Chione fluctifraga								X										
Chione gnidia						X		X										
Chione mariae					X													
Chione purpurissata			X					X										
Chione subrugosa				X														
Chione tumens			X			X	X	X	X	X		X	X			X		
Chione undatella	X		X	X	X	X	X		X	X		X	X		X	X		
Codakia distinguenda			X			X	X	X	X	X		X	X	X	X			
Corbula bicarinata						X												
Corbula luteola				X														
Crassinella mexicana				X														
Cryptomya californica					X													
Ctena mexicana			?	X		X									X			
Cyathodonta dubiosa				X														
Diplodonta inezensis						X												
Diplodonta subquadrata			?	X	X													
Divalinga eburnea				X	X					?	?							
Dosinia dunkeri							X											
Dosinia ponderosa			X	X	X		X	X	X		X							X
Eucrassatella digueti				X	X													X
Eucrassatella gibbosa								?										
Felaniella sericata				X														
Florimetis cognata				X	X	X	X	X										
Glycymeris delessertii						X									X			
Glycymeris gigantea			X		X		X	X	X				X		X			
Glycymeris maculata			?	X	X		X			X								
Glycymeris multicostata				X	X	X	X		X		X				X	X		
Laevicardium elatum				X	X	X												X
Leavicardium elenense				X		X	?											
Lithophaga attenuata						X												
Lucina cancellaris				X						?								
Lucina lingualis				X	X					?								
Lyropecten subnodosus	X		X	X	X		X		X			X	X					
Mactra nasuta						X												
Megapitaria aurantiaca			X			X	X	X		X			X			X		
Megapitaria squalida	X	X	X	X	X	X	X	X	X				X					X
Modiolus capax			X	X	X	X	X	X	X									

tabl. A6.4 (b)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
Nucula declivis				X														
Nuculana elenensis				X		X												
Ostrea angelica						X			X	X								
Ostrea corteziensis						X												
Ostrea palmula									X		X			X		?		
Panope taeniata (?)				X														
Panopea globosa							X											
Papyridea aspersa				X	X		X											
Pecten vogdesi	X	X	X	X	X		X	X	X		X						X	
Pegophysema edentuloides					X													
Periglypta multicostata						X												
Petricola robusta	X											X						
Pinctada mazatlanica						X		X										
Pitar newcombiannus (?)				X														
Placnunanomia cumingii							X											
Plicatula inezana				X	X													
Prototheca grata			X	X														
Pseudochama janus			X							X								
Pseudochama saavedrai			X							X								
Raeta undulata						X	X											
Semele flavescens						X												
Semele hertleini (?)				X														
Semele pacifica				X														
Spondylus calcifer									X									
Tagelus affinis						X	X											
Tagelus calfornianus				X		X	X				?							
Tagelus subteres (?)				X														
Tellina cumingii				X	X		X	?										
Tellina hiberna				X														
Tellina ochracea						X												
Tellina reclusa				X														
Tellina simulans				X	X	X	?											
Tellina violascens					X													
Thracia curta						X												
Tivela byronensis				X	X	X	?	X	?				?					
Trachycardium consors			X	X	X	X	X		X				X					
Trachycardium panamense			X				X	X										X
Trachycardium procerum				X	X	X												
Trigonocardia biangulata			X	X	X	X	X	X	X	X			X		X	X	X	X
GASTEROPODES																		
Alabina strongi (?)					X													
Architectonica nobilis				X	X	X			X									
Bulla gouldiana							?											
Bulla punctulata				X	X	X	X											
Calliclava aegina				X														
Calliostoma bonita				X														
Calliostoma eximium				X	X													
Cancellaria cassidiformis				X	X		X											
Cancellaria obesa			X				X											
Centrifuga inezana (?)					X													
Cerithidea albonodosa						X												
Cerithidea mazatlanica				X														
Cerithium adustum					X													
Cerithium gemmatum						X												
Cerithium maculosum			X			X				X						X		
Cerithium stercusmuscarum									X		X				X			
Cerithium uncinatum						X		X										

tabl. A6.4 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
Conus arcuatus			X							X								
Conus brunneus			X							X								
Conus gladiator													?					
Conus irregularis															X			
Conus lucidus							?											
Conus nux			X						X									
Conus orion										X								
Conus princeps	X	X	X		X	X	X			X								
Conus purpurascens			X			X			X	X				?				
Conus recurvus				X	X													
Conus regularis			?			X	?											
Conus scalaris						X							X					
Conus virgatus			X															
Conus ximenes			?	X	X	X	X											
Crepidula aculeata										X								
Crepidula incurva																		?
Crepidula onyx			X	X	X		X								X			
Crepidula striolata			X															
Crucibulum scutellatum			X		X				X	X								
Crucibulum spinosum				X	X		X	X	X						X			
Crucibulum umbrella			X			X				X								
Cypraea albuginosa						X												
Cypraea annettae			?	X	X					X								
Diodora alta				X	X													
Diodora inaequalis											X							
Eupleura muriciformis											X							
Fusinus ambustus						X												
Fusinus dupetitthouarsi			X															
Fusinus fragosus (?)				X	X													
Hexaplex erythrostomus			X	X	X	X	X											
Hipponix panamensis		X	X			X				?								
Hormospira maculosa					X	X												
Knefastia dalli							?											
Knefastia funiculata						X												
Knefastia olivacea							?								?			
Liocerithium judithae						X												
Lyria cumingii						X												
Melongena patula					X				X									
Mitra catalinae					?													
Mitra sulcata						X												
Murex elenensis			X		X		X											
Muricopsis armatus						X												
Nassarius angulicostis				X	X													
Nassarius complanatus				X														
Nassarius tiarula				X		X												
Neorapana muricata	X		X															
Neorapana tuberculata			X			?	X		X	X						X		
Nerita funiculata											X							
Oliva davisae				X	X		X											
Oliva incrassata					X	X		X				X						
Oliva polpasta						X	X			X		?						X
Oliva porphyria			X															
Oliva spicata		X	X	X	X	X	X		X			X						X
Olivella dama		X		X	X	X												
Olivella gracilis		X		X		X												
Petaloconchus flavescens			X				?											
Polinices bifasciatus				X		X	X		X	X								
Polinices helicoides											?							?
Polinices recluzianus				X	X	X	X											X
Polinices uber			?			X	X					X						

tabl. A6.4 (d)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
Polystira nobilis					X													
Pteropurpura erinaceoides					X													
Serpulorbis margaritaceus			?							X								
Solenosteira anomala				X	X		?											
Solenosteira macrospira								?	?									
Solenosteira mendozana							?				?							
Solenosteira pallida						X												
Strombina maculosa					X													
Strombus galeatus				X			X	X		X						X		
Strombus gracilior				X	X	X	X	X	X	X							?	
Strombus granulatus				X	X		X	X								X		
Tegula mariana				X					X			X				X		
Teinostoma panamensis				X	X													
Terebra specillata				X														
Terebra strigata				X		X												
Terebra variegata				X	X	X	X					X		X				
Thais biserialis			X					X					X	X		X		
Theodoxus luteofasciatus											X							
Tripsycha tulipa							?									?		
Tripsycha tripsycha			?															
Trivia solandri						?												
Turbo fluctuosus	X	X	X		X		X	X	X	X			X	X				
Turbo cf. *saxosus (?)*			X				X		X			X						
Turbo squamiger					X	X	X											
Turritella anactor							?											
Turritella banksi							?		X									
Turritella broderipiana					X													
Turritella clarionensis							?											
Turritella gonostoma	X	X	X	X	X	X												
Turritella lentiginosa							?		X				?					
Turritella nodulosa				X	X	X	X											
Turritella pasada				X	X													
Vasum caestus					X	X		X										
Vermicularia pellucida eburnea					X													
CNIDAIRES																		
Porites californica	X	X	X						X									

Tabl. A6.5. - Compositions de faunes d'invertébrés de dépôts littoraux pléistocènes de la région de Mulegé-Bahia Concepcion, Basse Californie Sud, selon l'auteur.

Mulegé (déterm. Ortlieb) :

Dépôts attribués au Pléistocène supérieur :

A : Rive méridionale du Rio Mulegé, en bordure de route (alt. +12 m) LU 1035 (fig. 4.32).

B : El Sombrerito, flanc septentrional (alt. +11 m), LV 1215 (fig. 4.32).

C : Rive septentrionale de l'embouchure du Rio Mulegé, sommet de la séquence estuarienne (alt. +12 m max.), LQ 354 (fig. 4.32).

D : Rive septentrionale du Rio Mulegé, niveau lagunomarin de la séquence estuarienne (alt. +7 à +10 m), LU 1112 (fig. 4.32).

E : Rive septentrionale du rio Mulegé, niveau fluviomarin de la séquence estuarienne (alt. +2 à +7 m), LU 1113 (fig. 4.32).

F : Mulegé Serenidad, sommet du talus de route (km 132) (alt. +13 m), LQ 394, LT 867 (fig. 4.33).

G : Mulegé Serenidad, à l'est de la piste d'atterrissage (alt. +10 m environ), LU 1117 (fig. 4.33).

H : Mulegé Serenidad, à l'est de la piste d'atterrissage (alt. max. +13 m), paléo-ligne de rivage pénécontemporaine du dépôt précédent (G), LU 1118 et 1119 (fig. 4.33).

I : Mulegé Serenidad, dépôt marin au sommet du talus littoral actuel, (alt. +5 à +9 m environ), LQ 389 et 390 (fig. 4.33).

J : Baie au nord de Mulegé, à l'ouest de Punta Prieta, unité marine la plus récente à Punta Prieta (LV 1216) et dans la partie méridionale de la baie (LV 1218 et 1219), alt. +8 à +12 m (fig. 4.31).

Dépôts attribués au Pléistocène moyen :

K : Mulegé Serenidad, à l'est de la piste d'atterrissage, en contre-bas des unités LU 1117 à LU 1119, alt. +7 m environ, LU 1116 (fig. 4.33).

L : Baie au nord de Mulegé, unité marine de la base du talus littoral (alt. max. observée +10 m), LV 1217 (fig. 4.31).

Cerro Los Machos et Santispac (déterm. Ortlieb sauf T) :

M : Baie à l'ouest de Cerro Los Machos, sommet du talus littoral (alt. +10 à +15 m), LU 1037 et 1039 (fig. 4.35) ; Pléist. sup.

N : Baie à l'ouest de Cerro Los Machos, niveau postpliocène, sous-jacent au précédent (M) (alt. max. observée +6 m), LU 1038 (fig. 4.35) ; Pléist. moyen.

O : Rive méridionale de l'arroyo (sans nom ?) débouchant au sud de Cerro Los Machos, (alt. +25 à +28 m environ), LU 1033 et 1034 (fig. 4.35) ; Pléist. moyen ?

P : Rive septentrionale de l'arroyo débouchant au sud de Cerro Los Machos (alt. +30 à +33 m environ), LU 1036 (fig. 4.35) ; Pléist. moyen ?

Q : 1 km au nord-est de Santispac (alt. +6 m), LQ 384 et 385 (fig. 4.36) ; Pléist. sup. ?

R : Sud-est de la péninsule de Santispac, (alt. +6 m), LU 114 (fig. 4.36) ; Pléist. sup. ?

S : Péninsule de Santispac, partie basse de l'isthme (alt. max. +6 m), LU 1066, 1067 et 1068 (fig. 4.36) ; Pléist. sup. ?

T : Bahia Coyote (= Santispac ?), loc. CAS A3598 (alt. + 6 m ?) ; déterm. Durham (1950).

Sud_de_Bahia_Concepcion (déterm. Ortlieb) :

U : 3 km au sud-est de l'extrémité sud-orientale de Bahia Concepcion (alt. +13 m environ), LU 1062 (fig. 4.36) ; Pléist. sup. ?

V : Butte témoin, au sud de Playa la Pasajera (alt. max. +10 m), LU 1064 et 1065 (fig. 4.38) ; Pléist. sup. ?

W : 2 km au nord de Rancho Santa Rosalillita, sommet de la coupe relevée fig. 4.39 (alt. max. +10 m), LU 1045 et 1046 ; Pléist. sup. ?

X : 2 km au nord de Rancho Santa Rosalillita, terme intermédiaire de la coupe D relevée fig. 4.39 (alt. +5 m à +8 m environ), LQ 379 et LU 1048 ; Pléist. moyen ?

Nord-est_de_Bahia_Concepcion (déterm. Ortlieb) :

Y : Ensenada Santo Domingo, basse terrasse (alt. +9 m), LU 1040 et 1041 (fig. 4.37) ; Pléist. sup. ou moyen ?

Z : Ensenada Santo Domingo, deuxième terrasse en altitude (+17 m), LU 1042 (fig. 4.37) ; Pléist. moyen ou sup. ?

Z': Ensenada Santo Domingo, dépôt ancien sous-jacent à e (alt. max. observée +15 m environ), LU 1044 (fig. 4.37) ; Pléist. inf. ?

tabl. A6.5 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'
Anadara grandis						X																					
Anadara multicostata			X			X			X			X		X	X		X		X	X			X	X			
Anadara reinharti								X										X									
Anadara sp.					X				X				X				X						X				
Anomia adamas			X					X	X																		
Anomia peruviana			X												X												
Arca pacifica																						X					
Arca sp.													X														
Argopecten circularis			X					X				X								X			X				
Barbatia bailyi								X																			
Barbatia lurida								X					X														
Barbatia reeveana																			X					X			
Barbatia sp.						X		X					X														
Cardita affinis	X	X	X		X	X		X		X			X		X							X					
Cardita laticostata																											?
Cardita megastropha																											X
Cardita radiata																				X							
Cardita sp.																			X								
Chama echinata								X									X										
Chama frondosa									X	?																	
Chama mexicana								?			X																
Chama pellucida																				X							
Chama sp.								X					X					X	X				X	X			
Chione amathusia			X	X				X	X				X		X			X	X	X	X	X	X	X	X		
Chione californiensis		X	X	X		X	X	X	X	X			X		X		X				X	X		X	X		
Chione compta			X			X		X					X											X	X		
Chione cortezi	X																										
Chione fluctifraga	X		X			X			X																		
Chione cf. *fluctigraga*			X																								
Chione gnidia			X	X		X	X	X	X		X																
Chione purpurissata										X																	
Chione subrugosa			X			X		cf	X																		
Chione tumens			X							X			X				X	X	X						X		
Chione undatella		X	X					X		X		X					X	X	X	X	X		X	X	X		
Codakia distinguenda		X						X		X			X				X	X						X	X	X	
Ctena mexicana													X							X						X	
Diplodonta subquadrata										X								X									
Divalinga eburnea													X								X				X		
Donax sp.						X			X										X								
Dosinia dunkeri																						X	X	?			
Dosinia ponderosa						X	X	X	X	X	X	X	X	X		X							X	X	X		
Eucrassatella gibbosa																	X										
Florimetis cognata														X			X			X	X		X			
Glycymeris gigantea			X				X	X	X	X		X	X	X		X	X	X	X	X			X	X	X		X
Glycymeris maculata						X		X	X														X		?		?
Glycymeris multicostata								X									X	X		X			X	X			
Glycymeris strigilata																						?		?			
Laevicardium elatum												X													X		
Laevicardium elenensis													X												X		
Laevicardium sp.																					X						
Lucina sp.				X				X			X		X		X						X			X	X		

tabl. A6.5 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'
Lyropecten subnodosus												X								X							
Mactra sp.									X																		
Megapitaria aurantiaca														X	X			X			X		X	X	X		
Megapitaria squalida						X		X	X	X			X		X	X	X	X		X	X	X		X	X		?
Modiolus capax			X																	X							
Ostrea angelica			X																								
Ostrea fisheri																			?	X							X
Ostrea columbiensis			X																								
Ostrea megodon								X																			X
Ostrea palmula	X				X	X	X	X	X						X						X	X			X		
Pecten vogdesi									X					X		X				X		X					
Pecten sp.																	X	X									X
Periglypta multicostata										X							X		X						X		
Plicatula sp.									X																		
Protothaca asperrima	X		X						X																		
Protothaca grata	X	X	X		X	X				X																	
Pseudochama saavedrai			X					X	?	?							X										
Pseudochama sp.									X				X					X	X			X		X			
Raeta sp.									?																		
Semele flavescens						?		?		X								X		X			X				
Semele sp.						X		X	X								X	X	X			X	X	X			
Spondylus princeps																									X		
Spondylus ursipes																			X								?
Tagelus affinis			X	X			X																				
Tagelus californianus				X					X					?							X			X	X		
Tagelus sp.						X																					
Tellina cumingii							?	?	?																		
Tivela byronensis						?			?	?	?		X		?	?											
Tracycardium consors		X	X							X		X	X	X			X						X				?
Tracycardium panamense						X		X	X						X	X									X		
Trigoniocardia biangulata		X	X						X	X		X	X		X	X	X	X	X	X		X	X	X	X		
GASTEROPODES																											
Anachis scalarina																						X					
Architectonica nobilis								X	X																		
Astraea unguis									X				X														
Bulla sp.																					X						
Calliostoma eximium																				X							
Calliostoma sp.			X															X									
Cancellaria cassidiformis																						X			X		
Cancellaria obesa										X															X		
Cassis centiquadrata									X																		
Cerithidea sp.			X																								
Cerithium gemmatum										X																	
Cerithium stercusmuscarum	X	X	?	X		X			X												X						
Cerithium uncinatum																						X			X		
Columbella fuscata			?										X												X		
Conus brunneus										?			?			?											
Conus perplexux																		X									
Conus poormani										?																	
Conus princeps			X										?		X										X		

tabl. A6.5 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'
Conus regularis			cf																						X		
Conus scalaris																									?		
Conus vittatus									X																		
Conus ximenes									cf	X									X								
Conus sp.														X													X
crepidula striolata									X				X														
Crepidula onyx			X							X			X														
Crucibulum scutellatum		X	?			X		X	X																		
Crucibulum spinosum			X						X										X								
Cymatium gibbosum																		X									
Cypraea annettae		X								X			?				X			X							
Cypraea sp.																	X										
Diodora incequalis													X														
Eupleura muriciformis									X																		
Fissurela sp.			X																								
Gyrineum strongi																		X		X							
Hexaplex erythrostomus						X													X	X			X	X	X		
Hipponix panamensis			X										X							X							
Hipponix pilosus			X														X				X		X				
Hipponix sp.										X																	
Liocerithium judithae			X																								
Lyria cumigii													?														
Macrarena calfornica																						?					
Melongena patula				X		X		X	X		X													X			
Murex elenensis										X															X		
Murex recurvirostris										X																	
Muricanthus nigritus			X		X			X	X				X			X	X					X		X			
Nassarius sp.			X			X			X														X				
Natica sp.		X																									
Neorapana muricata			X														X		X	X							
Neorapana tuberculata			X					X	X	X			X					X									
Nerita funiculata		X	X																								
Nerita scabricosta								X		X																	
Normospira maculosa																							X				
Oliva davisae						X				cf							X						X				
Oliva incrassata						X		X	X													X					
Oliva polpasta									X			X	X				X						?		X		
Oliva porphyria										?			X				X								X		?
Oliva spicata										X			?							X					X		
Olivella dama																				X					X		
Olivella sp.			X							X			X										X				
Parametaria dupontii																				X							
Petaloconchus macrophragma		X																									
Polinices bifasciatus									X														X				
Polinices recluzianus				X		X		X	X	X			X			X					X	X		X	X		
Polinices uber									X				X								X		X	?	X		
Polinices sp.			X						X	X			X														
Pteropurpura erinaceoides										X																	
Rhynocoryne humboldlti									X													X					
Serpulorbis sp.										X																	
Solenosteira anomala	X					cf															X	X	cf		X		
Solenosteira macrospira										cf																	

tabl. A6.5 (d)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'
Solenosteira sp.								X	X																		
Strombina maculosa										X														X			
Strombus galeatus		X				X											X		X			X	X	X			
Strombus gracilior			X			X		X	X	X				X			X					X	X	X			
Strombus subgracilior														cf	X										cf		
Strombus granulatus																	X			X							
Strombus sp.																								X	X		
Tegula mariana			X																						X		
Tegula rugosa		X	X																								
Tegula variegata																											
Tegula sp.	X																										
Terebra variegata								X	cf	?	X											X			X		
Terebra sp.																							X		X		
Thais biserialis				X				X	X	X				X			X										
Theodoxus luteofasciatus			X																		X	X					
Tripsycha sp.																			X								
Trivia solandri			X						X											X					X		
Turbo fluctuosus		X	X			X		X	X	X							X					X			X		
Turbo saxosus			X																								
Turbo cf. *saxosus*																									X		
Turritella banksi										X																	
Turritella lentiginosa		X								X																	
Turritella sp.										X																	X
Turritella sp.																											X
Vasum caestus																								X			
ECHINODERMES																											
Clypeaster sp.																											X
Encope grandis		X							X	X						X											
Encope micropora										X						X						X					
Encope sp.														X													
CNIDAIRES																											
Porites californica		?										X		X										X	X		
Porites sp.														X					X					X			
Astrangia sp.														X													
CIRRIPEDES																											
Tetraclita squamosa		X														X											

Tabl. A6.6. - Compositions de faunes d'invertébrés de dépôts littoraux pléistocènes de la région de Bahia San Nicolas à San Bruno Buenavista, Basse Californie Sud, selon divers auteurs.

Bahia_San_Nicolas : (déterm. Ortlieb)

A : Rancho San Sebastian, basse terrasse (alt. +17 m), LU 1050 et 1051 (fig. 4.40 et 4.41, coupe a) ; Pléistocène sup.

B : 2 km au sud d'Ensenada Ramadita, basse terrasse (alt. +15 m environ), LU 1054 (fig. 4.41) ; Pléist. sup.

C : 0,5 km au sud d'Ensenada Ramadita, ligne de rivage à +36 m, LU 1053 (fig. 4.41, coupe b) ; Pléist. moyen.

D : 2 km au sud d'Ensenada Ramadita, ligne de rivage à +36 m environ, LU 1055 (fig. 4.41, coupe c) ; Pléist. moyen.

E : 0,5 km au sud d'Ensenada Ramadita, ligne de rivage à +42 m, LU 1052 (fig. 4.41, coupe b) ; Pléist. moyen.

F : Arroyo Jacobo, à l'intersection de la piste provenant de Rancho Sebastian (alt. +18 m environ), LU 1057 (fig. 4.41, coupe i) ; Pléist. moyen (?).

G : Embouchure de l'arroyo Saucito, alt. +10 m environ, LQ 370 et 372 (fig. 4.41, coupe f) ; Pléist. moyen (?).

H : Embouchure de l'arroyo Saucito, substratum du dépôt précédent (G), LQ 374 (fig. 4.41, coupe f) ; Pléist. moyen ou inférieur ?

I : 3,5 km au sud de l'embouchure de l'arroyo San Nicolas, sommet de la mesa à +61 m environ, LU 1058 (fig. 4.41, coupe h) ; Pléist. moyen ?

J : 2 km au sud-ouest de l'embouchure de l'arroyo Saucito, alt. max. observée +42 m, LU 1059 (fig. 4.41, coupe g); Pléist. inf. ou moyen ?

K : 2 km au sud-ouest de l'embouchure de l'arroyo Saucito, alt. +45 m environ, LU 1061 (fig. 4.41, coupe g) ; Pléist. moyen.

Punta_Pulpito (déterm. par divers auteurs) :

L : Punta Pulpito, loc. SU 807, CAS 38553 et SDMNH F4 (fig. 4.40) ; déterm. Grant & Hertlein (1938), Durham (1950) et Emerson & Hertlein (1964) ; Pliocène ou Pléistocène ?

M : 1,5 km au nord-ouest de Punta Pulpito, loc. CAS 34164 (fig. 4.40) ; déterm. Hertlein (1957) ; Pléist. moyen?

N : 1,5 km au nord-ouest de Punta Pulpito, loc. CAS 34036 (dépôt sous-jacent au précédent (M) (fig. 4.40) ; déterm. Hertlein (1957) ; Pléist. inf. ou moyen ?

Bahia_San_Juanico-_Bahia_San_Bruno_Buenavista (déterm. Ortlieb) :

O : Bordure méridionale de Bahia San Juanico, alt. max. +21 m, LV 1234 ; Pléist. moyen.

P : Rive septentrionale de l'embouchure de la lagune Buenavista, alt. max. +8 m environ, LQ 367 (fig. 4.43, coupe E) ; Pléist. sup.

Q : 1 km au nord de l'embouchure la lagune Buenavista, alt. max. +8 m environ ; LU 1076 et 1078 (fig. 4.43, coupe

F) ; Pléist. sup.

R : Extrémité sud-orientale de la baie San Bruno Buenavista, basse terrasse (alt. +9 m), LQ 356 (fig. 4.43, coupe B) ; Pléist. sup.

S : Rive méridionale de l'embouchure de la lagune Buenavista, sommet de la butte témoin (alt. +20 m), LQ 358, 359 et LU 1081 (fig. 4.43, coupe C), Pléist. moyen.

tabl. A6.6 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
Anadara formosa																			X
Anadara grandis																X			
Anadara multicostata			X	X	X	X	X	X		X			X				X	X	
Anadara reinharti					?												?		
Anomia peruviana																			X
Arca pacifica										X			X						
Argopecten circularis					X		X	X		X			X			X			
Barbatia reeveana				cf			?										?		
Cardita affinis		X														cf	X		
Cardita crassicostata								X											
Cardita megastropha			X		X				X				X						X
Chama echinata							?												
Chama frondosa													X						
Chione amathusia				X						X									
Chione californiensis							X		?	X	X		X				X	X	
Chione compta							X				X					X			
Chione fluctifraga																X			
Chione gnidia						X			X										
Chione subrugosa																X			
Chione tumens	X	X	X		X		X			X			X	X	X	X	X		X
Chione undatella	X			?	X		X								X	X	X		?
Codakia distinguenda	X	X	X		X		X									X	X		X
Ctena mexicana	X										X						X		X
Divalinga eburnea													X			X			
Dosinia ponderosa				X		X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X		
Eucrassatella digueti						X					X		X						
Eucrassatella gibbosa								X		X						X			
Glycymeris canoa							cf												
Glycymeris gigantea			X	X		X	X	X	X	X	X		X	X		X	X	X	
Glycymeris maculata	?	X											X		X		X	X	
Glycymeris multicostata																			X
Laevicardium elatum										X			X						
Lucina lampra													X	cf					?
Lucina lingualis																			?
Lyropecten subnodosus		X				X	X	X				X	X			X			X
Megapitaria aurantiaca			X						X		X				X				X
Megapitaria squalida		X			X		X						X			X	X		X
Miltha xantusi													X						
Ostrea angelica																			?
Ostrea corteziensis																			?
Ostrea fisheri																		X	?
Ostrea megodon					X		X						X						
Ostrea palmula										?									
Ostrea vespertina								?											
Pecten vogdesi						X		X				X	X						
Periglypta multicostata		X								X						X	X		X
Petricola robusta							X												
Pinctada mazatlanica		X																	
Placunanomia cumingii										X									
Plicatula inezana																			X
Plicatula spondylopsis																X			

tabl. A6.6 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
Protothaca asperrima																?			
Protothaca grata																	X		
Pseudochama janus																X			
Pseudochama saavedrai														X					X
Semele flavescens															?				
Spondylus calcifer							X	X											X
Spondylus princeps			X				X			X		X	X						X
Spondylus ursipes					X		X												
Tellina cumingii																?			
Tivela byronensis														X		?	?		
Trachycardium consors						X	X						X			X	X	X	
Trachycardium panamense																X			
Trigoniocardia biangulata			X		X		X			X	X		X		X	X	X		X
Ventricolaria isocardia										X									X
GASTEROPODES																			
Acmaea atrata														X					
Agaronia testacea										X									
Architectonica nobilis														X					
Astraea spirata																			X
Bursa sonorana							X												
Calliostoma palmeri	?	?																	X
Cassis centiquadrata						X													
Cassis coarctata		X											X						X
Cerithium gemmatum													X	X					
Cerithium maculosum														X					X
Cerithium uncinatum																X	X		
Columbella fuscata													X	X		?	X		
Conus archon																?			
Conus gladiator	?																		X
Conus princeps																			X
Conus purpurascens							X						X	X		X	X		X
Conus regularis	?			cf			X			?				X					
Conus scalaris																cf	cf		
Conus ximenes							X							X					X
Crepidula aculeata										X							X		
Crucibulum scutellatum							X						X	X					
Crucibulum umbrella																X			
Cypraea annettae							?												X
Cypraea arabicula																			?
Fasciolaria princeps																		X	
Fusinus irregularis							X												
Gyrineum strongi																			X
Haliotis fulgens													cf						
Hexaplex erythrostomus							X												
Hipponix pilosus		X			X		?										X		
Knefastia funiculata													X	X					
Knefastia olivacea																	?		?
Knefastia tuberculifera																			?
Lyria cumingii										X									
Natica sp.								X					X						

tabl. A6.6 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
Neorapana muricata																X			
Neorapana tuberculata			X														X		X
Oliva polpasta							X			X						X			
Oliva porphyria								cf		?							cf		
Oliva spicata	X		?	?	X					X			X	X			X		
Olivella dama							X			?	?		X	X		X	?		X
Polinices bifasciatus										X				cf					
Polinices recluzianus							X												
Polinices uber	?				?						?								
Rhynocoryne humbolti										X									
Serpulorbis margaritaceus					?		X												
Serpulorbis oryzata										X									
Solenosteira pallida													cf	cf					
Strombus galeatus			X						X				X	X					X
Strombus gracilior							X			?			X			X			
Strombus granulatus																X			
Strombus subgracilior									cf								cf		
Tegula mariana							X						X			X			X
Tegula rugosa							X												
Terebra variegata					X		X			?			X	X			?		
Thais biserialis				X			X							X				X	
Thais speciosa																X			
Thais triangularis																		X	X
Tripsycha centiquadra																X			
Tripsycha tripsycha							X												
Tripsycha tulipa																			?
Trivia solandri														X		?	X		
Turbo fluctuosus	X	X	X	X			X						X	X		X	X		X
Turbo cf. saxosus	X															X	X		
Turbo squamiger														X			X		
Turritella anactor							?												
Turritella banksi	X																		X
Turritella gonostoma													X	X		?			cf
Turritella lentiginosa	?						X			?									?
Turritella nodulosa										X									
Vasum caestus					X								X						
CNIDAIRES																			
Porites californica	X		X	X	X		X						X			?	?		
Porites sverdrupi										?									
ECHINODERMES																			
Clypeaster speciosus												X	X						
Encope californica												X	X						
Encope grandis inezana												X	X			?			
Eucidaris thouarsii												X	X						?
CIRRIPEDES																			
Balanus trigonus																			X
Tetraclita squamosa																			X

Tabl. A6.7. - Compositions de faunes d'invertébrés de dépôts littoraux pléistocènes de la région de Loreto-Punta San Telmo et des îles proches (Carmen, Coronado, Monserrate, San Diego), selon divers auteurs.

Région de Loreto-Punta San Telmo

A : El Bajo (Punta Tierra Firme), sommet de la séquence des dépôts les plus récents (alt. max. +8 m), LU 1162 et 1168 (fig. 4.46) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup.

B : El Bajo, base de la séquence des dépôts les plus récents (alt. +5 m environ), LU 1160 et 1163 (fig. 4.46 ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup.

C : El Bajo, unité intermédiaire (alt. max. observée +5 m), LU 1170 et 1171 (fig. 4.46) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. moyen.

D : El Bajo, dépôt littoral le plus ancien dans lequel sont emboités les autres, affleurant à la base du talus littoral actuel (LU 1167) et jusqu'à une altitude supérieure à +12 m (LU 1161) (fig. 4.46) ; déterm. Ortlieb, Pléist. inf. ou moyen.

E : Punta San Telmo-Bahia San Carlos, loc. AMNH PE-F26 et F28 (fig. 4.48) ; déterm. Emerson et Squires in Squires (1959) ; Pléist. sup. ou moyen.

F : Punta San Telmo, loc. UCMP A-3596 (fig. 4.48) ; déterm. Durham (1950) ; Pléist. sup. ou moyen.

Ile Coronado

G : Pointe méridionale de l'île, loc. SDNHM SD-BE F5 (fig. 4.44) ; déterm. Emerson & Hertlein (1964) ; Pléist. sup. ou moyen.

H : Rive méridionale de l'île , loc. UCMP A-3547, A-3548 et A-3550 (fig. 4.44) ; déterm. Durham (1950) ; Pliocène sup. (form. Marquer), selon Durham, ou Pléist. moyen.

I : Loc. CAS 796 ; déterm. Hanna & Hertlein (1927), Pliocène (selon ces auteurs) ou Pléist. moyen.

Ile Carmen

J : Bahia del Oto, loc. UCMP A-3538 (fig. 4.44) ; déterm. Durham (1950) ; Pléist. inf. ou moyen ?

K : Bahia Salinas, loc. UCMP A-3507 et A-3508 (dépôts d'âges distincts) (fig. 4.44) ; déterm. Durham (1950) ; Pléist. inf. ou moyen.

L : Bahia Marquer, loc. UCMP A-3515, A-3522 et A-3525 (dépôts d'âges distincts) (fig. 4.44) ; déterm. Durham (1950) ; Pléist. inf. (?), moyen et sup. (?).

Puerto Balandra, rive méridionale de la baie, dépôt infra-littoral affleurant dans le talus côtier jusqu'à +10 m d'altitude, riche en coraux à la base, et à mollusques plus abondants au sommet : faune décrite par plusieurs auteurs (M, N, O, P, Q, R, et S) ; interpétation chronologique variant selon les auteurs : Pléistocène moyen ou sup. (Hertlein, 1957 ; Ortlieb, ce travail) ou Pliocène supérieur, form. Marquer (Hanna & Hertlein, 1927 ; Durham, 1950 ; Emerson & Hertlein 1964). Localisation fig. 4.44.

M : Loc. CAS 830 ; déterm. Hanna & Hertlein (1927).

N : Loc. CAS 34165 ; déterm. Hertlein (1957).
O : Loc. UCMP A-3534 (faciès corallien) ; déterm. Durham (1950).
P : Loc. SDMNH BE-F6a, CAS 38539 (faciès corallien) ; déterm. Emerson & Hertlein (1964).
Q : Loc. UCMP A-3670 (faciès sablo-argileux) ; déterm. Durham (1950).
R : Loc. SDMNH BE-F6b, CAS 38540 (faciès sablo-argileux); déterm. Emerson & Hertlein (1964).
S : Echant. LV 1232 (fig. 4.47) ; déterm. Ortlieb.

Ile_Monserrate :

T : Côte occidentale, loc. SDMNH BE-F10 et CAS 38554 (fig. 4.44) ; déterm. Emerson & Hertlein (1964) ; Pléist. sup. ?
U : Côte nord-occidentale, loc. CAS 38555 (fig. 4.44) ; déterm. Emerson & Hertlein (1964) ; Pléist. sup. ?
V : Côte nord-occidentale, loc. UCMP A-3569 (fig. 4.44); déterm. Durham (1950) ; Pléist. sup. ?

Ile_San_Diego :

W : Extrémité sud-occidentale, loc. SDMNH BE-F14 et AMNH PE-F25 (fig. 4.48) ; déterm. Emerson & Hertlein (1964) et Squires (1959) ; Pléist. sup.

tabl. A6.7 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W
Anadara multicostata					X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X		X	X			
Arca mutabilis								X															
Arca pacifica	X																						
Arcopsis solida					X										X								
Argopecten cirularis					X	X		X					X	X					X				
Barbatia brankampi															X								
Barbatia gradata								X															
Barbatia reeveana		X			X	X	X	X				X	X	X	X	X			X	X			
Basterotia hertleini																X	X	X					
Basterotia peninsularis								X													X		
Botula cylista														X									
Cardita affinis	X				X						X				X	X							
Cardita crassicostata					X	X		X	X														
Cardita megastropha	X	X			X		X	X			X					X				X		X	X
Chama buddiana																							X
Chama echinata															X								
Chama frondosa						X	X					X											
Chama mexicana														X									
Chama pellucida					X						X	X											
Chama squamuligera								X						X	X								
Chione amathusia						X		X			X												
Chione californiensis			X				X		X				X		X			X	X	X			X
Chione compta			X																				
Chione picta																							X
Chione tumens	X	X			X		X							X		X							
Chione undatella	X	X	X		X	X		X				X		X	X		X		X				X
Codakia distinguenda	X	X			X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X			X	X			X
Corbula bicarinata														X		X							
Ctena chiquita					X			X						X	X								
Ctena mexicana							X	X								X							
Cyathodonta dubiosa																	X						
Cyathodonta undulata																		X					
Diplodonta subquadrata							X	X						X	X								
Divalinga eburnea					X			X								X	X	X		X	X		
Dosinia ponderosa					X			X									X			X			
Eucrassatella digueti								X															
Felaniella sericata																		X					
Florimetis cognata					X	X	X								X	X	X			X			
Glycymeris delessertii		X																					
Glycymeris gigantea						X	X		X		X		X	X	X	X	X		X	X			
Glycymeris maculata						X		X		X	X				X								
Glycymeris multicostata					X		X	X			X		X	X	X	X				X			X
Isognomon janus							X							X	X	X			X				
Laevicardium elatum								X						X									
Laevicardium elenense							X	X							X	X	X	X		X	X		
Lima tetrica					X		X	X														X	
Lucina approximata																	X						
Lucina cancellaris																	X						
Lucina lampra							X	X									X	X		X	X		
Lucina lingualis																	X						
Lucina nuttallii							X	X										X		X			
Lyropecten subnodosus	X	X		X	X	X	X	X	X		X	X		X						X			
Mactra nasuta								X															
"Margaritifera mazatlanica"									X														
Megapitaria squalida	X	X			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Miltha xantusi							X	X															
Modiolus capax				X	X			X															
Nucula declivis					X																		
Ostrea angelica					X	X						X		X	X	X		X	?				
Ostrea chilensis		X				X																	
Ostrea fisheri					X							X		X									
Ostrea megodon							X																
Ostrea palmula	X		?		X		X																
Ostrea vespertina									X								X						
Papyridea aspersa								X															
"Pecten deserti"													X										
Pecten vogdesi				X	X	X	X	X	X		X			X	X		X			X			

tabl. A6.7 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W
Periglypta multicostata						X			X		X	X		X						X			
Petricola robusta							X	X															
Pinctada mazatlanica		X			X	X	X	X			X	X		X	X	X			X	X			X
Pinna corteziana								X															
Pinna rugosa								X															
Pitar helenae																					X		
Plicatula inezana								X						X									
Plicatula penicillata								X							X								
Prototheca grata	X	X																					
Psammotreta viridotincta							X									X							
Pseudochama corrugata		X																					
Pseudochama exogyra					X			X	X														
Pseudochama saavedrai																				X			
Semele bicolor																cf			X				
Semele corrugata														X									
Semele flavescens													X	X	?	X			X				
Semele hertleini								X															
Semele verruculastra							X																
Septifer zeteki														X									
Solecardia eburnea																X				X			
Spondylus calcifer					X		X																
Spondylus princeps							X		X			X		X									X
Spondylus victoriae								X															
Tagelus affinis			?																				
Tagelus californianus																	X			X			
Tagelus subteres								X									X				X		
Tellidora burneti																		X					
Tellina amianta																		X					
Tellina cumingii					X		X	X							X					X			
Tellina hiberna																	X						
Tellina idae																	X						
Tellina meropsis														X		X							
Tellina ochracea								X							X								
Tellina reclusa								X										X		X			
Tellina simulans																	X	X		X			
Trachycardium consors					X	X	X	X	X	X										X			
Trigoniocardia biangulata		X	X		X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X		X	X		
Ventricolaria isocardia								X															
GASTEROPODES																							
Anachis coronata								X															
Ancistromesus mexicanus											X												
Astrea shepherdi								X															
Astrea unguis					X											X				X			X
Bulla punctulata					X		X	X															
Bursa californica							X	X															
Calliostoma bonita																				X			
Calliostoma eximium					X	X		X												X			
Cancellaria coronadoensis								X															
Cancellaria haemastoma								X															
Cancellaria obesa							X		X														
Cancellaria pulchra							X																
Cancellaria wigginsi																				X			
Cassis coarctata							X	X															
Cerithidea albonodosa											X			X									
Cerithium gemmatum					X	X	X							X		X				X			
Cerithium maculosum					X	X	X	X			X			X	X	X			X	X			X
Cerithium stercusmuscarum												X	X		X								
Columbella fuscata		X				X		X	X			X		X									
Collisella dalliana								X															
Conus brunneus	X				X															X		X	
Conus diadema							X																
Conus dispar																				X			
Conus gladiator							X																

tabl. A6.7 (c)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W
Conus nux	X				X															X			
Conus orion		X																					
Conus patricius																				X			
Conus perplexus					X															X			X
Conus princeps	X				X	X	X	X			X	X				X				X			
Conus puncticulatus						X		X		?													
Conus purpurascens		X			X		X	X												X			
Conus recurvus												?											
Conus regularis					cf	X	X	X	X													X	
Conus scalaris							X	X															
Conus ximenes							X	X															
Coralliophila nux								X															
Crassispira kluthi								X															
"Crassispira nymphia"																cf							
Crepidula arenata							X																
Crepidula onyx						?	X	X															
Crucibulum scutellatum					X			X	X		X	X			X	X	X			X			
Crucibulum spinosum					X								X										
Crucibulum umbrella														X									
Cypraea albuginosa														X									X
Cypraea annettae					X		X	X				X				X				X			X
Cypraea arabicula					X		X																
Diodora alta								X						X	X	X							
Diodora inaequalis							X	X						X	X	X							X
Engina contracta								X															
Fasciolaria princeps						X	X				X												
Fusinus cinereus							X	X								X							
Fusinus fragosus								X															
Gemmula hindsiana															X								
Gyrineum strongi							X	X												X			X
"Heliacus lowei"								X								X							
"Heliacus robertsae"														X									
Hemitoma hermosa						X		X															
Hemitoma natlandi								X															
Hexaplex erythrostomus					X																		
Hipponix grayanus											X					X							
Hipponix panamensis					X	X	X			X	X	X		X	X	X			X				
Homolocantha oxyacantha						X																	
Knefastia funiculata							X													X			
Knefastia olivacea		?			X																		
Knefastia tuberculifera								X															
Liocerithium judithae							X				X						X						
Lyria cumingii							X	X															
Malea ringens											X												
Melampus olivaceus											X												
Mitra catalinae								X															
Mitra tristis															X								
Modulus cerodes					X		X	X								X							
Morula ferruginosa																X							
Morula lugubris							X																
Muricanthus callidinus											X												
Muricanthus princeps								X															
Muricopsis armatus								X						X									
Nassarius angulicostis						X		X															
Nassarius tiarula							X											X		X			
Natica unifasciata																		X					
Neorapana muricata						X	X	X		?													
Neorapana tuberculata														?									
Nerita funiculata																						X	
Nerita scabricosta																				X			
Oliva polpasta		X			cf													X					
Oliva porphyria							X																
Oliva spicata						X		X	X	X	X	X		X	X	X	X			X			X
Olivella dama					X	X	X	X		X				X	X	X		X		X	X		
Olivella tergina										X													
Parametria dupontii							X	X															X

tabl. A6.7 (d)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W
Polinices bifasciatus					X	X	X	X	X	X		X			X					X			
Polinices recluzianus								X															
Polinices uber					X		X									X				X	X		
Pyramidella conica								X															
Solenosteira anomala								X															
Solenosteira pallida					X															X			
Strombina maculosa					X	X		X															
Strombus galeatus					X	X		X	X		X		X	X		X							
Strombus gracilior											X												
Strombus granulatus				X	X	X	X	X			X	X	X	X	?	X							X
Tegula mariana					X	X	X	X						X	X	X							
Teinostoma gallegosi								X															
Terebra specillata						X	?													X			
Terebra strigata																				X			
Terebra variegata							X	X				X								X	X		
Thais biserialis		X																					
Tripsycha centiquadra							X							?									
Trivia californica							X																
Trivia solandri	X				X		X	X						?									
Turbo fluctuosus	X	X			X	X				X	X	X	X	X	X	X				X			X
Turbo saxosus									X														
Turbo squamiger							X	X															
Turritella gonostoma							X		X		X			X									
Vasum caestus					X	X																	
CNIDAIRES																							
Astrangia coronadoensis								X															
Astrangia santelmoensis						X																	
Pocillopora elegans					X																		
Pocillopora robusta						X					X									X			X
Porites californica	X	X	X		X	X	X	X							X	X	X		X				X
Porites nodulosa								X															
Porites sverdrupi					cf																		
Porites sp.					X															X			
Psammocora stellata								X															
ECHINODERMES																							
Clypeaster speciosus								X															
Echinometra vanbrunti																							X
Encope californica						X	X	X												X			
Encope grandis																				X			
Encope grandis inezana								X															
"Encope n.sp. B"								X															
Eucidaris thouarsii								X							X	X				X			

Tabl. A6.8. - Compositions de faunes d'invertébrés de dépôts littoraux pléistocènes de la côte sud-orientale de Basse Californie Sud et des îles du sud du Golfe de Californie, selon divers auteurs.

Extrémité méridionale de Basse Californie :

A : Las Cruces, loc. SDSNH 0434 (fig. 4.50) ; déterm. Dowlen & Minch (1973) ; Pléist. sup. ?

B : Rancho Miramar, loc. SDSNH 0435 (même site que ci-dessous : C) (fig. 4.50) ; déterm. Dowlen & Minch (1973) ; Pléist. moyen ou sup. ?

C : Rancho Miramar, loc. CAS 32945 (même site que ci-dessus : B) ; déterm. Hertlein (1957) ; Pléist. moyen ou sup. ?

D : Ensenada los Muertos, rive septentrionale, alt. max. +8 m, LR 618 (fig. 4.50) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup. ?

E : Arroyo Coyote, loc. CAS 32944, 0,8 km à l'est de l'embouchure de la rivière et 4 km au sud-est de Punta Coyote, alt. +10 m (fig. 4.50) ; déterm. Hertlein (1957) ; Pléist. sup. ?

F : Buenavista, loc. CAS 32942 (fig. 4.50) ; déterm. Hertlein (1957) ; Pléist. sup. ?

G : Bahia de Frailes, rive sud-occidentale, alt. max. +6 m, LR 625 (fig. 4.50) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup.

H : Cabo Pulmo, localité AMNH PE-F22 étudiée par Squires (1959) ; déterm. Emerson (in Squires (1959) ; Pléist. sup.?

I : Rancho San Marcos- La Linea, alt. max. +6 m, LR 631 (fig. 4.50) ; déterm. Ortlieb ; Pléist sup. ou moyen ?

Iles du sud du Golfe de Californie

J : Ile Cerralvo, loc. AMNM PE F-23 (fig. 4.50) ; déterm. Emerson (1960a) ; Pléist. sup. ?

K : Ile Cerralvo, loc. SDMNH BE F-12 (fig. 4.50) ; déterm. Emerson & Hertlein (1964) ; Pléist. sup. ?

L : Ile Maria Magdalena, loc. CAS 1836 (fig. 4.53) : déterm. Hanna (1926, 1927) et Hertlein (1934) ; Pléist. sup. ?

M : Ile Maria Madre, loc. CAS 1834 (fig. 4.53) ; déterm. Hertlein (1934) ; Pléist. sup. ?

N : Ile Maria Cleophas, loc. AMNH PE F-15 (fig. 4.53) ; déterm. Hertlein & Emerson (1959) ; Pléist. sup. ?

tabl. A6.8 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Anadara multicostata					X	X			cf	X	X	X	X	X
Anadara mutabilis												X		
Arca pacifica		X			X									
Arcopsis solida												X		
Argopecten circularis										X		X	X	
Barbatia gradata												X		
Botula cylista					X									
Cardita laticostata												X		X
Cardita megastropha										X		X		
Chama echinata		X												
Chama mexicana	X	X			X									X
Chama squamuligera												X		
Chione californiensis		X	X		X	X	cf	X				X	X	X
Chione mariae													X	
Chione subimbricata												X		
Chione tumens	X			X			X		X					
Chione undatella									X	X			X	X
Codakia distinguenda										X			X	X
Ctena mexicana												X		
Divalinga eburnea					X								X	X
Florimetis cognata													X	X
Glycymeris delessertii							X			X				X
Glycymeris gigantea		X	X		X	X				X				
Glycymeris maculata		X	cf					X						X
Glycymeris multicostata							X			X		X	X	
Glycymeris strigilata												X		
Laevicardium elenense													X	
Lima tetrica										X				
Lucina cancellaris												X		
Lucina lampra	X												X	
Lyropecten subnodosus		X			X					X				X
Megapitaria aurantiaca							X							
Megapitaria orcutti													X	
Megapitaria squalida					X	X			X	X		X	X	X
Nuculana impar												X		
Nuculana taphira												X		
Ostrea angelica				cf	X					X				
Ostrea megodon		X												
"Pecten latiauratus"													X	
Pecten vogdesi		X			X	X				X				X
Periglypta multicostata				X			X							
Petricola robusta												X		
Pinctata mazatlanica	X	X	X			X				X	X		X	
Pitar concinnus													X	
Placunanomia cumingii										X			X	
Plicatula inezana				cf										
Plicatula spondylopsis												X		
Prototheca grata		X												
Pteria sterna				X	X									
Spondylus calcifer		X		cf						X				X
Spondylus princeps							X			X		X		X
Tagelus affinis														X
Trachycardium consors					X	X	X			X		X	X	X
Trachycardium panamense							cf							
Trachycardium senticosum												X		X
Trigonocardia biangulata							X	X				X	X	X
Trigonocardia obovalis												X		
Ventricolaria isocardia														X

tabl. A6.8 (b)

GASTEROPODES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Acmaea rosacea													X	
Acteocina angustior												cf	X	
Agaronia testacea												X		
Agathotoma quadriseriata												X		
Alabina monicensis													cf	
Alvania herrerae												X		
Amaea brunneopicta													X	
Anachis coronata													X	
Anachis incerta													X	
Anachis pygmaea													X	
Anachis vexillum													X	
Architectonica nobilis						X							X	
Arene fricki												cf		
Arene lurida													cf	
Astrea unguis									X	X				X
Calliostoma tricolor													cf	
Cassis centiquadrata										X				
Cassis coarctata				X			X			X				
Cerithium gemmatum						X	X							
Cerithium maculosum	X	X	X				X			cf	X			
Collisella atrata										cf		cf		
Columbella aureomexicana	X													
Columbella fuscata									cf					
Columbella major				cf		X			X					
Columbella strombiformis													X	
Conus brunneus	X	X					cf							
Conus fergusoni														X
Conus gladiator				cf					cf					
Conus lucidus													X	
Conus princeps	cf									cf				
Conus purpurascens											X			
Conus regularis		cf												
Conus tornatus												cf	X	
Conus ximenes	X											cf		
Crepidula aculeata												X		
Crepidula lingulata												cf		
Crepidula nummaria												X		
Crepidula onyx												cf		
Crucibulum scutellatum		X			X							X	X	
Crucibulum spinosum												X		
Cypraea annettae	X	X								X				
Cypraea arabicula												cf		
Diodora inaequalis												X		
Diodora murina												X		
Diodora panamensis												X		
Engina ferruginea												X		
Euclathurella carissima												X		
Eunaticina heimi													X	
Fasciolaria princeps		X								X			X	
Fissurela virescens												X		
Fusinus dupetitthouarsi	X													
Gemmula hindsiana												X	X	
Globidrillia micans													X	
Harpa crenata					X							X		
Hipponix grayanus					X							X		
Hipponix panamensis												X		
Hipponix pilosus	X				X							X		
Hipponix tumens												X		

tabl. A6.8 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Kurtzia aethra												X		
Marginella californica												cf		
Mitra tristis	X													
Modulus cerodes													X	
Muricanthus nigritus										cf				
Muricanthus princeps											X			
Nassarius versicolor												X	X	
Natica broderipiana													X	
Neorapana muricata	X	X												
Nerita funiculata												X		
Nerita scabricosta	X			X			X			X				
Odostomia gallegosiana												X		
Oliva incrassata					X									
Oliva spicata					cf	X			cf	X				
Oliva splendidula													X	
Olivella dama	X				X	X								
Olivella gracilis												cf	X	
Olivella pedroana													cf	
Oxystyla princeps												X		
Persicula phyrgia												X		
Polinices recluzianus	X													
Polinices uber	X					X							X	
Rissoina stricta												X		
Rissoina townsendi												X		
Seila assimilata												X		
Serpulorbis margaritaceus					X									
Siphonaria maura												X		
Solenosteira pallida						X								
Strombina pulcherrima												cf	X	
Strombus galeatus	cf	X		X						X	X			X
Strombus gracilior		X			X									
Strombus granulatus	X					X				X			X	
Subcancilla attenuata												X		
Tegula globula												X		
Teinostoma cecinella												X		
Terebra variegata					X									
Thais biserialis									cf					
Thais speciosa		X												
Tricolia perforata												X		
Triphora stearnsi												X		
Turbo fluctuosus	X	X	X	X	X	X						X		X
Turbo saxosus													X	
Turbo squamiger													X	
Turritella nodulosa									X					
Vasum caestus					X	X								
Vermicularia pellucida eburnea												X		
Vitrea indentata													X	
CNIDAIRES														
Pocillopora elegans	X	X						X		X				
Pocillopora robusta				cf			cf				X			
Porites californica	X	X		X			X							X
Porites sp.								X		X				
CIRRIPEDES														
Balanus concavus pacificus													X	
Balanus trigonis		cf												

Tabl. A6.9. - Composition de faunes actuelles et fossiles (pléistocènes) récoltés sur la côte sud-occidentale de Basse Californie Sud, entre El Conejo et Puerto San Juanico, selon divers auteurs.

Région_El_Conejo-Las_Barrancas

A : Faune actuelle récoltée sur l'estran dans la region de El Conejo.

B : Localité fossilifère CAS 38742 étudiée par Hertlein (1968) à El Conejo ; Pléistocène moyen (?).

C : Sommet du talus littoral au sud de El Conejo, LR 612 (fig. 5.3, niv. C4) ; Pléist. moyen (?).

D : Basse terrasse de Bahia Magdalena (fig. 5.2) : liste de Jordan (1936) (taxonomie modifiée d'après Keen, 1971) ; Pléist. sup.

E : Terrasse de +40 m env., à Las Barrancas (fig. 5.4), LR 594 ; Pléist. moyen.

Région_de_San_Juanico

F : Faune actuelle récoltée sur l'estran, à Bahia San Juanico, LV 1274, 1275.

G : Basse terrasse de Punta San Juanico, LV 1282 (fig. 5.4) ; Pléist. sup. (?).

H : Dépôt fossilifère affleurant entre +8 et +10 m à Punta San Juanico, LV 1283 (fig. 5.4) ; Pléist. sup. ou moyen ?.

I : Basse terrasse au sud-est de Puerto San Juanico, LV 1281 (fig. 5.6) ; Pléist. sup. (?).

J : Substratum de la piste d'atterrissage de San Juanico, LV 1279 (fig. 5.6 et 5.7) ; Pléist. moyen (?).

K : Basse terrasse de Puerto San Juanico (talus littoral), LR 579, LR 581, LV 1280 (fig. 5.6) ; Pléist. sup.

tabl. A6.9 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
Amiantis callosa			X	X	X					X	X
Anadara multicostata	X		X	X		X					
Anadara tuberculosa	X	X		X		X					
Anomia adamas					X						X
Anomia peruviana				X			X				
Anomia sp.			X		X				X		
Arcopsis solida				X							
Argopecten circularis	X	X		X							
Barbatia bailyi								X		X	X
Barbatia gradata				X							
Barbatia illota								X			
Barbatia sp.										X	
Cardita affinis				X							X
Chama frondosa	X			X		X					
Chama sp.			X								X
Chione californiensis	X			X		X	X	X			
Chione cortezi				cf							
Chione fluctifraga				X		X					
Chione gnidia	X			X		X	X	X			
Chione picta				X							
Chione undatella			X	X		X	X	X	X	X	
Corbula luteola				X							
Donax californicus				X							
Donax contusus						cf					
Donax gouldi				X						cf	cf
Donax sp.								X	X		X
Dosinia ponderosa			X	X							
Florimetis cognata						X					
Florimetis obesa											X
Glans subquadrata				X							
Hinnites giganteus				X							
Lyropecten subnodosus		X		X							
Macoma nasuta				X		X					
Mactra secta											cf
Mactra sp.									X		
Megapitaria squalida				X							
Modiolus capax				X					cf		
Noetia reversa			X								
Nuttalia nuttalli				X							
Ostrea angelica		cf	X	cf			X	X			
Ostrea corteziensis	X	cf									
Ostrea iridescens		X									
Ostrea megodon		X									
Ostrea palmula				X			X	X			
Pecten vogdesi		X		X							
Pecten sp.			X								
Periploma planisculum						X					
Protothaca grata				X							
Protothaca staminea				X		X	X	X	X		X
Pseudochama exogyra				X					X		
Pseudochama sp.											X
Saxidomus nuttalli				X							
Semele decisa				X		X					
Semele flavescens				X							
Tellina bodegensis				X							
Tellina simulans				X							
Tivela byronensis						X					
Tivela stultorum				X	X	X			X	X	
Tivela sp.									X		
Trachycardium panamense	X			cf		X					cf
Trachycardium senticosum	X										
Tresus nuttalli					cf						
Zirfaea pilsbryi									X		X

tabl. A6.9 (b)

GASTEROPODES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
Acanthina lugubris				X							
Acmaea sp.											X
Alia carinata				X							
Anachis coronator				X							
Astraea undosa				X						X	
Bulla punctulata				X							
Cancellaria cassidiformis				X							
Cantharus elegans				X		X					
Cerithium maculosum				X							
Columbella major				X							
Conus californicus				X							
Conus fergusoni				X							
Conus perplexus				X							
Conus purpurascens				X							
Crepidula onyx				X						X	X
Crucibulum scutellatum				X							X
Cypraea annettae				X							
Cypraea arabicula				X							
Diodora digueti				cf							
Eupleura muriciformis				X							
Fartulum occidentale				X							
Fasciolaria princeps	X										
Fissurella volcano				X					cf		
Haliotis fulgens				X		X					
Hexaplex erythrostomus				X							
Hipponix tumens				X							
Hormospira maculosa				X							
Jaton festivus				X		X					
Kelletia kelletii				X							
Lottia gigantea				X							
Macron aethiops				X		X					
Macron orcutti	X										
Megasurcula carpenteriana				X							
Muricanthus princeps	X										
Nassarius tegula				X				X			
Neorapana tuberculata	X										
Nerita scabriscosta	X			X							
Norrisia norrisii				X							
Oliva incrassata				X		X					
Oliva polpasta				X		X					
Oliva spicata		X								X	
Olivella biplicata				X							X
Olivella sp.											X
Polinices bifasciatus											cf
Polinices recluzianus	X	cf	X		cf	X			cf		X
Pseudomelatoma penicillata				X							
Serpulorbis squamigerus				X							X
Strombus gracilior				X							
Strombus granulatus				X							
Tegula aureotincta				X							
Tegula eiseni				X							
Tegula gallina				X							
Tegula sp.			X						X		X
Terebra armillata				X							
Thais biserialis	X			X		X				X	X
Trigonostoma goniostoma				X							
Triphora pedroana				X							
Turbo fluctuosus				X		X					X
Vermetus sp.								X			

Tabl. A6.10. - Composition de faunes actuelles et fossiles (pléistocènes) récoltées dans les régions de Laguna San Ignacio et Laguna Ojo de Liebre, Basse Californie Sud, selon divers auteurs.

Région de Laguna San Ignacio

A : Environs de Laguna San Ignacio (diverses localités); déterminations de Jordan (1924) et Hertlein (1934) (taxanomie modifiée, d'après Keen, 1971) ; Pléist. sup. (?).

B : Sommet de butte-témoin, à 6 km au nord-est de La Laguna, LR 563, 564 (fig. 5.9, 5.10, coupe E) ; Pléist. moyen (?).

C : Basse terrasse au sud-est de Laguna San Ignacio, environ 5 km à l'est de La Laguna, LR 566 (fig. 5.9, 5.10, coupe B) ; Pléist. sup..

D : Basse terrasse au sud-est de Laguna San Ignacio, en bordure de Salina Cuarenta, LR 569, 570, 571 (fig. 5.9, 5.10, coupe B) ; Pléist. sup..

E : Basse terrasse au sud de Salina Cuarenta, LT 850 (fig. 5.9, 5.10, coupe A) ; Pléist. sup.

F : Basse terrasse au sud-est de Laguna San Ignacio, 5 km au Sud-Ouest de La Laguna, LT 853, 854 (fig. 5.9, 5.10, coupe B) ; Pléist. sup.

Région de Laguna Ojo de Liebre

G : Faune actuelle de Laguna Ojo de Liebre, détermination Parker, in Phleger & Ewing (1962).

H : Faune actuelle recoltée sur les rives de Laguna Ojo de Liebre, par l'auteur.

I : Basse terrasse des environs de Laguna Ojo de Liebre (diverses localités, dont celles des îles Piedra et Brosas), détermination Parker, in Phleger & Ewing (1962) ; Pléist. sup.

J : Basse terrasse sur la rive orientale de "Canal de Ballenitas", LR 502, 503, LT 801, 803, 804 (fig. 5.12, 5.14, coupe A) ; Pléist. sup.

K : Bordure des platiers supralittoraux du sud-est du complexe de Ojo de Liebre, LT 814, 821, 822, 824, 825 et LU 1070 (fig. 5.12, 5.15, coupes F, H et I) ; Pléist. sup.

L : Bordure des platiers supralittoraux du sud-ouest du complexe de Ojo de Liebre, LV 1238 (fig. 5.12, 5.15, coupe K) ; Pléist. sup.

M : Bordure de Laguna Ojo de Liebre, à proximité de la station de pompage, LT 840 et LU 1103 (fig. 5.12, 5.14, coupe B) ; Pléist. sup.

N : Haute terrasse à l'est de la station de pompage de Laguna Ojo de Liebre, LT 835, 836 (fig. 5.12, 5.14, coupe B) ; Pléist. moyen.

tabl. A6.10 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Amiantis callosa						X		X						
Anadara bifrons							X							
Anadara multicostata		cf												X
Anadara perlabiata				X	X									
Anatina undulata	X													
Anomia adamas				X	X								X	
Anomia peruviana	X			X		X	X						X	
Apolymetis excavatus	X													
Arca pacifica		X											X	X
Arca turberculata	X													
Arca sp.									X					
Argopecten circularis	X					X	X	X		X			X	
Atrina sp.									X					
Barbatia gradata							X							
Barbatia reeveana													X	
Cardita affinis	X													
Chama frondosa									X				X	
Chama pellucida								X						
Chione amathusia			X	X	X	X				cf			X	
Chione californiensis	X	X	X	X	X		X	X		X	X			
Chione compta			X							X	X			
Chione cortezi				X		X								
Chione fluctifraga				X						X	X			
Chione gnidia	X			X	X		X					X		
Chione undatella	X	X						X		X	X	X	X	
Chione sp.							X							
Corbula luteola	X													
Crassinella pacifica mexicana							X							
Crenella divaricata							X							
Ctena mexicana			X										X	
Cyathodonta lucasana							X							
Divalinga eburnea									X	X			X	
Donax californica	X			cf										
Donax gouldi				cf			X							
Dosinia dunkeri				X	X					X	X		X	
Dosinia ponderosa						X		X					X	X
Felaniella sericata	X													
Florimetis cognata		X				X								
Florimetis obesa						X								
Glycymeris gigantea	X												X	X
Glycymeris maculata		X											X	
Glycymeris strigilata												X		
Laevicardium elatum		X				X								
Laevicardium elenense	X						X						X	
Leptopecten tumbezensis								cf						
Lucina approximata	X													
Lucina centrifuga												X		
Lucina fenestrata												X		
Lucina lingualis	X													
Lucina nuttallii	X		X											
Lucina sp.				X	X				X	X	X		X	X

tabl. A6.10 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Lyropecten subnodosus													X	
Macoma inconspicua			cf	X										
Macoma nasuta	X													
Macoma yoldiformis	X													
Mactra californica	X													
Megapitaria aurantiaca									X	X	X		X	X
Megapitaria squalida	X	X				X					X	X	X	X
Modiolus capax						X							X	
Mytilus californianus								cf						
Nuculana elenense	X													
Nuculana sp.												X		
Ostrea angelica		cf					X							
Ostrea lurida							X							
Ostrea palmula	X		X							X	X		X	
Papyridea aspersa							X						X	
Pecten vogdesi									X				X	X
Pecten sp.			X									X		X
Periglypta multicostata								cf						
Pinna rugosa										X		X	X	
Plicatula spondylopsis									X					
Prototheca cf. *columbiensis*											X	X	X	
Prototheca staminea								cf						
Pseudochama sp.		X												X
Semele decisa	X													
Semele pacifica							X							
Semele sp.													X	
Tagelus affinis											X	X	X	
Tagelus californianus	X		X	X	X		X			X				
Tagelus politus							X							
Tagelus sp.				X						X	X			
Tellidora burneti					X							X		
Tellina buttoni	X													
Tellina meropsis	X													
Tellina reclusa	X													
Tellina rubescens	X													
Tellina sp.			X		X									
Tivela byronensis		cf												
Tivela planulata						cf	cf							
Tivela stultorum								X						
Trachycardium consors													X	X
Trachycardium panamense		X	X	X	X	X				X			X	
Trachycardium procerum	X													
Trachycardium quadragenarium									X					
Tresus nuttalli														X
Trigoniocardia granifera			X									X		
Ventricolaria isocardia													X	

tabl. A6.10 (c)

GASTEROPODES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Acanthina lugubris														X
Amphissa columbiana	X													
Anachis coronata	X						X		X	X				
Astraea undosa									X					
Bittium escherichti							X							
Bulla gouldiana							X							
Bulla punctulata	X												X	
Bulla sp.			X	X						X				
Calliostoma eximium	X									X			X	
Calliostoma palmeri	X												X	
Cancellaria buccinoides	X													
Cantharus elegans	X													
Cerithidea californica	X						X							
Cerithidea mazatlantica							X			X	X		X	
Cerithium stercusmuscarum	X		X											
Columbella major										X			X	
Conus californicus									X					
Crepidula adunca	X													
Crepidula excavata	X		X			X	X							
Crepidula onyx	X					X	X	X					X	
Crepidula striolata							X							
Crucibulum imbricatum	X													
Crucibulum personatum					X									
Crucibulum scutellatum			X			X							X	
Crucibulum spinosum			cf			X	X		X					
Cytharella sp.	X													
Diodora marina	X													
Eupleura muriciformis	X										X			
Fusinus dupetitthouarsi	X													
Glyphostoma adana	cf													
Haminoea virescens							X							
Hexaplex erythrostomus	X	X							X					
Homoploma carpenteri														cf
Lucapinella callomarginata	X													
Macron aethiops		X			X	X		X	X	X	X		X	
Macron kellettii	X													
Macron sp.													X	
Megathura crenulata														X
Melampus olivaceus							X	X			X			
Melongena patula				X		X								
Mitrella carinata	X													
Modulus disculus	X											X	X	
Murex recurvirostris													X	
Muricanthus nigritus						X							X	
Muricanthus radix	X													
Nassarius angulicostis										X				
Nassarius cf. *cerritensis*	X													
Nassarius tegula	X						X							
Nassarius tirarula										cf				
Nassarius sp.				X	X							X		
Neritina usurpatrix	X													
Norrissia norrisii									X					

tabl. A6.10 (d)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
Oliva incrassata	X	X	X						X					
Oliva spicata	X	X												
Oliva sp.		X												
Olivella baetica mexicana	X													
Olivella dama	X													
Olivella gracilis	X								X					
Olivella pedroana	X													
Petaloconchus complicatus	X													
Polinices bifasciatus												X		
Polinices recluzianus	X	X	X	X	X	X	X			X	X		X	X
Polines sp.				X						X				
Pseudomelatoma penicillata	X													
Pteropurpura erinaceoides	X													
Purpura nuttalli	X													
Pyramidella mexicana	X													
Pyrene strombiformis	X													
Rhinocoryne humboldti										X				
Serpulorbis margaritaceus										cf				
Serpulorbis oryzata										cf			X	X
Serpulorbis squamigerus	X													
Solenosteira anomala	X					cf								
Strombina gibberrula	X													
Strombus gracilior	X													
Tegula aureotincta	X									cf				
Terebra variegata	X			X										
Thais biserialis	X													
Tritonalia poulsoni	X													
Trivia solandri									X					
Turbo fluctuosus	X		X						X	X			X	
Turbo cf. *saxosus*										X			X	
Turbonilla buttoni	X													
Turricula maculosa	X													
Turritella anactor													X	
Turritella banksi		X												
Turritella cooperi		X											X	X
Turritella gonostoma									X					
Turritella lentiginosa													X	
Turritella marmorata	X													
Turritella nodulosa													X	
Turritella tigrina	X													
Turritella sp.							X							
Vermetus sp.													X	
Vermicularia eburnea							X		X					
Vermicularia pellucida								X					X	

Tabl. A6.11. - Composition des faunes pléistocènes récoltées sur les côtes de la péninsule de Vizcaino et dans l'Île de Cedros, selon divers auteurs.

Région Abreojos-Bahia Asuncion

A- Campo de En Medio (est de Punta Abreojos) : LR 515 et LU 1084 (fig. 5.22 et 5.23, profil D) ; Pléist. sup.

B- 10 km au nord de La Bocana (Bahia San Hipolito) : LR 518 et 520 (fig. 5.22 et 5.23, profil G) ;. Pléist. moyen.

C- Rancho San Rafael (Bahia Asuncion) : LR 548 (fig. 5.24 et 5.25, profil K) ; Pléist. moyen.

D- 10 km à l'est de Asuncion (Bahia Asuncion) : LR 527, 529 et 530 (fig. 5.24 et 5.25, profil L) ; Pléist. moyen.

E- Asuncion (Bahia Asuncion) : LR 521 et 522 (fig. 5.26) ; Pléist. sup.

F- 1 km à l'ouest de Asuncion (Punta Asuncion) : LR 453 (fig. 5.26 et 5.25, profil N) ; Pléist. moyen.

G- Punta Asuncion : LR 451 et 455 (fig. 5.26 et 5.25, profil N) ; Pléist. sup.

Région de Bahia Tortugas

H- Bahia Cambrey, localité UCMP B-3048 (fig. 5.30, coupe B). Déterm. Emerson (1980) ; Pléist. sup.

I- Sud de la péninsule de Tortolo : LR 483 (fig. 5.29 et 5.30, coupe E-est). Pléist. sup. ou moyen.

J- Péninsule de Tortolo, localité UCMP B-3025 (fig. 5.29 et 5.30, coupe E-est). Déterm. Emerson (1980) ; Pléist. sup. ou moyen.

K- Nord de la péninsule de Tortolo : LU 1094 (fig. 5.29 et 5.30, coupe F-est) ; Pléist. sup.

L- Péninsule de Tortolo, localité SDSN 06024 = CAS 34312 (fig. 5.30, coupe E-est ou F-est (?)). Déterm. Chace (1956) et Emerson (1980) ; Pléist. sup. ou moyen.

M- Nord de la péninsule de Tortolo, localité UCMP B-3024 (fig. 5.30, coupe F-est). Déterm. Emerson (1980) ; Pléist. sup.

N- Nord-est de la baie de Tortugas : LR 487, 488 et LU 1095 (fig. 5.29 et 5.30, coupe G) ; Pléist. sup.

O- Nord-est de la baie de Tortugas, localité UCMP B-3050 (fig. 5.30, coupe G). Déterm. Emerson (1980) ; Pléist. sup.

P- Eglise de Tortugas : LR 447 (fig. 5.29 et 5.30, coupe I) ; Pléist. sup.

Q- Punta Sargaso (sud-ouest de Tortugas), localité UCMP B-3007 (fig. 5.30, coupe J). Déterm. Emerson (1980) ; Pléist. sup. (?).

R- Sud-est de Punta Quebrada : LR 496 (fig. 5.29 et 5.30, coupe K) ; Pléist. sup.

S- Est de Punta Quebrada, localité UCMP B-3027 (fig. 5.30, coupe L). Déterm. Emerson (1980) ; Pléist. sup.

Région de Punta Eugenia

T- 1 et 10 km au sud-est de Punta Eugenia : LR 493 et 494 (fig. 5.32 et 5.33, coupe M) ; Pléist. sup.

U- Punta Falsa, à l'est de Punta Eugenia : LT 898

(fig. 5.32 et 5.33, coupe O) ; Pléist. moyen.

Ile_Cedros

V- El Playon (sud-ouest de l'île), localités CAS 801 et CAS 2323. Déterm. Hertlein (1934).

W- Punta Prieta (sud-ouest de l'île) : LT 893 (fig. 5.35 et 5.36, coupe A) ; Pléist. sup.

X- Environs de Cedros, localité CAS 931. Déterm. Hertlein (1934).

Y- 1 km au sud de Cedros : LT 890 (fig. 5.35 et 5.36, coupe B, niv. 2) ; Pléist. sup.

Z- 1 km au sud-ouest de Cedros : LT 891 (fig. 5.35 et 5.36, coupe B) ; Pléist. moyen (?)

Z'- Gran Cañon (est de l'île) : LT 895 (fig. 5.35 et 5.36, coupe D) ; Pléist. sup.

Faune actuelle

1- Région de Punta Abreojos, récolte en laisse de plage.

2- Région de Bahia Tortugas-Bahia Cambrey, récolte en laisse de plage

3- Région de Punta Quebrada, récolte en laisse de plage.

tabl. A6.11 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'	1	2	3
Amiantis callosa	X	X			X				X				X	X	X								X					X		
Anomia adamas											X				X		X													?
Anomia peruviana					X						X	X	X	X	X															
Arcopsis solida												X																		
Argopecten circularis												X	X																	
Barbatia bailyi	X																													
Barbatia gradata												X																		
Barbatia reevena												X																		
Chaceia ovoida																	X													
Chama frondosa																														?
Chama pellucida																							X		X					
Chione californiensis				X					X			X	X	X			X													
Chione compta											X																			
Chione cortezi															X															
Chione gnidia									X		X	X	X																	
Chione picta													X																	
Chione tumens																							X							
Chione undatella	X		X		?		X												X				X		X	X	X	X	X	
Clinocardium nuttallii									X												X									
Corbula luteola													X				X													
Crassinella pacifica												?	X																	
Cryptomya californica													X				X													
Ctena mexicana					X																									
Diplotonda orbellus												X					X													
Donax californicus													X																	
Donax gouldi			X						?						?															
Donax sp.				X																			X							
Dosinia ponderosa					X		X				X		X																	
Epilucina californica							X										X			X			X		X					
Felaniella sericata													X																	
Florimetis cognata	X				?		X				?												?					X		
Florimetis obesa				X	X				X		?	X	X	X	X		X													
Glans subquadrata																	X													
Glycymeris gigantea							?																X							
Glycymeris maculata																							X							
Here excavata																			X											
Hinnites giganteus																	X		X											
Hinnites multirugosus							X		X									X		X			X							X
Laevicardium elatum									X														X							
Leptopecten latiauratus														X				X												
Leptopecten tumbezensis																														?
Lucina californica																						X		X						
Lucina nuttalli					X							X	X																	
Lucina sp.																							X							
Macoma indentata													X																	
Macoma nasuta																	X		X											
Macoma secta									?					?									X					?		
Mactra californica													X						X											
Megapitaria squalida					X							X	X																	
Milneria minima																	X													
Modiolus capax																		?												
Mytilus californianus							X	X															?							
Nuttallia nuttallii															X															
Ostrea angelica			X							X		X	X																	
Parapholas californica																							X							
Parvilucina approximata																	X													
Pecten sp.				X																								X		
Penitella fitchi												X																		
Penitella gabbi																							X							
Penitella penita																	X	?	X				X							
Penitella cf. *penita*																							X							
Petricola carditoides																			X											
Petricola sp.																							X							
Pitar tortuosus					?																									
Prototthaca grata	X		X					X				X	X			X	X		X	X			X					?	?	
Prototthaca staminea	X						X		X		X							X										X	X	
Pseudochama exogyra																		?												
Pseudochama panamensis												X	X																	

tabl. A6.11 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'	1	2	3
Pseudochama sp.					X	X																	X							
Saxidomus nuttalli				X		X			X	X	X		X				X	X	X				X		X					
Semele decisa				X							X		X																	
Semele flavescens												X	X																	
Spisula hemiphillii																							?					X		
Tagelus californianus													X																	
Tellina bodegensis																			X											
Tellina simulans													X																	
Tivela stultorum		X	X	X	X			X	X	X									X			X						X	X	
Tivela sp.		X																					X						X	
Trachycardium panamense	X	X	X		X		?		X		X	X	X				X								X			X	X	
Trachycardium quadragenarium																			X							?				
Trachycardium senticosum					X																					X				
Transennella tantilla																	X													
Tresus nuttallii	X		X	X			X	X		X								X					X							
Trigoniocardia biangulata					X																									
Ventricolaria fordi																					X		X							
Zirfaea pilsbryi	X								X									X	X									X		
GASTEROPODES																														
Acanthina lugubris						X	X						X	X			X		X		X	X	X						X	
Acanthina paucilirata																			?											
Acanthina tyrianthina																														X
Acmaea mitra						X														X										
Acmaea scabra																				?										
Acmaea sp.	X					X	X									X							X					X		
Acteocina carinata													X				X													
Alia carinata													X				X													
Anachis coronata													X																	
Architectonica nobilis									X																					
Astraea undosa			X		X	X		X	X			X	X	X	X		X		X	X					X	X	X			X
Astraea sp.						X																	X				X			
Bittium quadrifilatum																	X													
Bulla punctulata													X																	
Bursa californica		X			X			X	X	X		X						X	X				X	X			X			
Caecum crebicinctum																	X													
Caecum dalli													X				X													
Calliostoma ligatum																											?			
Cancellaria cassidiformis												X	X	X																
Cantharus elegans												X	X																	
Cerithidea albonodosa																												X		
Cerithium maculosum													X																	
Collisella limulata													X																	
Columbella major													X																	
Conus californicus					?							X	X				X		X				X	X	X		X			
Conus fergusoni					?							X	X		X															
Conus nux						X	?																			X				
Conus perplexus												X	X																	
Conus purpurascens												X																		
Conus regularis										X							X													
Conus cf. *spicata*																							X							
Conus sp.						X																	X				X			
Crepidula arenata											X																			
Crepidula excavata																							?							
Crepidula onyx							X	X	X			X		X				X	X											
Crepidula sp.																							X							
Crucibulum scutellatum					X							X	X																	
Crucibulum spinosum												X	X																	
Crucibulum sp.																											X			
Cypraea annettae												X																		
Cypraea arabicula												X																		
Cypraea spadicea													X				X													
Cypraea sp.						X																								
Diodora digueti																			X											
Elephantulum carpenteri													X																	
Eupleura muriciformis												X	X																	
Fartulum occidentale													X				X													

tabl. A6.11 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	Z'	1	2	3
Fissurella volcano					X	X		X	?				X			X	X	X	X	X	X		X	X			X	X	X	
Fissurella sp.																							X							
Fusinus dupetitthouarsi					X																				X					
Fusinus irregularis									X																					
Haliotis corrugata																														X
Haliotis cracherodii						X														X	X	X	X							
Haliotis fulgens					X								X										X				X		X	
Haliotis rufescens					X																									X
Hexaplex erythrostomus				X					X				X																	
Hipponix antiquatus												X							X					X						
Hipponix panamensis						X										X		X		X			?							
Hipponix tumens													X																	
Hipponix sp.					X																									
Hormospira maculosa												X	X																	
Kelletia kelletii					X	X		X	X									X	X											
Lottia gigantea				?					X			X	X					X	X		X	X					X			
Macron aethiops								?				X	X	?			X	X	X								X			
Macron sp.																							?							
Malea ringens						X																								
Megasurcula carpenteriana																			X											
Megathura crenulata						X																X	X	X				X		
Mitra idae																			X				?							
Mitra cf. *lens*																											?			
Murex recurvirostris				X																							X			
Muricanthus nigritus																											X			
Nassarius perpinguis								?																						
Nassarius tegula												X	X																	
Nassarius sp.			X																											
Nerita scabricosta													X																	
Norrisia norrisii					X	X				X							X		X	X		X	X		X				X	
Oliva davisae								X	X			X	X	X																
Oliva incrassata				X								X	X																	
Oliva polpasta									X								X													
Oliva sp.					X																									
Olivella biplicata				X		X		X	X			X	X	X		X	X	X	X				X		X					
Pedipes unisulcatus													X																	
Petaloconchus sp.					X																									
Polinices bifasciatus						?					X																			
Polinices recluzianus	X				X				X	X	X	X					X				X		X							
Pseudomelatoma penicillata													X																	
Pteropurpura festiva													X	X				X												
Seila montereyensis														X																
Serpulorbis margaritaceus						X		?																						
Serpulorbis squamigerus																		X												
Serpulorbis eruciformis																						X								
Serpulorbis sp.								X																X		X				
Strombus gracilior														X																
Strombus granulatus													X																	
Tegula aureotincta													X					X					X				X			
Tegula eiseni														X				X												
Tegula gallina									X	?	X	X	X	X			X	X	X	X	X	X	X							
Tegula rugosa					?																									
Tegula sp.						X																								
Teinostoma gallegosi														X																
Terebra armillata													X	X																
Terebra pedroana															X															
Thais biserialis	X					X		X	X	X	X	X	X	X						X			X	X			X			
Triphora pedroana														X																
Trivia californica						X																		X						
Trivia solandri														X																
Trigonostoma goniostoma														X																
Truncatella californica													X	X																
Turbo fluctuosus					X								X	X																
Turbo sp.																										X				
Vitularia salebrosa												X																		

Tabl. A6.12.- Faunes pléistocènes et actuelles récoltées sur la côte de Basse Californie Nord, entre Morro Santo Domingo et Los Morros Colorados, selon divers auteurs.

A : Pléistocène supérieur, à Punta Santo Domingo : LR 506, 507 (fig. 5.38).

B : Faune actuelle récoltée sur l'estran, à El Muertito (fig. 5.40).

C : Pléistocène supérieur, à Punta Rosarito (rive nord de l'embouchure du rio Rosarito : LU 1123) et à El Muertito (terrasse "Tomatal" : LR 510) (fig. 5.40).

D : Pléistocène supérieur, à Punta Santa Rosalillita localisation proche de "F 2" (fig. 5.39) ; détermination Emerson & Hertlein (1960).

E : Faune actuelle récoltée sur l'estran à El Cardon.

F : Pléistocène supérieur, à Punta Cono : LR 511 (fig. 4.43).

G : Pléistocène supérieur, au nord de Puerto San José de la Piedra : LU 1131 et 1132 (fig. 5.44 et coupes B et C, fig. 5.45).

H : Pléistocène supérieur (?) ou moyen, à El Cuervito (au sud de l'embouchure du rio Cuervito : LU 1133) (fig. 5.44 et coupe A, fig. 5.45).

I : Faune actuelle récoltée sur l'estran dans la région de Puerto San José de la Piedra-El Cuervito.

J : Pléistocène supérieur, à Los Morros Colorados : LU 1135 (fig. 5.44 et coupe A fig. 5.46).

tabl. A6.12 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
Amiantis callosa	X	X					X			X
Anomia peruviana		X								
Arca pacifica						X				
Barbatia bailyi								X		
Barbatia sp.	X									
Chama sp.		X								
Chione californensis				X						
Chione gnidia	X									
Diplodonta orbella		X								
Donax californica			cf							
Donax gouldi			cf							
Dosinia ponderosa	X									
Gari californica		X				X				
Hinnites multirugosus					X					
Laevicardium elatum		X								
Leptopecten latiauratus		X			X					
Lucina nuttallii				X						
Macoma sp.						X				
Mactra planulata		X								
Mactra sp.		X								
Modiolus sp.										X
Mytilus californianus	X			X		X	X			X
Petricola carditoïdes				X						
Protothaca grata		cf	X						X	cf
Protothaca staminea		X	X		X		X	X	X	X
Protothaca sp.										X
Pseudochama exogyra			X	X						
Pseudochama sp.	X								X	
Semele decisa		X	X	X						
Spisula hemphilii		X								
Tivela stultorum				X	X	X	X	X		
Tivela cf. *byronensis*	X					X				
Trachycardium panamense	X	X								
Trachycardium quadragenarium		X								
Tresus nuttallii		X							X	X
Zirfaea pilsbryi										X
GASTEROPODES										
Acanthina lugubris	X		X		X		X			X
Acanthina sp.	X									
Acmaea limulata	X									
Acmaea sp.	X		X							
Astraea giberosa		X								
Astraea undosa		X		X				X	X	
Bursa californica	X	X			X	X	X		X	
Conus californicus				X						
Conus lucidus	cf									
Conus sp.		X								
Crepidula arenata		cf								
Crepidula excavata		X								
Crepidula onyx		X								X
Crucibulum spinosum	cf	X								
Crucibulum sp.		X								
Cypraea spadica		cf								
Fissurella volcano	X		X				X			X
Fissurella sp.	X									
Forreria belcheri					X					
Haliotis cracherodi		X								X

tabl. A6.12 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
Haliotis fulgens									X	
Haliotis rufescens		X			X					
Kelletia kelletii					X					
Lottia gigantea	X									X
Macron aethiops	X			X						
Nassarius cerritensis				cf						
Nassarius fossiatus		X								
Nassarius tegulus	X									
Norrissia norrissii		X	-							
Oliva incrassata	X									
Oliva cf. *davisae*	X									
Oliva sp.	X									
Olivella biplicata	X	X	X	X						
Olivella pedroana				X						
Olivella sp.								X		
Polinices bifasciatus	X						cf			
Polinices recluzianus	X	X					cf			
Polinices sp.	X									X
Serpulorbis squamigerus		X								
Tegula funebralis		X					X			
Tegula gallina	X		X							
Tegula ligulata			X	X						
Tegula sp.	X	X								X
Thais biserialis							X			
Thais canaliculata										X
Thais sp.	X									X
Trivia solandri		X								
ECHINODERMES										
Dendraster sp.				X						
CIRRIPEDES										
Balanus sp.				X						

Tabl. A6.13. - Faunes d'invertébrés des dépôts littoraux de la région de Punta Baja, attribués au Pléistocène supérieur (?) (basse terrasse) et au Pléistocène moyen (hautes terrasses), selon divers auteurs.

Basse_terrasse

A : Localité UCMP A-9590 : basse terrasse au premier petit cap à l'est de Punta Baja, niveau surmontant le conglomérat de base (fig. 5.48) ; détermination Emerson & Addicott (1958).

B : Localité UCMP A-9591 : basse terrasse au débouché d'un arroyo, dans la partie nord de la baie del Rosario (fig. 5.48) ; détermination Emerson & Addicott (1958).

C : LU 1141-1142 : dépôt littoral au pied de la falaise limitant la basse terrasse (altitude : +10 m) (fig. 5.48, et niv. 4, coupe B, fig. 5.49).

D : LR 635, LU 1136-1137 : basse terrasse au niveau de l'actuelle falaise littorale, dans le nord de la baie del Rosario (fig. 5.48 et niv. 5, coupe A fig. 5.49).

E : Localités 12, 13, 15a, 16a, et 44a, de Acosta (1965) : basse terrasse dans le nord de la baie del Rosario; détermination de Acosta (op. cit.).

F : Localité UCLA 2714 : basse terrasse dans le nord de la baie del Rosario ; détermination Valentine & Meade (1961).

G : Localité UCMP A-9592 : basse terrasse à environ 1,5 km au nord de Punta Baja, à l'extérieur de la baie (fig. 5.48) ; détermination Emerson & Addicott (1958).

H : Localité UCMP B-1376 : basse terrasse à environ 2 km au nord de Punta Banda (fig. 5.48) ; détermination Emerson & Addicott (1958).

I : Localité UCLA 2723 : basse terrasse, au nord de l'embouchure du rio Rosario (fig. 5.48) ; détermination Valentine & Meade (1961).

Hautes_terrasses

J : LU 1144 : haute terrasse (environ +40 m) à 1,5 km au nord-est de Punta Baja (fig. 5.48, niv. 2, coupe B, fig. 5.49).

K : LR 638, LU 1139 : haute terrasse (environ +55 m au nord-est de Punta Baja (fig. 5.48, niv. 2 coupe a, fig. 5.49).

L : Localités 35, 37, 47 et 51 de Acosta (1965) : dépôts de la haute terrasse dans la région de Punta Baja ; détermination Acosta (op. cit.).

tabl. A6.13 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
Anomia peruviana		X		X								
Anomia sp.			X									
Chama pellucida	X	X		X		X	X					
Chama sp.			X				X			X		X
Cryptomia californica	X					X						
Epilucina californica						X						
Glans carpenteri		X					X					
Hiatella arctica						X						
Hinnites giganteus						X			X			
Hinnites multirugosus	X	X		X	X		X			X		X
Kellia laperousi						X						
Macoma indentata					X	X						
Macoma inquinata					X							X
Macoma irus		X	X	X			X	X				
Macoma nasuta			X		X	X	X					X
Macoma nasuta kelseyi							X					
Macoma secta			X			X						
Modiolus fornicatus							X					
Modiolus sp.			X							X	X	
Mya arenaria				X								
Mysella tumida						X						
Mytilus californianus	X		X		X	X	X	X		X	X	X
Penitella penita				X								
Petricola carditoïdes	X			X		X	X					
Pododesmus cepio			cf	cf								
Pododesmus macroschismus	X	X			X	X	X	X	X			
Protothaca lacineata			cf	cf								
Protothaca staminea	X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X
Protothaca staminea orbella				cf			X					
Pseudochama exogyra	X		X									
Saxidomus nuttallii						X				X		
Semele decisa	X											
Tellina bodegensis			X									
Tellina sp.			X	X						X		
Transenella tantilla						X	X					
Tivela stultorum												X
Tresus nuttallii	X	X	X	X	X		X			X	X	X
Ziphaea pilsbryi	X	X	X	X							X	
Ziphaea sp.					X							X
GASTEROPODES												
Acanthina lugubris	X				X	X		X	X			
Acanthina spirata	X	X										
Acmaea asmi						X	X					
Acmaea digitalis						X	X					
Acmaea limulata									cf			
Acmaea mitra	X			X	X	X	X	X	X			X
Acmaea paleacea	X	X				X						
Acmaea pelta	X	X				X		X				
Acmaea persona strigatella						X						
Acmaea scabra	X	X			X	X	X					
Acmaea scutum		X				X						
Acmaea sp.				X								
Alvania acutelirata						X						
Amphissa versicolor						X	X	X				
Assiminea translucens						X						
Bittium armillatum catalinense						X						
Bittium quadrifilatum							cf					
Bittium rugatum larum						X						
Bursa californica	X					X						
Calliostoma ligatum (=C. costatum)	X			cf		X	X					
Ceratostoma monoceros						X						
Conus californicus	X	X			X	X	X	X				X
Crepidula adunca	X	X				X	X	X				
Crepidula coei						X						
Crepidula excavata				X	X					X		
Crepidula lingulata	cf											

tabl. A6.13 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
Crepidula nivea							X	X				
Crepidula onyx				X		X			X			
Cypraea spadicea					X							
Diodora aspera						X	X	X	X			X
Diodora inaequalis	X											
Diodora saturnalis					X							
Epitonium tinctum						X						
Epitonium sp.							X					
Fartulum occidentale						X						
Fissurella volcano	X				X	X				X		X
Fissurella sp.				X								
Gadinia reticulata							X					
Haliotis cracherodii			X									
Haliotis rufescens									X			
Hipponix antiquatus	X					X			X			
Hipponix tumens						X						
Homoploma carpenteri							X					
Jaton festiva	X	cf										
Lacuna unifasciata						X						
Littorina planaxis						X	X	X				
Littorina scutulata	X	X				X	X	X				
Lottia gigantea	X					X	X					
Maxwellia gemma	X											
Mitra idae	X	X				X		X	X			
Mitrella carinata						X	X	X				
Mitrella carinata gausapata	X	X					X					
Mitrella gouldi						X						
Nassarius delosi	X	X										
Nassarius fossatus	X	X		cf								
Nassarius mendicus cooperi						X	X					
Natica sp.					X							
Nucella emarginata ostrina						X						
Ocinebra foveolata						X						
Ocinebra interfossa						X						
Ocinebra lurida								X				
Ocinebra poulsoni		X										
Olivella biplicata	X		X	X	X				X	X	X	X
Olivella sp.				X								
Opalia wroblewskyi chacei								X				
Petaloconchus complicatus						X						
Polinices lewisi	cf	cf										
Polinices recluzianus					X							
Polinices sp.				X								
Pupillaria optabilis						X						
Pusula californianus		X										
Serpulorbis squamigerus	X					X	X	X				
Tegula brunnea	X	X				X	X	X	X			
Tegula funebralis	X	X		X	X	X	X	X	X			
Tegula gallina	cf											
Tegula marcida									X			
Tegula montereyi	X	X		cf	X	X						
Tegula sp.				X						X		
Thais emarginata							X	X				
Trimusculus reticulatus						X						
Zonaria spadicea	X											
ECHINODERMES												
Dendraster sp.	X											X
Strongylocentratus sp.	X						X	X				
CIRRIPEDES												
Balanus aquila	cf							cf				
Balanus nubilus	cf											
Balanus tintinnabulum californicus	cf	cf	cf					cf			cf	
Balanus sp.				X								

Tabl. A6.14.- Faunes attribuées au Pliocène ou au Pléistocène inférieur (?) des formations Cantil Costero et San Diego affleurant dans le nord-ouest de Basse Californie Nord, selon divers auteurs.

Formation Cantil Costero :

A : 13 km au sud de Socorro (fig. 5.32), localité UCMP A-6522 ; déterm. : Hertlein & Allison (1959).

B : Est de San Quintin (fig. 5.52), loc. UCMP 456 (entre mesas San Simon et Agua Chiquita, = collecte n°47 de M. Santillan & T. Barrera) et UCMP 459 (même horizon, au nord de Agua Chiquita = collecte n° 48 de M. Santillan & T. Barrera), loc. UCMP B-1404 (sommet de falaise, 10 km à l'est de San Quintin, collecte E.C. Allison) ; déterm. : Hertlein & Allison (1959).

C : 5 km au nord-ouest de Camalu (fig. 5.55), loc. UCMP B-3066 (collecte W.K. Emerson & E.C. Allison) ; déterm. : Hertlein & Allison (1959).

D : Hautes mesas au nord de El Rosario (fig. 5.52), loc. UCMP A-433 et 434 (collecte M. Santillan & T. Barrera n° 20 et 21), et UCMP A-449 et 450 (collecte M. Santillan et T. Barrera n° 35 et ? 21) ; déterm. L. Clark, in Hertlein & Allison (1959).

Formation San Diego :

E : Région de Tijuana-Rosarito Beach (zone côtière), localités UCD A+239, 240, 241, 243, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 252 (description des localités in Rowland, 1968) ; déterm. Rowland (1972).

tabl. A6.14

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E
Acila castrensis					X
Anadara trilineata					X
Anomia sp.			X		
Argopecten circularis				X	X
Chione elesmerensis					cf
Chione fernandoensis					X
Chlamys hastata hericia					X
Chlamys parmeleei					X
Chlamys sp.					X
Corbula gibbiformis					X
Cyclocardia californica					X
Dosinia ponderosa					X
Gari edentula					X
Glycymeris subobsoleta					cf
Hinnites multirugosus	X				
Hinnites sp.					X
Laevicardium quadragenarium					X
Lucina excavata					X
Lucina sp.				X	
Lucinisca nuttallii					X
Lucinoma annulata					X
Lyropecten cerrosensis					X
Mactra sp.					X
Mytilus coaligensis					cf
Mytilus sp.		X	X		X
Ostrea erici					X
Ostrea verspertina		X		X	X
Ostrea sp.	X				X
Panope abrupta					X
Parvilucina tenuisculpta					X
Pecten bellus	X				
Pecten bellus hemphilli					X
Pecten dilleri					X
Pecten etchegoini		X		X	
Pecten gallegosi			cf		
Pecten healyi					X
Pecten stearnsi					X
Pododesmus cepio					X
Prototheca tenerrima					X
Sachella taphria					X
Semele rubropicta					X
Siliqua lucida					X
Spisula hemphilli		X			X
Thyasira bisecta					X
Tivela stultorum					X
Tresus nuttallii					X
ECHINODERMES					
Dendraster ashleyi				X	
Dendraster ynezensis					X
"Dendraster cf. ashleyi Kew"				X	
Eucidaris thouarsii					X
CIRRIPEDES					
Balanus gregarius					X
Balanus tintinnabulum	X	X	X		
Balanus sp.					X

GASTEROPODES	A	B	C	D	E
Acanthina emersoni		X	X	X	X
Acteocina inculta					aff
"Alectrion californica var."				X	
Amphissa reticulata					cf
Architectonica nobilis discus					X
Astraea inaequalis					X
Astrea undosa					X
Barbarofusus barbarensis					X
Calliostoma costatum					X
Calliostoma gemmulatum					X
Calliostoma kerri					X
Calyptrea mammillaris					X
Cancellaria fugleri					X
Cancellaria rapa					X
Cancellaria tritonidea					X
Cantharus ringens					aff
Ceratostoma foliata					?
Cerithidea californica					X
Clavus empyrosia					X
Conus californicus					X
Conus recurvus					aff
Conus sp.					X
Crepidula onyx					X
Diodora inaequalis					aff
Epitonium bella striatum					X
Eulima rutila					aff
Forreria wrighti			cf		
Fusitriton oregonensis					X
Haliotis fulgens					X
Jaton festiva					X
Kelletia kelletii					aff
Lunatia lewisii					X
Megasurcula carpenteriana					X
Megasurcula tryoniana					X
Mitrella gausapata					X
Nassarius californianus					X
Nassarius grammatus					X
Nassarius mendicus indisputabilis					X
Nassarius perpinguis					X
Ocenebra fraseri					aff
Olivella biplicata					X
Olivella pedroana					X
Opalia varicostatum					X
Polinices recluzianus					X
Psephaea oregonensis					X
Tachyrhynchus erosus major					X
Tegula funebralis					X
Tegula gallina					X
Terebra martini					X
Terebra sp.					X
Thais emarginata					X
Thais etchegoinensis			aff		
Thais haemastoma biserialis	cf		cf	cf	
Thais lamellosa					X
Thais trancosana			X		
Trivia sanguinea					X
Trochita radians					X
Turritella cooperi					X
Turritella gonostoma hemphilli					X
Turritella vanvlecki				X	
Volvolella cylindrica					X

Tabl. A6.15. - Faunes d'invertébrés de dépôts littoraux quaternaires dans la région comprise entre San Quintin et San Diego (Californie), selon divers auteurs.

Région de San Quintin :

A : Bordure orientale de la lagune San Quintin, basse terrasse et notamment localité CAS-910 ; collectes de C.R. Orcutt et G.D. Hanna ; détermination : Dall (1921a, 1921b), Jordan (1926), Manger (1934), Valentine & Meade (1961) ; Pléistocène supérieur.

B : Bordure occidentale de la lagune, basse terrasse, loc. UCLA-4186 ; détermination : Valentine (1960a) ; Pléist. sup.

C : Ensemble des collections provenant des bordures de la lagune San Quintin, basse terrasse : espèces les plus abondamment représentées, selon Manger (1934) et Valentine & Meade (1961) ; Pléist. sup.

D : Bordure orientale de la lagune, basse terrasse, Molino Viejo (LU 1186) (voir fig. 5.52) ; déterm. Ortlieb ; Pléist. sup.

Région Camalu-Punta Banda :

E : Punta Camalu, basse terrasse (+5/+10 m), loc. UCSB-1143 et 1144 ; déterm. : Valentine (1980) ; Pléist. sup.

F : Punta Cabras, basse terrasse, loc. UCMP A-9587, A-9589, A-9713, A-9917 ; déterm. : Addicott & Emerson (1959); Pléist. sup.

G : Punta San José, basse terrasse ; déterm. : Emerson (1960b) ; Pléist. sup.

H : Punta San José-Punta Banda, faune holocène courante, incluant récoltes par l'auteur de faune actuelle (laisse de plage) et des faunes provenant d'accumulations d'origine anthropique (déterm. : Emerson, 1956a, 1960b ; Addicott & Emerson, 1959).

I : Punta China, basse terrasse, loc. UCMP A-9002, A-9593, A-9595, A-9596 ; déterm. : Emerson (1956a) ; Pléist. sup.

J : Punta Soledad, basse terrasse, loc. UCMP A-9594 ; déterm. : Emerson (1956a) ; Pléist. sup.

K : Punta Banda, basse terrasse, débarcadère à l'ouest du village de Punta Banda (LU 950) (fig. 5.58) ; déterm. par l'auteur ; Pléist. sup.

Région Punta Descanso-Tijuana

L : Environs de Punta Descanso, basse terrasse, loc. UCLA 2715, 2717, 2718, 2719, 2720, 3162, 3569 (fig. 5.59) ; déterm. Valentine (1957) ; Pléist. sup.

M : 5 km au nord de Rosarito Beach, deuxième (?) terrasse, loc. UCMP A-233 et A-234 (fig. 5.60) ; déterm. : Valentine & Rowland (1969) ; Pléist. sup.

N : 3 km au nord de Rosarito Beach, deuxième (?) terrasse, talus dans l'autoroute Tijuana-Ensenada, loc. UCMP A-238 (fig. 5.60) ; déterm. : Valentine & Rowland (1969) ; Pléist. sup. ?

O : 5 km au nord de Rosarito Beach, basse (?) terrasse, loc. UCMP A-235 (fig. 5.60) ; déterm. : Valentine & Rowland, 1969 ; Pléist. sup. ?

P : sud de Playa Tahiti, basse terrasse, loc. UCLA 3160 et 3161 (fig. 5.60) ; déterm. : Valentine (1957) ; Pléist.

tabl. A6.15 (a)

LAMELLIBRANCHES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Aequipecten aequisulcatus																		X			
Aligena cerritensis	X																				
Amiantis callosa	X		X				X					X				X		X	X		
Anadara multicostata	X																				
Anomia peruviana	X					X							X	X	X			X	X		
Arca sisquocensis																					X
Argopecten circularis	X												X	cf	X			X	?		
Barbatia bailyi									X			X						X			
Botula californiensis																		X			
Cardita affinis																					?
Chama buddiana	X	X																			
Chama pellucida						X		X	X	X		X						X	X		
Chione californiensis (= *Chione succinata*)	X																		X		
Chione fluctifraga													X	X							
Chione gnidia																	X				
Chione picta	X											X									
Chione subrugosa (="*Anomalocardia subrugosa*")	X																				
Chione undatella	X										X										
Chione undatella simillima	X											X	X	X		X					
Chlamys hindsi	?																				
Clinocardium fucanum									X												
Clinocardium nuttalli (= *Cardium corbis*)	X			X																	
Cooperella subdiaphana	X																				
Corbula luteola	X											X	X					X	X		
Crassinella brauneri	X																X	X	X		
Cryptomya californica	X	X	X		X	X					X	X	X	X		X		X	X		
Cryptomya magna	X																				
Cumingia californica	X	X							X			X	X		X			X	X	X	
Cumingia densilineata	X																				
Cyathodonta dubiosa	X			?																	
Diplodonta orbella	X		X									X			X			X			
Diplodonta sericata																			X		
Diplodonta subquadrata	X																				
Donax californica	X																		X		
Donax gouldi (= *D. laevigata*)	X				X	X						X	X	X		X	X	X	X		
Dosinia ponderosa	X																				
Ensis myrae	X																				
Epilucina californica	X					X			X	X	X	X						X		X	
Florimetis alta	X																				
Florimetis biangulata																		X	X		
Gari californica																		X			
Glans carpenteri									X									X			
Glans subquadrata	X				X							X	X			X		X	X	X	
Glycymeris corteziana	X																				
Glycymeris multicostata	X																				
Glycymeris profunda							X		X			cf				cf		X			
Glycymeris subobsoleta												X	cf	cf		X	cf	X			
Gregariella chenvi															X						
Heterodonax bimaculatus (= ? *H. pacificus*)	X																				
Hiatella arctica	X				X				X		X	X			X					X	
Hinnites giganteus	X		X									X	X			X	X				
Hinnites multirugosus		X				X	X	X	X												
Irus lamellifer									X			X									
Kellia laperousi	X											X			X						
Laevicardium elatum	X																				
Laevicardium substriatum	X																		X		
Lasea cistula												X									
Lasea rubra	X																				
Lasea subviridus												X									
Leptopecten latiauratus	X		X			X						X	X		X	X		X			
Leptopecten monotimeris	X					X						X				X		X	X	X	
Lima hemphilli (=*L. dehiscens*)	X														X						

tabl. A6.15 (b)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Lucina acutilineata																			X		
Lucina annulata	X																				
Lucina approximata	X		X																		
Lucina excavata					X	X						X									
Lucina richthofeni	X																				
Lucina tenuisculpta	X																				
Lucinisca nuttallii	X		X		X	X	X					X	X			X	X	X	X		X
Lyonsia californica	X																		X		
Macoma acolasta	X		X																		
Macoma baltica											?									X	
Macoma elongata	X																				
Macoma expansa	X																				
Macoma indentata	X																				
Macoma nasuta	X	X	X			X	X				?		X	X			X	X			X
Macoma nasuta kelseyi																			X		
Macoma secta	X		X	X								X	X	X							
Macoma yoldiformis	X	X	X																		
Mactra californica	X																	X			
Mactra dolabriformis	X																				
Megapitaria aurantiaca	X																				
Milneria kelseyi												X									
Modiolus capax		cf																			
Modiolus fornicatus						X			X			X						X			
Modiolus modiolus	X														cf						
Modiolus rectus	X																				
Mysella aleutica													cf								
Mysella tumida	X																				
Mytilus californianus	X	X			X	X		X	X	X		X	X	X			X	X			
Mytilus edulis																				X	
Nucula exigua	X																		X		
Nucula suprastriata	X		X															X			
Nuculana acuta	X																				
Nuculana oxia	X																				
Nuculana penderi	X																				
Nuculana taphria	X					X										X		X			
Ostrea lurida	X	X										X	X	X	X	X	X		X	X	
Ostrea megodon	X											X									
Pandora punctata	X																	X			
Panopea generosa	X																				
Parapholas californica					X																
Pecten bellus																					X
Pecten cataractes	X																				
Pecten diegensis	X											X									
Pecten vogdesi															cf						
Penitella gabbi	X				X																
Penitella penita					X	X	X					X				X			X	X	
Periploma planiusculum	X																				
Periploma sulcata	X																				
Petricola californiensis												X									
Petricola carditoides					X	X			X			X			X		X	X			X
Pitaria newcombiana	X																				
Platyodon cancellatus																		X			
Pododesmus cepio																	X				
Pododesmus macrochisma	X	X			X	X			X			X				X		X			
Protothaca staminea	X	X		X	X	X	X		X			X		X		X	X	X	X	X	
Protothaca staminea laciniata	X		X	?							X										
Protothaca tenerrima	X	X		X																	
Psammotreta biangulata													X		X						
Psammotreta viridotincta	X																		X		
Psephidia cymata	X				X																
Pseudochama exogyra											X	X			X						
Sanguinolaria nuttalli	X		X									X	X	X							
Sanguinolaria orcutti	X																				
Saxidomus nuttalli	X		X	X		X	X					X	X	X	X		X	X			
Semele decisa	X					X			X						X			X			
Semele pulchra	X																	X			
Semele quentinensis	X																				
Semele rubropicta	X	X															X	X			

tabl. A6.15 (c)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Septifer bifurcatus						X			X			X				X				X	X
Siliquia lucida	X											X					X	X			
Siliquia patula												X									
Solen rosaceus	X																				
Solen sicarius	X					X															
Spisula camaronis	X																				
Spisula catilliformis	X				X								X				X	X			
Spisula falcata																		X			
Spisula hemphilli												X									X
Spisula longa	X																				
Spisula planulata	X		X	?														X			
Tagelus californianus													X	X					?		
Tagelus subteres	X																X				
Tellina bodgenesis	X		X	X		X						X	X			X		X			
Tellina buttoni	X		X	?		X			X												
Tellina carpenteri	X																				
Tellina idae	X						X														
Tellina meropsis													X	X				X	X		
Tellina modesta	X																				
Tellina salmonea																			X	X	
Thracia quentinensis	X																				
Tivela stultorum	X		X	X	X	X						X	X	X		X	X	X			X
Trachycardium procerum	X																				
Trachycardium quadragenarium	X					X						X		cf				X			
Transenella tantilla	X					X			X			X	X	X	X			X	X	X	
Tresus nuttalli	X		X	X	X	X						X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Trigoniocardia biangulata	X																				
Yoldia cooperi																		X			X
Zirfaea pilsbryi					X	X	X					X						X			X
GASTEROPODES																					
Acanthina lugubris	X	X	X		X	X			X			X				X			X		
Acanthina paucilirata	X				X						?	X				X			X	X	
Acanthina spirata	X				X	X			X			X				X		X			X
Acmaea cassis								X	X												
Acmaea depicta	X																				
Acmaea instabilis									X												
Acmaea mitra						X			X			X					X		X	X	
Acmaea pelta						X						X				X					
Acmaea scutum						cf			X			?				X					
Acteocina carinata	X																				
Acteocina culcitella	X		X									X						X			
Acteocina eximia																			X	X	
Acteocina inculta													cf								
Acteon punctocaelata	X																				
Acteon traski	X																				
Aesopus myrmecoon												cf									
Alaba catalinensis	X																				
Alaba janettae	X																				
Alaba supralirata	X																				
Alaba tenuisculpta																			X		
Alvinia acutelirata					X							X									
Alvinia aequisculpta	X																				
Alvinia compacta																				X	
Alvinia pedroana	X																				
Alvinia purpurea	X											X								X	
Amphissa undata	X															cf					
Amphissa versicolor	X				X	X			X	X		X				X		X		X	
Amphithalamus ? inclusus					cf																
Amphithalamus tenuis												X									
Assiminea californica (=*Syncera translucens*)	X											X								X	
Astraea undosa	X		X		X				X			X						X			
Balcis berryi	X																				
Balcis draconis	X																				
Balcis lastra	X																				
Balcis loleta	X																				

tabl. A6.15 (d)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Balcis micaeus	X																				
Balcis oldroydi	X																				
Balcis rutila	X											X									
Balcis thersites	X								X			X									
Barleeia bentleyi	X																			X	
Barleeia californica																					
Barleeia dalli	X																				
Barleeia haliotiphila					X							X									
Barleeia oldroydi												X									
Bittium attenuatum																				X	
Bittium interfossa	X											X									
Bittium quadrifilatum	X	X							X												
Bittium rugatum	X		X																		
Bittium rugatum larum	X																				
Bittium rugatum subplanatum													X	X							
Bulla punctulata	X																				
Bullaria gouldiana	X		X																		
Bursa californica	X				X	X						X				X		X			
Caecum californicum	X											X			X				X	X	
Caecum dalli	X																				
Caecum licalum												X									
Calliostoma canaliculatum					X															X	
Calliostoma decarinatum	X																	X			
Calliostoma doliarium												X	X			X					
Calliostoma gemmulatum												X							X	X	
Calliostoma gloriosum	X																				
Calliostoma ligatum (=C. costatum)	X				cf	X			X	X		X				X		X			
Calliostoma lima	X																				
Calliostoma tricolor	X																	X			
"Cancellaria" tritonidea													X								
Cancellaria cooperi																X					
Ceratostoma nuttalli	X	X			X																
Cerithidea californica	X												X	X	X						
Cerithidea mazatlanica	?																				
Cerithiopsis alcima	X																				
Cerithiopsis antefilosa	X											X									
Cerithiopsis amtemunda												cf									
Cerithiopsis carpenteri					cf							X									
Cerithiopsis cosma					X																
Cerithiopsis diegensis	X											X									
Cerithiopsis grippi	X																				
Cerithiopsis halia	X																				
Cerithiopsis montereyensis	X																				
Clathrodrillia halcyonis	X																				
Clathrodrillia incisa francherae						cf						X				X					
Clathodrillia incisa ophioderma	X				cf	X	X					X				X		X			
Clathromangelia interfossa																					
Clathromangelia interlirata						X						X									
Clavus empyrosia												cf									
Clavus hemphilli												X									
Coleophysis carinata													X								
Coleophysis harpa															X						
Collisella asmi					X				X			X							X	X	
Collisella conus																			X	X	
Collisella digitalis						X			X			X	X		cf	X				X	
Collisella limatula		X			X							X				X			X	X	
Collisella ochracea					cf															X	
Collisella scabra					X	X			X			X				X				X	
Collisella strigatella					X							x				x				x	
Conus californicus	X				X	X	X		X	X		X	X	X		X		X	X	X	
Crepidula aculeata																			X		
Crepidula adunca	X				X	X			X			X				X	X	X	X	X	
Crepidula coei	X		X		X							X				X					
Crepidula excavata	X																				
Crepidula lessoni	X																				
Crepidula norrissianium						X			X									X			
Crepidula nummaria	X	X										X				X					

tabl. A6.15 (e)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Crepidula o nyx	X	X	X		X	X					X	X	X	X	X	X		X	X	X	
Crepidula perforans					X														X	X	
Crepidula striolata																					
(= C. nivea)	X					X												X			
Crepipatella lingulata	X	X			X	X			X	X		X	X		X			X	X	X	
Crucibulum spinosum	X																		X		?
Cryptoconus tremperianus	X																				
Cyclostrema miranda																				X	
Cyclostremella californica	X																				
Cylichna attonsa			X																		
Cylichnella dicaensis	X																				
Cymatium vestibulum	X																				
Cymatosyrinx empyrosia			cf																		
Cymatosyrinx hemphilli	X	X	X			X															
Cypraeolina pyriformis	X								X			X								X	
Cysticus jewetti	X											X									
Cysticus politulus					X																
Cysticus regularis												X									
Cysticus subtrigona												X									
Cytharella branneri	X																				
Cytharella densilineata	X																				
Cytharella hexagona																		X			
Cytharella quentenesis	X																				
Diodora arnoldi																					X
Diodora aspera	X				X	X			X			X						X		X	
Diodora aspera densiclathrata	X	X																			
Diodora inaequalis																		X			
Elaeocyma arbela	X																				
Elaeocyma hemphilli	X					X															
Epitonium acrostephanum	X																				
Epitonium clarki			X																		
Epitonium cooperi													X								
Epitonium fallaciosum	X																				
Epitonium indianorum			X			X										X		X			
Epitonium regum			X																		
Epitonium tinctum	X				cf							X							X		
Erato columbella	X											X									
Fartulum bakeri	X																				
Fartulum hemphilli	X											X						cf			
Fartulum occidentale	X											X						X		X	
Fartulum orcutti												X								X	
Fissurella volcano	X	X			X	X		X	X	X		X				X			X	X	
Forreria belcheri	X																				
Fusinus barbarensis arnoldi																		cf			
Fusinus kobelti																				X	
Fusinus luteopictus	X																				
Fusitriton oregonensis																		X			
Granula subtrigona																					
(= Marginella regularis)																					
(= Marginella oldroydae)	X																				
Granulina margaritula					X																
Haliotis corrugata	X									X											
Haliotis cracherodi					cf	X		X	X	?		X				X			X	X	
Haliotis rufescens								cf	X			X									
Halistylus pupoideus												X									
Halistylus subpoideus									X									X			
Harfordia monksae												cf				cf					
Hipponix antiquatus	X					X	X		X			X				X			X	X	
Hipponix antiquatus cranioides	X				X				X												
Hipponix tumens	X					X			X			X				X			X	X	
Homalopoma bacula									X												
Homalopoma carpenteri	X					X			X	X		X					X	X			
Homalopoma luridum																			X	X	
Iselica fenestrata	X								X										X	X	
Jaton festiva	X		X		X	X						X						X			
Kelletia kelletii	X		X		X	X	X	X	X			X				X		X			
Kurtzia arteaga																					
(= Mangelia arteaga roperi)	X																				

tabl. A6.15 (f)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Kurtziella plumbea																					
(=Mangelia barbarensis)	X																				
Lacuna carinata												X								X	
Lacuna unifasciata	X				X							X						X			
Lamellaria diegoensis						cf															
Lirularia succincta																				X	
Littorina keenae					X																
Littorina planaxis	X					X			X			X				X				X	
Littorina scutulata	X	X			X	X			X		X	X	X		X	X		X	X	X	
Lottia gigantea					X	X		X	X			X							X	X	
Lucapinella callomarginata												X								X	
Macron aethiops	X		X																		
Macron aethiops kellettii	X		X																		
Macron lividus					X							X									
"Mangelia" rhyssa									X												
"Mangelia" variegata	X		X			cf					X	X			X						
Maxwellia gemma	X					X						X						X			
Maxwellia santarosana												X									
Megasurcula carpenteriana	X				X							X				X		X			
Megasurcula carpenteriana tryoniana																X					
Megatebennus bimaculatus	X								X			X				X		X	X	X	
Megathura crenulata	X								X									X			
Melampus olivaceus	X																		X		
Metaxia diadema									X												
Micranellum clarki	X																				
Micranellum crebricinctum	X																	X	X		
Micranellèum pedroense	X																				
Mitra catalinea												X				X					
Mitra idae						X	cf		X			X				X					
Mitrella carinata	X	X	X		X	X			X			X	X	X		X		X	X	X	
Mitrella carinata gausapata	X	X	X			X			X			X				X		X			
Mitrella tuberosa	X					X			X				X								
Mitromorpha aspera	X								X			X									
Mitromorpha filosa	X											X									
Mitromorpha gracilior									X												
Nassarius cerritensis	X		X																		
Nassarius delosi	X		X		X	X										X		X			
Nassarius fossatus					X	X	X		X			X				X	X	X			
Nassarius mendicus	X	X	X		X	X										X		X	X	X	
Nassarius mendicus cooperi	X		X		X	X			X			X	X	X		X		X			
Nassarius perpinguis	X		X		X	X	X					X				X		X		X	
Nassarius tegulus	X													X					X		
Natica clausa			cf																		
Noctoacmaea insessa					X	X			X	X		X				X	X		X	X	
Noctoacmaea paleacea												X							X	X	
Noctoacmaea persona	X																			X	
Nodulus kelseyi												X									
Norrisia norrisii					X					X		X						X			
Ocenebra atropurpurea																			X	X	
Ocenebra circumtexta																				X	
Ocenebra faveolata	X				X							X				X		X			
Ocenebra gracillima												X									
Ocenebra interfossa	X											X						X			
Ocenebra interfossa beta						X						X									
Ocenebra lurida					X				X												
Ocenebra lurida aspera																		X			
Ocenebra lurida munda	X																				
Ocenebra poulsoni	X				X							X									
Ocenebra squamulifera	X																				
Odostomia canfieldi																				X	
Odostomia dallasi	X																				
Odostomia eucosmia	X																				
Odostomia helga															X						
Odostomia io												X									
Odostomia minutissima	X																				
Odostomia navisa	X																				
Odostomia nemo					cf																
Odostomia nota					X															X	

tabl. A6.15 (g)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Odostomia pedroana	X																				
Odostomia phanella												cf									
Odostomia trachis												X									
Odostomia virginalis												X									
Olivella baetica	X		X									X									
Olivella biplicata	X		X		X	X	X		X		X	X	X	X	X		X	X	X	X	
Olivella biplicata fucana	X		X																		
Olivella pedroana	X		X		X	X	X				cf					X		X	X		
Olivella porteri	X																				
Opalia wroblewski chacei						X			X			X									
Parviturbo acuticostatus																				X	
Petaloconchus complicatus	X				cf							cf									
Petaloconchus montereyensis																			X	X	
Polinices lewisii	X					X			cf			X				X		X			
Polinices reclusianus	X	X			X	cf							X	cf				X	X		X
Polinices reclusianus alta	X											X				X					
Polinices recl. imperforata	X																				
Polinices uber	X																				
Pseudomelatoma moesta	X								cf												
Pseudomelatoma penicillata					X																
Pseudomelatoma pen. semiinflata												X									
Pseudomelatoma torsa						X															
Pupillaria parcipicta												X	cf								
"Purpura" nuttalli aciculiger						X															
Pusula californiana						X						X						X			
Rissoina californica																			X		
Rissoina cleo												X									
Rissoina pleistocena	X																				
Seila montereyensis	X				X	X			X			X	X		X			X		X	
Septifer bifurcatus								X													
Serpulorbis squamigerus	X	X			X	X			X			X	X			X		X	X	X	
Spiroglyphus lituella												X						X			
Strigatella catalinae	X																				
Tachyrhynchus lacteolus-subplanatus	X																				
Tegula aureotincta	X				X							X									
Tegula brunnea						X			X			X									
Tegula brunnea fluctuata									X			X									
Tegula eiseni					X	X					X										
(= T. ligulata)																					
Tegula funebralis					X	X		X	X			X				X			X	X	X
Tegula gallina	X					cf					X	X									
Tegula gallina multifilosa												X									
Tegula hemphilli																					X
Tegula marcida												X					X	X			
Tegula montereyi						X			X										X	X	
Tegula pulligo					X	X															
Tegula regina	X																				
Teinostoma bibbiana												cf								X	
Teinostoma invallata												X									
Teinostoma supravallata												X	X						X	X	
Terebra armillata	X																				
Terebra pedroana	X		X			X	X					X				X					
Terebra pedroana philippiana	X																				
Thais biserialis					X	X															
Thais emarginata						X					cf										
Thais emarginata ostrina												X				X					
Tricolia compta	X				X					X						cf					
Tricolia pulloides	X	X			X							X						X			
Tricolia substriata	X																				
Tricolia variegata																					
(= Phasienella typica)	X																				
Trimusculus reticulatus					X	X			X			X				X					
Triphora catalinensis	X																				
Triphora hemphilli												X									
Triphora pedroana	X								X			cf						cf	X	X	
Triphora stearnsi	X																				

tabl. A6.15 (h)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
Trivia californiana	X																				
Truncatella californica	X																		X		
Truncatella stimpsoni	X											X									
Trubonilla almo	X											X									
Turbonilla antestriata	X																				
Turbonilla aresta												X									
Turbonilla asser	X																				
Turbonilla attrita	X																				
Turbonilla buttoni					cf							X									
Turbonilla catalinensis	X																				
Turbonilla gilli	X																				
Turbonilla gloriosa	X																				
Turbonilla gouldi	X																				
Turbonilla hertleini	X																				
Turbonilla kelseyi																			?	?	
Turbonilla laminata	X																				
Turbonilla mörchi															X						
Turbonilla stylina	X																				
Turbonilla tenuicula	X								X			X						X	X	X	
Turbonilla vexativa	X																				
Turcica caffea	X																				
Turritella cooperi	X					X	X		cf			?				X					
Turritella gonostoma																			X		
Turritella gonostoma hemphilli																					cf
Turritella jewetti	X																				
Turritellopsis acicula stimpsoni	X																				
Velutina laevigata												X									
Vermiculum annellum	X																				
Vitrinella eshnauri	X																				
Vitrinella oldroydi												X								X	
Vitrinella stearnsi	X					X															
Volvarina taeniolata	X											X									
(= Marginella californica)																					
(= Hyalina californica)																					
Volvulella cylindrica	X																				
Zonaria spadicea									X			X						X			
ECHINODERMES																					
Dendraster excentricus						X							X	X			X	X	X		
Strongylocentrotus purpuratus									cf	cf									X	X	
Strongylocentrotus sp.						X															
CIRRIPEDES																					
Balanus nubilus						cf			cf									cf			
Balanus tintinnabulum californicus						cf			cf	cf								cf			cf
Balanus sp.													X	X							
Megabalanus sp.																					X
Tetraclita squamosa rubescens									X	X									X	X	
Tetraclita sp.													X								
CORLENTERES																					
Balanophyllia elegans									X											X	

Annexe A7

PRINCIPES ET METHODES DES ETUDES DE RACEMISATION DES ACIDES AMINES

(Eléments bibliographiques)

A7.1. RAPPEL HISTORIQUE SUR LES DEVELOPPEMENTS DE LA METHODE

A7.2. LES ACIDES AMINES

A7.3. LA RACEMISATION DES ACIDES AMINES

- A7.3.1. Généralités
- A7.3.2. La cinétique de la racémisation
  - A7.3.2.1. L'équation de racémisation
  - A7.3.2.2. Les modèles cinétiques
  - A7.3.2.3. Le facteur thermique
- A7.3.3. L'histoire thermique du matériel analysé

A7.4. LES TESTS DE MOLLUSQUES

- A7.4.1. L'utilisation des tests de mollusques
- A7.4.2. Variations au sein d'un même test
- A7.4.3. Variations intergénériques

A7.5. LA NOTION D'AMINOSTRATIGRAPHIE

Références bibliographiques

Annexe 7

PRINCIPES_ET_METHODES DES_ETUDES_DE_RACEMISATON_DES_ACIDES_AMINES

(Eléments bibliographiques)

La méthode géochronologique fondée sur les phénomènes de racémisation des acides aminés de coquilles fossiles, qui commence à être largement utilisée en Amérique du Nord, n'est pas encore bien connue en Europe. On en rappellera donc l'historique et les principes fondamentaux.

A7.1. RAPPEL_HISTORIQUE_SUR_LES_DEVELOPPEMENTS_DE_LA_METHODE

Il y a une trentaine d'années, Abelson (1954a, 1954b, 1955) observait que les acides aminés étaient préservés dans des tests carbonatés, des os et des dents fossiles, et que ces acides aminés se trouvaient en proportions variables. Peu de temps après, dans une étude sur la diagenèse des composés organiques d'une série de tests de Mytilus qui étaient datés par radiocarbone, Hare (1960) mettait en évidence une variation de teneurs en acides aminés en fonction de l'âge des fossiles.

> Par exemple, la glycine et l'alanine, deux acides aminés formant près de 60 % de la fraction insoluble des tests, se révélaient être en proportions égales dans les échantillons modernes, alors que dans les tests de plus de 30 000 ans les teneurs en alanine étaient dans une rapport de 15 à 1 vis-à-vis de la glycine.

Par la suite, Hare et ses collaborateurs découvraient que les isomères de configuration D des acides aminés, d'autant plus abondants dans les tests de mollusques fossiles que ceux ci étaient plus anciens, provenaient de la transformation, par racémisation, des isomères de configuration L des mêmes acides aminés : les tests actuels ne contiennent que des acides aminés de forme L, et les tests fossiles s'enrichissent avec le temps en acides aminés de forme D, jusqu'à ce que le rapport entre les deux formes atteigne un équilibre dit racémique (Hare & Mitterer, 1967 ; Hare & Abelson, 1968).

En 1969, Hare et Mitterer établirent une première courbe de calibration de la réaction de racémisation (épimérisation) de l'isoleucine-L en alloisoleucine-D, pour des tests de Mercenaria (lamellibranche de la famille des Vénéridés), et démontrèrent ainsi la double dépendance des phénomènes de racémisation vis-à-vis du temps et de la température diagénétique. Ces auteurs utilisèrent d'une part des échantillons fossiles datés par radiocarbone et, d'autre part des résultats d'expérience au cours desquelles des fragments de tests de Mercenaria étaient racémisés par chauffage à certaines températures (de 90° à 165°C).

Depuis le début des années 1970, les études théoriques (modèles diagénétiques de racémisation, cinétique des réactions, etc.) et les cas d'utilisation des phénomènes de racémisation dans des études géochronologiques se sont multipliés. Certains chercheurs ont travaillé préférentiellement sur les os, tandis que d'autres ont étudié surtout les tests de mollusques, ou de foraminifères ; les uns utilisent le rapport alloisoleucine-D/isoleucine-L, et d'autres se fondent sur des comparaisons des rapports de racémisation de plusieurs acides aminés.

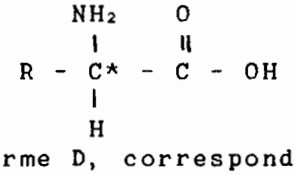
A7.2. LES ACIDES AMINES

Tous les organismes vivants comportent, dans leurs cellules, des acides aminés qui, liés par des liaisons peptidiques, forment les protéines. Ces grandes molécules organiques peuvent constituer jusqu'à 50 % du poids sec de la matière vivante. Dans les tests carbonatés de mollusques et dans les os, par exemple, les principales protéines sont, respectivement, la conchioline et le collagène.

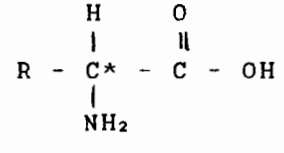
Le nombre total des acides aminés disposés en séquence dans les protéines ne dépasse pas la vingtaine (tabl. A7.1). Le nombre, la nature et l'agencement de ces acides aminés dans les séquences sont déterminés par le code génétique propre à chaque espèce animale. Ce code génétique est également responsable de la formation d'un seul isomère optique de chacun des acides aminés qui ont un, ou deux, atome(s) de carbone asymétrique.

Hormis la glycine qui ne dispose d'aucun atome de carbone asymétrique, tous les acides aminés constituant les protéines organiques sont donc optiquement actifs et de configuration L (L comme lévogyre). Les acides aminés synthétisés par des processus inorganiques sont constitués de mélanges racémiques d'isomères D (D comme dextrogyre) et L (ou éventuellement de diastéréoisomères).

Les acides aminés de forme L s'écrivent de la manière symbolique suivante :



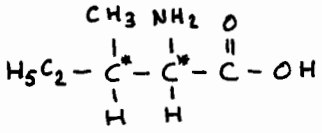
tandis que ceux de la forme D, correspondent à la formule :

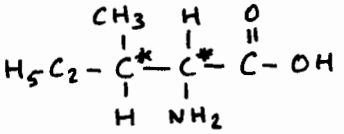


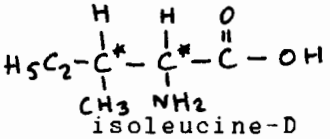
Les acides aminés protéiniques qui possèdent deux atomes de carbone asymétriques, l'hydroxylosine, la thréonine et l'isoleucine (tabl. A7.1) peuvent exister sous les formes D et L, mais, de plus, possèdent deux diastéréoisomères qui, eux aussi, présentent des formes D et L. A titre d'exemple on présente ci-dessous les formules structurales des quatres isomères de l'isoleucine :

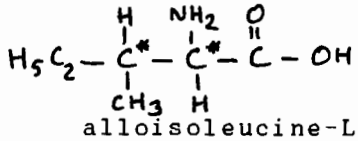
Groupe	Acides aminés	Abréviations
Neutres	Glycine★	GLY
	Alanine★	ALA
	Valine★	VAL
	Isoleucine★	ILE
	Leucine★	LEU
Imines	Hydroxyproline	HY-PRO
	Proline★	PRO
Hydroxyles	Serine●	SER
	Thréonine●	THR
Acides	Ac.aspartique★	ASP
	Ac.glutamique★	GLU
Soufrés	Cystine	CYS
	Méthionine	MET
Aromatiques	Tyrosine	TYR
	Phénylalanine★	PHE
Basique	Hydroxylysine	OH-LYS
	Lysine	LYS
	Histidine	HIS
	Tryptophane	TRY
	Arginine	ARG

Tabl. A7.1.- Liste et classification des acides aminés constituant les protéines organiques (Hare, 1969). Les acides aminés marqués ★ sont les plus fréquents dans les tests de mollusques fossiles; ceux qui sont marqués ● ne se trouvent que dans les tests les plus récents (Holocène).


isoleucine-L


alloisoleucine-D


isoleucine-D


alloisoleucine-L

L'isoleucine-L que l'on trouve en particulier dans la matière organique des tests de mollusques, n'est pas racémisée en isoleucine-D, mais se trouve toujours convertie en alloisoleucine-D (Hare & Abelson, 1967). Dans le cas de l'isoleucine, la racémisation se faisant autour d'un ion carbone , on parle plus précisément d'épimérisation.

Au cours du temps, les protéines subissent une série de transformations diagénétiques. Parmi ces modifications, dont certaines débutent dès la mort de l'animal, on peut citer :

- la fragmentation en polypeptides et en acides aminés libres, par rupture des liaisons peptidiques (sous l'effet d'une hydrolyse) ;
- la conversion partielle d'acides aminés libérés en acides aminés non protéiniques (alloisoleucine, par ex.) ;
- la racémisation des énantiomères-L en énantiomères-D ;
- la décomposition de certains acides aminés en un, ou plusieurs, autre(s) acide(s) aminé(s) ;
- la transformation d'acides aminés en composés organiques tels que amoniaque, urée, amines, acides divers, etc..

A7.3. LA_RACEMISATION_DES_ACIDES_AMINES

A7.3.1. Généralités

La racémisation consiste donc en une transformation progressive d'énantiomères de forme L en énantiomères de forme D, jusqu'à l'obtention d'un certain équilibre de ces deux catégories. Pour la plupart des acides aminés, cet équilibre racémique correspond à une égale proportion d'énantiomères L et D (rapport D/L = 1) ; pour d'autres, telle l'isoleucine de certains tests de mollusques, et de Mercenaria en particulier, le rapport d'équilibre alloisoleucine-D/isoleucine-L, que l'on écrit en abrégé aIle/Ile, est voisin de 1,3 (Hare, 1969 ; Mitterer, 1974).

La racémisation des acides aminés libres se fait par l'intermédiaire d'un carbanion (Neuberger, 1948). Cette réaction se réalise en présence d'eau, et se trouve généralement catalysée en milieu basique (Hare & Mitterer, 1969 ; Kvenvolden & Peterson, 1974).

La racémisation des acides aminés liés dans des chaines peptidiques est plus complexe. Dans ce cas, la

nature des acides aminés voisins, la position de l'acide aminé dans la chaine protéinique, et les conditions d'hydrolyse des liaisons peptidiques, sont quelques uns des facteurs qui semblent jouer un rôle important (Kriausakul & Mitterer, 1978, 1980 ; Smith et al., 1978 ; Smith & Evans, 1980).

Le processus de racémisation est, en principe, régulier au cours du temps mais la vitesse de racémisation dépend de plusieurs variables. Les différents acides aminés ont des vitesses de racémisation spécifiques. De plus, un même acide aminé est racémisé à des vitesses distinctes selon l'espèce de l'organisme considéré. La température, enfin, est l'une des variables fondamentales affectant la racémisation des acides aminés.

C'est grâce à la double dépendance des réactions de racémisation, vis-à-vis de la température et du temps, qu'a pu être développée la méthode géochronologique basée sur les taux de racémisation. Si les températures subies par une série d'échantillons de tests de mollusques ont été homogènes, la comparaison des rapports énantiomériques d'un certain acide aminé dans des échantillons d'âges différents doit donc permettre d'établir leur chronologie relative. Si, en outre, l'un (ou plusieurs) des tests est daté par une méthode radiométrique (^{14}C ou U/Th), on peut alors envisager d'élaborer, par extrapolations, une chronologie "absolue".

A7.3.2. La cinétique de la racémisation

A7.3.2.1. L'équation de racémisation

La réaction de racémisation d'un acide aminé s'écrit :

$$\text{acide aminé-L} \underset{k_2}{\overset{k_1}{\rightleftharpoons}} \text{acide aminé-D} \qquad (1)$$

équation dans laquelle k_1 et k_2 sont les constantes des taux d'inter-conversion de premier ordre des deux énantiomères. Pour les acides aminés n'ayant qu'un atome de carbone asymétrique, le rapport $k_1/k_2 = 1$; pour les acides aminés possédant deux atomes de carbone asymétriques, (isoleucine par ex.), le rapport k_1/k_2 est différent de l'unité. La conversion de l'acide aminé de forme L en acide aminé de forme D se poursuit jusqu'à ce que l'équilibre racémique soit atteint.

L'expression, intégrée en fonction du temps, de la réaction de racémisation s'écrit (Wehmiller, 1971) :

$$Log\left[\frac{x_e - x}{x_e}\right] - C = \left(1 + \frac{k_1}{k_2}\right) k_2 t \qquad (2)$$

dans laquelle : $X = \frac{D}{D+L}$ au temps t, D et L représentant les teneurs relatives en énantiomères D et L ;

$X_E = \frac{D}{D+L}$ à l'équilibre racémique ;

$C = \text{Log} \frac{X_E - X}{X_E}$ au temps t_0.

D'autres formulations mathématiques de la même relation ont été utilisées par Mitterer (1975), et par Bada et collaborateurs (1977).

A7.3.2.2. Les modèles cinétiques

Deux types de modèles décrivant la cinétique de la racémisation des acides aminés ont été élaborés et utilisés dans les études chronostratigraphiques.

Un premier modèle, dit de type "linéaire", découle directement des expériences de chauffage réalisées à partir d'acides aminés en solution aqueuse (Hare & Mitterer, 1969 ; Bada, 1971, 1972a). Selon ce modèle, la vitesse de racémisation de l'isoleucine, par exemple, serait constante jusqu'à l'épimérisation totale de l'acide aminé (Bada, 1972b ; Mitterer, 1975). Ce modèle est peu compatible avec les températures effectivement subies par les tests de mollusques analysés (Wehmiller & Belknap, 1978) ; par ailleurs, il a été montré que, tout au moins dans les matériaux carbonatés, la racémisation des acides aminés ne suit pas une loi cinétique de premier ordre (Wehmiller & Hare, 1971; Bada & Schroeder, 1972 ; Kriausakul & Mitterer, 1978 ; Wehmiller & Belknap, 1978 ; Miller & Hare, 1980).

Le principe des modèles du second type, dit "non linéaire", repose sur des études de racémisation faites sur des foraminifères provenant de carottes marines. A température presque constante et voisine de 3°C, durant le Quaternaire, la racémisation des acides aminés des tests de foraminifères se produit en deux temps : rapide au début de la diagenèse, puis plus lente ensuite (Wehmiller & Hare, 1971). La variation du terme $\frac{X_E - X}{X_E}$ de l'équation (2) se traduit graphiquement par deux portions de droites, de pentes différentes, séparées par une zone de transition (fig. A7.1). Les pentes des deux segments de droites correspondent à des vitesses de racémisation distinctes de deux fractions organiques, de poids moléculaires différents (polypeptides et acides aminés libres) (Bada & Schroeder, 1972 ; Kriausakul & Mitterer, 1978 ; Wehmiller, 1980). La position de la rupture de pente qui est variable selon l'histoire thermique de l'échantillon et selon le genre des fossiles (King & Neville, 1977 ; Lajoie et al., 1980), est délicate à déterminer. Le modèle cinétique de type "non linéaire", élaboré à partir de tests de foraminifères, semble pouvoir être appliqué aux tests de mollusques, bien que l'on ne puisse l'établir de façon irréfutable, par manque de longues séries sédimentaires pléistocènes renfer-

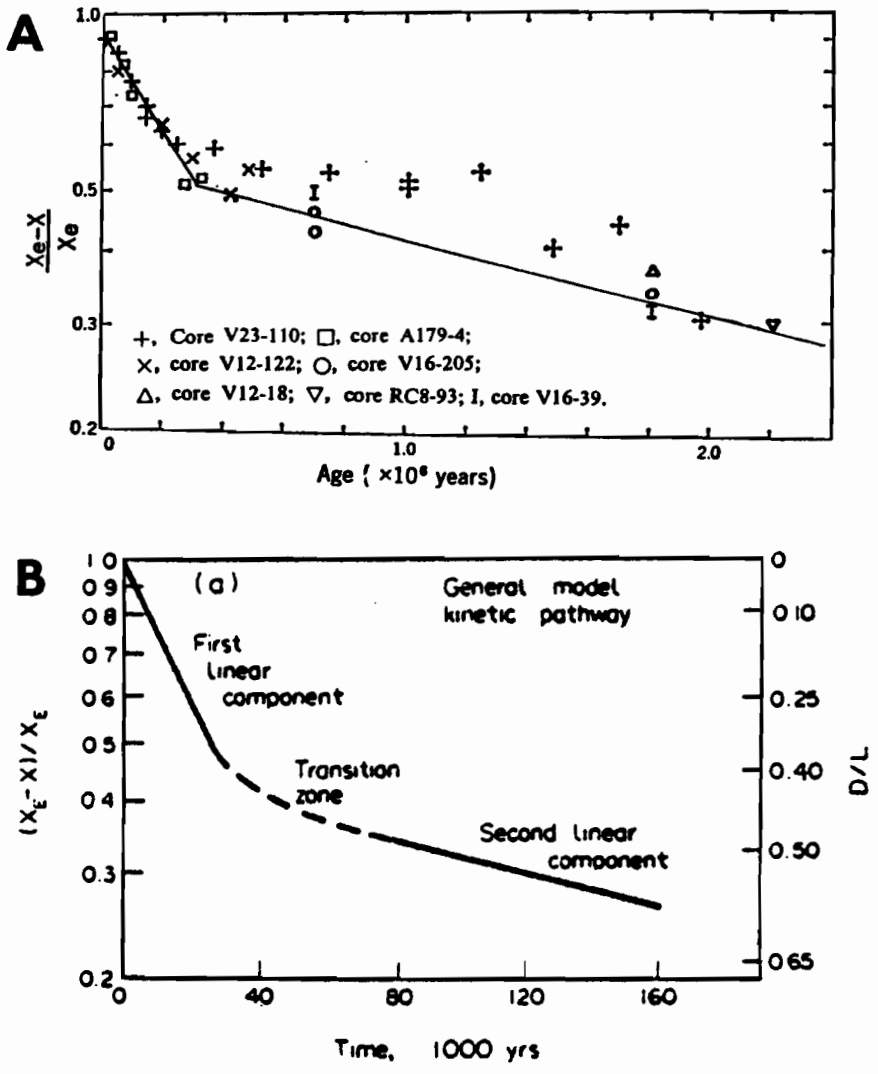


Fig. A7.1.- Modèles de racemisation d'acides aminés de tests carbonatés marins en fonction du temps.

Voir dans le texte (équation 2) la signification du rapport $\frac{Xe-X}{Xe}$

A - Variation de la vitesse de racémisation (épimérisation) de l'isoleucine en fonction de l'âge, d'une population de foraminifères de carottes océaniques (Wehmiller & Hare, 1971).

Les foraminifères sont datés par diverses méthodes ; les datations les moins précises sont celles de la carotte V23-110 (+). Les deux portions de droites sont ajustées sur les données les plus fiables (d'après Keenan, 1982).

B - Modèle général d'évolution de la vitesse de racémisation des acides aminés, dans les tests de mollusques, selon Wehmiller (1982) : modèle "non linéaire" (voir texte).

mant des mollusques, et du fait des variations climatiques et thermiques qu'ont subi les zones néritiques du globe au Quaternaire (Lajoie et al., 1980 ; Wehmiller, 1981, 1982a).

A7.3.2.3. Le facteur thermique

A l'aide d'expériences de chauffage, à différentes températures, il est possible de déterminer empiriquement la valeur du coefficient de racémisation k de l'équation (1). Bada et Schroeder (1972) ont obtenu, pour des sédiments marins essentiellement constitués de tests de foraminifères, une expression du coefficient d'épimérisation de l'isoleucine en alloisoleucine en fonction du temps (an^{-1}):

$$\text{Log } k_{i,s} = 15,77 - \frac{5939}{T}$$

où T est la température en °K.

Par une autre série d'expériences sur des tests de Mercenaria, Mitterer (1975) détermina une équation comparable :

$$\text{Log } k_{i,s} = 17,29 - \frac{6417}{T} .$$

Les différences observées entre ces deux expressions de $k_{i,s}$ sont attribuables à des différences de texture des carbonates et de composition en acides aminés de la matrice organique des foraminifères et de Mercenaria.

La détermination de la relation définissant le coefficient de racémisation de la leucine en fonction du temps, dans le cas de Mercenaria a été réalisée par Keenan (1982) :

$$\text{Log } k_{l,u} = 15,80 - \frac{5980}{T} .$$

Bien que les valeurs de k ainsi déterminées par des expériences de chauffage ne soient théoriquement valables que lorsque la réaction est du premier ordre, certains auteurs les ont utilisées pour élaborer, par extrapolation, des modèles cinétiques "non linéaires" de racémisation (Wehmiller et al., 1977 ; Wehmiller & Belknap, 1978 ; Belknap, 1979 ; Keenan, 1982).

Le coefficient de racémisation d'un acide aminé, k, est lié à la température diagénétique par l'équation d'Arrhénius :

$$k = A.e^{-\frac{E_a}{RT}}$$

dans laquelle : A = coefficient constant aux températures normales de la surface terrestre ;

E_a = énergie d'activation (en kcal/mole) ;

R = constante des gaz parfaits (= 1,987 cal/°/mole) ;

T = température (en °K).

Les solutions empiriques trouvées pour k permettent, grâce à cette équation d'Arrhénius, de déterminer les énergies d'activation rela-

tives à la conversion d'isoleucine en alloisoleucine pour différents matériaux fossiles :

- 27,5 kcal/mole pour la boue à foraminifères,
- 29,4 kcal/mole pour Mercenaria, et l'énergie d'activation relative à la conversion de leucine-L en leucine-D :
- 27,4 kcal/mole pour Mercenaria.

A7.3.3. L'histoire thermique du matériel analysé

L'évaluation du facteur thermique constitue l'un des principaux problèmes dans l'application à la géochronologie des phénomènes de racémisation des acides aminés. La détermination des paléotempératures est généralement hypothétique puisque, indépendamment des fluctuations climatiques quaternaires, se pose la question des variations de température au sein du sédiment dans lequel a été échantillonné le fossile analysé (différences de profondeur d'enfouissement, nature et conductivité thermique du sédiment, influences du couvert végétal, de l'érosion, etc.).

A titre d'exemple des divergences d'interprétation qui peuvent résulter de la détermination des paléotempératures auxquelles ont été soumis les fossiles, on mentionnera les discussions entre Masters et Bada (1977), et Wehmiller (1977), à propos d'une série de tests de Chione datés par radiocarbone (4 à 9 000 ans B.P.) provenant du site préhistorique de Del Mar, Californie.

Masters et Bada (1977) utilisèrent dans leurs calculs la température moyenne annuelle actuelle de l'air, et n'obtinrent pas de corrélations satisfaisantes entre les données chronologiques déduites des rapports énantiomériques aIle/Ile et les âges apparents fournis par le radiocarbone, ce qui amena ces auteurs à conclure à la non-fiabilité des tests de Chione pour ce type d'analyse chronologique.

Pourtant, selon le modèle cinétique proposé par Wehmiller (1977), utilisant des températures effectives légèrement supérieures à celles de l'air pour les échantillons enfouis à faible profondeur dans le sol (Wehmiller et al., 1977), il n'y aurait aucune contradiction entre les résultats des deux méthodes géochronologiques.

On considère généralement que les effets des variations saisonnières de température, et que la différence de quelques degrés C entre température moyenne annuelle de l'air et celle du sol, sont négligeables pour des fossiles enterrés à plus de 1 ou 2 mètres de profondeur (Wehmiller et al., 1977 ; Miller, comm. pers.).

La grandeur moyenne et pondérée qui intègre les effets cinétiques de toutes les variations de température auxquelles a été soumis un échantillon, depuis sa mort, est appelée, par certains, "température quaternaire effective" (Wehmiller et al., 1977 ; Wehmiller, 1982a). Cette température quaternaire effective (TQE) varie donc selon l'âge du fossile et le nombre de phases climatiques chaudes et froides qui se sont succédées.

Cette TQE devrait pouvoir être évaluée, pour un échantillon d'âge donné, en utilisant les courbes paléoclimatiques (telle celle de la figure 1.2), la température moyenne annuelle (effective, ou celle de l'air) actuelle, ainsi que d'éventuelles données sur les variations thermiques passées (CLIMAP, informations palynologiques, etc.).

A7.4. LES TESTS DE MOLLUSQUES

A7.4.1. L'utilisation des tests de mollusques

Les tests carbonatés, de mollusques en particulier, sont un matériel propice aux études chronostratigraphiques basées sur la racémisation des acides aminés. La texture des tests de ces organismes est telle que les échanges entre la matière organique et le milieu extérieur sont très réduits (Miller & Hare, 1980). Par ailleurs, la matrice carbonatée joue un rôle de tampon vis-à-vis des attaques chimiques extérieures.

Bien que certains chercheurs témoignent une plus grande confiance pour le matériel osseux (Bada, 1972b ; Bada et al., 1973), il semble que, dans les tests carbonatés, les lessivages ou apports d'acides aminés soient notablement moins importants que dans les os (Hare, 1969, 1974, 1980 ; Williams & Smith, 1977 ; Wehmiller et al., 1976 ; Miller & Hare, 1980 ; Keenan, 1982).

Une comparaison des résultats de 11 laboratoires concernant un même lot d'échantillons de coquilles marines a montré une relative homogénéité des mesures, notamment pour l'alanine, l'acide aspartique et l'acide glutamique (Wehmiller, 1982b, 1984).

A7.4.2. Variations au sein d'un même test

Les couches superposées des tests, secrétés par diverses parties du manteau de l'animal, contiennent différentes substances protéiniques qui sont elles-mêmes composées d'acides aminés variés, et en quantités variables.

Ainsi, dans les tests de Mercenaria modernes, la couche centrale contient moins de la moitié de la quantité de matière organique incluse dans chacune des couches externe et interne ; d'autre part, cette couche contient plus d'acide aspartique et moins de glycine que les deux autres couches (Hare, 1969).

On conçoit donc qu'il est important, dans les analyses comparatives de tests de mollusques, de réaliser des prélèvements systématiquement dans les mêmes zones des tests.

A7.4.3. Variations intergénériques

La composition en acides aminés des tests de mollusques, leurs teneurs relatives, et les vitesses de racémisation de chacun d'eux, varient selon les genres et les espèces des organismes.

En ce qui concerne les différences génériques entre les vitesses de racémisation, il semble que l'un des facteurs principaux soit la proportion d'acide aspartique contenue dans les tests. L'acide asparitique forme des liaisons peptidiques stables dans la matrice carbonatée (liaison entre Ca^{2+} et le deuxième groupe de l'ion CO^{2-}), de telle sorte que plus il y a d'acide aspartique moins l'hydrolyse des liaisons peptidiques est facilitée, et moins la racémisation est rapide (Wehmiller, 1980).

Des études comparatives des vitesses de racémisation de divers genres de mollusques (surtout des lamellibranches) ont été réalisées en plusieurs régions : les côtes occidentale et orientale des Etats-Unis (Wehmiller et al., 1977 ; Kvenvolden et al., 1979 ; Belknap, 1979 ; Lajoie et al., 1979 ; Patterson et al., 1982), la côte Pacifique de Basse Californie (Emerson et al., 1981 ; Keenan, 1982), l'île de Barbade (Pate, 1978), la région arctique canadienne (Miller & Hare, 1975, 1980), etc..

Parmi les genres qui sont caractérisés par des racémisations rapides d'acides aminés, on citera en particulier : Epilucina (Lucinidae), Cumingia (Semelidae), et Macoma (Tellinidae), ainsi que le gastropode Tegula (Trochidae). Les genres étudiés qui présentent des vitesses de racémisation plus lentes appartiennent tous à la famille des Veneridae : Mercenaria, Protothaca, Chione, Saxidomus et Tivela. Au sein de cette famille des Veneridae, les vitesses de racémisation de certains acides aminés apparaissent souvent très voisines d'un genre à l'autre, par exemple entre Chione et Mercenaria (Wehmiller & Belknap, 1982), entre Chione et Tivela ou entre Chione et Protothaca (Lajoie et al., 1980).

En étudiant de manière concomitante deux genres de lamellibranches d'âges divers et provenant de différentes localités, il a été possible d'établir empiriquement des facteurs de conversion entre les vitesses de racémisation de certains acides aminés dans chacune des espèces. Pour mémoire, on citera les relations qui lient les rapports énantiomériques de la leucine chez Protothaca d'une part et chez Macoma et Saxidomus d'autre part (Lajoie et al., 1980):

$$D/L\ leu_{Pro} = 1,002\ (D/L\ leu_{Sax}) - 0,042$$

$$D/L\ leu_{Pro} = 0,847\ (D/L\ leu_{Mac}) - 0,038.$$

A7.5. LA NOTION D'AMINOSTRATIGRAPHIE

Le terme d'"aminostratigraphie" proposé par Miller et collaborateurs (1979) et Miller & Hare (1980), se réfère à la chronostratigraphie relative régionale qu'il est possible d'établir sur la base des rapports énantiomériques d'acides aminés d'un certain genre de mollusques fossiles dans une zone géographiquement donnée, au sein de laquelle l'on suppose que les variations thermiques ont été négligeables. La notion d'"aminonozones" correspond aux subdivisions chronologiques d'une telle aminostratigraphie

(Nelson, 1978).

Un prolongement de la méthode aminostratigraphique consiste à inclure dans le lot d'échantillons analysés d'une même région des tests datés par d'autres méthodes géochronologiques. Cette démarche a été suivie par plusieurs auteurs (Mitterer, 1975 ; Wehmiller et al., 1977 ; Wehmiller & Belknap, 1982a). Dans un autre type d'extension de la méthode aminostratigraphique, le facteur thermique est intégré en assimilant des variations latitudinales à des variations de températures (passées et actuelles), de façon à établir des corrélations latérales et verticales entre les rapports énantiomériques de certains acides dans des zones géographiques contigües (où les températures ont pu varier de manière régulière).

> Ce type d'études a été réalisé sur l'ensemble des côtes pacifiques des Etats-Unis et de Basse Californie, soit sur plus de 2 500 km du nord au sud (Wehmiller et al., 1977 ; Emerson et al., 1981 ; Kennedy et al., 1982 ; Wehmiller, 1982a).

Dans le présent ouvrage, le terme d'"aminostratigraphie" est utilisé dans un sens plus large que sa définition originelle ; on se réfère ici à l'ensemble des études stratigraphiques et chronologiques fondées sur des analyses des rapports énantiomériques des acides aminés de tests de mollusques fossiles.

Références bibliographiques
(annexe A7)

ABELSON P.H. (1954a) - Amino acids in fossils. Science, vol. 119, p. 576.

ABELSON P.H. (1954b) - Organic constituents of fossils. Carnegie Inst. Washington, Yearbook 53, p. 97-101.

ABELSON P.H. (1955) - Organic constituents of fossils. Carnegie Inst. Washington, Yearbook 54, p. 107-109.

BADA J.L. (1971) - Kinetics of the nonbiological decomposition and racemization of amino acids in natural waters. In : Nonequilibrium systems in natural waters, J.D. Hem (ed.), Adv. in Chemistry Series, Amer. Chem. Soc., Washington D.C.

BADA J.L. (1972a) - Kinetics of racemization as a function of pH. Jour. Amer. Chem. Soc., vol. 95, p. 1371-1373.

BADA J.L. (1972b) - The dating of fossil bones using racemization of isoleucine. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 15, p. 223-231.

BADA J.L., SCHROEDER R.A. (1972) - Racemization of isoleucine in calcareous marine sediments : kinetics and mechanism. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 15, p. 1-11.

BADA J.L., KVENVOLDEN K.A., PETERSON E. (1973) - Racemization of amino acids in bones. Nature, vol. 245, p. 308-310.

BADA J.L., SHOU M.Y., MAN E.H. (1977) - Decomposition reactions of hydroxy-amino acids ; applications in geochronology and in paleotemperature determinations. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol.9, n° 7, p. 885-886.

BELKNAP D.F. (1979) - Application of amino acid geochronology to stratigraphy of late Cenozoic marine units of the Atlantic coastal plain. PhD dissert., Univ. Delaware.

EMERSON W.K. KENNEDY G.L., WEHMILLER J.F., KEENAN E. (1981). Age relations and zoogeographic implications of late Pleistocene marine invertebrate faunas from Turtle Bay, Baja California Sur, Mexico. Nautilus, vol. 95, p. 105-116.

HARE P.E. (1960) - The amino acid composition of the organic matrix of some west coast species of Mytilus. PhD dissert., Calif. Inst. Technology. 109 p.

HARE P.E. (1969) - Geochemistry of proteins, peptides and amino acids. In : Organic geochemistry, methods and results, G. Eglinton & M.T.J. Murphy (eds.), Springer Verlag, New YorK. Chap. 18, p. 438-463.

HARE P.E. (1974) - Amino acid dating of bone : the influence of water. Carnegie Inst. Washington Yearbook 73, p. 576-581.

HARE P.E. (1980) - Organic geochemistry of bone and its relation to the survival of bone in the natural environment. In : Taphonomy and vertebrate paleontology, A.K. Behrensmeyer & A. Hill (eds.), Univ. Chicago Press, p. 208-219.

HARE P.E., ABELSON P.H. (1967) - Racemization of amino acids in fossil shells. Carnegie Inst. Washington Yearbook 66.

HARE P.E., MITTERER R.M. (1967) - Nonprotein amino acids in fossil shells. Carnegie Inst. Washington Yearbook 65, p. 362-364.

HARE P.E., ABELSON P.H. (1968) - Racemization of amino acids in fossil shells. Carnegie Inst. Washington Yearbook 66, p. 526-528.

HARE P.E., MITTERER R.M. (1969) - Laboratory simulation of amino acid diagenesis in fossils. Carnegie Inst. Washington Yearbook 67, p. 205-208.

KEENAN E.M. (1982) - Amino acid racemization dating : theoretical considerations and practical applications. PhD dissert., Univ. Delaware, Newark, 351 p.

KENNEDY G.L., LAJOIE K.R., WEHMILLER J.F. (1982) - Aminostratigraphy and faunal correlations of late Quaternary marine terraces, Pacific coast, USA. Nature, vol. 299, p. 545-547.

KING K., NEVILLE C. (1977) - Isoleucine epimerization for dating marine sediments : importance of analyzing monospecific foraminiferal samples. Science, vol. 195, p. 1333-1335.

KRIAUSAKUL N., MITTERER R.M. (1978) - Isoleucine epimerization in peptides and proteins : kinetic factors and applications to fossils proteins. Science, vol. 201, p. 1011-1014.

KRIAUSAKUL N., MITTERER R.M. (1980) - Comparison of isoleucine epimerization in a model dipeptide and fossil protein. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 44, p. 753-758.

KVENVOLDEN K.A., PETERSON E. (1974) - Amino acids in late Pleistocene bone from Rancho La Brea, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 5, p. 704.

KVENVOLDEN K.A., BLUNT D.J., CLIFTON H.E. (1979) - Amino acid racemization in Quaternary shell deposits at Willapa Bay, Washington. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 43, p. 1505-1520.

LAJOIE K.R., WEHMILLER J.F., KENNEDY G.L. (1980) - Inter - and intrageneric trends in apparent racemization kinetics of amino acids in Quaternary mollusks. In : Biogeochemistry of amino acids, P.E. Hare, T.C. Hoering, K. King (eds.), Wiley, New York, p. 303-340.

MASTERS P.M., BADA J.L. (1977) - Racemization of isoleucine in fossil mollusks from Indian middens and interglacial terraces in Southern California. Earth Planet. Sci. Lett. vol. 37, p. 173-183.

MILLER G.H., HARE P.E. (1975) - Use of amino acid reactions in some arctic marine fossils as stratigraphic and geochronological indicators. Carnegie Inst. Washington, Yearbook 74, p. 612-617.

MILLER G.H., HOLLIN J.T., ANDREWS J.T. (1979) - Aminostratigraphy of UK Pleistocene deposits. Nature, vol. 281, p. 539-543.

MILLER G.H., HARE P.E. (1980) - Amino acid geochronology : integrity of the carbonate matrix and potential of molluscan fossils. In : Biogeochemistry of amino acids, P.E. Hare, T.C. Hoering, K. King (eds.), Wiley, New York, p. 415-443.

MITTERER R.M. (1974) - Pleistocene stratigraphy in southern Florida based on amino acid diagenesis in fossil Mercenaria. Geology, vol. 2, p. 425-428.

MITTERER R.M. (1975) - Ages and diagenetic temperatures of Pleistocene deposits of Florida based on isoleucine racemization in Mercenaria. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 28, p. 275-282.

NELSON A.R. (1978) - Quaternary glacial and marine stratigraphy of the Givitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Canada. PhD dissert., Univ. of Colorado, Boulder, 298 p.

NEUBERGER A. (1948) - Stereochemistry of amino acids. Advan. Protein Chem., vol. 4, p. 298-383.

PATE D.L. (1978) - Evaluation of amino acid stereochemical measurements as chronological tools on mollusks from the South Pacific, Morocco and Barbados. M.S. thesis, Univ. Delaware, Newark, 94 p.

PATTERSON R.Y., WEHMILLER J.F., HARE P.E. (1982) - Analysis and interpretation of amino acid enantiomeric data from uplifted marine platforms, Pt. Conception to Gaviota, Ca. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 583-584.

SMITH G.G., WILLIAMS K.M., WONNACOTT D.M. (1978) - Factors affecting the rate of racemization of amino acids and their significance to geochronology. Jour. Organic Chem., vol. 43, p. 1-5.

SMITH G.G., EVANS R.C. (1980) - The effect of structure and conditions of the rate of racemization of free and bound amino acids. In : Biogeochemistry of amino acids, P.E. Hare, T.C. Hoering, K. King (eds.), Wiley, New York, p. 257-282.

WEHMILLER J.F. (1971) - Amino acid diagenesis in fossil calcareous organisms. Ph.D. dissert., Columbia Univ., New York, 329 p.

WEHMILLER J.F. (1977) - Amino acid analyses of shells from the Del Mar, California, midden site apparent rate constants, ground temperature models and chronological implications. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 37, p. 184-196.

WEHMILLER J.F. (1980) - Intergeneric differences in apparent racemization kinetics in mollusks and foraminifera : implications for models of diagenetic racemization. In : Biogeochemistry of amino acids, P.E. Hare, T. C. Hoering, K. King (eds.), Wiley, New York, p. 341-355.

WEHMILLER J.F. (1981) - Kinetic model options for interpretation of amino acid enantiometric ratios : comments on a paper of Kvenvolden et al. (1979). Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 45, p. 261-264.

WEHMILLER J.F. (1982a) - A review of amino acid racemization studies in Quaternary mollusks : stratigraphy and chronologic application in coastal and interglacial sites, Pacific and Atlantic coasts, United States, United Kingdom, Baffin Island and tropical islands. Quatern. Sci. Reviews, vol. 1, p. 83-120.

WEHMILLER J.F. (1982b) - Interlaboratory comparison of amino acid enantiomeric ratios in fossil mollusks. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 644.

WEHMILLER J.F. (1984) - Interlaboratory comparison of amino acid enantiomeric ratios in fossil Pleistocene mollusks. Quatern. Res., vol. 22, p.

WEHMILLER J.F., HARE P.E. (1971) - Racemization of amino acids in marine sediments. Science, vol. 173, p. 907-911.

WEHMILLER J.F., HARE P.E., KUJALA G.A. (1976) - Amino acids in fossil corals : racemization (epimerization) reactions and their implications for diagenetic models and geochronological studies. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 40, p. 763-776.

WEHMILLER J.F., LAJOIE K.R., KVENVOLDEN K.A., PETERSON E., BELKNAP D.F., KENNEDY G.L., ADDICOTT W.D., VEDDER J.G., WRIGHT R. (1977) - Correlation and chronology of Pacific coast marine terrace deposits of continental United States by fossil amino acid stereochemistry ; technique evaluation, relative ages, kinetic model ages and geological implications. U. S. Geol. Surv. Openfile Rep. n° 77-680.

WEHMILLER J.F., BELKNAP D.F. (1978) - Alternative kinetic models for the interpretation of amino acid enantiomeric ratios in Pleistocene mollusks : examples from California, Washington and Florida. Quatern. Res., vol. 9 p. 330-348.

WEHMILLER J.F., BELKNAP D.F. (1982) - Amino acid age estimates, Quaternary Atlantic Coastal Plain : comparison with U-series dates, biostratigraphy and paleomagnetic control. Quatern. Res., vol. 18 p. 311-336.

WILLIAMS K.M., SMITH G.C. (1977) - A critical evaluation of the application of amino acid racemization to geochronology and geothermometry. Origins of life, vol. 8, p. 91-144.

Annexe A8

LES TENEURS EN MAGNESIUM ET EN STRONTIUM DES TESTS CARBONATES : INDICATEURS DE CONDITIONS PALEOECOLOGIQUES ET DES TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES

(Eléments bibliographiques)

A8.1. LES ELEMENTS TRACES DANS LES TESTS CARBONATES DE MOLLUSQUES

A8.2. PRINCIPAUX PARAMETRES INFLUENCANT LES TENEURS EN Mg ET EN Sr DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES MARINS
- A8.2.1. Concentration des éléments traces vis-à-vis du calcium dans l'eau
- A8.2.2. Salinité de l'eau
- A8.2.3. Température
- A8.2.4. Facteurs génétiques
- A8.2.5. Minéralogie
- A8.2.6. Autres paramètres

A8.3. LES COEFFICIENTS D'INCORPORATION DU Mg ET DU Sr DANS LES CARBONATES

A8.4. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN Mg ET EN Sr DES TESTS DE MOLLUSQUES FOSSILES AU COURS DE LA DIAGENESE
- A8.4.1. La diagenèse des tests de mollusques
  - A8.4.1.1. Les variations de concentration en Mg
  - A8.4.1.2. Les variations de concentration en Sr
- A8.4.2. Les comportements de Mg et de Sr dans les transformations diagénétiques d'aragonite en calcite
  - A8.4.2.1. Les différents types de transformations d'aragonite en calcite
  - A8.4.2.2. Les comportements de Sr dans les transformations d'aragonite en calcite
    - A8.4.2.2.1. L'"effet stabilisateur" de Sr dans l'aragonite
    - A8.4.2.2.2. La perte de Sr : cause ou effet de la recristallisation de calcite ?
    - A8.4.2.2.3. Le Sr et les phénomènes de dissolution-précipitation
  - A8.4.2.3. Le comportement de Mg dans les transformations aragonite/calcite

A8.5. MESURES ET EXPRESSION DES CONCENTRATIONS DE Mg ET DE Sr DANS LES TESTS

Références bibliographiques

Annexe 8

LES TENEURS EN MAGNESIUM ET EN STRONTIUM DES TESTS CARBONATES : INDICATEURS DE CONDITIONS PALEOECOLOGIQUES ET DES TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES

(éléments bibliographiques).

A8.1. LES ELEMENTS TRACES DANS LES TESTS CARBONATES DE MOLLUSQUES

Le carbonate de calcium des tests de mollusques contient, outre les trois éléments majeurs (C, O et Ca), des éléments traces variés. Les plus abondants, qui mériteraient même parfois d'être appelés éléments mineurs, sont le magnésium et le strontium. Les autres éléments traces dont les concentrations dépassent communément 1 ppm sont les suivants : B, P, Ni, Fe, Zn, Mn, V, Mn, V, Na, U, Pb, K, Ba, Cu, Si, Co, Al (Milliman, 1974). A la différence d'autres éléments traces, le Mg et le Sr présentent des concentrations assez stables au sein d'un même groupe zoologique.

La plupart des éléments traces décelés dans les invertébrés sont concentrés dans leurs parties molles. Seuls le Sr et, parfois, le Mg peuvent être plus abondants dans le test carbonaté que dans les tissus de l'organisme, notamment chez les mollusques (tabl. A8.1). Cela explique également que ces deux éléments aient été particulièrement étudiés pour des comparaisons entre tests actuels et tests fossiles.

Dans les analyses géochimiques de tests d'invertébrés, les mesures ne portent pas uniquement sur la phase minérale carbonatée, mais aussi sur une faible proportion de matière organique (3 à 5 % selon Thompson & Chow, 1955 et Hare & Abelson, 1965). En fait, les éléments traces détectés dans les tests d'invertébrés sont localisés dans les sites suivants :

- sous forme de phase minérale séparée : $MgCO_3$, $SrCO_3$, $MgCl_2$, $Mg(OH_2)$, $SrSO_4$, $MgSO_4$, etc... (Schmalz, 1965; Weber & Kaufman, 1965) ;
- dans la matière organique (conchioline) ;
- en inclusions, liquides ou solides ; par exemple piégeage avec de l'eau marine, petits amas de $SrCO_3$ dans certaines calcites magnésiennes (Schroeder, 1969), etc. ;
- en absorption, à la surface des cristaux de carbonate de Ca ;
- dans les sites de Ca^{2+} du réseau cristallin ;
- dans des interstices du réseau cristallin.

D'une façon générale, les cations divalents sont localisés dans les sites du réseau cristallin, alors que les ions monovalents (Na^+, K^+, Li^+, etc.) sont exclus du réseau proprement dit et répartis dans le test sous la forme d'inclusions ou de composés organiques ou amorphes (Onuma et al., 1979). En fonction de leur rayon ionique,

	Pecten maximus (calcite) (% pondéral)			Modiolus modiolus (calcite + aragonite) (% pondéral)		
	Ca	Mg	Sr	Ca	Mg	Sr
Parties molles	1,23	1,10	0,004	1,34	2,09	0,013
Test carbonaté	32,5	0,06	0,027	28,0	0,01	0,007

Tabl. A8.1.- Répartition de Ca, du Mg et du Sr dans les tests et les parties molles de deux lamellibranches, Pecten maximus et Modiolus modiolus, d'après Segar et al. (1971).

	mSr/mCa	mMg/mCa
EAUX METEORIQUES		
Turekian (1972)	0,0021	
EAUX CONTINENTALES		
Skougstad & Horr (1963)	0,0015	
Turekian (1969)	0,0032	
Livingstone (1963)		0,45
EAUX MARINES		
Culkin & Cox (1966)	0,0086	
Kinsman (1969)		5,18

Tabl. A8.2.- Valeurs moyennes de rapports de concentration molaire Sr/Ca et Mg/Ca dans les eaux météoriques, continentales et marines, selon divers auteurs.

les cations divalents ont tendance à se concentrer soit dans le réseau de la calcite (petits cations : Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}), soit dans celui de l'aragonite (gros cations : Sr^{2+}, Pb^{2+}, Ba^{2+}).

Selon certaines expériences réalisées par lavages successifs de tests aragonitiques de Mercenaria (Veneridae, lamellibranche), près d'un tiers du Mg total de ces tests serait facilement échangeable (donc non inclus dans le réseau du minéral carbonaté), tandis que le Sr, très peu mobile, se révèlerait être presque entièrement intégré dans le réseau cristallin (Walls et al., 1977). Dans les tests de Mercenaria, comme dans certains squelettes coralliens, une part notable du Mg total se trouve donc adsorbée à la surface des cristaux d'aragonite, ou incluse dans des composés organiques (Estes, 1972 ; Amiel et al., 1973 ; Walls et al., 1977). Cependant, pour la plupart des genres de mollusques on ignore encore les proportions relatives du Mg et du Sr integrées dans le réseau cristallin.

A8.2. PRINCIPAUX PARAMETRES INFLUENCANT LES TENEURS EN MG ET EN SR DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES MARINS

De multiples études géochimiques de tests de mollusques ont permis de déterminer, de manière qualitative ou semi-quantitative, plusieurs facteurs jouant un rôle dans la concentration en Mg et en Sr des tests fossiles et actuels. Parmi ces facteurs, on distingue ceux qui concernent les conditions physico-chimiques du milieu où vivaient les organismes, des facteurs relevant des organismes eux-mêmes (minéralogie et structure du test, fractionnement biologique lié à l'espèce, etc.). Les premiers ont fait l'objet de nombreuses recherches, depuis le début des années cinquante ; les seconds sont encore mal compris.

A8.2.1. Concentration des éléments traces vis-à-vis du calcium dans l'eau

Il existe une relation entre les rapports de concentration des éléments traces vis-à-vis du Ca dans les eaux et dans les carbonates biogéniques, mais cette relation n'est observée que dans les eaux continentales. Cela tient d'une part à la variabilité et à la faiblesse générale des rapports de concentration Mg/Ca et Sr/Ca dans les eaux continentales et d'autre part à la stabilité de ces rapports dans les eaux marines (Chow & Thompson, 1955a, 1955b). Dans l'eau de mer, le rapport de concentration Sr/Ca, par exemple, ne varie que de 0,0082 à 0,0090 (tabl. A8.2) ; on notera qu'il est minimal (0,0082) dans le Golfe de Californie (Kinsman, 1969).

Les tests de mollusques dulçaquicoles ont ainsi des teneurs en Sr et en Mg systématiquement inférieures à celles de tests de mollusques marins (Kulp et al., 1952 ; Thompson & Chow, 1955 ; Odum, 1957 ; etc.). Pour ces derniers, des variations de teneurs en Mg et en Sr ne peuvent être attribuées à des variations de concentration de ces éléments dans l'eau qu'à proximité immédiate de grands estuaires ou dans certaines baies fermées.

A8.2.2. Salinité de l'eau

Les études de corrélation entre la salinité de l'eau et les concentrations en éléments traces des tests de mollusques ont été nombreuses et souvent contradictoires (Turekian, 1955 ; Thompson & Chow, 1955 ; Odum, 1957 ; Rucker & Valentine, 1961 ; Pilkey & Goodell, 1962, 1963, 1964 ; Dodd, 1963, 1965 ; Hallam & Price, 1968 ; Crisp, 1972 ; etc.).

Des effets de la salinité sur la concentration en Mg des tests de mollusques ont été observés par plusieurs auteurs mais ces corrélations sont positives dans certains cas et négatives dans d'autres (Rucker & Valentine, 1961 ; Leutwein & Waskowiak, 1962 ; Dodd, 1965 ; Eisma et al., 1976 ; etc.). Par ailleurs il est probable que les variations de salinité des eaux ne se traduisent pas par des variations de teneurs en Sr des tests (Dodd, 1967 ; Hallam & Price, 1968).

Selon Dodd & Crisp (1982), les concentrations en Sr et en Mg peuvent parfois être utilisées dans les études de paléo-salinité, mais seulement lorsque la salinité était inférieure à 10 ‰ (dès que celle-ci dépasse 10 ‰ les rapports Sr/Ca et Mg/Ca des eaux sont pratiquement identiques à ceux de l'eau de mer).

A8.2.3. Température

Si l'influence de la température de l'eau sur la concentration en Mg de la calcite biogénique est connue depuis longtemps (Clarke & Wheeler, 1922 ; Chilingar, 1953; Epstein & Lowenstam, 1953 ; Chave, 1954a, 1954b etc.), la corrélation entre température et teneur en Mg des tests aragonitiques (ou à minéralogie mixte) varie largement selon les genres des organismes (Pilkey & Hower, 1960 ; Wolf et al., 1967).

Pour illustrer l'effet de la température sur la teneur en Sr des tests de mollusques aragonitiques on rappellera les résultats de deux études. Dans la première étude, Hallam & Price (1968) démontrèrent que des tests de Cardium edule voyaient leur concentration en Sr diminuer de moitié lorsque la température moyenne de l'eau variait de 14°C (2200 ppm) à 20°C (1100 ppm). Dans la seconde étude qui portait sur les différentes couches des tests de Mytilus californianus et M. edulis diegensis, Dodd (1965) a établi que des augmentations de température se traduisaient par des diminutions rapides des teneurs en Sr dans les couches aragonitiques et par des augmentations lentes de ces teneurs dans les couches calcitiques.

D'une manière générale, la température du milieu intervient à plusieurs titres dans la concentration en éléments traces des tests de mollusques : elle peut avoir un effet sur la composition minéralogique des tests comportant à la fois aragonite et calcite (Lowenstam, 1954a, 1954b, Dodd ; 1961), et, surtout, elle joue un grand rôle sur les modalités de la calcification des tests et sur les phénomènes de fractionnement biologique qui lui sont associés.

A8.2.4. Facteurs génétiques

La concentration en éléments traces des tests est largement déterminée par la taxonomie des organismes (Vinogradov, 1953 ; Lowenstam, 1954a, 1954b ; Thompson & Chow, 1955 ; etc.) : les teneurs en Mg et en Sr décroissent au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'ordre phylogénétique (Chave, 1954a ; Lowenstam, 1963, 1964 ; etc.). Les mollusques qui constituent le groupe le plus évolué et le plus complexe se différencient des autres groupes d'invertébrés par la variabilité de la minéralogie de leurs tests et les particularités de leur système de calcification.

> Chez les mollusques, le test est formé à partir d'une solution minéralisatrice, le fluide extrapalléal, secrétée par l'épithélium du manteau (De Waele, 1930 ; Bøggild, 1930). On peut distinguer trois stades de fractionnement biologique au niveau des trois interfaces concernés lors de la formation du squelette carbonaté : entre l'eau du milieu et le sang des molluques, entre le sang et le fluide extrapalléal, et entre le fluide extrapalléal et le squelette.

Dans les premiers temps, on cherchait à distinguer par leurs rapports de concentration Mg/Ca et Sr/Ca les différents ordres, familles et genres de mollusques (Odum, 1957 ; Lowenstam, 1961 ; Leutwein & Waskowiak, 1962 ; Wolf et al., 1967), mais les différences observées ne tenaient pas toujours compte de plusieurs autres paramètres écologiques. Plus récemment, les compositions en Mg et en Sr des tests de mollusques ont été étudiées non pas seulement genre par genre (ou espèce par espèce), mais couche par couche, et en fonction de la structure cristalline de chacune de ces couches (Milliman, 1974 ; Masuda, 1976 ; Masuda & Hirano, 1980, etc.). Il est ainsi apparu que les arrangements cristallins définissant les couches des tests, et qui sont déterminés par des phénomènes biologiques propres à chaque espèce, présentent des variations mesurables de teneurs en éléments traces (tabl. A8.3).

A8.2.5. Minéralogie

La minéralogie des carbonates est certainement le paramètre primordial réglant la concentration du Mg et du Sr dans les tests de mollusques. Cette relation s'explique par la différence de rayons ioniques du Sr, du Mg et du Ca, et par les structures des réseaux cristallins de l'aragonite et de la calcite.

Dans la calcite, le Mg dont le rayon ionique (0,66 Å) est inférieur à celui du Ca (0,99 Å) remplace facilement ce dernier, d'autant que calcite et magnésite ($MgCO_3$) ont le même type de réseau cristallin rhomboédrique. Le Sr a un rayon ionique de 1,12 Å ; le remplacement d'ions Ca^{2+} par des ions Sr^{2+}, ou l'incorporation d'ions Sr^{2+} dans un cristal de carbonate de calcium, ne se font aisément que dans le réseau orthorhombique de l'aragonite. Ainsi les tests aragonitiques de mollusques (ou les couches aragonitiques des tests à minéralogie mixte) contiennent systématiquement moins de Mg et plus de Sr que les tests calciti-

Structure des couches du test	Minéralogie	Concentration Mg (ppm) moy.	variation	nbre éch.	Concentration Sr.(ppm) moy.	variation	nbr.éch.
Prismatique fibreuse	Calcite	1080	690-2000	5	930	700-1000	5
Prismatique	"	3530	1420-5800	6	800	240-1160	6
Folliée	"	830	540-2510	20	930	270-1150	20
Nacrée	Aragonite	200	60-320	9	1380	840-2100	9
Complexe	"	350	240-590	7	1300	2150-6600	12
Lamellaire croisée	"	170	91-240	12	1480	950-2630	21
Fibreuse	"	340	310-370	2	1490	1170-1810	2
Homogène	"	110	68-250	6	1930	1090-3090	6
Prismatique composite	"	220	110-400	3	1700	1520-1900	3
Pseudo-lamellaire croisée	"	180	82-250	9	1340	1110-1760	9
Couches calcitiques (moy.)	Calcite	1810	540-5800		890	240-1160	
Couches aragon. (moy.)	Aragonite	220	60-590		1950	840-6600	
Eau de mer(moy.)		1350			8		

Tabl. A8.3.- Variations de concentration en Mg et en Sr de tests de lamellibranches marins selon les structures des couches du test (modifié d'après Masuda, 1981).

ques (ou les couches calcitiques des mêmes tests à minéralogie mixte).

L'étude des teneurs en éléments traces des différents minéraux carbonatés (aragonite, calcite, calcite magnésienne), d'origine biogénique ou inorganique, a conduit à la détermination de coefficients d'incorporation spécifiques dont il sera question plus loin.

A8.2.6. Autres_paramètres

Les autres paramètres, d'importance secondaire, qui ont été cités pour leur influence sur les concentrations en éléments traces de tests de mollusques, on rappellera : l'âge des organismes (Nelson, 1964 ; Dodd, 1965), leur vitesse de croissance (Swan, 1956 ; Pilkey & Goodell, 1963 ; Nelson, 1963 ; Moberly, 1968 ; Weber, 1973 ; Swart, 1979), ou encore leur position dans la zone intertidale (Pilkey & Harris, 1966).

Selon certains travaux, la vitesse de croissance, qui est directement liée à la température serait un phénomène important (Lorens & Bender, 1980). Dans le cas des organismes intertidaux, la concentration en Mg et en Sr est influencée par des phénomènes de sursalure, de dessalure, d'activité algaire, etc.

A8.3. LES_COEFFICIENTS_D'INCORPORATION_DU_MG_ET_DU_SR_DANS LES_CARBONATES

Pour tenter de caractériser les concentrations en Mg et en Sr des mollusques marins, Turekian et Armstrong (1960) déterminèrent un coefficient de fractionnement, empirique, fondé sur les rapports de concentration de ces éléments dans les mollusques et dans l'eau de mer. Par la suite, la notion de coefficient d'incorporation des éléments traces (McIntire, 1963) permit de mieux appréhender les mécanismes physico-chimiques qui règlent les concentrations de ces éléments traces dans les différents types de carbonates.

Le coefficient d'incorporation (K_E) d'un élément trace (E) dans un minéral carbonaté donné est la constante de proportionnalité qui lie les rapports de concentration molaire de E vis-à-vis de Ca dans le minéral et dans la solution mère de ce dernier :

$$(mE/mCa)_{carbonate} = K_E \cdot (mE/mCa)_{solution\ mère}.$$

On distingue les coefficients d'incorporation des éléments traces des carbonates inorganiques de ceux qui concernent les cabonates précipités par action biochimique. Les premiers traduisent l'action de phénomènes uniquement physico-chimiques, tandis que les seconds font, en outre, intervenir les effets de fractionnement caractéristiques des biominéralisations.

Les coefficients d'incorporation du Mg et du Sr, dans différents types de carbonates sont donnés dans le tabl. A8.4. On remarque que les mollusques aragonitiques ont des valeurs de K_{Sr} (et de K_{Mg}) inférieures à celles des autres invertébrés à tests aragonitiques ; cela illustre l'effet

		Espèce minérale	Coefficient d'incorporation K_{Sr}	K_{Mg}
CARBONATES INORGANIQUES		Calcite	à 25° : 0.14 (a) variation: 0.05-0.27	à 20° : $20-28\times10^{-3}$ (b) variation : $20-60\times10^{-3}$
		Calcite magnésienne	---	à 25° : $43-57\times10^{-3}$ (c)
		Calc.recrist. à partir d'aragonite	à 25° : 0.05 (d) variations: 0.04-0.06	à 25° : 53×10^{-3} (e) à 5° : 0.81×10^{-3}
		Aragonite	à 20-25° : 1.12-1.15 variation : 1.17-0.88 (f)	env. 0.25×10^{-3} (g) variation: $0.15-0.35\times10^{-3}$
CARBONATES BIOGENIQUES	Invertébrés en général	Calcite	$\sim K^{C}_{Sr}$ inorg. (h)	---
		Calc.magnésienne	$\geqslant$ 1 (i)	---
		Aragonite	$\sim$ 1.0-1.3 (j)	0.4×10^{-3} (k)
	Tests de mollusques	Calcite	*Mytilus edulis* : 0.13 (l)	---
		Aragonite	lamell.: 0.25 (m) *Limnea st.*: 0.24 *Mytilus ed.*:0.23	lamell.: 0.15×10^{-3} (n) lam.dulçaq.:0.31×10^{-3} *Mytilus ed.* 0.35×10^{-3}

(a) : Joshi, 1960; Holland *et al.*, 1964; Holland, 1966; Kinsman, 1969; Katz *et al.*, 1972; Ichikuni, 1973; Usdowki, 1973.
(b) : Winland, 1969; Michard, 1971; Benson & Matthews, 1971; Alexandersson, 1972; Richter & Füchtbauer, 1978.
(c) : Katz, 1973; Renard, 1979.
(d) : Katz *et al.*, 1972; Baker *et al.*, 1982.
(e) : Katz, 1973; Baker *et al.*, 1982.
(f) : Holland *et al.*, 1963; Kinsman, 1965; Kinsman & Holland, 1969.
(g) : Katz, 1973; Renard, 1979.
(h) : Lerman, 1965; Dodd, 1967.
(i) : Milliman, 1974; Renard, 1979.
(j) : Kinsman, 1969; Milliman, 1974.
(k) : Milliman, 1974.
(l) : Lorens & Bender, 1980.
(m) : Buchardt & Fritz, 1978; Lorens & Bender, 1980; Dodd & Crisp, 1982.
(n) : Crisp, 1975; Lorens & Bender, 1980; Dodd & Crisp, 1982.

Tabl. A8.4.- Valeurs des coefficients d'incorporation du Mg et du Sr dans différents types de minéraux carbonatés, selon divers auteurs.

des fractionnements existant entre l'eau du milieu et le squelette carbonaté des mollusques.

A8.4. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN MG ET EN SR DES TESTS DE MOLLUSQUES FOSSILES AU COURS DE LA DIAGENESE

A8.4.1. La diagenèse des tests de mollusques

Les variations, parfois importantes, de concentration en éléments traces des tests de mollusques et autres invertébrés fossiles correspondent essentiellement à des migrations de ces éléments au cours de la diagenèse des tests. Ces variations ne semblent traduire ni un changement de composition chimique de l'eau de mer au cours des temps géologiques, ni une évolution biochimique telle que les fractionnements vis-à-vis des éléments traces auraient varié dans le passé (Lowenstam, 1961, 1963 ; Hallam & Price, 1968 ; Ragland et al., 1969, 1979, etc.).

La diagenèse des tests de mollusques, qui inclut l'ensemble des processus aboutissant à des modifications biologiques, physiques et chimiques subies au cours du temps, peut être divisée en deux phases, dites "précoce" et "tardive". La diagenèse précoce commence à la mort de l'animal et se termine lors de la disparition des minéraux originels (dissolutions et recristallisations de divers types). Durant cette première phase, un grand nombre de modifications géochimiques peuvent se produire, en particulier dans la répartition des éléments traces. Quelques auteurs ont insisté sur le fait que lorsque des tests fossiles, d'âge quelconque, n'ont pas dépassé le stade de la diagenèse précoce, il est souvent impossible de mettre en évidence des modifications microstructurales ou minéralogiques (Turekian & Armstrong, 1961 ; Curtis & Krinsley, 1965 ; Walls et al., 1977, par ex.).

La diagenèse tardive concerne la fossilisation des tests et met en jeu des modifications plus profondes de la minéralogie, de la structure et de la composition géochimique originelles.

A8.4.1.1. Les variations de concentration en Mg

Les fossiles à tests carbonatés recristallisés ainsi que les roches carbonatées fossiles présentent des concentrations en Mg largement inférieures à celles des organismes et des sédiments actuels correspondants.

Les variations de teneurs en Mg au cours du temps de tests d'invertébrés et de sédiments carbonatés biogéniques ont été étudiées à partir de séquences chronostratigraphiques régionales, par comparaison entre la composition de tests actuels ou récents et celles de tests fossiles d'âges croissants (Pléistocène, Pliocène, Miocène, ...).

Les régions fournissant les études les mieux documentées sont :

- Floride et îles Bahamas (Stehli & Hower, 1961 ; Taft & Harbaugh, 1964) ;
- îles Bermudes (Friedman, 1964 ; Land, 1966 ; Land et al., 1967) ;
- côte atlantique des Etats-Unis (Ragland et

al., 1969, 1979 ; Crisp, 1972 ; Walls et al., 1977) ;

- île Barbade (Matthews, 1968 ; Pingitore, 1970) ;

- Californie (Krinsley, 1960 ; Curtis & Krinsley, 1965 ; Dodd, 1966) ;

- Israel (Gavish & Friedman, 1969).

Dans certaines de ces études, une perte importante et rapide de Mg est observée dans les carbonates les plus récents (Pléistocène supérieur), les variations de teneurs en Mg des fossiles plus anciens étant notablement plus faibles. De telles pertes de Mg lors de la diagenèse précoce correspondent à la transformation de calcite magnésienne en calcite stoechiométrique, avant toute autre modification de l'aragonite ou de la calcite stoechiométrique originelles.

Ces pertes de Mg dans les calcites magnésiennes biogéniques s'effectuent généralement sans modifications de structure visibles au microscope (Friedman, 1964 ; Gross, 1964 ; Land, 1966 ; Land et al., 1967 ; Purdy, 1968 ; Gavish & Friedman, 1969 ; etc.).

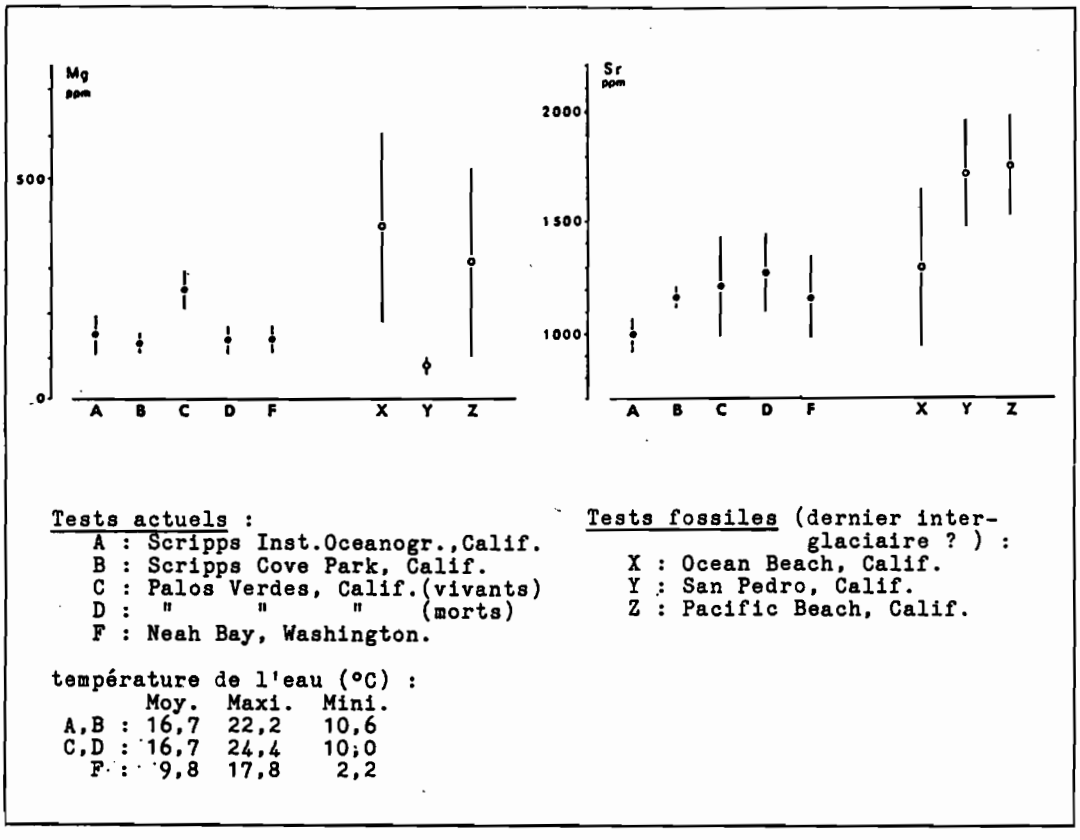
La calcite stoechimétrique qui entre dans la composition de certains tests ne subit généralement pas, ou peu, de modifications de la concentration en Mg (Chave et al., 1962 ; Dodd, 1966 ; Schroeder, 1969 ; Sandberg, 1975). Dans l'aragonite biogénique, les variations de teneurs en Mg sont d'amplitude limitée.

De rares cas d'augmentation de la composition en Mg ont été signalés dans des tests aragonitiques : d'une part dans des gastéropodes de terrasses marines pléistocènes de Californie (Krinsley, 1960 ; Curtis & Krinsley, 1965) (fig. A8.1), et d'autre part dans des fossiles n'ayant subi qu'une diagenèse sous-marine, sans exondation (Krinsley & Bieri, 1959 ; Polifka et al., 1972).

A8.4.1.2. Les variations de concentration en Sr

L'évolution des concentrations en Sr de tests de mollusques a donné lieu à certaines controverses dans la mesure où les auteurs observaient, soit une diminution, soit une augmentation des teneurs en Sr, en fonction de l'âge des fossiles. Les uns étudiaient surtout des tests d'âge pléistocène faiblement altérés (Krinsley, 1960 ; Turekian & Armstrong, 1961 ; Pilkey & Goodell, 1964 ; Curtis & Krinsley, 1965 ; Ragland et al., 1969 ; Walls et al., 1977 ; etc.), tandis que les autres s'intéressaient à des fossiles plus anciens, ou tout au moins, parvenus à un stade diagénétique avancé (Kulp et al., 1952 ; Odum, 1957 ; Siegel, 1960 ; Stehli & Hower, 1961 ; Gavish & Friedman, 1969 ; etc.).

D'une manière générale, les concentrations en Sr dans les tests de mollusques et les carbonates biogéniques restent stables ou augmentent lors de la diagenèse précoce, puis diminuent lors de la diagenèse tardive, dès lors que l'aragonite est remplacée par de la calcite secondaire (Stehli & Hower, 1961 ; Turekian & Armstrong, 1961 ; Land, 1966, 1967). L'augmentation des teneurs en Sr, liée à



Tests actuels :
A : Scripps Inst.Oceanogr.,Calif.
B : Scripps Cove Park, Calif.
C : Palos Verdes, Calif.(vivants)
D : " " " (morts)
F : Neah Bay, Washington.

température de l'eau (°C) :

	Moy.	Maxi.	Mini.
A,B :	16,7	22,2	10,6
C,D :	16,7	24,4	10;0
F :	9,8	17,8	2,2

Tests fossiles (dernier inter-glaciaire ?) :
X : Ocean Beach, Calif.
Y : San Pedro, Calif.
Z : Pacific Beach, Calif.

Fig. A8.1. - Teneurs en Mg et en Sr de tests de mollusques (Olivella biplicata) aragonitiques actuels et fossiles (Pléistocène supérieur ?), de la côte pacifique des Etats-Unis, selon Krinsley (1960) et Curtis et Krinsley (1965) (modifié).

l'altération météorique, est beaucoup plus sensible dans les tests aragonitiques que dans ceux formés de calcite.

On mentionnera deux exemples significatifs de l'évolution des teneurs en Sr, au cours de la diagenèse de carbonates marins : l'un correspondant à une évolution diagénétique lente et l'autre à une diagenèse très rapide.

Le premier exemple, qui concerne une large population de mollusques aragonitiques fossiles de la côte atlantique du sud-est des Etats-Unis, montre une augmentation progressive (et d'amplitude limitée) des teneurs en Sr lorsqu'on remonte dans le temps depuis le Pléistocène jusqu'à l'Eocène (fig. A8.2) (Ragland et al., 1969, 1979 ; Walls et al., 1977) ; dans ce cas, les fossiles les plus anciens, ne sont pas encore recristallisés et continuent d'incorporer du Sr.

L'autre exemple concerne des sédiments carbonatés biogéniques de la côte israélienne : on y relève une perte importante de Sr, qui s'est réalisée rapidement puisqu'elle a affecté des sédiments holocènes mais l'amplitude de cette perte en Sr diminue lorsque l'on remonte dans le temps, jusqu'au Pliocène (fig. A8.3) (Gavish & Friedman, 1969). Dans ce cas, les teneurs en Sr n'ont pas augmenté parce que les carbonates biodétritiques, et en particulier les débris aragonitiques, ont été très rapidement dissous ou recristallisés en calcite secondaire. La faible diminution des concentrations en Sr dans les sédiments du début du Pléistocène et du Pliocène correspondrait exclusivement à des pertes de Sr de la calcite (originelle ou secondaire).

A8.4.2. Le comportement du Mg et du Sr dans les transformations diagénétiques d'aragonite en calcite

A8.4.2.1. Les différents types de transformation d'aragonite en calcite

La réaction qui correspond à la transformation à l'état solide de l'aragonite en calcite, l'"inversion polymorphique" (Spry, 1969), ne peut s'effectuer dans des délais relativement courts, et à la pression atmosphérique, que si la température est supérieure à 400°C (Linck, 1909 ; Johnson & Williamson, 1916). A moins de 100°C, cette réaction est extrêmement lente (de l'ordre de $10^7/3.10^8$ ans) (Hallam & O'Hara, 1962 ; Fyfe & Bischoff, 1965).

Par voie aqueuse, la transformation de l'aragonite en calcite est beaucoup plus rapide, en raison de l'effet catalytique de l'eau et de la réduction de l'énergie d'activation nécessaire à la réaction. Ce type de transformation minéralogique correspond à une dissolution-précipitation, la dissolution de l'aragonite étant immédiatement suivie de la cristallisation in situ de calcite, et les structures de l'aragonite originelle étant préservées dans la calcite de recristallisation (Schlanger, 1964 ; Land, 1966 ; etc.).

Un troisième type de transformation d'aragonite en calcite est caractérisé par la succession des trois stades diagénétiques suivants : dissolution de l'aragonite, existence d'un vide (pore, moule interne, cavité) et cristallisation ultérieure de calcite qui constitue un ciment de précipitation secondaire ; dans cette dernière calcite de

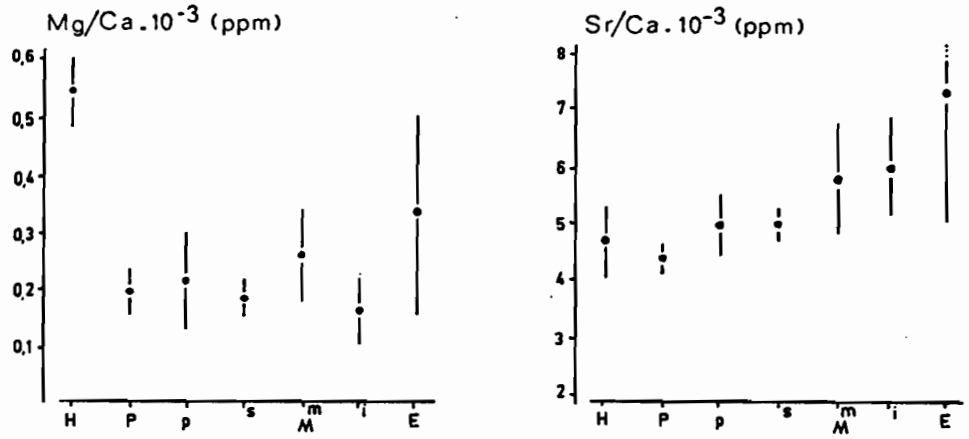


Fig. A8.2.- Variations des rapports de concentration (pondéraux) Mg/Ca et Sr/Ca de populations de tests aragonitiques non recristallisés de mollusques fossiles de la côte atlantique des Etats-Unis (modifié d'après Walls et al., 1977). Les barres d'incertitude correspondent à 2σ.

H : Holocène ; P : Pléistocène ; p : Pliocène ; M : Miocène (inf., moyen et sup.) ; E : Eocène.

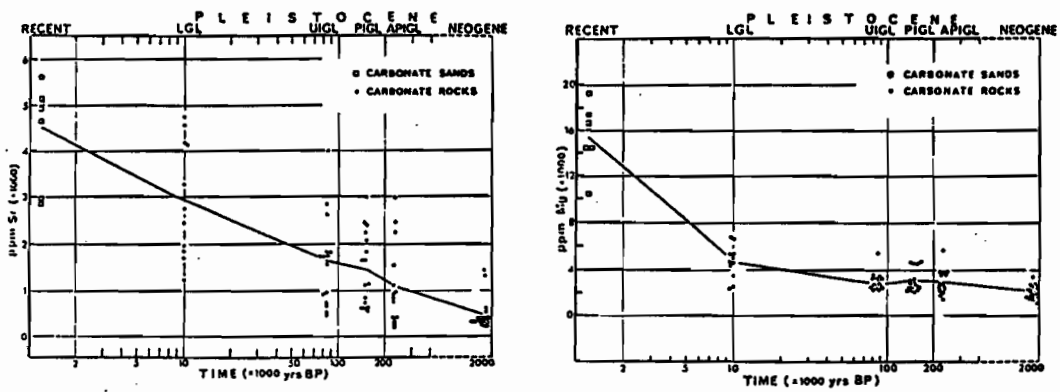


Fig. A8.3.- Variations des concentrations (ppm) en Mg et en Sr de sédiments carbonatés d'origine biogénique de la côte d'Israel, en fonction de leur âge (Gavish & Friedman, 1969).

LGL ("late glacial") : début Holocène ; UIGL ("ultimate interglacial") : Pléistocène supérieur ; PIGL ("penultimate interglacial") : fin du Pléistocène moyen ; APIGL ("ante-penultimate interglacial") : Pléistocène moyen.

remplissage, ne sont préservées ni les structures originelles ni la composition isotopique du carbone et de l'oxygène, ni les teneurs en Mg et en Sr de l'aragonite initiale.

La presque-totalité des transformations d'aragonite en calcite se font donc par voie humide. Du point de vue des variations de la composition en Mg et en Sr, il est important de distinguer la recristallisation in situ, dans laquelle les concentrations initiales en éléments traces peuvent être préservées (système clos), et la cristallisation de calcite-ciment dont les teneurs en éléments traces reflètent celles de la solution interstitielle remplissant les cavités de dissolution.

A8.4.2.2. Le comportement du Sr dans les transformations d'aragonite en calcite

A8.4.2.2.1. L'"effet stabilisateur" du Sr dans l'aragonite

A la suite de certaines expériences souvent citées de Wray et Daniels (1957) et de Fyfe et Bischoff (1965), il a été couramment admis que l'incorporation de Sr dans le réseau de l'aragonite jouait un rôle stabilisateur de la structure cristalline de ce minéral (Siegel, 1960 ; Pilkey & Goodell, 1964 ; Curtis & Krinsley, 1965 ; Schroeder, 1969 ; etc.). Ainsi, selon Schroeder (1969), la réaction de transformation d'aragonite en calcite pourrait être indirectement déclenchée par le fait que les tests n'incorporent pas assez rapidement le Sr lors de la phase diagénétique précoce. Pour expliquer cet éventuel "effet stabilisateur" du Sr dans l'aragonite, quelques auteurs supposèrent que l'augmentation des teneurs en Sr, souvent observée au début de la diagénèse, révélait une tendance à l'équilibration des rapports de concentrations Sr/Ca des tests fossiles.

Bathurst (1976) s'est élevé contre ces interprétations et, soulignant les conditions expérimentales des travaux de Fyfe et Bischoff (1965) et d'autres chercheurs (Kitano & Kawasaki, 1958, notamment), a insisté sur le fait que la stabilisation de l'aragonite est aussi improbable du point de vue théorique que du point de vue des faits d'observation.

A8.4.2.2.2. La perte du Sr : cause ou effet de la recristallisation de calcite ?

Après le stade de la diagenèse précoce, les tests initialement aragonitiques perdent une grande partie de leur Sr. Siegel (1960), qui a été le premier à mettre l'accent sur cette corrélation entre la perte de Sr lors de la diagenèse des carbonates biogéniques et la transformation d'aragonite en calcite, interprétait ce départ du Sr comme une condition indispensable à la recristallisation.

D'autres auteurs ont montré ensuite que la perte de Sr constituait l'effet, et non la cause, de la transformation minéralogique (Bausch, 1966 ; Land, 1967 ; Schroeder, 1969 ; etc.).

A8.4.2.2.3. Le Sr et les phénomènes de dissolution-précipitation

La perte de Sr des tests originellement aragonitiques, au début de la phase tardive de la diagenèse, n'a pas seulement été observée par comparaison des compositions de tests actuels et fossiles. Certains auteurs étudièrent ce phénomène en tenant compte de la composition chimique et de la vitesse de percolation des solutions diagénétiques (Taft & Harbaugh, 1964 ; Harris & Matthews, 1968) ; ils démontrèrent ainsi que dans les coraux pléistocènes des Barbades, où la calcite de recristallisation contient environ trois fois moins de Sr que l'aragonite originelle, la transformation minéralogique s'est faite à plus de 90 % par dissolution de l'aragonite et recristallisation de calcite-ciment (non in situ).

A8.4.2.3. Le comportement du Mg dans les transformations aragonite/calcite

De nombreux travaux ont montré que le Mg en solution avait un rôle inhibiteur sur la cristallisation de calcite et sur la transformation d'aragonite en calcite (Lippman, 1960 ; Pytkowicz, 1965 ; Fyfe & Bischoff, 1965 ; Berner, 1967 ; Weyl, 1965 ; Taft, 1967 ; Bischoff, 1968, etc.). Des expériences de Fyfe et Bischoff (1965) et de Bischoff (1968) en particulier, démontèrent qu'en présence d'une faible quantité d'ions Mg^{2+}, la transformation d'aragonite en calcite était considérablement ralentie, et que le Mg devait être totalement intégré dans la calcite néoformée avant que la réaction de transformation se poursuive à une vitesse normale.

La transformation aragonite/calcite en phase aqueuse est donc largement déterminée par le rapport de concentration mMg/mCa des solutions du milieu diagénétique ; cela explique que cette réaction se produise plus facilement lorsqu'il y a exondation des carbonates et intervention des eaux météoriques (rapport mMg/mCa plus faible que dans l'eau de mer, en général, tabl. A8.2).

A8.5. Mesure et expression des concentrations de Mg et de Sr dans les tests

Les premières études quantitatives de Mg et de Sr dans les carbonates étaient fondées sur des mesures par spectrographie d'émission (Mg) et par fluorescence X (Sr). Depuis la fin des années 1960, l'usage des spectrophotomètres à absorption atomique s'est généralisé et a permis d'obtenir à la fois une meilleure précision et une plus grande reproductibilité des mesures.

Dans la littérature, différentes unités de concentration ont été utilisées pour exprimer les résultats de mesures de Mg et de Sr dans les tests d'invertébrés : pourcentages de l'élément, ou de son oxyde, ou encore du carbonate de l'élément, ppm, pourcentages molaires du carbonate de l'élément, rapports de concentration pondérale de l'élément vis-à-vis de Ca, ou encore rapports de concentration molaire de l'élément vis-à-vis de Ca.

L'expression la plus significative, notamment dans les études de diagenèse de tests fossiles, est le rapport de concentration molaire entre l'élément considéré et le calcium (Dodd, 1967). Ce mode d'expression qui rapporte les concentrations de Mg et de Sr à la concentration de Ca, et donc du carbonate du calcium, permet notamment de limiter les écarts dûs aux proportions variables de matière organique.

Références bibliographiques
(annexe A8)

ALEXANDERSSON E. T. (1972) - Intergranular growth of marine aragonite and Mg calcite : evidence of precipitation from supersaturated seawater. Jour. Sedim. Petrol., vol. 42, p. 441-460.

AMIEL A. J., FRIEDMAN G. M., MILLER D. A. (1973) - Distribution and nature of incorporation of trace elements in modern aragonite corals. Sedimentology, vol. 20, p. 47-64.

BAKER P. A., GIESKES J. M., ELDERFIELD H. (1982) - Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments : evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr^{++} data. Jour. Sedim. Petrol., vol. 52, n°1, p. 71-82.

BATHURST R. G. C. (1976) - Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam. 2nd enlarged edit., 658 p.

BAUSCH W. M. (1966) - Strontiumgehalte in Süddeutschen Malmkalkar. Geol. Rundsch., vol. 55, p. 86-96.

BENSON L. V., MATTHEWS R. K. (1971) - Electon microprobe studies of magnesium distribution in carbonate cements and recrystallized skeletal grainstones from the Pleistocene of Barbados. Jour. Sedim. Petrol., vol. 41, p. 1018-1025.

BERNER R. A. (1967) - Comparative dissolution characteristics of carbonate minerals in the presence and absence of aqueous magnesium ion. Amer. Jour. Sci., vol, 265, p. 45-70.

BISCHOFF J. L. (1968) - Kinetics of calcite nucleation : magnesium ion inhibition and ionic strength catalysis. Jour. Geophys. Res., vol. 73, p. 3315-3321.

BOGGILD O. B. (1930) - The shell structures of the mollusks. Mém. Acad. Roy. Sci. Lett. Danemark, Sect. Sci., 9ème sér., vol. 2, p. 233-326.

BUCHARDT B., FRITZ P. (1978) - Strontium uptake in shell aragonite from the freshwater gastropod Limnaea stagnalis. Science, vol. 199, p. 291-292.

CHAVE K. E. (1954 a) - Aspects of biochemistry of magnesium, (1) : calcareous marine organisms. Jour. Geol., vol. 62, p. 266-283.

CHAVE K. E. (1954 b) - Aspects of biochemistry of magnesium, (2) : calcareous sediments and rocks. Jour. Geol., vol. 62, p. 587-599.

CHAVE K.E., DEFFEYES K.S., WEYL P.K., GARRELS R.M., THOMPSON M.E. (1962) - Observations on the solubility of skeletal carbonates in aqueous solutions. Science, vol. 137, p. 33-34.

CHILINGAR G.V. (1953) - Use of Ca/Mg ratio in limestones as a geological tool. Compass, vol. 30, p. 203-209.

CHOW T.J., THOMPSON T.G. (1955 a) - Flame photometric determination of strontium in sea water. Anal. Chem., vol. 27, p. 18-21.

CHOW T.J., THOMPSON T.G. (1955 b) - Flame photometric determination of calcium in sea water and marine organisms. Anal. Chem., vol. 27, p. 910-913.

CLARKE F.W., WHEELER W.C. (1922) - The inorganic constituents of marine invertebrates. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 124, p. 1-62.

CRISP E.L. (1972) - Salinity, species and age effect on the trace element chemistry of nine molluscan species. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 4, p. 716-717.

CRISP E.L. (1975) - Skeletal trace element chemistry of fresh water bivalves. PhD dissert., Indiana Univ., 185 p.

CULKIN F., COX R.A. (1966) - Sodium, potassium, magnesium, calcium and strontium in sea water. Deep Sea Res., vol. 13, p. 789-804.

CURTIS C.D., KRINSLEY D. (1965) - The detection of minor diagenetic alteration in shell material. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, p. 71-84.

DE WAELE A. (1930) - Le sang d'Anodonta cygnea et la formation de la coquille. Mém. Acad. roy. Belg. Cl. Sci., vol. 10, p. 1-51.

DODD J.R. (1961) - Paleoecological implications of shell mineralogy in two West Coast pelecypod species. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, n°68, p. 163, (abstr.).

DODD J.R. (1963) - Paleoecological implications of shell mineralogy in two pelecypod species. Jour. Geol., vol. 71, p. 1-11.

DODD J.R. (1965) - Environmental control of strontium and magnesium in Mytilus. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, p. 385-398.

DODD J.R. (1966) - Processes of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas. Jour. Sedim. Petrol., vol. 36, p. 733-741.

DODD J.R. (1967) - Magnesium and strontium in calcareous skeletons : a review. Jour. Paleontol., vol. 41, p. 1313-1329.

DODD J.R., CRISP E.L. (1982) - Non-linear variation with salintiy of Sr/Ca and Mg/ca ratios in water and aragonitic bivalve shells and implications for paleosalinity studies. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., vol. 38, p. 45-56.

EISMA D., MOOK W.G., DAS H.A. (1976) - Shell characteristics, isotopic composition and trace element content of some euryhaline molluscs as indicators of salinity. Paleoecol., Paleoclimatol., Paleoecol., vol. 19, p. 39-62.

EPSTEIN S., LOWENSTAM H.A. (1953) - Temperature-shell growth relations of Recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda. Jour. Geol., vol. 61, p. 424-438.

ESTES E.L. (1972) - Diagenetic alteration of Mercenaria mercenaria. PhD dissert., Univ. North Carolina, Chapel Hill.

FRIEDMAN G.M. (1964) - Diagenesis and lithification of some modern carbonate sediments. Jour. Sedim. Petrol., vol. 34, p. 777-813.

FYFE W.S., BISCHOFF J.L. (1965) - The calcite-aragonite problem. In : Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium, L.C. Pray & R.C. Murray (eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., vol. 13, p. 3-13.

GAVISH E., FRIEDMAN G.M. (1969) - Progressive diagenesis in Quaternary to late Tertiary sediments : sequence and scale. Jour. Sedim. Petrol., vol. 39, p. 980-1006.

GROSS M.G. (1964) - Variations in the $^{18}O/^{16}O$ ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda islands. Jour. Geol., vol. 72, p. 170-194.

HALLAM A., O'HARA M.J. (1962) - Aragonitic fossils in the lower Carboniferous of Scotland. Nature, vol. 195, p. 273-274

HALLAM A., PRICE N.B. (1968) - Environmental and biochemical control of strontium in shells of Cardium edule. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 32, p. 319-328.

HARE P.E., ABELSON P.H. (1965) - Comparative biochemistry of the amino acids in molluscan shell structures. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 82, p. 84, (abstr.).

HARRIS W.H., MATTHEWS R.K. (1968) - Subaerial diagenesis of carbonate sediments : efficiency of the solution - reprecipitation process. Science, vol. 160, p. 77-79.

HOLLAND H.D., BORCSIK M., MUNOZ J., OXBURGH U.M. (1963) - The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite and of Ca^{2+} with strontium between 90 and 100° C. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, p. 957-977.

HOLLAND H.D., HOLLAND H.J., MUNOZ J.L. (1964) - The co-precipitation of cations with Ca Co_3. II : the co-precipitation of Sr^{++} with calcite between 90 and 100° C. Geochim. Cosmichim. Acta, vol. 28, p. 1287-1302.

ICHIKUNI M. (1973) - Partition of strontium between calcite and solution effect of substitution by manganese. Chem. Geol., vol. 11, p. 315-319.

JOHNSON J., WILLIAMSON E.D. (1916) - The role of inorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. Jour. Geol., vol. 24, p. 729-750.

JOSHI M.S. (1960) - Precipitation of carbonates from sea water. Progr. Rept. U.S. AEC, Contract n° AT (30-1) - 2266.

KATZ A. (1973) - The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25-90°C and one atmosphere. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 37, p. 1563-1586.

KATZ A., SASS E., STARRINSKY A., HOLLAND H.D. (1972) - Strontium behavior in the aragonite-calcite transformation : an experimental study at 40-98°C. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 36, p. 481-496.

KINSMAN D.J.J. (1965) - The co-precipitatioon of Sr^{2+} with aragonite from sea water at 15-95°C. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 87, p. 88, (abstr.).

KINSMAN D.J.J. (1969) - Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. Jour. Sedim. Petrol., vol. 39, n°2, p. 486-508.

KINSMAMN D.J.J., HOLLAND H.D. (1969) - The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16°C and 96°C. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 33, p. 1-17.

KITANO Y., KAWASAKI N. (1958) - Behavior of strontium ion in the process of calcium carbonate separation from bicarbonate solution. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., vol. 6, p. 63-74.

KRINSLEY D. (1960) - Magnesium, strontium and aragonite in the shells of certain littoral gastropods. Jour. Paleontol., vol. 34, p. 744-755.

KRINSLEY D., BIERI R. (1959) - Changes in the chemical composition of gasteropod shells after deposition on the sea floor. Jour. Paleontol., vol. 33, p. 682-684.

KULP J.L., TUREKIAN K., BOYD D.W. (1952) - Strontium content of limestones and fossils. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 63, p. 701-716.

LAND L.S. (1966) - Diagenesis of metastable skeletal carbonates. PhD dissert, Marine Sci. Center, Leigh Univ., Beth_lehem (Pa). 141 p.

LAND L.S. (1967) - Diagenesis of skeletal carbonates. Jour. Sedim. Petrol., vol. 37, n°3, p. 914-930.

LAND L.S., MACKENZIE F.T., GOULD S.J. (1967) - Pleistocene history of Bermuda. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, p. 993-1006.

LERMAN A. (1965) - Paleoecological problems of Mg and Sr in biogenic calcites in light of recent thermodynamic data. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, p. 977-1002.

LEUTWEIN F., WASKOWIAK R. (1962) - Geochemische Untersuchungen an rezenten marinen Molluskenschalen. Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 99, p. 45-78.

LINCK G. (1909) - über die Bildung der Kalksteine. Naturwiss. Wochschr., vol. 8, p. 689-694.

LIPPMANN F. (1960) - Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Kalzit und Aragonit. Fortschr. Mineral., vol. 38, p. 156-161.

LIVINGSTONE D.A. (1963) - Chemical composition of rivers and lakes. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-G, 64 p.

LORENS R.B., BENDER M.L. (1980) - The impact of solution chemistry on Mytilus edulis calcite and aragonite. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 44, p. 1265-1278.

LOWENSTAM H.A. (1954 a) - Environmental relations of modification compositions of certain carbonate-secreting marine invertebrates. Proc. Nat. Acad. Sci., vol. 40, p. 39-48.

LOWENSTAM H.A. (1954 b) - Factors affecting the aragonite calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms. Jour. Geol., vol. 62, p. 284-322.

LOWENSTAM H.A. (1961) - Mineralogy, $^{18}O/^{16}O$ ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on history of the oceans. Jour. Geol., vol. 69, p. 241-260.

LOWENSTAM H.A. (1963) - Sr/Ca ratio of skeletal aragonites from recent marine biota at Palau and from fossil gastropods. In : Isotopic and cosmic chemistry, H. Craig, S.L. Miller, G.J. Wasserburg (eds.), North Holland Publ. Co., Amsterdam, p. 114-132.

LOWENSTAM H.A. (1964) - Coexisting calcites and aragonites from skeletal carbonates of marine organisms and their strontium and magnesium contents. In : Recent researches in the fields of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry ; Sugawara Festival, Y. Miyake & T. Koyama (eds.), Tokyo, Maruzen Co., p. 373-404.

MASUDA F. (1976) - Jour. Geol. Soc., Japan, vol. 82, p. 565-572.

MASUDA F. (1981) - Chemical composition in marine carbonates as an indicator of paleoenvironment. Report Grant-in-Aid, Sci. Res. (C), Progr n° 454262, p. 1-44 (unpubl.).

MASUDA F., HIRANO M. (1980) - Sci. Report, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, vol. 1, p. 163-177.

MATTEWS R.K. (1968) - Carbonate diagenesis : equilibration of sedimentary mineralogy to the sub-aerial environment ; coral cap of Barbados, West Indies. Jour. Sedim. Petrol., vol. 38, p. 1110-1119.

Mc INTIRE W.L. (1963) - Trace element partition coefficients : a review of theory and application to geology. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, p. 1209-1264.

MILLIMAN J.D. (1974) - Marine carbonates. Springer Verlag, Berlin. 375 p.

MICHARD G. (1971) - Contribution à l'étude de l'entraînement des éléments traces dans la calcite lors de sa précipitation. Exemple des concrétions de la Fontaine de Réotier (Hautes-Alpes, France). Chem. Geol., vol. 8, p. 311-327.

MOBERLY R. (1968) - Composition of magnesian calcites of algal and pelecypods by electron microprobe analysis. Sedimentology, vol. 11, p. 61-82.

NELSON D.J. (1963) - The strontium and calcium relationships in Clinch and Tennesssee River mollusks. In : Radioecology, V. Schultz & A.W. Klement Jr. (eds.). Reinhold, New York, p. 204-211.

NELSON D.J. (1964) - Deposition of strontium in relation to morphology of clam (Unionidae) shells. Verh. Int. Ver. Limnol., vol. 15, p. 893-902.

ODUM H.T. (1957) - Biochemical deposition of strontium. Inst. Marine Sci. Publ., vol. 4, p. 38-114.

ONUMA N., MASUDA F., HIRANO K., WADA K. (1979) - Crystal structure control on trace element partition in molluscan shell formation. Geochem. Jour., vol. 13, p. 187-189.

PILKEY O.H., HOWER J. (1960) - The effect of environment on the concentration of skeletal magnesium and strontium in Dendraster. Jour. Geol., vol. 68, p .203-216.

PILKEY O.H., GOODELL H.G. (1962) - Evaluation of the use of strontium as a paleoecological tool. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, n°68, p. 78-79, (abstr.).

PILKEY O.H., GOODELL H.G. (1963) - Trace elements in Recent mollusk shells. Limnol. Oceanogr., vol. 8, p. 137-148.

PILKEY O.H., GOODELL H.G. (1964) - Comparison of the composition of fossil and recent mollusk shells. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 75, p. 217-228.

PILKEY O.H., HARRIS R.C. (1966) - The effect of intertidal environment on the composition of calcareous skeletal material. Limnol. Oceanogr. vol. 11, p. 381-385.

PINGITORE N.E. (1970) - Diagenesis and porosity modification in Acropora palmata, Pleistocene of Barbados, West Indies. Jour. Sedim. Petrol., vol. 40, p. 712-721.

POLIFKA J.R., ATWOOD D.K., PILKEY O.H., KIER J.S. (1972) - Compositional changes of Recent mollusk shells on the sea floor. Nature, n° 240, p. 89-90.

PURDY E.G. (1968) - Carbonate diagenesis : an environmental survey. Geol. Romana, vol. 7, p. 183-228.

PYTKOWICZ R.M. (1965) - Rates of inorganic calcium carbonate nucleation. Jour. Geol., vol. 73. p. 196-199.

RAGLAND P.C., PILKEY O.H., BLACKWELDER B.W. (1969) - Comparison of the Sr/Ca ratio of fossil and Recent mollusk shells. Nature, n°224, p. 1223-1224.

RAGLAND P.C., PILKEY O.H., BLACKWELDER B.W. (1979) - Diagenetic changes in the elemental composition of unrecrystallized mollusks shells. Chem Geol., vol. 25, p. 123-134.

RENARD M. (1979) - Aspect géochimique de la diagenèse de carbonates. Bull. B.R.G.M., 2ème série, Sect. IV, n° 2, p. 133-152.

RICHTER D.K., FÜCHTBAUER H. (1978) - Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. Sedimentology, vol. 25, p. 843-860.

RUCKER J.B., VALENTINE J.W. (1961) - Salinity response of trace element concentration in Crassostrea virginica. Nature, vol. 190, p. 1099-1100.

SANDBERG P.A. (1975) - Bryozoan diagenesis : bearing on the nature of the original skeletal of rugose corals. Jour. Paleontol., vol. 49, p. 587-606.

SCHLANGER S.O. (1964) - Petrology of the limestones of Guam. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 403-D, p. 1-52.

SCHMALZ R.F. (1965) - Brucite in carbonate secreted by the red alga Goniolithon sp. Science, vol. 149, p. 993-996.

SCHROEDER J.H. (1969) - Experimental dissolution of calcium, magnesium and strontium from recent biogenic carbonates. Jour. Sedim. Petrol., vol. 39, p. 1059-1073.

SIEGEL F.R. (1960) - The effect of strontium on the aragonite-calcite ratios of Pleistocene corals. Jour. Sedim. Petrol., vol. 30, p. 297-304.

SKOUGSTAD M.W., HORR C.A. (1963) - Occurence and distribution of strontium in natural water. U.S. Geol. Surv, Water Supply Paper, 1496-D, p. 55-97

SPRY A. (1969) - Metamorphic textures. Pergamon, Oxford. 350 p.

STEHLI F.G., HOWER J. (1961) - Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. Jour. Sedim. Petrol., vol. 31, p. 358-371.

SWAN E.F. (1956) - The meaning of strontium/calcium ratios. Deep Sea Res., vol. 4, p. 71.

SWART P.K. (1979) - The effect of sea water calcium concentrations on the growth and skeletal composition of a scleratinian coral, Acropora squamosa. Jour. Sedim. Petrol., vol. 49, n°3, p. 951-954.

TAFT W.H. (1967) - Modern carbonate sediments. In : Carbonate rocks, origin, occurence and classification, G.V. Chillingar, H.B. Bissel, R.W. Fairbridge (eds.), Elsevier, Amsterdam, p. 29-50.

TAFT W.H., HARBAUGH J.W. (1964) - Modern carbonate sediments of Southern Florida, Bahamas, and Espiritu Santo Island, Baja California ; a comparison of their mineralogy and chemistry. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., vol. 8, n° 2 , 133 p.

THOMPSON J.G., CHOW T.J. (1955) - The strontium-calcium ratio in carbonate secreting marine organisms. Pap. Mar. Biol. Oceanogr., Suppl. Deep Sea Res., vol. 3, p. 30-39.

TUREKIAN K.K. (1955) - Paleoecological significance of the Sr/Ca ratio in fossils and sediments. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 66, p. 155-158.

TUREKIAN K.K. (1969) - The oceans, streams and atmosphere. In : Handbook of Geochemistry, 1, K.H. Wedepohl (ed.)., Springer-Verlag, Berlin, p. 297-323.

TUREKIAN K.K. (1972) - Chemistry of the Earth. Holt, Rinehart & Winston, New-York. 131 p.

TUREKIAN K.K., ARMSTRONG R.L. (1960) - Magnesium, strontium and barium concentrations and calcite-aragonite ratios of some recent molluscan shells. Jour. Mar. Res., vol. 18, p. 131-151.

TUREKIAN K.K., ARMSTRONG R.L. (1961) - Chemical and mineralogical composition of fossil molluscan shells from the Fox Hills Formation, South Dakota. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, p. 1817-1828.

USDOWSKI E. (1973) - Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonate und Ca-Sulfat Mineralen. Contrib. Mineral. Petrology, vol. 38, p. 177-195.

VINOGRADOV A.P. (1953) - The elementary chemical composition of marine organisms. Sears Found. Mar. Res., New Haven (Connect.). 647 pp. (traduit du russe en anglais).

WALLS R.A., RAGLAND P.C., CRIPS E.L. (1977) - Experimental and natural early diagenetic mobility of Sr and Mg in biogenic carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 41, p. 1731-1738.

WEBER J.N. (1973) - Incorporation of strontium into reef coral skeleton carbonate. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 37, p. 2173-2190.

WEBER J.N., KAUFMAN J.W. (1965) - Brucite in the calcareous alga Goniolithon. Science, vol. 149, p. 996-997.

WEYL P.K. (1965) - The solution behaviour of carbonate materials in sea water. In : Proc. Intern. Confer. Tropical Oceanography., Univ. Miami, p. 178-228.

WINLAND H.D. (1969) - Stability of calcium carbonate polymorphs in warm, shallow sea water. Jour. Sedim. Petrol., vol. 39, p. 1579-1587.

WOLF K.H., CHILINGAR G.V., BEALES F.W. (1967) - Elemental compositon of carbonate skeletons, minerals and sediments. In : Carbonate rocks, G.V. Chilingar, M.J. Bissel, R.W. Fairbridge (eds.), Elsevier, Amsterdam, p. 23-50.

WRAY J.L., DANIELS F. (1957) - Precipitation of calcite and aragonite. Jour. Amer. Chem. Soc., vol. 79, p. 2031-2034.

Annexe A9

L'INTERPRETATION DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE DES CARBONATES DE TESTS DE LAMELLIBRANCHES LITTORAUX

(Rappels bibliographiques)

A9.1. DEFINITIONS DE $\delta^{18}O$ ET DE $\delta^{13}C$

A9.2. LES ROLES DE MARQUEURS DU MILIEU DES CARBONATES BIOGENIQUES MARINS

- A9.2.1. La composition isotopique de l'oxygène des carbonates
  - A9.2.1.1. Généralités
  - A9.2.1.2. Les conditions d'utilisation des tests carbonatés dans les études de paléotempératures
  - A9.2.1.3. Les travaux de Valentine et Meade (1960, 1961)
- A9.2.2. La composition isotopique du carbone des carbonates
- A9.2.3. Contribution des analyses isotopiques à la chronostratigraphie du Quaternaire supérieur marin

Références bibliographiques

Annexe 9

L'INTERPRETATION DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE DES CARBONATES DES TESTS DE LAMELLIBRANCHES LITTORAUX
(Rappels bibliographiques)

A9.1. DEFINITIONS DE $\delta^{18}O$ ET DE $\delta^{13}C$

Les éléments les plus communs à la surface de la terre, et les plus importants dans le cycle biologique, sont l'hydrogène, l'oxygène, le carbone, l'azote et le soufre. Chacun de ces éléments existe sous deux (ou plusieurs) formes isotopiques stables, l'une légère et l'autre lourde : ^{1}H et ^{2}H, ^{16}O et ^{18}O (ainsi que ^{17}O), ^{12}C et ^{13}C, ^{14}N et ^{15}N, ^{32}S et ^{34}S (ainsi que ^{33}S et ^{36}S). L'abondance relative des isotopes légers mentionnés, dans les composés biogéochimiques de la surface, est de l'ordre de 99 % (95 % dans le cas du soufre).

La composition isotopique d'un élément (l'oxygène par exemple), qui définit le rapport de concentration en isotopes rares (^{18}O) et abondants (^{16}O), s'exprime par rapport à un étalon de référence dont la composition isotopique est connue ;

$$\delta^{18}O\ (‰) = \left[\left(\frac{\delta^{18}O/^{16}O_{éch.}}{\delta^{18}O/^{16}O_{étalon}}\right) - 1\right] . 1\,000$$

Pour le $\delta^{18}O$ des eaux, l'étalon utilisé, qui représente la composition isotopique moyenne des eaux océaniques, est le SMOW, Standard Mean Ocean Water (Craig, 1961).

Pour les carbonates sédimentaires, l'étalon de référence utilisé dans le calcul du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$, est l'étalon PDB, carbonate d'une bélemnitelle de la Pee Dee Formation (Crétacé supérieur en Caroline du Sud) (Craig, 1957).

Les deux échelles de référence PDB et SMOW servant pour la détermination du $\delta^{18}O$ sont liées par la relation (Friedman & O'Neil, 1977) :

$$\delta^{18}O_{SMOW} = 1,03086 . \delta^{18}O_{PDB} + 30,86$$

A9.2. LES ROLES DE MARQUEURS DU MILIEU DES CARBONATES BIOGENIQUES MARINS

A9.2.1. La composition isotopique de l'oxygène des carbonates

A9.2.1.1. Généralités

La composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$) d'un carbonate marin biogénique dépend de trois facteurs : la composition isotopique de l'eau de mer, la température, et d'éventuels effets de fractionnements biologiques (selon la

taxonomie de l'organisme). Une relation établie par Craig (1965) définit l'interdépendance entre le $\delta^{18}O$ du carbonate à l'équilibre avec l'eau du milieu et le $\delta^{18}O$ et la température de l'eau :

$$t\ (^{\circ}C) = 16,9 - 4,2\ (\delta_c - \delta_e) + 0,13\ (\delta_c - \delta_e)^2$$

où : - δ_c exprime la composition isotopique de l'oxygène du CO_2 produit par attaque à l'acide phosphorique, à 25°, du carbonate,

- δ_e exprime la composition isotopique de l'oxygène du CO_2 équilibré avec l'eau à 25° (δ_c et δ_e étant mesurés par rapport à un même standard).

Lors de la précipitation d'aragonite, le fractionnement isotopique de l'oxygène diffère légèrement de celui qui régit la précipitation de calcite (Rubinson & Clayton, 1969 ; Tarutani et al., 1969). Pour l'aragonite, l'équation ci-dessus a donc été modifiée (Grossman & Ku, 1981 ; Grossman, 1982) :

$$t\ (^{\circ}C) = 20,19 - 4,56\ (\delta_c - \delta_e) + 0,19\ (\delta_c - \delta_e)^2$$

Par définition, la composition isotopique moyenne de l'eau de mer est égale à 0 ‰ SMOW (= +0,20 ‰ PDB). Dans les bassins marginaux, les zones littorales, à la surface des océans, etc., le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer varie en fonction de l'évaporation et des apports d'eau douce.

La composition isotopique de l'oxygène des carbonates biogéniques marins permet de déterminer certains paramètres du milieu au moment de la précipitation de ces carbonates. C'est en ce sens que le $\delta^{18}O$ mesuré sur des tests de mollusques ou autres organismes marins fournit des indications paléoécologiques (environnement marin franc, ou lagunaire, ou estuarien, etc.) et paléoclimatiques (température de l'eau). Pour ce type d'interprétation de données isotopiques, quelques principes méthodologiques doivent être rappellés.

A9.2.1.2. Les conditions d'utilisation des tests carbonatés dans les études de paléotempératures

1- Il est important de déterminer si le carbonate de l'organisme marin a précipité en équilibre isotopique avec l'eau du milieu ; c'est généralement le cas des tests de mollusques, tandis que les coraux et les échinodermes présentent des phénomènes de fractionnement biologique importants (Weber & Woodhead, 1972). Lorsqu'il y a déséquilibre isotopique, celui-ci peut être constant, ou au contraire varier en fonction de divers facteurs.

2- Dans toute étude précise de tests d'organismes marins, il est nécessaire de connaître le mode de croissance des tests, en fonction des variations saisonnières des paramètres du milieu. Par exemple, le $\delta^{18}O$ d'un test dont le carbonate précipite durant les mois d'été diffère de celle d'un test dont la croissance est régulière tout au long de l'année (Urey et al., 1951 ; Epstein & Lowenstam, 1953 ; Bowen, 1966 ; Rhoads & Lutz, 1980 ; etc.). Néanmoins ce type d'information n'est actuellement disponible que

pour un nombre limité de genres ; en ce qui concerne les lamellibranches, citons notamment Mytilus (Mook, 1971 ; Shackleton, 1973 ; Killingley & Berger, 1979 ; Killingley, 1981), Chione (Drover, 1974 ; Lyons, 1978), Tivela (Weide, 1969), Spisula (Williams et al., 1982 ; Jones et al., 1983).

3- Pour la détermination de paléotempératures, à partir du $\delta^{18}O$ de tests fossiles, le $\delta^{18}O$ de l'eau doit être évalué à l'aide de données paléohydrologiques indépendantes. L'un des moyens d'estimer la composition isotopique de l'oxygène d'eau marine ancienne est de reconstituer sa paléosalinité (Mook, 1971 ; Mook & Vogel, 1968 ; Dodd & Stanton, 1975).

Par ailleurs on sait qu'au cours du Quaternaire, le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer a varié en fonction du stockage, ou de la dilution, de grandes masses d'eau des calottes polaires (Emiliani, 1955 ; Dansgaard & Tauber, 1969 ; cf. paragr. 1.1.2 et A1.1.1). Les périodes interglaciaires, de haut niveau marin, sont ainsi caractérisées par des valeurs de $\delta^{18}O$ sensiblement inférieures à celles de l'eau de mer durant les périodes glaciaires : écart maximal de l'ordre de 1,5 ‰ dans le Pacifique (Shackleton & Opdyke, 1973) et au large de la Californie (Kahn et al., 1981).

4- Des modifications de la composition isotopique de l'oxygène de carbonates fossiles sont susceptibles de se produire lors de phénomènes diagénétiques, par échange isotopique avec des composés oxygénés non marins. Les eaux de pluie et les eaux souterraines sont caractérisées par des valeurs de $\delta^{18}O$ généralement très inférieures à celles des eaux marines.

A9.2.1.3. Les travaux de Valentine et Meade (1960, 1961)

En guise d'illustration des problèmes rencontrés dans les études paléoécologiques et paléothermométriques fondées sur l'interprétation de la composition isotopique de l'oxygène de tests de mollusques fossiles, on fera quelques commentaires sur l'une des premières études régionales effectuées sur ce thème.

Dans une étude portant sur une quarantaine de mollusques provenant de treize localités pléistocènes de Californie et de Basse Californie Nord, Valentine et Meade (1960, 1961) évaluèrent les paléotempératures des eaux littorales de chaque localité à partir du $\delta^{18}O$ de plusieurs tests de mollusques, et comparèrent ces valeurs aux gammes de température déduites de la composition faunistique des assemblages fossiles (tabl. A9.2). Les paléotempératures "zoogéographiques" étaient établies en tenant compte des températures limites maximales et minimales qui caractérisent, actuellement, chacune des espèces de mollusques trouvées à l'état fossile ; le calcul des paléotempératures isotopiques était fait à partir de l'équation de Epstein et collaborateurs (1953) (qui diffère légèrement de celles de Craig, 1965, et de Grossman 1982, citées ci-dessus) :

$$t\ (^{\circ}C) = 16,5 - 4,3\ (\delta_c - \delta_e) + 0,14\ (\delta_c - \delta_e)^2$$

Les principales conclusions de ce travail reposent en partie sur l'hypothèse que l'oxygène du carbonate des tests

Localité	Habitat	Espèces	Ecart de température estimé	Temp. isot. ± 1°C
Tahiti Beach UCLA 3160	intertidal exposé	Littorina scutulata	14-18	13,4
	sublittoral	Acanthina lugubris		12,8
		Olivella biplicata		13,3
Bahia San Quintin UCLA 2411	sublittoral	Dosinia ponderosa	14-22	15,6
		Macoma yoldiformis		13,0
		Olivella biplicata		16,9
N Punta Baja UCLA 2723	sublittoral	Olivella biplicata	11-17	11,7
Punta Baja UCLA 2714	sublittoral	Macoma irus	11-17	11,0
		Tegula brunea		11,2
		Tegula montereyi		11,8
		Littorina scutulata		13,8
		Acanthina lugubris		11,3
		Acanthina lugubris		11,9

Tabl. A9.1.- Détermination de paléo-températures isotopiques et estimation des variations annuelles de paléo-températures (d'après la composition faunistique des assemblages fossiles), dans quatre localités littorales du nord-ouest de Basse Californie attribuées au Pléistocène supérieur, selon Valentine & Meade (1961). Voir localisation des sites fig. 5.48, 5.52 et 5.60.

de mollusques est en équilibre isotopique avec l'eau de mer. A l'époque de cette étude, on ignorait l'influence que peuvent avoir les fractionnements biologiques spécifiques, ainsi que l'importance des variations isotopiques saisonnières enregistrées par les tests de mollusques. Or, comme le montre la présente étude dans le Golfe de Californie, les tests de Dosinia ponderosa et de Chione sp. d'une même localité présentent une différence significative de $\delta^{18}O$ sans que cela implique que les organismes aient vécu dans des biotopes distincts, ou à des températures différentes. Par ailleurs, il semble que les auteurs précités n'aient pas "calibré" leurs estimations de paléotempératures à l'aide de mesures sur des tests actuels de même espèce.

On n'accordera donc qu'une confiance limitée aux valeurs de paléotempérature calculées dans le travail cité. Si Valentine et Meade avaient fourni, dans leurs publications, les valeurs isotopiques mesurées -au lieu des paléotempératures calculées- il aurait été possible de tenir compte de leurs analyses dans la présente étude.

A9. 2.2. La composition isotopique du carbone des carbonates

La composition isotopique du carbone des carbonates de tests d'organismes marins dépend du $\delta^{13}C$ du carbone total inorganique dissous dans l'eau de mer, et dans une mesure variable, du $\delta^{13}C$ du carbone résultant de l'activité métabolique.

Le carbone total inorganique dissous dans l'eau de mer, qui est largement sous le contrôle du réservoir de CO_2 atmosphérique, se trouve sous la forme de CO_2 dissous, H_2CO_3, HCO_3^-, et CO_3^{2-}. Les équilibres chimiques entre les composés carbonés, qui sont réglés par la température, la pression partielle de CO_2 et le pH, déterminent des échanges isotopiques complexes. Lorsqu'il est en équilibre isotopique avec le CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}C$ = -6,4 ‰, Craig & Keeling, 1963), c'est à dire dans le cas des eaux marines de surface, le $\delta^{13}C$ du carbone total inorganique est de +2,0 ‰ (± 1 ‰ en fonction de la température) (Kroopnick et al., 1970).

Le carbone d'origine organique qui entre dans la composition de carbonates biogéniques, surtout lorsque ceux-ci précipitent dans des environnements marginaux, à circulation restreinte, et proches du continent, provient de deux sources principales : le CO_2 résultant de l'oxydation de matière organique (marine ou continentale) et les composés carbonés de la chaine alimentaire (Wilbur, 1960 ; Keith et al., 1960, 1964 ; Keith & Weber, 1964 ; Keith & Parker, 1965 ; etc.). La matière organique marine a une composition isotopique du carbone de l'ordre de -13 ‰, et la matière organique continentale (humus, plantes) ainsi que le CO_2 dérivé de l'activité respiratoire des végétaux ont un $\delta^{13}C$ de l'ordre de -25 ‰.

Ainsi, le $\delta^{13}C$ du carbonate de tests de mollusques fossiles fournit des indications sur la présence de carbone d'origine organique dans le milieu de précipitation. Des valeurs relativement faibles de $\delta^{13}C$ s'observent fréquemment dans les estuaires et les zones lagunaires.

L'utilisation de la composition isotopique du carbone des carbonates biogéniques dans les études de paléosalinité a fait l'objet de nombreux travaux (Clayton & Degens, 1959 ; Sackett & Moore, 1966 ; Mook & Vogel, 1971 ; Lloyd, 1964 ; Keith & Parker, 1965 ; Dodd & Stanton, 1975 ; Tan & Hudson, 1971 ; etc.) ; les résultats les plus probants ont été obtenus, en prenant également en compte le $\delta^{18}O$ des carbonates, dans le cas de zones estuariennes à faible salinité.

A9.2.3. Contributions des analyses isotopiques à la chronostratigraphie du Quaternaire supérieur marin

On ne reviendra pas ici sur le rôle joué par les analyses isotopiques de l'oxygène du carbonate des tests de foraminifères des sédiments océaniques dans l'établissement d'une stratigraphie paléoclimatique quaternaire (paragr. 1.1.2 et annexe A1).

La comparaison des compositions isotopiques de l'oxygène de carbonates biogéniques fossiles (foraminifères, mollusques, coraux, etc.) récoltés dans des sédiments littoraux pléistocènes a également été utilisée dans une optique chronostratigraphique (Shackleton & Matthews, 1977 ; Fairbanks & Matthews, 1978). Ce type d'étude repose sur l'enregistrement par les carbonates littoraux des différences de compositions isotopiques de l'oxygène des eaux marines marines durant les pulsations positives du niveau des océans, notamment lors du dernier cycle interglaciaire/glaciaire (S.I.5e, S.I.5a et S.I.5c). Shackleton et Matthews (1977) ont ainsi cherché à caractériser la valeur moyenne de $\delta^{18}O$ de tests de mollusques provenant des trois terrasses datées du Pléistocène supérieur de la Barbade, et publié les résultats suivants :

-(6) Mollusques actuels : $-0,93 \pm 0,26$ ‰ (17 analyses)
-(9) Mollusques Barbade I (82 ka) : $-0,41 \pm 0,41$ ‰ (23 analyses)
-(6) Mollusques Barbade II (105 ka) : $-0,62 \pm 0,40$ ‰ (16 analyses)
-(6) Mollusques Barbade III (124 ka) : $-1,04 \pm 0,55$ ‰ (16 analyses).

Ces travaux appellent quelques remarques.

Tout d'abord, on note la faiblesse des écarts entre ces valeurs moyennes de $\delta^{18}O$, compte tenu de la précision analytique (et des écarts-types calculés). Par ailleurs, les auteurs ne précisent pas quelles espèces de lamellibranches, ou de gastéropodes, ont été analysés, et si pour chaque groupe étudié il s'agit des mêmes espèces ; or, on sait que le signal isotopique peut varier selon un fractionnement propre à chaque espèce, même au sein d'une même famille de mollusques. Shackleton et Matthews (1977) ont considéré que chaque prélèvement de test (sur le même individu, ou sur différents individus, éventuellement de taxons distincts) était à l'équilibre vis-à-vis du milieu.

Ces auteurs estiment que les différences de compositions isotopiques de l'oxygène de chaque groupe de fossiles sont représentatives des différences de volume global des

glaces aux époques considérées. Ce dernier argument est discutable parce que le $\delta^{18}O$ d'un carbonate biogénique marin, surtout s'il est formé à proximité du littoral, est suceptible de refléter de nombreux paramètres dont certains n'ont qu'une portée locale.

Dans la tentative que l'on fait ici (chap. 9) d'utiliser les teneurs en ^{18}O de tests de lamellibranches pour distinguer les dépôts littoraux du maximum marin du dernier interglaciaire et d'éventuelles phases postérieures du haut niveau marin (S.I.5a et 5c), ou de transgressions correspondant aux interglaciaires antérieurs (Pléistocène moyen), on n'analyse que certaines espèces et l'on s'efforce de tenir compte des paléoenvironnements.

Références bibliographiques
(annexe A9)

BOWEN R. (1966) - Paleotemperature analysis. Elsevier, Amsterdam. 265 p.

CLAYTON R.N., DEGENS E.T. (1959) - Use of isotope analyses of carbonates for differentiating fresh water and marine sediments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 43, p. 890-897.

CRAIG H. (1957) - Isotopic standards for carbon and oxygen, and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 12, p. 133-149.

CRAIG H. (1961) - Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, vol. 133, p. 1833-1834.

CRAIG H. (1965) - The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In : Proc. Spoleto Conf. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures (Pisa), p. 3-24.

CRAIG H., KEELING C.D. (1963) - The effects of atmospheric H_2O on the measured isotopic composition of atmospheric CO_2. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, p. 549-551.

DANSGAARD W., TAUBER H. (1969) - Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. Science, vol. 166, p. 499-502.

DODD J.R., STANTON R.J. (1975) - Paleosalinities within a Pliocene bay, Kettleman Hills, California : a study of the resolving power of isotopic and faunal techniques. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, p. 51-64.

DROVER C.E. (1974) - Seasonal exploitation of Chione clams on the southern California coast. Jour. Calif. Anthropol., vol. 1, p. 24-32.

EMILIANI C. (1955) - Pleistocene temperatures. Jour. Geol,. vol. 63, p. 538-578.

EPSTEIN S., LOWENSTAM H.A. (1953) - Temperature - shell growth relations of shoal water biota from Bermuda. Jour. Geol., vol. 61, p. 424-438.

EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H., UREY H.C. (1953) - Revised carbonate water isotopic temperature scale. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 64, p. 1315-1326.

FAIRBANKS R., MATTHEWS R.K. (1978) - The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. Quatern. Res., vol. 10, p. 181-196.

FRIEDMAN I., O'NEIL J.R. (1977) - Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In : Data of Geochemistry, M. Fleischer (ed.), U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, n° 440 KK, p. 1-12.

GROSSMAN E. (1982) - Stable isotopes in live benthic foraminifers from the California Bordeland. PhD dissert., Univ. Southern California, Los Angeles. 164 p.

GROSSMAN E., KU T.-L. (1981) - Aragonite-water isotopic paleotemperature scale based on the benthic foraminifer Hoeglundia elegans. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, p. 464.

JONES D.S., WILLIAMS D.F., ARTHUR M.A. (1983) - Growth history of the Atlantic surf clam Spisula solidissima (Dillwyn), as revealed by stable isotopes and annual shell increments. Jour. Exp. Mar. Biol. Ecol., vol. 73, p. 225-242.

KAHN M.I., OBA T., KU T.-L. (1981) - Paleotemperatures and the glacially induced changes in the oxygen-isotope composition of sea water during late Pleistocene and Holocene time in Tanner Basin, California. Geology, vol. 9, n° 10, p. 485-490.

KEITH M.L., EICHLER R., PARKER R.H. (1960) - Carbon and oxygen isotopic ratios in marine and fresh water mollusk shells. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 1901-1902 (abstr.).

KEITH M.L., ANDERSSON G.M., EICHLER R. (1964) - Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh water environnements. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28, p. 1757-1786.

KEITH M.L., WEBER J.N. (1964) - Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochim. Cosmochim. Acta, vol., 28, p. 1787-1816.

KEITH M.L., PARKER R.H. (1965) - Local variations of ^{13}C and ^{18}O content of mollusk shells and the relatively minor temperature effect in marginal environments. Marine Geol., vol. 3, p. 115-129.

KILLINGLEY J.S. (1981) - Seasonality of mollusk collecting determined from O-18 profiles of midden shells. Amer. Antiquity, vol. 46, n° 1, p. 152-158.

KILLINGLEY J.S., BERGER W.H. (1979) - Stable isotopes in a mollusk shell : detection of upwelling events. Science, vol. 205 ; p. 186-188.

KROOPNICK P., DEUSER W.G., GRAIG H. (1970) - Carbon 13 measurements on dissolved inorganic carbon at the north Pacific (1969) Geosecs station. Jour. Geophys. Res., vol. 75, n° 36, p. 7668-7671.

LLOYD R.M. (1964) - Variation in the oxygen and carbon isotope ratios of Florida Bay mollusks and their environmental significance. Jour. Geol., vol. 72, p. 84-111.

LYONS E. (1978) - A statistical method of seasonality determination from Chione undatella (Sowerby). Pacific coast Archeol. Soc. Quaterly, vol. 14, p. 33-41.

MOOK W.G. (1971) - Paleotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotopes in shell carbonate. Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., vol. 9 p. 245-263.

MOOK W.G., VOGEL J.C. (1968) - Isotopic equilibrium between shells and their environment. Science, vol. 159, p. 874-875.

RHOADS D.C., LUTZ R.A. (1980) - Skeletal growth of aquatic organisms : biological records of environmental change. Plenum, New York. 750 p.

RUBINSON M., CLAYTON R.N. (1969) - Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 33, p. 997-1002.

SACKETT W.M., MOORE W.S. (1966) - Isotopic variations of dissolved inorganic carbon. Chem. Geol., vol. 1, p. 323-328.

SHACKLETON N.J. (1973) - Oxygen isotope analysis as a means of determining season of occupation of prehistoric midden sites. Archaeometry, vol. 15, p. 133-141.

SHACKLETON N.J., OPDYKE N.P. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 year time scale. Quatern. Res., vol. 3, p. 39-55.

SHACKLETON N.J., MATTHEWS R.K. (1977) - Oxygen isotope stratigraphy of dated interglacial coral terraces in Barbados. Nature, vol. 268, p. 618-620.

TAN F.C., HUDSON J.D. (1971) - Isotopic composition of carbonates in a marginal marine formation. Nature, vol. 232, p. 87-88.

TARUTANI T., CLAYTON R.N., MAYEDA T.K. (1969) - The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. Geochim. Acta, vol. 33, p. 987-996.

UREY H.C., LOWENSTAM H.A., EPSTEIN S., McKINNEY C.R. (1951) - Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 62, p. 399-416.

VALENTINE J.W., MEADE R.F. (1960) - Isotopic and zoogeographic paleotemperatures of California Pleistocene mollusca. Science, vol. 132, p. 810-811.

VALENTINE J.W., MEADE R.F. (1961) - Californian Pleistocene paleotemperatures. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., vol. 40, n° 1, 46 p.

WEBER J.N., WOODHEAD P.M.J. (1972) - Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. Jour. Geophys. Res., vol. 77, p. 463-473.

WEIDE M.L. (1969) - Seasonality of Pismo clam collecting at ORA-82. Ann. Rep. Archeol. Surv., Dept. Anthropol., Univ. California, Los Angeles, p. 127-141.

WILBUR K.M. (1960) - Shell structure and mineralization in mollusks. In : Calcification in biological systems, R.F. Sogonnaes (ed.), Amer. Assoc. Advancement Sci., vol. 64, p. 15-

WILLIAMS D.F., ARTHUR M.A., JONES D.S., HEALY-WILLIAMS N. (1982) - Seasonality and mean annual sea surface temperatures from isotopic and sclerochronological records. Nature, vol. 296, p. 432-434.

Annexe A10

LA MARGE CONTINENTALE
A L'OUEST DE LA PENINSULE DE BASSE CALIFORNIE
(Elements bibliographiques)

A10.1. LE CONTINENTAL BORDERLAND

A10.2. LA BAIE SEBASTIAN VIZCAINO

A10.3. LA MARGE SUD-OCCIDENTALE DE BASSE CALIFORNIE

Annexe 10

LA MARGE CONTINENTALE A L'OUEST DE LA PENINSULE DE BASSE CALIFORNIE
(Eléments bibliographiques)

A10.1. Le Continental Borderland

Le Continental Borderland de Californie, défini par Shepard et Emery (1941), correspond à la partie de la marge continentale comprise entre Point Arguello (34° 30' N) et la baie de Vizcaino (28° 00' N) et limitée au sud-ouest par un talus continental bien marqué (Patton Escarpment, The Rampart) (fig. A10.1 et A10.2). Ce vaste parallèlogramme orienté NW-SE, de 1 000 km de long et 300 km de large, est caractérisé par une succession de bassins allongés et de rides sous-marins, de morphologie variable (Krause, 1964, 1965 ; Chase et al., 1979). Les bassins, au nombre d'une vingtaine, mesurent entre 50 et 200 km de long, et entre 20 et 100 km de large.

La structure originale du Continental Borderland résulte de mouvements tectoniques liés, d'une part au système Basin and Range (extension WSW-ENE), et d'autre part à celui de la faille de San Andreas et du coulissage des plaques Pacifique et Amérique du Nord (dans une direction NW-SE) (Doyle, 1973 ; Yeats, 1976 ; Junger, 1976 ; Crouch, 1978).

Le début de la formation du Continental Borderland a, dans un premier temps, été placé à l'Oligocène ou au Miocène (Emery, 1960 ; Moore, 1969a ; Suppe, 1970 ; Anderson, 1971 ; Johnson & Normark, 1974) ; divers travaux ultérieurs, fondés sur des données de sismique reflexion et de micropaléontologie (Doyle & Bandy, 1972 ; Doyle, 1975 ; Doyle & Gorsline, 1977), indiquèrent que certaines des structures principales (comme la ride Soledad, fig. A10.2) n'ont été mises en place que vers 4,5 M.a., c'est à dire au moment où commençait à fonctionner le système transformant du Golfe de Californie. Quelques auteurs considérèrent que le prolongement de la faille Santo Tomas constituait un accident majeur séparant deux provinces structurales distinctes et que cette faille présentait un rejet vertical récent de 450 m (Krause, 1965 ; Moore, 1969). Cependant, selon d'autres travaux, la partie méridionale du Continental Borderland correspondrait, en fait à un synclinorium d'axe NE-SW (fig. A10.2 et A10.3) ; l'ensemble du Continental Borderland aurait été affecté, de façon synchrone, par les mêmes déformations (Doyle & Gorsline, 1977).

La sédimentation dans les bassins est caractérisée, notamment au Quaternaire, par une grande irrégularité des vitesses de dépôt et des systèmes de circulation des sédiments (turbidites, fonctionnement irrégulier des canyons sous-marins, déformations tectoniques fréquentes, variations du climat et du niveau marin) (Gorsline et al., 1968, 1975 ; Moore, 1969a ; Piper, 1970 ; Gorsline, 1971 ;

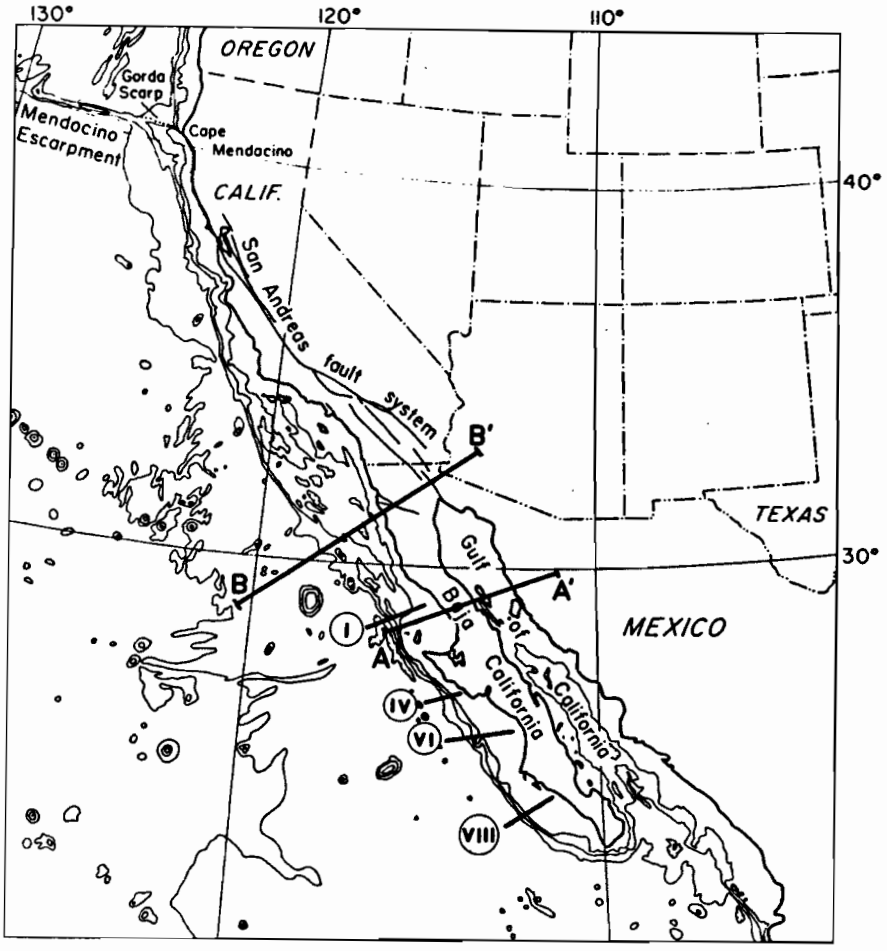


Fig. A10.1. - Topographie générale du nord-est de l'Océan Pacifique, au large de la Californie et de la Basse Californie (compilation de P.B. King, in Hamilton & Myers, 1966), et localisation des profils des fig. A10.3 (I à VIII) et A10.4 (AA' et BB').
Les isobathes sont en milliers de mètres.

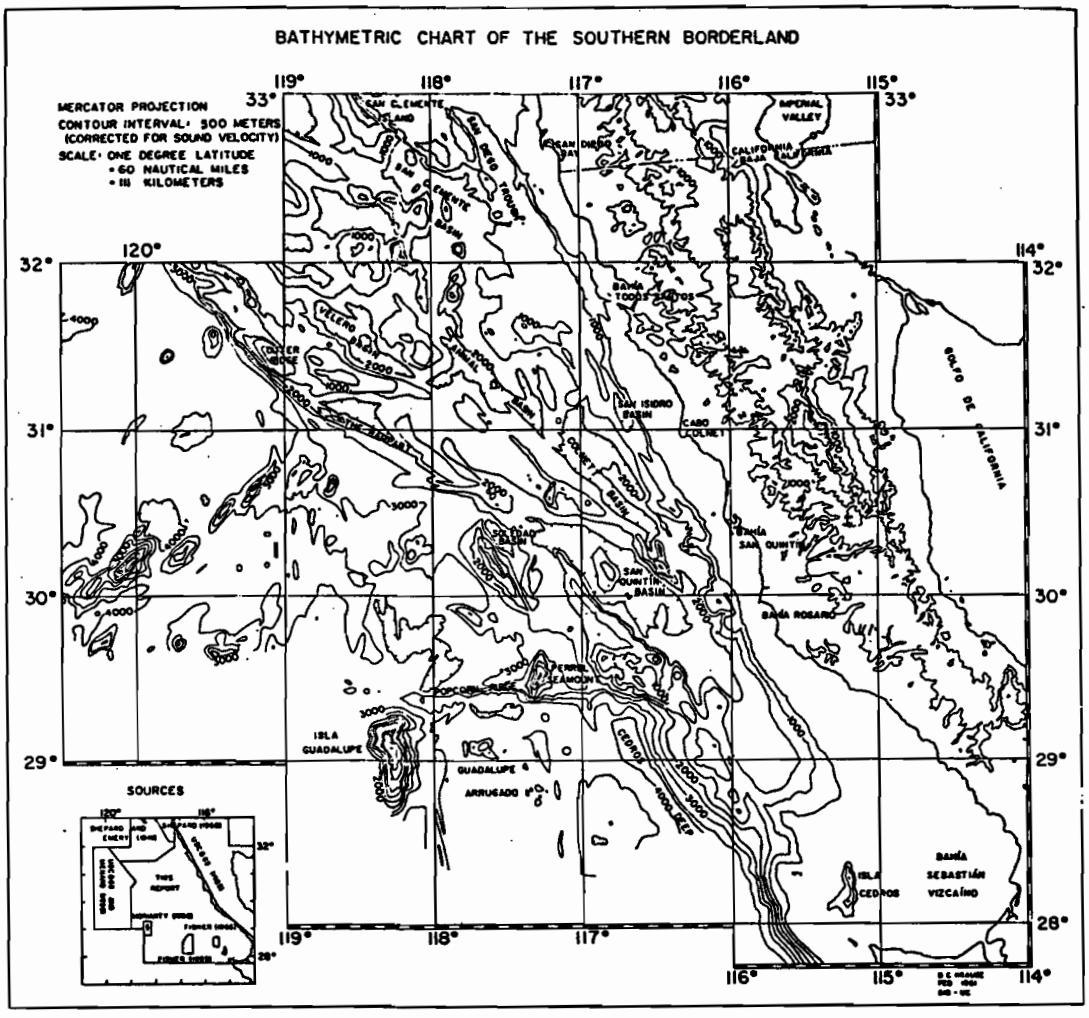


Fig. A10.2.-Bathymétrie de la marge continentale, à l'ouest de Basse Californie Nord (Krause, 1964).

Normark & Piper, 1972 ; Normark, 1974a, 1974b ; Gorsline & Prensky 1975 ; Gorsline & Pao, 1976 ; Smith & Normark, 1976 ; Doyle, 1979 ; Gorsline, 1980 ; Fischer et al., 1980).

A10.2. La baie Sebastian Vizcaino

La grande baie située entre l'île de Cedros, la péninsule de Vizcaino et la Basse Californie (fig. A10.2), ne fait pas partie du Continental Borderland. La baie Sebastian Vizcaino correspond à un synclinorium plongeant vers le nord-ouest, intermédiaire entre la limite méridionale du Continental Borderland (bassin de San Quintin) et le "synclinal de Basse Californie" (Beal, 1948 ; Mina, 1957) (fig. A10.3, profil I). A l'ouest des îles Cedros et San Benito et de la ride sous-marine de Ranger Bank, la pente continentale est abrupte (fig. A10.3, profil IV), et aboutit dans la fosse de Cedros (profondeur maximale 4 400 m) (Uchupi & Emery, 1963). Selon les études de sismique-réfraction de Fisher et Hess (1963), le passage entre la croûte purement océanique à l'ouest, et la croûte typiquement continentale, se ferait en moins de 50 km, à la latitude des îles San Benito.

Le substratum de la baie est formé par un complexe métamorphique de type franciscain, recouvert par près de 5 000 m de sédiments mésozoïques et cénozoïques (Fischer & Hess, 1963 ; Minch et al., 1976 ; Doyle & Gorsline, 1977 ; Calderon Riveroll, 1977) (fig. A10.4, coupe AA'). Les unités sédimentaires mio-pliocènes ont enregistré de faibles déformations sous forme de discordances angulaires, de glissements sous-marins, et de failles peu importantes (Normark et al., 1969 ; Normark, 1974a, 1977) ; Blake et al., 1978) ; selon certaines estimations, un soulèvement d'un millier de mètres se serait produit, sur la bordure nord-occidentale de la baie, depuis la fin du Pliocène (Normark, 1974a).

A10.3. La marge sud-occidentale de Basse Californie

La portion de la marge continentale comprise entre la péninsule de Vizcaino et Bahia Magdalena, est caractérisée par une pente large et irrégulière, et par une série de rides sous-marines orientées NW-SE et disposées en échelons ("slope plateau province", de Normark, 1977) (fig. A10.3).

Au sud de Bahia Magdalena, le plateau continental s'élargit, devient moins profond et présente des ressemblances de structure avec le Continental Borderland. Environ 1 500 m de dépôts mio-pliocènes s'y sont accumulés dans une succession de bassins étroits (fig. A10.3, profil VIII).

La marge sud-occidentale de la péninsule de Basse Californie semble avoir enregistré des déformations quaternaires importantes. La faille Tosco-Abrejos, qui a joué en décrochement à la fin du Miocène et au début du Pliocène, avant que la limite de plaques soit située dans le Golfe de

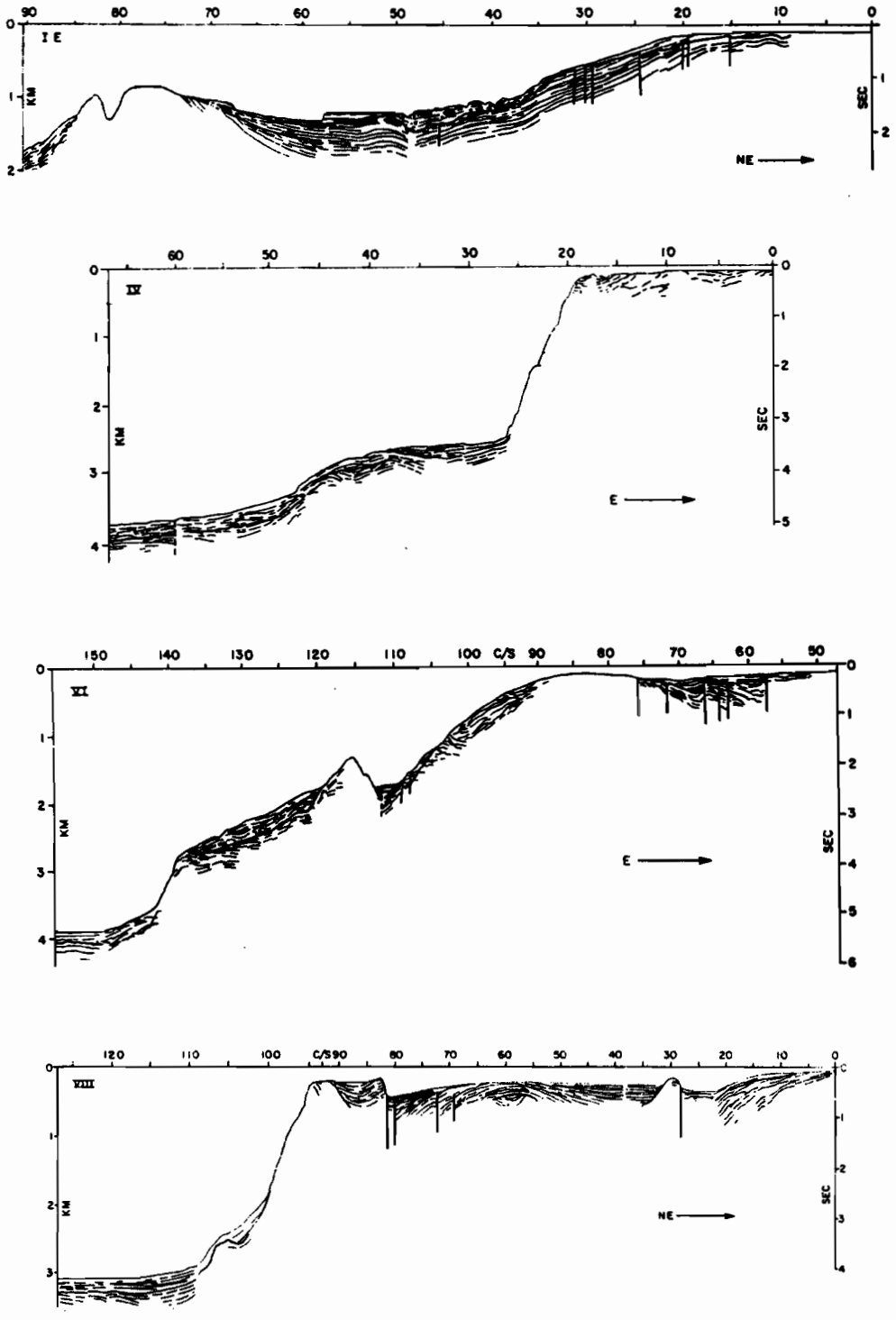


Fig. A10.3. - Profils sismiques de la marge occidentale de Basse Californie, entre la baie Sebastian Vizcaino et l'île Magdalena (localisation fig. A10.1), selon Normark (1977).

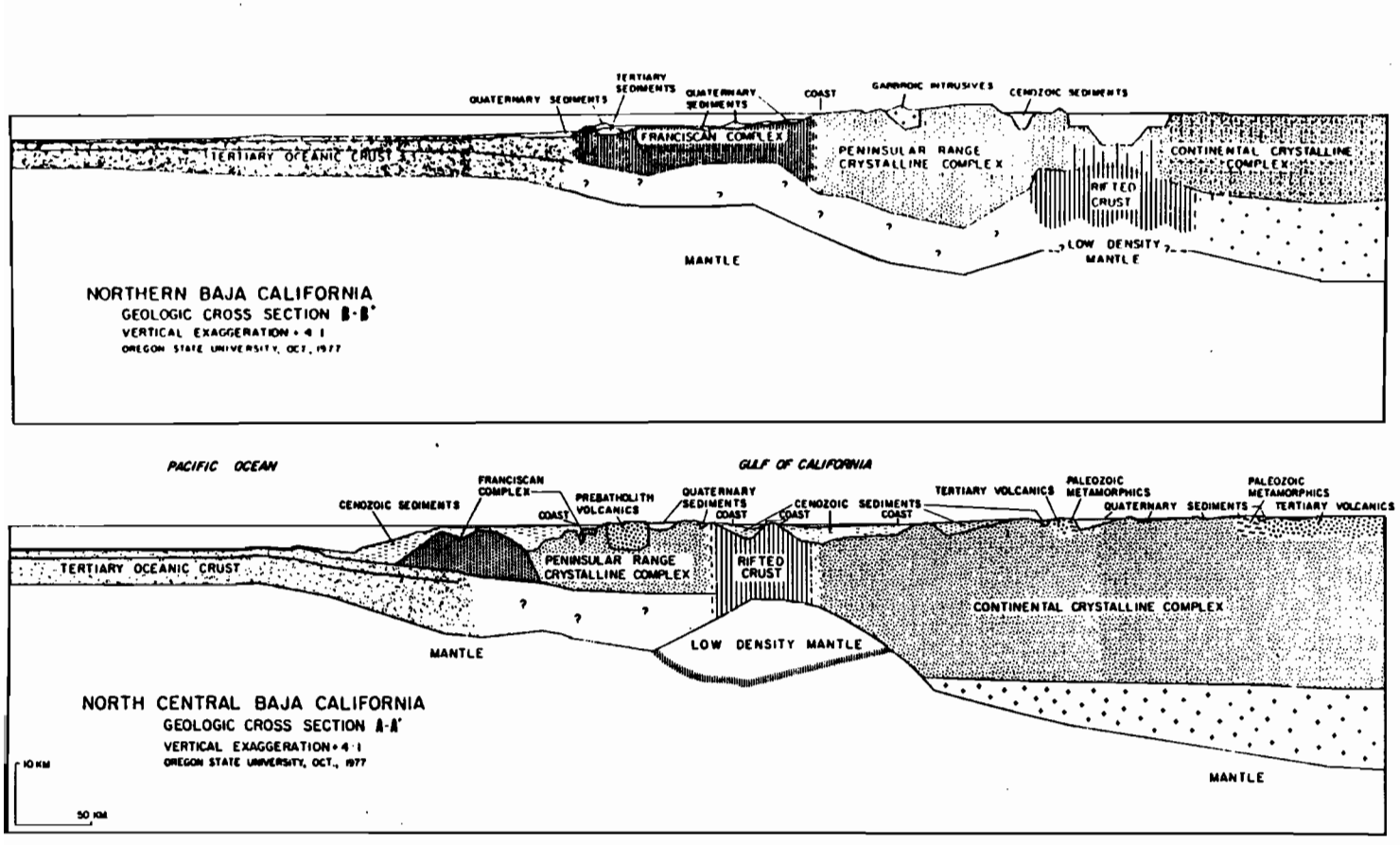


Fig. A10.4.- Coupes interprétatives de la lithosphère au nord (BB') et au centre (AA') de la péninsule de Basse Californie, basées sur diverses données gravimétriques, sismiques, magnétométriques et géologiques, selon Plawman (1978) (coupe BB'), et Calderon Riveroll (1977) (coupe AA'). Voir localisation fig. A10.1.

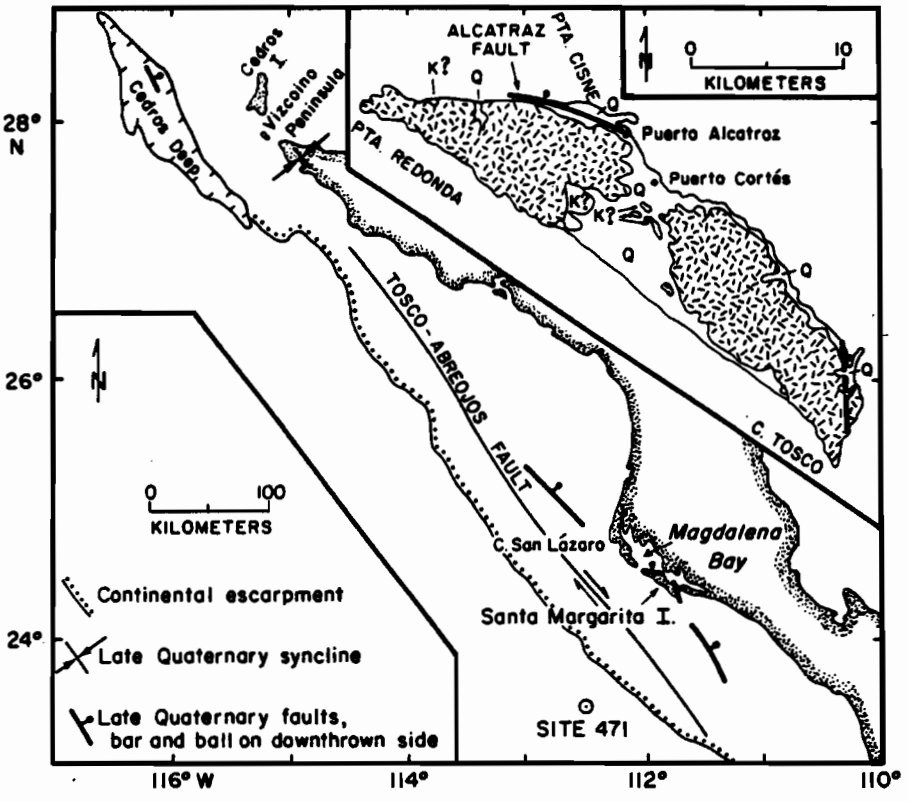


Fig. A10.5. - Tracé de la faille Tosco-Abreojos, au large de la côte occidentale de Basse Californie Sud (selon Spencer & Normark, 1979), et localisation de la faille Alcatraz au nord de l'île Margarita (Yeats & Haq, 1981).

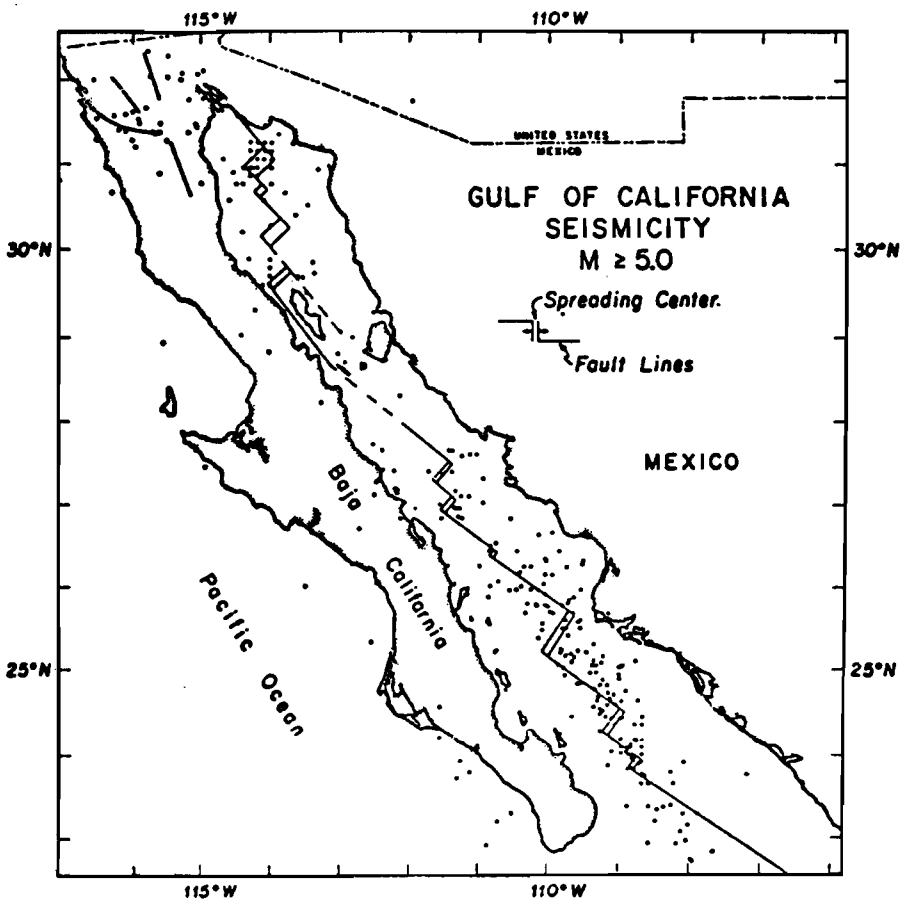


Fig. A10.6. - Carte de séismicité (séismes de magnitude supérieure à 5, enregistrés entre 1918 et 1978) de la région du Golfe de Californie (Mendoza et al., 1984). Noter l'alignement de quelques épicentres localisés sur la marge sud-occidentale de la péninsule de Basse Californie et correspondant probablement à l'activité actuelle de la faille Tosco-Abreojos.

Californie (paragr. 1.2.2.4.1), pourrait encore être active (Spencer & Normark, 1979a, 1980). Cette zone de fracture se prolonge au nord-ouest par la faille de San Benito (Krause, 1964, 1965). Des signes d'activité tectonique quaternaire (et actuelle) dans la région de Bahia Magdalena sont fournis par la présence de failles récentes dans l'île Santa Margarita (fig. A10.5) (Yeats & Haq, 1981) et par une faible sismicité (Sykes, 1968) (fig. A10.6).

Etudes et Thèses
Luc ORTLIEB
— Volume II —

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

Les références bibliographiques qui suivent correspondent d'une part aux appels faits dans le texte (chapitres 1 à 10 ; annexes A1 à A6 et A10), et d'autre part à des travaux non cités mais qui concernent également le thème de l'évolution géodynamique de la région du Golfe de Californie à la fin du Cénozoïque (ces dernières références sont marquées par un #).

Les références des travaux appelés dans les annexes A7, A8 et A9 sont citées à la fin de chacune des dites annexes.

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

ABBOTT P.L. (1981) - Cenozoic paleosols San Diego area, California. Catena, vol. 8, p. 223-237.

ABBOTT P.L., PETERSON G.L. (1976) - Ancient climates of San Diego. Environment Southwest, n° 473, p. 5-9. *

ABBOTT P.L., GASTIL R.G. (eds.) (1979) - Baja California Geology ; fieldguides and papers. Dept. Geol. Sci., San Diego State Univ., San Diego, 228 p.

ACOSTA M.G. (1965) - Paleontology of the Late Pleistocene marine terraces, Punta Baja, Baja California, Mexico. Calif. San Diego State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Repts., vol. 9, part 1.

ACOSTA M.G. (1966) - Geology of the Bahia Soledad embayment, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State College. 93 p.

ADAM D.P. (1967) - Late Pleistocene and recent palynology in the central Sierra Nevada, California. In : Quaternary paleoecology, E.J. Cushing & H.E. Wright (eds.), Yale Univ. Press, New Haven, p. 275-301.

ADAM D.P. (1973) - Early Pleistocene (?) pollen spectra from near lake Tahoe, California. U.S. Geol. Surv. Jour. Res., vol. 1, p. 691-693.

ADAM D.P. (1976) - Climatic fluctuations during the transitions from the interglacial to the last glacial, pollen evidence from Clear Lake, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n° 6.

ADDICOTT W.O. (1962) - Mid tertiary zoogeographic and paleogeographic discontinuities across the San Andreas Fault. Calif. Stanford Univ. Publ. Sci., vol. 2, p. 114-165. *

ADDICOTT W.O. (1966) - Late Pleistocene marine paleoecology and zoogeography in central California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, n° 523C, 21 p.

ADDICOTT W.O., EMERSON W.K. (1959) - Late Pleistocene invertebrates from Punta Cabras, Baja California, Mexico. Amer. Museum Novitates, n° 1925, 33 p.

AGUAYO J.E (1982) - Origen y distribucion de sedimentos en el Golfo de California. Petroleo Internacional, vol. 40, n° 2, p. 69-78.

AGUAYO J.E. & DSDP GROUP LEG 64 (1981) - Sources of terrigenous sediments deposited in the Guaymas Basin, Gulf of California, NW Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 41.

AGUAYO J.E. CAMARGO (1984) - Evolucion tectonico-sedimentaria de la Cuenca de Guaymas, Golfo de California. Symp. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, (Hermosillo), Inst. Geol., Univ. Nat. Auton. Mexico, Mexico, Abstr. vol., p. 1.

AGUILERA J.G. (1907) - Apercu sur la géologie du Mexique pour servir d'explication à la carte géologique de l'Amérique du Nord. X Congr. Geol. Intern., Comptes rendus, p. 227-252. *

AHARON P. (1983) - 140 000-yr isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea. Nature, vol. 304, p. 720-723.

AHARON P. (1985) - A reevaluation of the temperature ice volume proportionality and the O-18 records of Late Quaternary marine sediments. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 510.

AHARON P., CHAPPELL J., COMPSTON W. (1980) - Stable isotope and sea-level data from New Guinea supports Antarctic ice-surge theory of ice ages. Nature, vol. 283, p. 649-651.

ALBORES A., REYES A., BRUNE J., DAY S., GONZALEZ J., NAVA A., GARCILAZO L., VAILLARD I. (1977) - Microearthquake study at the Cerro Prieto, Mexico, geothermal field. Eos, vol. 58, n° 12, p. 1187, (abstr.).

ALBORES A., REYES A., BRUNE J.N., GONZALEZ J., GARCILAZO L., SUAREZ F. (1980) - Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto geothermal field. Geothermics, vol. 9, p. 65-77.

ALEGRE F.J. (1956-1960) - Historia de la provincia de la Compania de Jesus de Nueva Espana. Edition prép. par E.J. Burrus et F. Zubillaga, Institutum Historium Societatis Jesu, Roma, 4 vol.

ALEXANDER C.S. (1953) - The marine and stream terraces of the Capitola-Watsonville area. Calif. Univ. Publ. Geogr., vol. 10, p. 1-44.

ALIMEN M.H. (1977) - Limite Pliocène-Quaternaire et définition du Quaternaire. In : Problems of Quaternary Period, Studia Geol. Polonica, vol. 52, p. 37-52.

ALLEN B.L., CONNALLY G.G. (1977) - Soils and soil stratigraphic units of the west Mexican coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 1, p. 1-2.

ALLEN C.R. (1968) - San Andreas Fault ; tectonic environment and seismicity. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 101, p. 2-3. *

ALLEN C.R. (1975) - Geological criteria for evaluating seismicity. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, p. 1041-1057.

ALLEN C.R., SILVER L.T., STHELI F.G. (1960) - Agua Blanca fault : a major transverse structure of northern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 457-482.

ALLEN C.R., ALLISON E.C., ROBERTS E.R., SILVER L.T. (1961) - Geology of northwestern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer., Cordilleran Sect., Guidebook for field trip, San Diego, Calif., p. 55-65. *

ALLEN C.R., ARMAND P.S., RICHTER C.F., NORDQUIST J.M. (1965) - Relationship between seismicity and geologic structure in the southern California region. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 55, n° 4, p. 753-798.

ALLEN W.E. (1923) - Observations on surface distribution of marine diatoms of lower California in 1921. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser, vol. 12, p. 437-442. *

ALLEN W.E. (1937) - Plankton diatoms of the Gulf of California obtained by the G. Allan Hancock Expedition of 1936. The Hancock Pacific Expedition, South. Calif. Univ. Publ., n° 3, p. 47-59.

ALLISON E.C. (1955) - Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico. Jour. Paleontol., vol. 29, p. 400-432.

ALLISON E.C. (1964) - Geology of areas bordering the Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, p. 3-29.

ALLISON E.C. (1965) - Post-Miocene fauna of northwestern Baja California and adjacent alta California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 49, n° 7, p. 1078, (abstr.).

ALLISON E.C. (1974) - The type Alisitos formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its bivalve fauna. In : Geology of peninsular California, G. Gastil & J. Lillegraven (eds.), AAPG-Soc. Econ. Paleontol. Mineral -SEG, 49th ann. meet., p. 21-59.

ALMADA F.R. (1952) - Diccionario de historia, geografia y biogeografia sonorenses. Impresa de Ruiz Sandoval. 860 p. *

ALONSO ESPINOSA H. (1964) - Pozo M-3 del campo geotérmico de Cerro Prieto, B.C. Mexico. Asoc. Mex. Geol. Petrol. Bol., vol. 16, p. 163-177. *

ALVAREZ BORREGO S., RIVERA J.A., GAXIOLA CASTRO G., ACOSTA RUIZ M.J., SCHWARTZLOSE R. (1978) - Nutrientes en el Golfo de California. Ciencias Marinas (Méx.), vol. 5, n° 2, p. 37-71. *

ALVAREZ L.G., BADAN-DANGON A., ROBLES J.M. (1984) - Lagrangian observations of near-surface currents in Canal de Ballenas. CalCOFI rep., vol. 25, p. 35-42.

AMADOR A., ARGOTE M.L., BARTON E.D. (1977) - Physical oceanography of an upwelling area near Punta Colonet, Baja California. Eos, vol. 58, n° 12, p. 2, (abstr.). *

AMBRIANO J. (1972) - Geology of Baja California : a bibliography of the holdings in Malcom A. Love Library, California State University, San Diego. (Revised Ed.). Calif. State Univ., Sci. and Eng. Library, 105 p.

AMBROSETTI P., AZZAROLI A., BONADONNA F.P., FOLLIERI M. (1972) - A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of central Italy. Soc. Geol. Ital. Boll., vol. 91, p. 169-184.

ANDERSEN R.L. (1966) - Geology of the El Rosarito region, Baja California, Mexico. Calif. San Diego State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Rep., vol. 10, pt. 1.

ANDERSEN R.L. (1969) - Geology of the Playa San Felipe 30X40 minute quadrangle, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n° 121, p. 479, (abstr.).

ANDERSEN R.L. (1973) - Geology of the Playa San Felipe quadrangle, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State Univ., p. 214.

ANDERSON C.A. (1941) - Geology of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 52, p. 1888, (abstr.). *

ANDERSON C.A. (1950) - E.W. SCRIPPS cruise to the Gulf of California, Part I : Geology of the islands and neighboring land areas. Geol. Soc. Amer. Mem. 43, p. 1-53.

ANDERSON D.L. (1971) - The San Andreas Fault. Scient. Amer., vol. 225, n° 5, p. 52-68.

ANDREWS J.T. (1983) - Short ice age 230,000 years ago ? Nature, vol. 303, p. 21-22.

ANGELIER J., CADET J.P., DELIBRIAS G., FOURNIGUET J., GIGOUT M., GUILLEMIN M., HOGREL M.T., LALOU C., PIERRE G. (1976) - Les déformations du Quaternaire marin, indicateurs néotectoniques. Quelques exemples méditerranéens. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., (2), vol. 18 fasc. 5, p. 427-448.

ANGELIER J., COLLETTA B., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C. (1981) - Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. Jour. Struct. Geol., vol. 3, n° 4, p. 347-357.

ANGELIER J., COLLETTA B. (1983) - Tension fractures and extensional tectonics. Nature, vol. 301, n° 5895, p. 49-51. *

ANGERMANN E. (1904) - Fisiografia, geologia e hidrografia de los alrededores de La Paz, B. C.. Parerg./Inst. Geol. México, T. 1.

ANTEVS E. (1948) - Climatic changes and pre-white near. In : The Great Basin, with emphasis on glacial and postglacial times, Univ. Utah Bull., vol. 38, n° 20, p. 168-191.

ANTEVS E. (1955) - Geologic-climatic dating in the West. Amer. Antiquity. vol. 20, p. 317-335.

ANTEVS E. (1962) - Late Quaternary climates in Arizona. Amer. Antiquity, vol. 28, p. 193.

APPLEGATE S.P. (1978) - Phyletic studies ; part I : Tiger sharks. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Rev., vol. 2, num. 1, p. 55-64.

APPLEGATE S.P. (1981) - Tertiary shark faunas of Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 42.

APPLEGATE S.P., FERRUSQUIA-VILLAFRANCA I., ESPINOSA-ARRUBARENA L. (1979) - Preliminary observations on the geology and paleontology of the Arroyo Tiburon area, Bahia de Asuncion, Baja California Sur, Mexico. In : Baja California geology, field guides and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds.), Dept. Geol. Sci., San Diego State Univ., p. 113-115.

APPLEGATE S.P., ESPINOZA-ARRUBARRENA L. (1981) - The geology and selachian paleontology of Loma del Tirabuzon (Corkscrew Hill), Santa Rosalia, B.C.S. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona field-guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Univ. Nal. Auton. México., Inst., Geol. (Hermosillo), p. 257-263.

ARAUJO MENDIETA J. (1980) - Estudio de ambientes sedimentarios evaporiticos recientes en Bahia de Ballenas, Laguna San Ignacio, Edo. Baja California Sur. V Conv. geol. nac., Soc. Geol. Mexicana, vol. resum., p. 22.

ARAUJO MENDIETA J. (1984) - Estudio de ambientes sedimentatios recientes en Bahia de Ballenas y laguna San Ignacio, Baja California Sur. In : Sympos. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, (Hermosillo, Apr. 21-23, 1984), Inst. Geol. Univ. Nal. Auton. México, México D.F., p. 3, (abstr.).

ARCHULETA R.J. (1983) - A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake. Eos, vol. 64, n° 48, p. 959, (abstr.).

ARMENTROUT J.M., ADDICOTT W.O., BARRON J.A., Mc DOUGALL K. (1979) - Pacific coast Neogene correlations, a progress report. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 381.

ARMIEGO R., SUAREZ F. (1981) - Neotectonics of northern Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 42.

ARNAL R.E. (1961) - Limnology, sedimentation and microorganisms of the Salton Sea, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, p. 427-478.

ARNOLD B.A. (1957) - Late Pleistocene in landforms, climate and archeology in central Baja California. Univ. Calif., Publ. Geogr., vol. 10, n° 4, p. 201-318.

ARNOLD B.A. (1962) - Proposed relics of coastal alluvial fans in southern California. Calif. Geographer, vol. 3, p. 123-130.

ARNOLD R. (1903) - The paleontology and stratigraphy of the marine Pliocene and Pleistocene of San Pedro, California. Calif. Acad. Sci. Mem. 3, p. 1-419, 37 pl.

ARNOLD R. (1906) - The Tertiary and Quaternary Pectens of California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, n° 47, 264 p. *

ARNOLD R. (1909) - Environment of the Tertiary faunas of the Pacific coast of United States. Jour. Geol., vol. 17, p. 509-533. *

ARNOLD R., ARNOLD D. (1902) - The marine Pliocene and Pleistocene stratigraphy of the coast of southern California. Jour. Geol., vol. 10, n° 2, p. 117-138.

ARNOLD R., CLARK B.L. 1917) - An Apalachicola fauna from lower California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 28. p. 223-224, (abstr.). *

ARRELLANO A.R.V. (1953) - Estratigrafia de la Cuenca de Mexico. Mem. Congr. Cientif. Mexic., vol. 3, p. 172-186.

ARTIM E.R. (1971) - An unconformable stratigraphic sequence below the San Diego Formation in southeast San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 74-75.

ARTIM E.R., PINCKNEY C.J. (1973) - La Nacion fault system, San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, n° 3, p. 1075-1080.

ARVIDSON R.E., HUTCH T.A. (1974) - Sedimentary patterns in, and around craters from the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, p. 99.

ASCHMANN H. (1958) - Great Basin climates in relation to human occupancy. Univ. Calif. Archeol. Surv. Reports. vol. 42, p. 23-40.

ASCHMANN H. (1959) - The central desert of Baja California. Ibero-Americana, n° 42, 282 p.

ASCHMANN H. (1967) - The central desert of Baja California. Mannesier Publ. Co., Riverside, Calif.

ATWATER B.F., HEDEL C.W., HELLEY E.J. (1977) - Late Quaternary depositional history, Holocene sea-level changes, and vertical crustal movements, southern San Francisco Bay, California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1014, 15 p.

ATWATER T. (1970) - Implications of plate-tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 3513-3536.

ATWATER T. (1971) - Evidence from plate-tectonics for the age of initiation of deformation on the San Andreas-Gulf of California system. Geol. Soc. Amer. Abstr., Progr. vol. 3, p. 75-76. *

ATWATER T., MENARD H.W. (1970) - Magnetic lineations in the northeast Pacific. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 7, p. 445-450. *

ATWATER T., MOLNAR P. (1973) - Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans. In : Proc. Confer. Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, R.L. Kovach & A. Nun (eds.), Stanford Univ., p. 136-148.

AUBREY D.G., EMERY K.O. (1986) - Relative sea levels of Japan from tide-gauge records. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 97, p. 194-205.

AUBRY M.P. (1982) - Calcareous nannofossil biostratigraphy, leg 64. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 955-972.

AUBRY M.P., MATOBA Y., MOLINA-CRUZ A., SCHRADER H. (1982) - Synthesis of leg 64 biostratigraphy. Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, vol. 64, part 2, p. 1057-1059.

AVECILLA GUADARRAMA C. (1978) - Mamiferos marinos fosiles en Baja California, México. IV Congr. Nac. Oceanogr., (Ensenada, Baja Calif.), vol. resum., p. 146-147. *

AYALA CASTANARES A., MALPICA CRUZ V.M., GUTIERREZ ESTRADA M. (1980) - Geologia marina de la region de Yavaros, Sonora, Mexico. Univ. Nal. Auton. Mexico., Centro Cienc. Mary Limnol. An., vol. 7, n° 2 p. 275-290.

BABCOCK E.A. (1971) - Detection of active faulting using oblique infrared aerial photography in the Imperial Valley, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 77 *

BACON C., CARMICHAEL I. (1973) - Stages in the P-T path of ascending basalt magma ; an example from San Quintin, Baja California. Contrib. Mineral. Petrol., vol. 41, p. 1-22. *

BADA J.L., SHOU M.Y., MAN E.H. (1977) - Decomposition reactions of hydroxyamino acids ; applications in geochronology and in paleotemperature determinations. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9 n° 7, p. 885-886.

BADAN-DANGON A., WINANT C.D. (1983) - Spatial structure of summer atmospheric forcing over the Gulf of California. Eos, vol. 64, n° 45, p. 724, (abstr.).

BADAN-DANGON A., CANDELA J., WINANT C.D. (1984) - Spatial distribution of low level atmospheric variables over the Gulf of California. Eos, vol. 65, n° 45, p. 962, (abstr.).

BAEGERT J.J. 1771 (1942) - Noticia de la peninsula americana de California. Trad. P.R. Hendrichs, et introd. de P. Kirchhoff, Antigua Libreria de Robredo, Mexico.

BAILEY T.L. (1943) - Late Pleistocene Coast Range orogenesis in southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 54, p. 1549-1567.

BAILEY T.L., JAHNS R.H. (1954) - Geology of the Transverse Range province, southern California. In : Geology of southern California, R.H. Jahns (ed.), Calif. Div. Div. Mines Bull., 170, p. 83-106.

BALE J.B. (1972) - Landscape analysis of the Punta Canoas region : Baja California del Norte, Mexico. Univ. California, Riverside, Off. Naval Res., Techn. Report 0-72-4.

BALE J.B., MINCH J.A. (1971) - Coastal and shore landforms of Baja California del Norte, Mexico. Off. Naval Res. Techn. Report 0-71-2., 82 p.

BANDY O.L. (1959) - The geologic significance of coiling ratios in the foraminifer Globigerina pachyderma (Ehrenberg). Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 70, n° 12, pt. 2, p. 1708.

BANDY O.L. (1960) - The geologic significance of coiling ratios in the foraminifer Globigerina pachyderma (Ehrenberg). Jour. Paleontol., vol. 34, n° 4, p. 671-681.

BANDY O.L. (1961) - Distribution of foraminifera, radiolaria and diatom in sediments of the Gulf of California. Micropaleontology, vol. 7, p. 1-26. *

BANDY O.L. (1963) - Dominant paralic foraminifera of southern California and the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 73, p. 22-23, (abstr.). *

BANDY O.L. (1964) - Cenozoic planktonic foramniferal zonation. Micropaleontology, vol. 10, n° 1, p. 1-17.

BANDY O.L. (1967a) - Problems of Tertiary foraminiferal and radiolarian zonation, circum-Pacific area. 11th Pacific Science Congr. (Tokyo), Sasaki Printing & Publ. Co, Sendai (japan), Symp. 25, Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific, p. 95-102.

BANDY O.L. (1967b) - Foraminiferal definition of the boundaries of the Pleistocene in southern California, U.S.A. In : Progress in Oceanography, M. Sears (ed.), Pergamon Press, New York, vol. 4, p. 27-49.

BANDY O.L. (1968) - Cycles in Neogene paleo-oceanography and eustatic changes. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., vol. 5, p. 63-75.

BANDY O.L. (1969) - The Calabrian statotype, a correlative study of the California Wheelerian stage. VIII Congr. Intern. INQUA (Paris), Abstr. vol., p. 179.

BANDY O.L. (1972) - Neogene planktonic foraminiferal zones, California and some geologic implications. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. vol. 12, p. 131-150. *

BANDY O.L., CASEY R.E. (1969) - Major late Cenozoic planktonic datum planes, Antarctic to the Tropics. Antarctic Jour., U.S., vol. 4, n° 5, p. 170-171.

BANDY O.L., CASEY E.R. (1970) - Quaternary paleoclimatic variations. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 54, n° 5, p. 835, (abstr.).

BANDY O.L., INGLE J.C. Jr. (1970) - Neogene planktonic events and radiometric scale, California. In : Paleontologic zonation and radiometric dating. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 124, p. 133-174.

BANDY O.L., WILCOXON J.A. (1970) - The Pliocene - Pleistocene boundary : Italy and California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 2939-2948.

BARBAT W.F. (1958) - The Los Angeles Basin area, California. In : A guide to the geology and oilfields of the Los Angeles and Ventura regions. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Pacific Sect., Los Angeles, p. 37-49.

BARBIER E. (1981) - Cerro Prieto geothermal field. Geothermics, vol. 10, n° 34.

BARKLEY R.A. (1968) - Oceanographic atlas of the Pacific Ocean Univ. Hawai Press, Honolulu.

BARNARD F.L. (1968 a) - Structural geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico, and Imperial County, California. Ph.D. dissert., Boulder Univ. Colorado, 157 p. ; Univ. Microfilms Thesis, Inc. n° 69-4326.

BARNARD F.L. (1968b) - Structure and tectonics of the Sierra Cucapas, Northeastern Baja California : progress report. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 115, p. 311-312, (abstr.).

BARNARD F.L. (1969) - Tectonic history of part of the Gulf of California margin. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n° 121, p. 18-19, (abstr.). *

BARNES L.M., (1973) - Praekaqia cedrosensis, a new genus and species of fossil pygmy spermwhale from Isla Cedros, Baja California, Mexico. Contrib. in Science, n° 247, 20 p.

BARNETT T.P. (1982) - On possible changes in global sea level and their potential causes. Scripps Inst. Oceanography, Univ. Calif., SIO Reference Series 1982-10, 34 p.

BARNETT T.P. (1983) - Recent changes in sea level and their possible causes. Climate Change, vol. 5, p. 15-38.

BARNETT T.P. (1984a) - Recent changes in sea level. Eos, vol. 65, n° 45, p. 947, (abstr.).

BARNETT T.P. (1984b) - The estimation on "global" sea level change : a problem of uniqueness. Jour. Geophys. Res., vol. 89, p. 7980-7988.

BARRELL J. (1915) - Factors in movements of the strand line and their results in the Pleistocene and Post-Pleistocene. Amer. Jour. Sci., 4th ser., vol. 40, p. 1-22.

BARRETT E.C. (1957) - Baja California 1535-1956 ; A bibliography of historical, geographical and scientific literature relating to the peninsula of Baja California and to the adjacent Pacific Ocean. Bennett and Marshall, Los Angeles. vol. I, 284 p.

BARRETT E.C. (1967) - Baja California (1535-1964) ; a bibliography of historical geographical and scientific litterature relating to the peninsula of Baja California and to the adjacent islands in the Gulf of California and the Pacific Ocean (including a chronological index to books I and II). Westernlore Press, Los Angeles. 250 p.

BARRON J.A. (1980) - Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project. Init. Rept. Deep Sea Drilling Project, vol. 56-57, pt. 2, p. 641-686.

BARROWS A.G., KAHLE J.E., BEEBY D.J. (1986) - Displacement and slip rate along faults of the San Andreas zone, los Angeles County, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 83.

BARSCH D., ROYSE C.F. (1972) - A model for development of Quaternary terraces and pediment terraces in the southwestern United States of America. Zeitsch. Geomorph., vol. 16, n° 1, p. 54-75. *

BARTLETT A.S., BARGHOORN E.S. (1973) - Phytogeographic history of the isthmus of Panama during the last 12,000 years (a history of vegetation, climate, and sea-level change). In : Vegetation and vegetational history of northern latin America, A. Graham (ed.), Elsevier, Amsterdam, p. 203-299.

BARTRUM J.A. (1926) - Abnormal shore platforms. Jour. Geol., vol. 34, p. 793-806.

BARTRUM J.A. (1935) - Shore platforms. Austr. New Zealand Assoc. Adv. Sci, vol. 22, p. 135-143.

BARTSCH P. (1917) - A monograph of west American melanellid mollusks. U.S. Nat. Mus. Proc., vol. 53, p. 295-356, pl. 34-49.

BATIZA R. (1975) - Mineralogy and geochemistry of pegmatoidal segregation : in tholeiitic lavas of Isla Tortuga, Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 296-297. *

BATIZA R. (1977a) - Oceanic crustal evolution : evidence from the petrology and geochemistry of isolated oceanic central volcanoes. PhD dissert., Univ. of California, San Diego. 295 p. *

BATIZA R. (1977b) - Petrology and chemistry of Guadalupe Island : an alkalic seamount on a fossil ridge crest. Geology, vol. 5, p. 760-764. *

BATIZA R. (1978) - Geology, petrology and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, p. 1309-1324. *

BATIZA R., LONSDALE P., ELDERS W. (1981) - Volcanic outcrops in Guaymas Basin. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 43. *

BATURIN G.N. (1971) - Stage of phosphorite formation on the ocean floor. Nature, vol. 232, p. 61-62. *

BAUMGARTNER T.R., SOUTAR A., SCHRADER H.J. (1978a) - Una historia de la produccion de diatomeas en el Golfo de California basada en el registro preservado en sedimentos anaerobios. IV Congr. Nac. Oceanogr. (Ensenada, Baja California), vol. resum., p. 147-148. *

BAUMGARTNER T.R., SOUTAR A., SCHRADER H.J. (1978b) - Comparison of diatom assemblages preserved in varved sediments of the Gulf of California and interannual climatic variation : 1952-1974. Calif. Cooper. Oceanic Fisheries Investig. Meeting (Idyllwild, Calif.), Abstr. vol. 1 p. *

BAUMGARTNER T.R., SOUTAR A., COWEN J., MORENA P., MICHAELSON J., BRULAND K.W. (1981) - Detailed chronologies in the laminated sediments of the Guaymas slope. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 13, n° 2, p. 44. *

BAUMGARTNER T.R., CHRISTENSEN N. (1985) - Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. Jour. Mar. Res., vol. 43, p. 825-848.

BAUMGARTNER T., FERREIRA V., SOUTAR A., SCHRADER H., MORENO P. (1985) - Sedimentological implication of the reconstructed twentieth century varve record from the central Gulf of California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 917.

BEAL C.H. (1945) - Reconnaissance of the geology and oil possibilities of lower California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 56, p. 1147, (abstr.). *

BEAL C.H. (1948) - Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Mem. 31, 138 p.

BECKER K. (1981) - Heat transfer at spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California, Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 44. *

BELKNAP D.F. (1979) - Application of amino acid geochronology to stratigraphy of late Cenozoic marine units of the Atlantic coastal plain. Ph.D. dissert., Univ. Delaware, U. Microfilm 7912546, Ann Harbor, Michigan.

BELKNAP D.F., WEMMILLER J.F. (1980) - Amino acid racemization in Quaternary mollusks : examples from Delaware, Maryland and Virginia. In : Biogeochemistry of amino acids, P.E. Hare et al., eds., Wiley New York, p. 401-414.

BELTRAN E. (1960) - Symposium : the biogeography of Baja California and adjacent seas. Syst. Zool., vol. 9, n° 2, p. 47-91, and vol. 9, n° 3/4, p. 93-232. *

BENDER M.L. (1973) - Helium-uranium dating of corals. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 37, p. 1229-1247.

BENDER M.L., FAIRBANKS R.G., TAYLOR F.W., MATTHEWS R.K., GODDARD J.G., BROECKER W.S. (1979) - Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. Geol. Soc. Amer. Bull., Part I, vol. 90, p. 577-594.

BENSON R.H., KESSLER R.L. (1963) - Recent marine and lagoonal ostracods from the Estero de Tastiota region, Sonora, Mexico. Univ. Kansas, Paleontol. Contrib. Arthropoda, art. 3, 34 p.

BERGER A. (1978) - Long term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. Quatern. Res., vol. 9, p. 139-167.

BERGER R., FERGUSSON G.N., LIBBY W.F. (1965) - U.C.L.A. radiocarbon dates IV. Radiocarbon, vol. 7, p. 336-371. *

BERGER R., LIBBY W.F. (1966) - U.C.L.A. radiocarbon dates V. Radiocarbon, vol. 8, p. 467-497. *

BERGER R., TAYLOR R.E., LIBBY W.F. (1966) - Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican west coast. Science, vol. 153, n° 3738, p. 864-866. *

BERGGREN W.A. (1971) - The Pliocene-Pleistocene boundary in deep sea cores. Its significance for the concept of the Quaternary. Quaternaria, vol. 15, p. 77-78.

BERGGREN W.A., VAN COUVERING J.A. (1974) - The Late Neogene ; biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol., vol. 16, n° 1/2.

BERGGREN W.A., BURCKLE L.H., CITA M.B., COOKE H.B.S., FUNNELL B.M., GARTNER S., HAYS J.D., KENNETT J.P., OPDYKE N.D., PASTOURET L., SHACKLETON N.J., TAKAYANAGI Y. (1980) - Towards a Quaternary time scale. Quatern. Res., vol. 13, p. 277-302.

BERNAT M., GAVEN C., ORTLIEB L. (1980) - Datation de dépôts littoraux du dernier Interglaciaire (Sangamon) sur la côte orientale du Golfe du Californie, Mexique. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XXII, n° 2, p. 219-224.

BERNER R.A. (1964) - Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the Gulf of California. Marine Geol., vol. 1, n° 2, p. 117-140. *

BERRY S.S. (1922) - Fossil chitons of western North America. Calif. Acad. Sci. Proc., ser. 4, vol. 11, p. 399-526.

BERRY S.S. (1926) - Fossil chitons from the Pleistocene of San Quintin Bay, Lower California. Amer. Jour. Sci., vol. 212, 5th ser, vol. 12, p. 455-456.

BERRY S.S. (1940) - New Mollusca from the Pleistocene of San Pedro, California, I. Bull. Amer. Paleont., vol. 25, p. 1-18, pl. 1-2.

BERRY S.S. (1950) - A partial review of some west American species of Crepidula. Leaflets in Malacol., vol. 1, p. 35-40.

BERRY S.S. (1956) - A tidal flat on the Vermilion sea. Jour. Conchyol., vol. 24, p. 81-84.

BERZUNZA C.R. (1955) - Las Islas Coronado y San Benito. Bol. Soc. Mexic. Geogr. Estadist., vol. 79, n° 3, p. 377-347.

BIDDLE C. (1906) - Notes from Magdalena Bay, Mexico. Engineering Min. Jour., vol. 82, p. 361.

BIEHLER S. (1964) - Geophysical studies of the Salton Trough of California. PhD dissert., California Inst. Technology, Pasadena, Calif.

BIEHLER S., KOVACH R.L., ALLEN C.R. (1964) - Geophysical framework of the northern end of the Gulf of California structural province. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 3, p. 126-143.

BIRCHFIELD G.E., WEERTMAN J., LUNDE A.T. (1981) - A paleoclimate model of Northern Hemisphere ice sheets. Quatern. Res., vol. 15, p. 126-142.

BIRD P., ROSENSTOCK R.W. (1984) - Kinematics of present crust and mantle flow in southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 95, p. 946-957.

BIRKELAND P.W. (1972) - Late Quaternary eustatic sea level changes along the Malibu Coast, Los Angeles County, Calif. Jour. Geol., vol. 80, n°1 4, p. 432-448. *

BISCHOFF J.L. (1971) - Distribution of heavy metals in sediments of the northern Gulf of California, Mexico. IInd Nat. Coastal and Shallow Water Res. Confer., p. 24, (abstr.). *

BISCHOFF J.L., HENYEY T.L. (1971) - Recent faulting in the northern Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 83-84.

BISCHOFF J.L., HENYEY T.L. (1974) - Tectonic elements of the central part of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, p. 1893-1904.

BISHOP J.J., BISHOP M.J. (1972) - New records of Pleistocene marine mollusca from Pacific Beach, San Diego, California. Veliger, vol. 15, p. 6.

BLACKWELDER E. (1931) - Rock-cut surfaces in desert ranges. Jour. Geol., vol. 20, p. 442-450.

BLACKWELDER E. (1954a) - Pleistocene lakes and drainage in the Mojave region, Southern California. In : Geology of southern California, R. Jahns (ed.), Calif. State Div. Mines Bull., vol. 170, part. V, p. 35-40.

BLACKWELDER E. (1954b) - Geomorphic processes in the desert. In : Geology of southern California, R. Jahns (ed.), Calif. State Div. Mines Bull., part V, p. 11-20. *

BLACKWELL D.D., ROY R.F. (1971) - Geotectonics and Cenozoic history of the western United States. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, n° 1, p. 84-85. *

BLAIR W.N. (1978) - Gulf of California in Lake Mead area of Arizona and Nevada during Late Miocene time. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 62, n° 7, p. 1159-1170.

BLAKE W.P. (1854) - Ancient lake in the Colorado desert. Amer. Jour. Sci., vol. 17, p. 435-438.

BLAKE M.C., CAMPBELL R.H., DIBBLEE T.W., HOWELL D.G., NILSEN T.H., NORMARK W.R., VEDDER J.C., SILVER E.A. (1978) - Neogene basin formation in relation to plate-tectonic evolution of San Andreas Fault system, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 62, n° 3, p. 344-372.

BLANC R.P., CLEVELAND G.B. (1961) - Pleistocene lakes of southeastern California. Calif. Div. Mines Geol., Min. Inform. Serv., vol. 14, n° 4, p. 1-8, and vol. 14, n° 5, p. 1-6.

BLANCHARD R.L. (1965) - U^{234}/U^{238} ratios in coastal marine waters and calcium carbonates. Jour. Geophys. Res., vol. 70, p. 4055-4061.

BLASQUEZ LOPEZ L. (1959) - Hidrogeologia de las regiones deserticas de México., Univ. Nac Auton. México, Inst. Geol. An., t. XV, 172 p. *

BLISSENBACH E. (1954) - Geology of alluvial fans in semi-arid regions. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 65, p. 175-190.

BLOOM A. L. (1967) - Pleistocene shorelines : a new test of isostasy. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, n° 12, p. 1477-1494.

BLOOM A. L. (ed.) (1977) - Atlas of sea-level curves. Intern. Geol. Correl. Proj. 61, UNESCO-UIGS, Cornell Univ. Dept. Geol. Sci, Ithaca, N.Y. 114 p.

BLOOM A. L., BROECKER W. S., CHAPPELL J. M. A., MATTHEWS R. K., MESOLELLA K. J. (1974) - Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast ; new $^{230}TH/^{234}U$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quatern. Res., vol. 4, p. 185-205.

BOARDMAN M. R., KENTER R. J., NEUMANN A. C. (1985) - Chronology and magnitudes of highstands of sea level recorded in periplatform sediments. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 526.

BOEHM M. C. (1982) - Biostratigraphy, lithostratigraphy, and paleoenvironments of the Miocene-Pliocene San Felipe marine sequence, Baja California Norte, Mexico. M. Sc. thesis, Stanford Univ., Stanford (Calif.), 326 p.

BOEHM M. C. (1984) - An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy, and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe marine sequence, Baja California, Mexico. In : Geology of the Baja California peninsula, V. A. Frizzell (ed.), Pacif. sect., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., vol. 39, p. 253-265.

BOEHM M. C., INGLE J. C. (1981) - Late Neogene foraminifera and marine deposition near San Felipe, Baja California Norte, Mexico : evidence of earliest marine conditions in the northernmost Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 46.

BOELLSTORFF J. (1973) - Correlating and dating some older "Pleistocene" tills in the midcontinent. Geol. Soc. Amer. Abstr., vol. 5, n° 4, p. 30.

BOELLSTORFF J. (1976) - The succession of late Cenozoic volcanic ashes in the Great Plains, a progress report. In : Stratigraphy and faunal sequences, Meade County, Kansas, 24th Ann. Mtg Midwestern Friends of the Pleistocene (May 1971), Guidebook ser. 1, Kansas Geol Surv., p. 37-71.

BOGEN N. L., SEEBER L. (1986) - Late Quaternary block rotations within the San Jacinto fault zone, southern California. Geol. Soc. Amer. Progr. vol. 18, n° 2, p. 88.

BOLES J. R. (1986) - Mesozoic stratigraphy, Vizcaino-Cedros area, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 88.

BOLLI M. M., KRASHENINNIKOV V. A. (1977) - Problems in Paleogene and Neogene correlations based on planktonic foraminifera. Micropaleontology, vol. 23, p. 436-452.

BONATTI E., ARRHENIUS G. (1965) - Eolian sedimentation in the Pacific off northern Mexico. Marine Geol., vol. 3, p. 337-348. *

BONILLAS Y. S., URBINA F. (1913) - Informe acerca de los recursos naturales de la parte norte de la Baja California, especialmente del delta del Rio Colorado. Parerg. Inst. Geol. Mexico, vol. 4, p. 161-235.

BOSE E. (1907) - Sobre algunos fosiles pleistocenicos en la Baja California recogidos por el Dr. E. Angermann. Parerg. Inst. Geol. Mexico., vol. 2, p. 41-45.

BOSE E., WITTICH E. (1913) - Informe relativo a la exploracion de la region norte de la costa occidental de la Baja California. Parerg. Inst. Geol. México, vol. 4, p. 30-529.

BOSTSFORD C. W. (1910) - Geological notes on west coast of Mexico. Engineer. Min. Jour., vol. 89, p. 223-224.

BOUMA A. H. (1965) - Sedimentary characteristics of samples collected from some submarine canyons. Marine Geol., vol. 3, n° 4, p. 291-320.

BOWDEN L. W. (1971a) - Remote sensing of the Baja California coast. Univ. California Riverside, Off. Naval Research, Techn. Report 0-71-1.

BOWDEN L. W. (1971b) - Remote sensing of the Baja California coast. IInd Nat. Coastal and Shallow Water Res. Confer., p. 27, (abstr.).

BOWDEN L. W. (1973) - Correlation of remote sensing imagery of the coast of southern and Baja California with terrain analysis. Univ. Calif., Riverside, Off. Naval Res. Final Report 0-73-3.

BOWEN D. Q. (1978) - Quaternary geology, a statigraphic framework for multidisciplinary work. Pergamon Press, Oxford. 221 p.

BOWEN T. (1976) - Seri prehistory ; the archeology of the central coast of Sonora, Mexico. Anthropol. Papers Univ. Arizona, n° 27 ; Univ. Ariz. Press (Tucson, Ariz.). 120 p.

BOWMANN R. H. et al. (1973) - Soil survey of the San Diego area, California. Part I. U.S. Depart. Agric., Soil Conserv. Serv., 104 p.

BRADBURY J. P. (1971) - Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. Limnol. Oceanogr., vol. 16, n° 2, p. 180-200.

BRADBURY J. P. (1983) - Holocene chronostratigraphy of Mexico and central America. In : Chronostratigraphic subdivision of the Holocene, J. Mangerud, H. J. B. Birks, K. D. Jäger (eds), Striae, vol. 16, p. 46-48.

BRADLEY W. C. (1956) - Carbon-14 date for a marine terrace at Santa Cruz, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 67, p. 675. *

BRADLEY W. C. (1957) - Origin of marine terrace deposits in the Santa Cruz area, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 68, p. 421-444. *

BRADLEY W. C. (1958) - Submarine abrasion and wave-cut platform. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 69, p. 967-974.

BRADLEY W. C., ADDICOTT W. O. (1968) - Age of first marine terrace near Santa Cruz, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, p. 1203-1210.

BRADLEY W. C., GRIGGS G. B. (1976) - Form genesis and deformation of central California wavecut platforms. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 87, p. 433-449.

BRAKENRIDGE G. R. (1978) - Evidence for a cold, dry, full-glacial climate in the American southwest. Quatern. Res., vol. 9, p. 22-40.

BRAMKAMP R. A. (1935) - Molluscan fauna of Imperial formation of San Gorgonio Pass. Pan-Amer. Geologist, vol. 62, p. 70-71, (abstr.) ; Geol. Soc. Amer. Proc. for 1934, p. 385.

BRAND D. D. (1958) - Coastal study of southwest Mexico. Univ. Texas, Austin. 2 vol., 279 p. + 140 p.

BRAY J. R. (1979) - Surface albedo increase following marine Pleistocene explosive eruptions in western North America. Quatern. Res., vol. 12, p. 204-211. *

BRAY N. A. (1983) - Thermohaline structure in the northern Gulf of California : recent hydrographic observations. Eos, vol. 64, n° 45, p. 742-3, (abstr.).

BRAY N. A. (1985) - Water mass formation in the Gulf of California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 919, (abstr.).

BREMNER C. St. J. (1932) - Geology of Santa Cruz island, Santa Barbara County, California. Santa Barbara Mus. Nat. Hist. Occas. Papers, vol. 1, p. 1-33.

BROECKER W. S. (1963) - A preliminary evaluation of U-series disequilibrium as a tool for absolute age measurements of marine carbonates. Jour. Geophys. Res., vol. 68 p. 2817-2834.

BROECKER W. S. (1975) - Floating ice caps in the Arctic Ocean. Science, vol. 188, p. 1116-1118.

BROECKER W. S., KULP J. L. (1957) - Lamont natural radiocarbon measurements IV. Science, vol. 126, p. 1324-1344.

BROECKER W. S., EWING M., HENZEN B. C. (1960) - Evidence for an abrupt change in climate close to 11,000 years ago. Amer. Jour. Sci., vol. 258, p. 429-448.

BROECKER W. S., THURBER D. L. (1965) - Uranium-series dating of corals and oolites from Bahaman and Florida Key limestones. Science, vol. 149, p. 58-60.

BROECKER W. S., THURBER D. L., GODDARD J., KU T. L., MATTHEWS R. K., MESOLELLA K. J. (1968) - Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. Science, vol. 159, p. 297-300.

BROECKER W. S., KU T. L. (1969) - Caribbean cores P 6304-8 and P 6404-9 : new analysis of absolute chronology. Science, vol. 166, p. 404-406.

BROECKER W. S., VAN DONK J. (1970) - Insolation changes, ice volumes and the ^{18}O record in deep sea cores. Rev. Geophys. Space Phys., vol. p. 168-198.

BROOKS D. J. (1972) - Water table effects on sea-coasts. Discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, n° 11, p. 3541.

BROWN J. S. (1923) - The Salton Sea region, California : a geographic, geologic and hydrologic reconnaissance, U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper, n° 497, 292 p., 18 fig., 19 pl..

BROWN L. C., STRAND C., FAULKNER S. L., GASTIL G. (1979) - Activity on the San Pedro Martir Fault, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 3, p. 71, (abstr.). *

BROWNE J. R. (1868) - Report on the mineral resources of the states and territories west of the Rocky Mountains. U. S. Treasury Depart., Washington D. C. 674 p.

BROWNE J. R. (1869) - Resources of the Pacific slope. D. Appleton & Co., New York. 200 p.

BRUNE J. N. (1968) - Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. Jour. Geophys. Res., vol. 73, p. 777-784.

BRUNE J.N., REYES A., REICHLE M.S. (1975) - Recientes estudios sismicos y tectonicos del Golfo de California. In : Memories First Joint Meeting of the Centers of Scientific Research of Baja California and Scripps Inst. of Oceanogr. (CIBCASIO), p. 39-46. *

BRUNE J.N., VERNON F.L., SIMONS R.S., PRINCE J., MENA E. (1982) - Strong-motions data recorded in Mexico during the main shock. In : The Imperial Valley, California, earthquake of october 15, 1979. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1254, p. 319-349.

BRUSCA R.C. (1973) - Handbook to the common intertidal invertebrates of the Gulf of California. Univ. Ariz. Press, Tucson. 427 p.

BRUSCA R.C. (1975) - Zoological classification. Report of the Alpha Helix Baja California Expedition. In : Alpha Helix Research Program, 1972-74, Univ. Calif. San Diego, p. 72-73. *

BRUSCA R.C., WALLERSTEIN B. (1979) - Zoogeographic patterns of idoteid isopods in the Northeast Pacific, with a review shallow water zoogeography of the area. In : Symp. on the composition and evolution of crustaceous in cold and temperate waters of the world Ocean, A.B. Williams (ed.), Biol. Soc. Wash. Bull., n° 3, p. 67-105. *

BRYAN K. (1925) - Date of entrenching (arroyo cutting) in the arid southwest. Science, vol. 62, p. 338-344.

BRYAN K. (1948) - Los Suelos complejos y fosiles de la altiplanicie de Mexico. Bol. Soc. Geol. México, 13, p. 1-20.

BRYAN W.B. (1967) - Geology and petrology of Clarion Island, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, p. 1461-1476. *

BUCHARDT B., WEINER S. (1981) - Diagenesis of aragonite from Upper Cretaceous ammonites : a geochimmical case-study. Sedimentology, vol. 28, p. 423-438.

BUCK W.R., PARMENTIER E.M. (1985) - Convection beneath young oceanic lithosphere : implication for thermal structure and gravity. Jour. Geophys. Res., B, Paper 5B 5483.

BUISING A.V. (1986) - The Bouse Formation and bracketing units, SE California and W Arizona : investigations into the depositional and tectonic evolution of the proto-Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 90.

BUKRY D. (1975) - Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, leg 32. Initial Repts. Deep Sea Drilling Project. vol. 32, p. 677-701.

BUKRY D. (1981) - Pacific coast coccolith stratigraphy between Point Conception and Cabo Corrientes, Deep Sea Drilling Project Leg 63. Init. Rep. Deep Sea Drilling. Proj., vol. 63, p. 445-471.

BULL W.B. (1974) - Playa processes in the volcanic craters of the Sierra Pinacate, Sonora, Mexico. Zeitschr. Geomorphol., vol. 20, p. 117-129.

BULL W.B. (1986) - Inferred ages and uplift rates of global marine terraces near Santa Cruz, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 90.

BULL W.B., MENGES C.M., MC FADDEN L.D. (1979) - Landforms and Quaternary tectonism of a thrust-faulted mountain front. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 396.

BURCKLE L.H., HAMMOND S.R., SEYB S.M. (1978) - A stratigraphically important new diatom from the Pleistocene of the North Pacific. Pacific. Sci., vol. 32, n° 2, p. 209-214.

BURFORD R.O., HARSH P.W. (1980) - Slip on the San Andreas fault in central California from alinement array survey. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 70, p. 1233-1262.

BURKE R.M., BIRKELAND P.W. (1976) - Re-evaluation of the late Pleistocene glacial sequence along the eastern escarpment of the Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n° 6, p. 796.

BURKE R.M., CARVER G.A., LUNDSTROM S.C. (1986) - Soil development as a relative dating and correlation tool on marine terraces of northern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 91.

BURRUS E.J. (1966) - Wenceslaus Linck's Report and Letters 1762, 1778. Baja California Travel Series, Dawsons Bookshop, Los Angeles.

BUSTILLO SAYNEZ G., GOMEZ GUTIERREZ E., (1978) - Exploracion de carbonato de sodio en aguas freaticas, Bahia de Adair, Sonora. Geomimet, n° 94, p. 64-66.

BUTLER G.P. (1970) - Secondary anhydrite from a sabkha, Northwest Gulf of California, Mexico. Third Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio, p. 153-155.

BUTLER L.W. (1964) - Geology of a submarine valley on the continental slope of Baja California, Mexico. M.Sc. Thesis, San Diego State College, San Diego, Calif. 103 p. *

BUTZER K.W. (1974) - Geological and ecological perspectives on the Middle Pleistocene. Quatern. Res., vol. 14, p. 136-148.

BUTZER K.W. (1975) - Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean Bassin : a Mallorquin view. In : After the Australopithecines, K.W. Butzer & G.L. Isaac, Mouton Publ., p. 25-71.

BUTZER K.W. (1976) - Pleistocene climates. Geoscience and Man, vol. 13, p. 27-43.

BUTZER K.W., ISAAC G.L. (eds). (1975) - After the Australopithecinas. La Hague.

BUWALDA J.P., RICHTER C.F. (1941) - Imperial Valley earthquake of May 18, 1940. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 52, n° 12, pt. 2, p. 1944-1945, (abstr.).

BYRD R.E., BERRY R.W., FISHER P.J. (1975) - Quaternary geology of the San Diego-La Jolla Underwater Park. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 300.

BYRNE J.V. (1957) - The marine geology of the Gulf of California. Ph.D. dissert., Univ. Southern California, Los Angeles, 288 p.

BYRNE J.V., EMERY K.O. (1960) - Sediments of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, n° 7, p. 983-1010.

BYRNE R. (1982) - Preliminary pollen analysis of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Hole 480, cores 1-11. Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, vol. 64, part. 2, - p. 1225-1237.

CALDERON RIVEROLL G. (1978) - A marine geophysical study of Vizcaino Bay and the continental margins of western Mexico between 27° and 30° North latitudes. Ph.D. dissert., Oregon State Univ., Corvallis. 178 p. *

CALDERON RIVEROLL G., COUCH R.W. (1978) - Estructura de la corteza terrestre de la margen continental de Bahia Vizcaino. IV Congr. Nac. Oceanogr., (Ensenada, 1978) Calif., Vol. resum., p. 148. *

CALDERON RIVEROLL G., COUCH R.W. NESS G.E. (1978a) - Estudio geofisico de la margen continental oeste de México. Inst. Oceanogr., Secretaria de Marina, México. 24 p., 10 fig. *

CALDERON RIVEROLL G., COUCH R.W., PLAWMAN T., COPERUDE S., HUEN B., GEMPERLE M., CONNARD G. (1978b) - Mapa de gravedad al intemperismo de la margen continental oeste de la Peninsula de Baja California. IV Congr. Nac. Oceanogr., (Ensenada, 1978), Vol. resum., p. 149. *

CALVERT S.E. (1964a) - The diatomaceous sediments of the Gulf of California. Dissert. Abstr., vol. 25, p. 2927.

CALVERT S.E. (1964b) - Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California. In : Marine Geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & C.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 3, p. 311-330.

CALVERT S.E. (1966) - Origin of diatom-rich varved sediments from the Gulf of California. Jour. Geol., vol. 76, p. 546-565.

CAMERON T.E., FROST E.G. (1981) - Regional development of major antiforms and synforms coincident with detachment faulting in California, Nevada and Sonora. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 7, p. 421-422. *

CAMPBELL A.C. (1981) - Suspended particulate manganese in the Guaymas Basin. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 48. *

CARBONELL C., BUSTILLO SAYNEZ G., (1978) - Salina de Bahia de Adair, Municipio de Puerto Penasco, Sonora. Geomimet, n° 94, p. 47-64.

CAREY S.W. (1958) - The tectonic approach to continental drift. In : Continental drift, Symposium n° 2, S.W. Carey (ed.), Tasmania Univ. Geol. Dept., p. 177-355. *

CARRENO A. (1961) - Estudio geohidrologico de la region de Santo Domingo, territorio de la Baja California. Ingenieria hidraulica en México, t. XV, n° 1, p. 57-68 ; t. XV, n° 2, p. 77-86. *

CARRENO A.L. (1981) - Ostracodos y foraminiferos planctonicos de la Loma del Tirabuzon, Santa Rosalia, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigraficas y paleoecologicas. Univ. Nac. Auton. Mexico., Inst. Geol., Rev., vol. 5, n° 1, p- 55-64.

CARRENO A.L. (1982) - Biostratigraphy at the Loma del Tirabuzon (Corkscrew Hill), Santa Rosalia, Baja California Sur, Mexico. 3rd North Amer. Paleont. Conv. (Montreal, Aug. 1982), Proc. vol. 1, p. 67-69.

CARREON H. (1978) - Prospeccion internacional de geologia y geofisica en el Golfo de California. IV Conv. Geol. Nac., Bol. Soc. Geol. Mexicana, t. XXXIX, n° 1, p. 15, (resumen). *

CARRILLO ISOLbI G. (1976) - Geologia regional semidetallada del Prospecto San Ignacio-Cadeje, Baja California Sur. Tesis Facultad de Ingenieria, Univ. Nac. Auton Mexico, México D.F..

CARTER B.A. (1982) - Neogene displacement of the Garlock fault. Eos, vol. 63, p. 1124, (abstr.).

CARTER G.F. (1957) - Pleistocene man at San Diego. Baltimore, John Hopkins Press. 400 p.

CARTER J. (1959) - Mangrove succession and coastal change in southwest Malaya. Trans. Inst. Brit. Geogr., vol. 26, p. 79-88.

CASEY R.E. (1972) - Neogene radiocarbon biostratigraphy and paleotemperature : Southern California ; the experimental Mohole Antartic core E 14-8. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., vol. 12, n° 1-2, p. 115-130.

CASTENS-SEIDELL B., HARDIE L. (1983) - Gypsum-anhydrite deposition in sabkhas : new observations from the Holocene tidal flats of the NW Gulf of California, Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 15, n° 6, p. 540.

CASTLE R.O., CHURCH J.P., ELLIOTT M.R. (1976) - Aseismic uplift in southern California. Science, vol. 192, p. 251-253.

CASTLE R.O., ELLIOTT M.R., WOOD S.H. (1977) - The southern California uplift, 1977. Eos, vol. 58, n° 6, p. 495, (abstr.). *

CASTLE R.O., VANICEK P. (1980) - Interdisciplinary considerations in the formulation of the New North American vertical datum. In : Proc. Ind Intern. Symp « problems related to the redefinition of North American vertical geodetic networks, G. La Chapelle (ed.), Can. Inst. Surveying, Ottawa p. 285-299.

CASTLE R.O., ELLIOTT M.R. (1982) - The sea slope problem revisited. Jour. Geophys. Res., vol. 87, n° 88, p. 6989-7024.

CATHLES L. (1975) - The viscosity of the Earth's mantle. Princeton Univ. Press, Princeton N.J., 386 p.

CAUSSE C., ORTLIEB L. (1984) - Données chronologiques ($^{238}U/^{234}U/^{230}Th$) sur des mollusques littoraux quaternaires de la côte orientale de Basse Californie, Mexique. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium ; (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geologia ; Mexico D.F., p. 1-11.

CAYAN D.R., FLICK R.E., O'REILLY W.C. (1985) - Meteorological influences on extreme sea levels in San Diego, California during winter 1982-83. Eos, vol. 66, n° 46, p. 921, (abstr.).

CAZENAVE A. (1985) - Geoid lows over deep sea trenches. Eos, vol. 66, n° 51, p. 1348, (abstr.).

CAZENAVE A., DOMINH K. (1985) - Le geoïde marin : altimétrie par satellite et structure des océans. Géochronique, n° 14, p. 14-17.

CAZENAVE A., ROSENBERG-BOROT C., RABINOWICZ M. (1986a) - Geoïd lows over deep sea trenches. Jour. Geophys. Res., vol. 91, B2, p. 1989-2044.

CAZENAVE A., DOMINH K., ALLEGRE C.J., MARSH J.G. (1986b) - Global relations between oceanic geoïd and topography. Eos, vol. 67, n° 16, p. 356, (abstr.).

CELIS S. (1975) - Estudio microfaunistico y paleo-ecologico de una seccion estratigrafica, entre Punta Onah y Punta Tormenta, Sonora, Mexico. Tesis prof. Biol., Univ. Nac. Auton. Mexico, Fac. de Ciencias, Mexico. 47 p.

CELIS S. (1979) - Les foraminifères quaternaires des anciennnes lignes de rivage de la côte de Sonora et de Basse Californie, Mexique. Thèse 3e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI. 110 p.

CELIS-GUTIERREZ S. (1980) - Estudio microfaunistico de uma seccion del Pleistoceno superior en la region de Puerto Libertad, Sonora. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Rev., vol. 4, n° 1, p. 76-81.

CELIS-GUTIERREZ S. (1985) - Interpretacion paleoambiental de los depositos marinos pleistocénicos de la porcion noroccidental de Baja California Sur, Mexico (Laguna Ojo de Liebre), basado en foraminiferos bentonicos. I Reuniao do Quaternario iberico (Lisboa, 1985), Grupo de trabalho portuges para o estudo do Quaternario & Grupo Espanol de trabajo del Cuaternario, Actas, vol. 1, p. 509-529.

CELIS S., MALPICA-CRUZ V. (1981) - Interpretacion paleoambiental y diagenetica de sedimentos marinos del Pleistoceno tardio al noroeste de Puerto Libertad, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 48-49.

CELIS GUTIERREZ S., MALPICA CRUZ V.M. (1982a) - Estudio de paleoambientes sedimentarios cuaternarios en el noroeste de Baja California Sur. VI Conv. Nac. Soc. Geol. Mexicana (México D.F.), vol. resum. p. 34. *

CELIS S., MALPICA CRUZ V. (1982b) - Quaternary paleoenvironment determination of the eastern edge of the Gulf of California from study of the microfaunas. XI INQUA Congr. (Moscow, 1982), Abstr. vol. II, p. 33. *

CHACE E.P. (1956) - Additional notes on the Pliocene and Pleistocene fauna of the Turtle Bay area, Baja California, Mexico. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 12, p. 177-180.

CHACE E.P. (1958a) - The marine molluscan fauna of Guadalupe Island, Mexico. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 12, p. 319-332. *

CHACE E.P. (1958b) - A new mollusk from San Felipe, Baja California. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 12, p. 333-334. *

CHAMBERLIN T.C. (1895) - Glacial phenomena of North America. In : The Great Ice Age, J. Geikie, New York, p. 724-755.

CHAMBERLIN T.C. (1896) - Nomenclature of glacial formations. Jour. Geol., vol. 4, p. 872-876.

CHAPMAN V.J. (1944) - Cambridge University expedition to Jamaica. Jour. Limn. Soc. Bot. Lond., vol. 52, p. 407-533.

CHAPMAN V.J., (1960) - Salt marshes and salt deserts of the world. Interscience Publ. Inc., New York. 391 p.

CHAPPELL J. (1973) - Astronomical theory of climatic change. Status and problem. Quatern. Res., vol. 3, p. 221-236.

CHAPPELL J. (1974a) - Relationships between sea levels, ^{18}O variations and orbital perturbations, during the past 250,000 years. Nature, vol. 252, p. 199-202.

CHAPPELL J. (1974b) - Late Quaternary glacio- and hydro-isostasy on a layered earth. Quatern. Res., vol 4, p. 405-408.

CHAPPELL J. (1974c) - Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea : a study of Quaternary tectonic monements and sea level changes. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, p. 553-570.

CHAPPELL J. (1976) - Theories of upper Quaternary ice ages In : Climatic change and variability, A.B. Pittock, L.A. Frakes, D. Jenssen, J.A. Peterson, J.W. Zillman (eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., p. 211-224.

CHAPPELL J. (1981) - Relative and average sea level changes, and endo-, epi-, and exogenic processes on the Earth. In : Sea level, ice and climatic changes, I. Allison ed., Proc. Sympos 17th Gener. Assembly Intern. Union Geodesy Geophysics, Canberra (1979).

CHAPPELL J. (1983) - Search, vol. 14, p. 99-101.

CHAPPELL J., VEEH H.H. (1977) - Th^{230} U^{234} support of an interstadial sea level of -40 m at 30 000 yr. B.P. Nature, vol. 268, p. 618-620.

CHAPPEL J., VEEH H.H. (1978) - Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, p. 356-368.

CHAPUT E. (1928) - Les terrasses des régions atlantiques françaises. Intern. Geogr. Union, Comm. Pliocene and Pleistocene terraces, Rept n° 1, p. 69-94.

CHASE C.G., MENARD H.W., LARSON R.L., SHARMAN G.F., SMITH S.M. (1970) - History of sea floor spreading west of Baja California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 491-498.

CHASE T.E., MENARD H.W. (1968) - Four fracture zones off Mexico. In : Proc. Pan American. Symp. Upper Mantle, group II, Upper Mantle, Petrology and Tectonics, Mexico (March 18-21, 1968)., p. 7-14. *

CHASE T.E., NORMARK W.R., THOMAS J.A. (1979) - Compilation of marine geologic and oceanographic data off the Western United States : Southern California Continental Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 400.

CHAVEZ D., GONZALEZ J., REYES A., MEDINA M., DUARTE C., BRUNE J.N., VERNON F.L., SIMONS R., HUTTON L.K., GERMAN P.T., JOHNSON C.E. (1982) - Main-shock location and magnitude determination using combined U.S. and Mexican data. In : The Imperial Valley, California earthquake of october 15, 1979. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1254, p. 51-58.

CHAVEZ E. (1975) - Fauna de invertebrados de Bahia kino, Sonora. Tesis prof. Biol., Univ. Nac. Auton. Mexico, Fac. Ciencias, Mexico. 52 p.

CHAVEZ V.M. (1978) - Estudio geologico general del area Loreto-Comondu-Bahia Concepcion, Estado de Baja California Sur. Tesis, Esc. Sup Ingen. Arquit., Inst. Politecn. Nac., Mexico, 83 p.

CHEADLE M.J., CZUCHRA B.L., BYRNE T., ANDO C.J., OLIVER J.E., BROWN L.D., KAUFMAN S., MALIN P.E., PHINNEY R.A. (1985) - The deep crustal structure of the Mojave desert, California, from COCORP seismic reflection data. Eos, vol. 66, n° 53, p. 1375, (abstr.). *

CHELTON D.B., DAVIS R.E. (1979) - Atmospheric forcing of low frequency sea level along the west coast of North America. Eos, vol. 60, n° 46, p. 855, (abstr.).

CHELTON D.B., DAVIS R.E. (1982) - Monthly mean sea-level variability along the west coast of North America. Jour. Phys. Oceanogr., vol. 9, p. 757-784.

CHILDERS M.W. (1977) - A geological and archeological reconnaissance of the Yuha Desert. In : Archeological survey of the Yuha Basin, Imperial County, J. Von Werlhof & S. Von Werlhof (eds.), Imperial Valley Records, p. 12-21.

CHOROWICZ J., ANGELIER J., COLLETTA B., ORTLIEB L., RANGIN J. (1980) - La fracturation de la Basse Californie moyenne d'après la télédetection et la microtectonique, et l'ouverture de la Mer de Cortez (Mexique). 8e Réun. Ann. Sciences de la Terre (Marseille), p. 95.

CHOROWICZ J., ANGELIER J., RANGIN C., COLLETTA B., ORTLIEB L. (1982a) - Interprétation des images spatiales du secteur de Santa Rosalia (Basse Californie, Mexique) et le problème de l'ouverture du Golfe de Californie. Photo-interpretation, n° 2, fasc. 1-2a.

CHOROWICZ J., ANGELIER J., RANGIN C., COLLETTA B., ORTLIEB L., DEMANT. (1982b) - Un volcan plio-quaternaire partagé par une faille près de Santa Rosalia (Basse Californie, Mexique) : relations avec le système de failles de San Andreas et l'ouverture du Golfe du Californie. Photo-interpretation, n° 2, fasc. 1-2c.

CHOROWICZ J., RANGIN C. (1982) - Essai de cartographie géologique de la Basse Californie obtenue à partir de l'analyse des images spatiales : methodes et résultats. Bull. Soc. Géol. France, sér. 7, t. XXIV, n° 1, p. 139-143, carte h.t.

CHOROWICZ J., LYBERIS N. (1984) - Structural signification of a similar carbonate crust lying along the Gulf of California and along the Gulf of Suez. Symp. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area. Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol. (Hermosillo), Abstr. vol., p. 85.

CHRISTENSEN N., RODRIGUEZ P.O.N. (1978) - Un estudio de variaciones de nivel del mar y corrientes de Baja California. In : Discusiones internas sobre labores de investigacion y docencia, Centro de Invest. Cient. y de Educ. Sup. Ensenada, 1978, p. 51-76.

CHRISTENSEN N., RODRIGUEZ N. (1979) - A study of sea level variations and currents off Baja California. Jour. Phys. Oceanogr. Vol. 9, n° 3, p. 631-638.

CHRISTENSEN P., GREELEY R., Mc HONE J., ASHEROM Y., BARNETT S. (1983) - Pinacate - Gran Desierto region, Mexico SIR-A data analysis. Geol. Soc. Amer. Astr. Progr., vol. 15, n° 6, p. 544.

CHRISTODOULIDIS D.C., SMITH D.E., KOLENKIEWICZ P., DUNN P.J., TORRENCE M.H., KLOSKO S.M. (1983) - Tectonic plate motions from Lageos observations. Eos, vol. 64, n° 45, p. 673, (abstr.).

CHRISTODOULIDIS D.C., SMITH D.E., KOLENKIEWICZ R., KLOSKO S.M., TORRENCE M.H., DUNN P.J. (1985) - Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging. Jour. Geophys. Res., vol. 90, p. 9249-9263.

CLARK J.A. (1980) - A numerical model of world-wide sea level changes on a viscoelastic earth. In : Earth rheology, isostasy and eustasy, N.A. Morner (ed.), J. Wiley & Sons.

CLARK J.A., FARRELL W.E., PELTIER W.R. (1978) - Global changes in post glacial sea level : a numerical calculation. Quatern. Res., vol. 9, p. 265-287.

CLARK M.M., GRANTZ A., RUBIN M. (1972) - Holocene activity of the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 787, p. 112-130.

CLARK M.M., LAJOIE K.R. (1974) - Holocene behavior of the Garlock fault. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 6, p. 156.

CLARK T.A., RYAN J.W., GORDON D. (1985) - Geodesy by radio-interferometry : recent measurements of North American to Pacific plate motions. Eos, vol. 66, n° 46, p. 848.

CLARK T., RYAN J., MA C., HIMWICH E., MALLAMA A., GORDON D. (1986) - Geodesy by Radio-interferometry : determination of vector motions for sites on the Pacific and North American plates. Eos, vol. 67, n° 16, p. 257, (abstr.).

CLAVIJERO F.X. 1789, (1970) - Historia de la antigua o Baja California. Edition prép. par M. Leon Portilla, Edit. Porria, Mexico.

CLEMENTS T., DANA S.W. (1944) - Geologic significance of a coarse marine sediment from near Santa Catalina Island, California. Jour. Geol., vol. 52, p. 351-354.

CLIFTON H.E. (1980) - Distinction between intertidal and subtidal facies in Pleistocene bay deposits, Willapa Bay Washington. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 102.

CLIMAP Project Members (1976) - The surface of the ice-age earth. Science, vol. 191, p. 1131-1137. *

CLIMAP Project Members (1984) - The last interglacial ocean. Quatern. Res., vol. 21, p. 123-224.

COAN E.V. (1965) - Kitchen midden mollusks of San Luis Gonzaga Bay. Veliger, vol. 7, n° 4, p. 216-218.

COCHEME J.J. (1981) - Preliminary report on volcano-plutonic rocks of central and eastern Sonora. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 49. *

COCHRAN J.R. (1981a) - The Gulf of Aden : structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. Jour. Geophys. Res., vol. 86-B1, p. 263-287.

COCHRAN J. R. (1981b) - Simple models of diffuse extension and the pre-sea floor spreading development of the continental margin of the North-eastern Gulf of Aden. XXVI Intern. Geol. Congr. (Paris), Geology of Continental margins Symp., Oceanol. Acta, Suppl. vol. 4, p. 155-165.

COCKERELL T. D. A. (1938) - Studies of island life. Univ. Colorado Studies, vol. 26, p3-20.

COHEN L. H., CONDIE K. C., KUEST L. J., MACKENZIE G. S., MEISTER F. H., PUSHKAP P., STUEBER A. M. (1963) - Geology of the San Benito Islands, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, p. 1355-1370.

COLEMAN J. M., SMITH W. G. (1964) - Late recent rise of sea level. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, p. 833-840.

COLEMAN J. M., WRIGHT L. D. (1975) - Modern river deltas : variability of processes and sand bodies. In : Deltas, models for exploration, M. L. Broussard (ed.), Houston Geol. Soc., p. 99-149.

COLEMAN V. (1972) - Ground survey and air photo analysis of the llano de San Quintin, Baja California del norte, Mexico. Univ. Calif. Riverside, Off. Naval Res. Techn. Report n° 0-72-2, 14 p.

COLLETTA B. (1981) - Réseaux de fractures et dérive de la Basse Californie par rapport an continent nord-américain. C. R. Acad. Sci., Paris, (II), t. 292, p. 1141-1144.

COLLETTA B., ORTLIEB L. (1979) - Neotectonic evolution of the northernmost coastal area of the Gulf of California, Mexico. Géol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 403-404.

COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C. (1980) - Les failles de Basse Californie moyenne et l'ouverture de la Mer de Cortez. XXVIe Congr. Géol. Intern. (Paris, 1980), vol. res., p. 326.

COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C. (1981a) - Fracturation et évolution néotectonique de la péninsule de Basse Californie (Mexique). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 292, p. 1043-1048.

COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., RANGIN C., ORTLIEB L. (1981b) - Faulting pattern in the peninsula of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 50.

COLLETTA B., DEMANT A., ORTLIEB L. (1981c) - Neotectonics and Plio-quaternary volcanism of the area of Santa Rosalia, Baja California ; roadlog for a field trip. In : Geology of northwestern Sonora and Southern Arizona, field-guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Hermosillo (Mexico), p. 240-255.

COLLETTA B., ANGELIER J. (1981) - Faulting evolution of the Santa Rosalia Basin, Baja California Sur, Mexico. In : Geology of northwerstern Mexico and southern Arizona, Field-guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Hermosillo, p. 265-274.

COLLETTA B., ORTLIEB L. (1981) - La actividad tectonica cuaternaria en la extremidad meridional del sistema de San Andres. Memoria del Simposio sobre asentamientos humanos en la Falla de San Andres (Tijuana, BCN, 1979), Secret. Asentam. Humanos Obras Publ., Mexico D.F., p. 75-90.

COLLETTA B., ANGELIER J. (1983) - Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie. In : Rifts et fossés anciens, M. Popoff & J.J. Tiercelin (eds.), Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine, vol. 7, n° 1, p. 433-441.

COLLETTA B., ANGELIER J., ROLDAN J., ARRIAGA H., MONTANO T. (1984) - Tectonica de fallas cenozoicas en el noroeste de Mexico en relacion con la abertura del Golfo de California. Symp. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Inst. Geol., Univ. Nac. Auton. Mexico, Abstr. vol., p. 11-12.

COLLETTA B., ORTLIEB L. (1984a) - Deformations of Middle and Late Pleistocene deltaic deposits at the mouth of the Rio Colorado, northwestern Gulf of California. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium ; (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geologia ; Mexico D.F., p. 31-53.

COLLETTA B., ORTLIEB L. (1984b) - Deformations of Middle and Late Pleistocene deltaic deposits at the mouth of the rio Colorado, northwestern Gulf of California. Sympos. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area ; (Hermosillo, Apr. 21-23, 1984), Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geologia ; Mexico D.F. ; Abstr. vol., p. 87-88.

COLLINSON J.D., ELLIOTT T., READING H.G. (1978) - Environments and facies of sand bodies. Sedimentary Research Associates, Oxford.

COLOMBEK M.P., LYZENGA C.A. (1985) - Implications of VLBI measurements on Pacific-North American plate motions in southern California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 849.

COLQUHOUN D.J. (1965) - Terrace sediment complexes in central South Carolina. Atlantic coastal Plain Geol. Assoc. Field Conf., 1965, Guidebook, Univ. South Carolina, Columbia, S.C., 62 p.

COLQUHOUN D.J. (1974) - Cyclic surficial stratigraphic units of the middle and lower coastal plains, central South Carolina. In : Post-Miocene stratigraphy, Central and Southern Atlantic Coastal Plain, R.Q. Oaks, J.R. DuBar (eds.), Utah State Univ. Press, Logan, Utah, p. 179-190.

COLQUHOUN D.J., JOHNSON R.S. (1968) - Tertiary sea-level fluctuation in South Carolina. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., vol. 5, p. 105-126.

COLQUHOUN D.J., HERRICK S.M., RICHARDS H.G. (1968) - A fossil assemblage from the Wicomico Formation in Berkeley County, South Carolina. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, p. 1211-1220.

COMBS J. (1971) - Heat flow and geothermal resource estimates for the Imperial Valley. In : Cooperative geological-geophysical, geochemical investigations of geothermal resources in the Imperial Valley area of California, R.W. Rex et al. (eds.), Univ. Calif., Riverside, p. 5-28.

COMBS J., HADLEY D. (1977) - Microearthquake investigation of the Mesa geothermal anomaly, Imperial Valley, California. Geophysics, vol. 4, n° 1, p. 17-31. *

COMINGUEZ G.A.H., del CASTILLO L.F. (1974) - Analisis de informacion magnetométrica y gravimétrica correspondente a la zona ubicada al norte del Golfo de California : resultados preliminares. Asoc. Mex. Geofis. Explor., vol. 14, p. 69-91. *

CONNALLY G.G. (1973) - Erosional depositional history of the Rio Acaponeta and its relationship to the Marismas Nacionales, Sinaloa and Nayarit, west Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 5, p. 582-583.

CONNALLY G.G. (1977) - The west Mexican coastal plain : physiographic definition. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 1, p. 13.

CONNALLY G.G. (1984) - Soil stratigraphy and inferred tectonic history of the west Mexican Coastal Plain. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a Symposium (Hermosillo, Son., April 21-23, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico, D.F., p. 55-73.

CONNALLY G.G., HOFFMAN S.A., MANLEY F.H., SCOTT S.D., SIRKIN L.A., STUCKENRATH R.S. (1977) - The history and development of the west Mexican coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 1, p. 13.

CONNALLY G.G., SULLIVAN J.T. (1984) - Historia tectonica inferida de la Llanura costera del Oeste de Mexico, de Mazatlan a San Blas. Sympos. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico D.F., Abstr. vol., p. 13.

CONTRERAS FLORES R. (1982) - Estudio geofisico de la parte norte del Golfo de California. VI Conv. Geol. Mexicana, (México D.F., 1978), vol. resum, p. 54. *

COOK E.H. (1908) - The saline deposits of Carmen Island. Engineer. Min. Jour., vol. 85, p. 545-546.

COOK K.L. (1966) - Rift system in the Basin and Range province. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, n° 101, Abstr. for 1966, p. 297, (abstr.). *

COOK K.L. (1969) - Active rift system in the Basin and Range province. Tectonophysics, vol. 8, p. 469-511. *

COOKE C.W. (1930) - Correlation of coastal terraces. Jour. Geol., vol. 38, p. 577-589.

COOKE R.V., REEVES R.W. (1972) - Relations between debris size and the slope of mountain fronts and pediments in the Mojave desert, California. Zeitschr. Geomorphol., vol. 16, n° 1, p. 76-82.

COOPER W.S. (1936) - The strand and dune flora of the Pacific coast of North America. A geographic study. In : Essays in Geobotany in honor of W. Albert Setchell, T.H. Goodspeed (ed.). Univ. Calif. Press, Berkeley, Calif. *

COOPER W.S. (1967) - Coastal dunes of California. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 104, 131 p.

COPERUDE S. (1978) - Geologic structure of the western continental margin of south central Baja California based on seismic and potential field data. M.Sc. Thesis, Oregon State Univ., Corvallis. 66 p. *

CORDOBA A.D., GUERRERO C.J., CARRANZA A., RANGIN C. (1978) - Rita Cyamex 78 : Observaciones estructurales en sitio a 3000 m de profundidad en el levantamiento del Pacifico Oriental. IV Conv. Geol. Nacional, Bol. Soc. Geol. Mexicana, T. XXXIX, n° 1, p. 16, (resumen). *

COREY W.H. (1954) - Tertiary basins of southern California. Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines Bull., vol. 170, chap. 3, p. 73-83.

CORRADO J.A., HARE P.E., BAMBACH R.K., (1981) - Aminostratigraphy of Pleistocene deposits in the South Carolina coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 7, p. 431.

CORTEZ E.A., FRANCO E.M., FERNANDEZ M.A., AQUINO E.V. (1976) - Geologia del area volcanica del Pinacate en el desierto del Altar, Sonora, Mexico. Tesis Prof., Inst. Politécnico Nac., México D.F..

COSBY S.B. (1929) - Notes on a map of the Laguna Salada Basin, Baja California. Geogr. Rev., n° 19, p. 613-620.

COTTON C.A. (1963) - Levels of planation of marine benches. Zeitschr. Geomorph., vol. 8, p. 127-141.

COTTON C. (1972) - The duration of the Pleistocene. Jour. Roy. Soc. New Zealand, vol. 2, n° 4, p. 541-544.

COTTRELL D.J. (1973) - The sedimentary petrology and some geomorphical aspects of the Marismas Nacionales, west Mexico. M.Sc. thesis, State Univ. New York, Buffalo, N.Y., 65 p.

COUCH R.W., HUEHN B., COPERUDE S.P., PLAWMAN T.L., CALDERON RIVEROLL G. (1980) - Geophysical structural sections across Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 102. *

COUDRAY J., MONTAGGIONI L. (1982) - Coraux et récifs coralliens de la province indo-pacifique : répartition géographique et altitudinale en relation avec la tectonique globale. Bull. Soc. Géol. France, vol. 24, p. 981-993.

COX A., DALRYMPLE G.B. (1967) - Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. Jour. Geophys. Res., vol. 72, p. 2603-2604.

COX A., DOELL R.R. (1968) - Paleomagnetism and Quaternary correlation. In : Means of correlation of Quaternary successions, R.B. Morrison & H.E. Wright (eds.), Univ. Utah Press, Salt Lake City, p. 253-265.

CRAIG H. (1961) - Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, vol. 133, p. 1833-1834.

CRAIG H., GORDON L.I. (1965) - Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Spoleto Conf. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Proc. (Pisa) p. 161-182.

CRAIG N., SEEBER L.W., SYKES L.R. (1986) - Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas Fault system, Southern California. Eos, vol. 67, n° 15, p. 199, (Abstr).

CRONIN T. M. (1981) - Rates and possible causes of neotectonic vertical crustal movements of the emerged southeastern United States Atlantic Coastal Plain. Geol. Soc. Amer. Bull., Part 1, vol. 92, p. 812-833.

CRONIN T. M., SZABO B. J., AGER T. A., HAZEL J. E., OWENS J. P. (1980) - Quaternary climates and sea levels, U. S. Atlantic coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 408-409.

CRONIN T. M., SZABO B. J., AGER T. A., HAZEL J. E., OWENS J. P. (1981) - Quaternary climates and sea levels of the U. S. Atlantic Coastal Plain. Science, vol. 211, p. 233-240.

CROSS A. T. (1966) - Source and distributions of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. Marine Geol., vol. 4, p. 467-524. *

CROSS A. T., THOMPSON G. G., STONE F. J. (1969) - Palynology of surface sediments, Gulf of California and western Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 121, p. 65-66, (abstr.). *

CROUCH J. K., (1978) - Neogene tectonic evolution of the California Continental Borderland and western Transverse Ranges. U. S. Geol. Surv. Openfile Report 78-606.

CROUCH J. K. (1979) - Tectonic history of the outer part of the California borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 407.

CROWELL J. C. (1962) - Displacement along the San Andreas Fault, California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. n° 71, 61 p.

CROWELL J. C. (1971) - Tectonic problems of the transverse ranges, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 106. *

CROWELL J. C. (1981a) - Juncture of San Andreas transform system and Gulf of California rift. In : XXVI Congr. Géol. Intern., Colloque C3 géologie des marges continentales, Oceanol. Acta, vol 4, n° 1, p. 137-141.

CROWELL J. C. (1981b) - An outline of the tectonic history of southeastern California. In : The geotectonic development of California, W. G. Ernst (ed.), Prentice Hall, New Jersey, p. 583-600.

CROWELL J. C., BACA B. (1979) - Sedimentation history of the Salton trough. In : Tectonics of the juncture between the San Andreas fault, J. C. Crowell & A. G. Sylvester (eds.), Depart. Geol. Sci., Univ. Calif., Santa Barbara, Calif., p. 101-110.

CURRAY J.R. (1959) - Coastal plain-continental shelf studies. In : Study of recent sediments and their environments in the Gulf of California, Univ. Calif., Inst. Marine Resources, IMR Ref. 59-7, quart. Report A.P.I Project 51.

CURRAY J.R. (1960) - Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In : The Quaternary of the United States, H.E. Wright & D.G. Frey (eds.), Princeton Univ. Press, Princeton (N.J.). p. 723-735.

CURRAY J.R. (1961a) - Continental shelf : coastal plain of northwest mainland Mexico. First Nat. etc. Coastal Shallow Water Resources Confer. D. Gorsline (ed.), p. 533-536.

CURRAY J.R. (1961b) - Costa de Hermosillo surface lithology and topography. Amer. Petrol. Inst., Research Project 51, Quarterly Report n° XXXVIII, p. 2-5.

CURRAY J.R. (1965) - Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In : The Quaternary of the United States, H.E. Wright & D.G. Frey (eds.), Princeton Univ. Press, Princeton, p. 723-735.

CURRAY J.R. (1970) - Quaternary influence, coast and continental shelf of Western U.S.A. and Mexico. Quaternaria, vol. XII, p. 19-32.

CURRAY J.R. (1980) - The IPOD programme on passive continental margin. In : The evolution of passive continental margins in the light of recent deep drilling results, Phil. Trans. Royal Soc. London, vol. A 294, p. 17-33.

CURRAY J.R., MOORE D.G. (1963) - Sedimentos e historia de la costa de Nayarit, México. Bol. Soc. Geol. México, t. XXVI, n° 2, p. 107-116.

CURRAY J.R., MOORE D.G. (1964a) - Pleistocene deltaic progradation of continental terrace, Costa de Nayarit, Mexico. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. n° 3, p. 193-215.

CURRAY J.R., MOORE D.G. (1964b) - Holocene regressive sand, costa de Nayarit, Mexico. In : Deltaic and shallow marine deposits, L.M. Van Straten (ed.), Developments in sedimentology vol. I, Elsevier, p. 76-82.

CURRAY J.R., EMMEL F.J., CRAMPTON P.J. (1969) - Holocene history of a strand plain lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In : Lagunas Costeras, un simposio, (Mexico, 1967), Univ. Nac. Auton. Mexico, p. 63-100.

CURRAY J.R., SHEPARD F.P. (1972) - Some major problems of Holocene sea levels. Amer. Quatern. Assoc. Nat. Confer., Abstr., n° 2, p. 16-18.

CURRAY J.R., MOORE D.G. et al. (1979) - In the Gulf of California Leg 64 seeks evidence on development of basins. Geotimes, vol 24, n° 7, p. 18-20.

CURRAY J.R., MOORE D.G., KELTS K., EINSELE G. (1982) - Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, vol. 64, part 2, p. 1089-1116.

CURRAY J.R., MOORE D.G. (1982) - Introduction to the Guaymas slope and laminated diatomite symposium. Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, vol. 64, part 2, p. 1179-1181.

CURRAY J.R., MOORE D.G. (1984) - Geologic history of the north of the Gulf of California. In : Tectonics and sedimentation along the California margin, J.K. Crouch & S.B. Bachman (eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacif. Sect., vol. 38, p. 17-35.

CURRY W.B., MATTHEWS R.K. (1981) - Paleo-oceanographic utility of oxygen isotopic measurements on planktic foraminifera : Indian ocean core-top evidence. Paleogeogr., Paleoecol. Paleoclimatol., vol. 33, p. 173-191.

CURTIS C.D., KRINSLEY D. (1965) - The detection of minor diagnenetic alteration in shell material. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, p. 71-84.

CURTIS C.M. (1966) - Sedimentology of Laguna Salada, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, South Calif. Univ. 167 p.

CYAMEX SCIENTIFIC TEAM (1978) - First submersible study of the East Pacific Rise : RITA (Rivera-Tamayo) Project 21°N. Eos, vol. 59, p. 1198, (abstr.). *

DALL W.H. (1878) - Distribution of California Tertiary fossils. U.S. Nat. Mus. Proc., vol. 1, p. 26-30.

DALL W.H. (1892) - Contribution to the Tertiary fauna of Florida, with special reference to the Miocene silex-beds of Tampa and the Pliocene beds of Caloosahatchee River, Part. 2. Wagner Free Inst. Sci. Trans., vol. 3, p. 201-473, pl. 13-22.

DALL W.H. (1898a) - Contributions to the Tertiary fauna of Florida with special reference to the Miocene silex-beds of Tampa and the Pliocene beds of the Caloosa-hatchee River, Part 4. Wagner Free Inst. Sci. Trans., vol. 3, p. 571-947.

DALL W.H. (1898b) - A table of the North American Tertiary formations, correlated with one another and with those of western Europe, with annotations. U.S. Geol. Surv. Ann. Rep., 18, pt. 2, p. 323-348.

DALL W.H. (1918) - Pleistocene fossils of Magdalena Bay, lower California, collected by Charles Russell Orcutt. Nautilus, vol. 32, p. 23-25.

DALL W.H. (1921a) - New fossil invertebrates from San Quentin Bay, lower California. West Amer. Scient., vol. 19, p. 17-18.

DALL W.H. (1921b) - New shells from the Pliocene or Early Pleistocene of San Quentin Bay, Lower California. West Amer. Scient., vol. 19, n° 3, p. 21-23.

DALY R.A. (1910) - Pleistocene glaciation and the coral reef problem. Amer. Jour. Sci., 4th ser., vol. 30, p. 297-308.

DALY R.A. (1919) - The coral reef zone during and after the glacial period. Amer. Jour. Sci., 4th ser., vol. 48, p. 136-159.

DALY R.A. (1925) - Pleistocene changes of level. Amer. Jour. Sci., 5th ser., vol. 10, p. 281-313.

DALY R.A. (1934) - The changing world of the ice age. Yale Univ. Press, New Haven (Conn.). 271 p.

DAMON P.E., LONG A., SIGALOVE J.J. (1963) - Arizona Radiocarbon dates IV. Radiocarbon, vol. 5, p. 283. *

D'ANGLEJAN CHATILLON B.F. (1965) - The marine phosphorite deposit of Baja California, Mexico : present environment and recent history. M.Sc. Thesis, Univ. Calif., San Diego. 195 p. *

D'ANGLEJAN CHATILLON B.F. (1967) - Origin of marine phosphorites of Baja California. Marine Geol., vol. 5, p. 15-44. *

DANSGAARD W. (1964) - Stable isotopes in precipitation. Tellus, vol. 16, n° 4, p. 436-468.

DANSGAARD W.S., TAUBER H. (1969) - Glacial oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. Science, vol. 166, p. 499-502.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., et al. (1971) - Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In : Late Cenozoic glacial age, K.K. Turekian (ed.), Yale Univ. Press, New Haven, p. 37-56.

DANSGAARD W., DUPLESSY J.C. (1981) - The Eemian interglacial and its termination. Boreas, vol. 10, p. 219-228.

DARBY D., GONZALEZ J., LESAGE P. (1982) - Short range distance measurements in Baja California, Mexico, 1974-1982. Eos, vol. 63, n° 45, p. 1107, (abstr.). *

DARBY D., GONZALEZ J., LESAGE P. (1984) - Geodetic studies in Baja California, Mexico, and the evaluation of short-range data from 1974 to 1982. Jour. Geophys. Res., vol. 89, B4, p. 2478-2490.

DARIGO N.J., OSBORNE R.H. (1985) - Quaternary stratigraphy and sedimentation of the inner continental shelf, San Diego County, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 6, p. 350.

DARTON N.H. (1921) - Geologic reconnaissance in Baja California, Mexico. Jour. Geol., vol. 29, p. 720-748.

DAVIDSON G. (1897) - Submerged valleys of the coast of California, U.S.A., and of Lower California, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 3rd ser., Geol., vol. 1, p. 73-103. *

DAVIS J.H. (1938) - The roles of mangrove vegetation in land building in southern Florida. Amer. Philos. Soc. Yearbook, p. 162-164.

DAVIS J.H. (1940) - The ecology and geologic role of mangroves in Florida. Carnegie Inst. Washington, Tortugas Lab. Papers, vol. 32, p. 303-412.

DAVIS J.R. (1976) - Lithium distribution in Cenozoic alluvium, southeastern Arizona. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n° 5, p. 582-583. *

DAVIS W.M. (1932) - Glacial epochs of the Santa Monica Mountains, California. Nat. Acad. Sci. Proc., vol. 18, p. 659-665.

DAVIS W.M. (1933) - Glacial epochs of Santa Monica Mountains, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 44, p. 1041-1133, pl. 40-56.

DAVIS W.M. (1938) - Sheetfloods and streamfloods. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 49, p. 1337-1416.

DAWSON E.Y. (1945) - Marine algae associated with upwelling along the northwestern coast of Baja California. South. Calif. Acad. Sci. Bull. vol. 14, p. 57-71.

DAWSON E.Y. (1951) - A further study of upwelling and associated vegetation along Pacific Baja California, Mexico. Jour. Mar. Research, vol. 10, p. 39-58.

DAWSON E.Y. (1952) - Circulation within Bahia Vizcaino, Baja California, and its effects on marine vegetation. Amer. Jour. Botany, vol. 39, p. 425-432.

DAWSON E.Y. (1960) - A review of the ecology distribution and affinities of the benthic flora. Sympos. Biogeography of Baja California and adjacent seas, Syst. Zo., vol. 9, n° 3-4, p. 93-100. *

DAWSON E.Y. (1966) - Marine algae in the vicinity of Puerto Penasco, Sonora, Mexico. Gulf of California Field Guide Series, n° 1, Univ. Ariz., 57 p. *

DAWSON E.Y., NEUSHUL M., WILDMAN R.D. (1960) - Sea weeds associated with kelp beds along southern California and northwestern Mexico. Pacific Naturalist, vol. 1, n° 14, p. 2-81. *

DAWSON E.Y., NEUSHUL M., WILDMAN R. (1961) - New records of sublittoral marine plants from Pacific Baja California. Pacific Naturalist, vol. 1, n° 19, p. 3-30.

DAY P.C., DOULL M.E. (1979) - Geomorphology of shallow, high energy submarine bank tops, Tanner Cortez banks, Southern California borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 411.

DE ANDA L.F., PAREDES E. (1964) - La falla de San Jacinto y su influencia sobre la actividad geotérmica en el Valle de Mexicali, Baja California, Assoc. Mexic. Geol. Petrol. Bol., vol. 16, p. 179-181.

DE BOER J. (1979) - Datacion paleomagnetica del volcan Cerro Prieto. II Simp. sobre el campo geotermico de Cerro Prieto, Baja California, Mexico (Mexicali, Mexico), Com. Fed. Electr. de Mexico, vol. resum. p. 21.

DE BOER J. (1980) - Paleomagnetism of the Quaternary Cerro Prieto, Crater Elegante and Salton Buttes volcanic domes in the northern part of the Gulf of California rhombochasm. Lawrence Berkeley Labs., Berkeley (Calif.), report LBL-9547.

DE CSERNA Z. (1975) - Mexico. In : The Encyclopedia of world regional geology, Part. 1 : Western Hemisphere, R.W. Fairbridge (ed.), Encycl. Earth Sci. Series, vol. VIII. Dowden, Hutchinson & Ross, p. 348-360. *

DE LA FUENTE M., SUMNER J.S. (1974) - Estudio aeromagnético del delta del Rio Colorado, Baja California, México. Geofis. Intern., vol. 14, n° 1, p. 35-46.

DE LAMOTHE R. (1911) - Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne. Soc. Géol. France, Mém., 4e sér., vol. 1, 288 p.

DE LAMOTHE R. (1916) - Les anciennes lignes de rivage du basin de la Somme et leur concordance avec celles de la Mediterranée occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, vol. 162, p. 948-951.

DE LAMOTHE R. (1918) - Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du basin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale. Soc. Géol. France. Bull., 4e sér., vol. 18, p. 3-58.

DE LA O M., VILLALBA A.I., ORTEGA-ROMERO P. (1985) - Sedimentologia de la laguna costera la Cruz, Sonora. Bol. Depto. Geol. Uni-Son, vol. 2, n° 1-2, p. 16-24.

DE LA TORRE ROBLES J. (1965) - Clay mineral distribution in recent sediments from the north Pacific coast of Mexico. Ph.D. disert., Univ. Pittsburgh. *

DE LUMELEY H. (1975) - Les lignes de rivage quaternaires de Provence et de la région de Nice. In : La Préhistoire Française, t. I, Ed. C.N.R.S., Paris, p. 311-325.

DEEVEY E.S. (1965) - Pleistocene nonmarine environments. In : The Quaternary of the United States, H.E. Wright & D.G. Frey (eds.). Princeton Univ. Press, p. 643-652.

DEFANT A. (1961) - Physical Oceanography. Pergamon Press, New York. 2 vol. ; 729+598 p.

DEHLINGER P., COUCH R.W., Mc MANUS D.A., GEMPERLE M. (1968) - Northeast Pacific structure. In : The sea, A. Maxwell (ed.), New York, J. Wiley and Sons, vol. 4, pt. 11, p. 133-189. *

DEL BARCO M. (1973) - Historia natural y cronica de la antigua California. Edition prep. par M.Léon-Portilla, Inst. Investig. Historicas, Univ. Nac. Auton. Mexico, Mexico. 464 p.

DEL RIO L.L. (1981) - North Baja California character of motion and direction of colission (sic) of the Pacific and North American plates. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 52. *

DEMANT A. (1975) - Caracteres quimicos principales del volcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolucion del margen continental Pacifico de México. Univ. Nac. Auton. Mexico. Inst. Geol., Rev. n° 1, p. 16-69.

DEMANT A. (1981) - Plio-quaternary volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, Fieldguides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Inst. Geol. Univ. Nal. Auton. Mexico, Hermosillo, p. 295-307.

DEMANT A. (1984a) - The Reforma Caldera, Santa Rosalia area, Baja California. A volcanological, petrographical and mineralogical study. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a Symposium (Hermosillo, 1984), V. Malpica Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero Garcia, L. Ortlieb (eds.), Univ Nal. Auton. México, Inst. Geol., Mexico D.F., p. 75-96.

DEMANT A. (1984b) - La caldera de la Sierra La Reforma, Baja California, Mexico. Caracteristicas principales y significacion geodinamica. Sympos. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico, Abstr. vol. p. 15.

DEMANT A., ROBIN C., BOBIER C., CORDOBA D.A. (1974) - Major chemical characteristics of Tertiary and Quaternary volcanism of Baja California, comparison with other volcanic provinces of Mexico. Circum Pacific Energy Mineral Resources Conf. (Honolulu, 1974), Abstr. vol., p. 16. *

DEMANT A., ROBIN C. (1975a) - Les quatre provinces volcaniques du Mexique ; relations avec l'évolution géodynamique depuis le Crétacé : les deux provinces occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, (D), t. 280, p. 1437-1440.

DEMANT A., ROBIN C. (1975b) - Las fases del vulcanismo en México ; una sintesis en relacion con la evolucion geodinamica desde el Cretacico. Univ. Nac. Auton. Mexico. Inst. Geol., Rev., n° 1, p. 70-82.

DEMANT A., ORTLIEB L. (1979) - Plio-Pleistocene volcano tectonic evolution of La Reforma caldera, Baja California, Mexico. Intern. Center Recent Crustal Movements Bull., n° 10, p. 33-34, (abstr.).

DEMANT A., ORTLIEB L. (1981) - Plio-Pleistocene volcanotectonic evolution of La Reforma caldera, Baja California, Mexico. In : Recent crustal movements 1979, P. Vyokocil, R. Green, H. Malzer (eds.), Developments in Geotectonics, 16, Elsevier Publ., p. 194, (abstr).

DENNIS A.J., TAVARES L., ROSS M., BOSWORTH W. (1983) - Extensional and transcurrent tectonics superimposed on a convergent history : an example from the Sierra las Pintas, northern Baja, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 15, n° 6, p. 556. *

DEPERET C. (1906) - Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. Soc. Geol. France, Bull., 4e sér., vol. 6, p. 207-230.

DERRUAU M. (1965) - Précis de géomorphologie. Masson et Cie, Paris, 4e ed. 415 p.

DETENAL (1974) - Precipitacion y probabilidad de la lluvia en la Republica Mexicana, y su evaluacion ; Baja California Norte y Baja California Sur. Secret. Programacion y Presupuesto, México. Doc. EP-74-012. *

DETRICK R.S., CROUGH S.T. (1978) - Island subsidence, hot spots and lithospheric thinning. Jour. Geophys. Res., vol. 83, n° 133, p. 1236-1244.

DEWEY (1878) - Cartas de las costas de la peninsula y Golfo de California. Bol. Soc. Geogr. Mexico, (3), vol. 4, p. 308. *

DEWEY J.F., BIRD J.M. (1970) - Mountain belts and the new global tectonics. Jour. Geophys. Res., vol. 75, p. 2625-2647.

DIBBLEE T.W. (1954) - Geology of the Imperial Valley region, California. In : Geology of Southern California, R. Jahns (ed.), Calif. Div. Mines, Geol. Bull., vol. 170, p. 21-28.

DICKERSON R.E. (1918) - Mollusca of the Carrizo Creek beds and their Caribbean affinities. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 29, p. 148 (abstr.).

DICKINSON W.R. (1979) - Cenozoic plate tectonic setting of the Cordilleran region in the United States. In : Cenozoic paleogeography of the western United States, J.M. Armentrout, M.R. Cote, M. Terbest (eds.), Pacific coast paleogeography Symp. 3, p. 1-13.

DIETZ R.S. (1952) - Geomorphic evolution of continental terrace (continental shelf and slope). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 36, p. 1802-1819.

DIETZ R.S. (1953) - Volcanic eruption of San Benedicto Island, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 64, p. 1503, (abstr.). *

DIETZ R.S. (1961) - Wave base and wave built terrace : fallacious concepts. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n° 68, p. 162-3.

DIETZ R.S. (1963) - Wave base, marine profile of equilibrium, and wave built terraces : a critical appraisal. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, p. 971-990.

DIETZ R.S. (1964) - Wave base, marine profile of equilibrium and wave built terraces : reply. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 75, p. 1275-1282.

DIETZ R.S., MENARD M.W. (1951) - Origin of abrupt change in slope at continental shelf margin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 35, p. 1994-2016.

DILL R.F. (1964a) - Contemporary erosion in the heads of submarine canyons. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., vol. 76 p. 45, (abstr.).

DILL R.F. (1964b) - Features in the heads of submarine canyons ; narrative of underwater film. In : Deltaic and shallow marine deposits, L.M. Van Straten (ed.), Developments in sedimentology, vol. I, Elsevier, Amsterdam, p. 101-104.

DILL R.F. (1969) - Deeply submerged terraces and low sea cliffs on the continental slope of Southern California, Baja California, Mexico, and Australia. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 121, p. 75-76, (abstr.).

DILL R.F., HEEZEN B.C. (1968) - Submerged sea cliffs and rocky terraces on the continental slopes. Amer. Geophys. Union Trans., vol. 49, p. 212, (abstr.).

DIOS BOJORQUEZ J. de (1946) - Descripcion de Sonora. Soc. Mexic. Geogr. Estadist. Bol., vol. 61, p. 11-35.

DIXON J.M., E. FARRAR (1978) - Ridge subduction, eduction, and Neogene tectonic of the SW U.S.A. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 10, n° 7, p. 390. *

DODGE R.E., FAIRBANKS R.G., BENNINGER L.K., MAURASSE F. (1983) - Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. Science, vol. 219, p. 1423-1425.

DOKKA R.K., MERRIAM R.H. (1979) - Tectonic evolution of the main gulf escarpment between latitude 31° N and 30° N, northeastern Baja California, Mexico. In : Baja California geology : field guide and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds.), Dept. Geol., San Diego State Univ., San Diego, p. 139-148.

DOKKA R.K., MERRIAM R.H. (1980) - Basin and Range extension in northeastern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 12, n° 7, p. 414.

DONEGAN D.P., SCHRADER H. (1980) - Laminated hemipelagic sediments of the central Gulf of California : biogenic and abiogenic components. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 415.

DONNELLY M.F. (1974) - Geology of the Sierra del Pinacate volcanic field, northern Sonora, Mexico, and southern Arizona. Ph.D. dissert., Stanford Univ., Stanford, Calif. 722 p.

DORT W. (1972) - Stadial subdivisions of early Pleistocene glaciations in central United States, a developing chronology. Boreas, vol. 1, p. 55-62.

DOSER D.I., KANAMORI H. (1984) - Depth of seismicity in the Imperial Valley and southern Peninsular ranges of California. Eos, vol. 65, n° 45, p. 1118, (abstr.).

DOSER D.I., KANAMORI H. (1985) - Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977-1983) and its relations to heat flow, crustal structure and the october 15, 1979 earthquake. Jour. Geophys. Res., vol. 91, n° B1, p. 675-688.

DOWLEN R.J., MINCH J.A. (1973) - Late Pleistocene invertebrates from Rancho Miramar and Las Cruces, Southern Baja California. Veliger, vol. 16, n° 2, p. 159-162.

DOWNS T., WOODARD G.D. (1961) - Middle Pleistocene extension of the Gulf of California into the Imperial Valley. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., n° 68, p. 21, (abstr.).

DOWNS T., WHITE J.A. (1968) - A vertebrate faunal succession in superposed sediments from late Pliocene to middle Pleistocene in California. XXIII Intern. Geol. Congr. (Prague, 1968), Proc., vol 10, p. 41-47.

DOYLE L.J. (1971a) - Some tectonic implications of structure and lithology of the Continental Borderland between 29°N and 32°N. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol, 3, p. 549. *

DOYLE L.J. (1971b) - 29°30' N to 32°N : hole in the southern California Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr., vol. 3, p. 112. *

DOYLE L.J. (1973) - Marine geology of the Baja California Continental Borderland, Mexico. Ph.D. disert., Stanford Univ. California, Los Angeles. 195 p.

DOYLE L.J. (1975) - Lithology, structure and tectonism of the Baja California Continental Borderland, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 312.

DOYLE L.J. (1979) - Anomalously thick sediments in gaps in the escarpment type continental slopes of the California borderland on the west Florida margin. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 415.

DOYLE L.J., GORSLINE D.S. (1971) - Investigations in the southern Continental Borderland off California and Baja California. II Nat. Coastal Shallow Water Res. Conf., Geogr. Progr. Off. Nav. Res., p. 57, (abstr.). *

DOYLE L.J., BANDY O.L. (1972) - Southern Continental Borderland, Baja California : its tectonics and environmental development. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, n° 12, p. 3785-3794.

DOYLE L.J., GORSLINE D.S. (1977) - Marine geology of Baja California Continental Borderland, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 61, p. 903-917.

DREIMANIS A. (1976) - Quaternary stratigraphy of southern Ontario. In : Quaternary stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.), Dowden, Hutchinson & Ross, Stroundsburg, Penn. p. 51-64.

DU PETIT-THOUARS (1841) - Voyage autour du monde sur la frégate Vénus pendant les années 1836-1839. Gide éd., Paris, vol. 2, 464 p.

DUBAR J.R., JOHNSON M.S., THOM B., HATCHELL W.O. (1974) - Neogene stratigraphy and morphology, south flank of the cape Fear Arch, North and South Carolina. In : Post-Miocene stratigraphy, central and southern Atlantic coastal plain, R.Q. Oaks & J.R. Dubar (eds.), Utah State Univ. Press, Logan, Utah, p. 139-173.

DUBE T.E. (1985) - Tentative correlation of mid-continent glacial sequence with marine chronology. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 567-568.

DUFFETT W.N. (1967-) - Arroyo-shoreline relationships in northwest Baja California, Mexico. PhD dissert., Univ. Colorado. 259 p. *

DUNBIER R. (1968) - The Sonoran desert : its geography, economy and people. Univ. Arizona Press, Tucson. 425p.

DUNN A.L. (1981) - Analysis of a saline ground-water flow system in Puerto Penasco, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 13, n° 2, p. 53.

DUPLESSY J.C., LABEYRIE L.L., SHACKLETON N.J. (1985) - The oxygen isotope record of benthic foraminifera : effect of deep water temperature and ice volume changes. Eos, vol. 66, n° 18, p. 292, (abstr.).

DUPRE W.R. (1974) - A model of Quaternary sedimentation along a tectonically active coastline ; Monterrey Bay region. Geol. Soc. Amer. Abstr., vol. 6, n° 3, p. 169-170. *

DUPRE W.R. (1982) - Reconstruction of paleo-wave conditions from Pleistocene marine terrace deposits, Monterey Bay, California. XIth Intern. Congr. Sedimentology, Hamilton, Canada, Abstr. vol. p. 105.

DURHAM J.W. (1947) - Corals from the Gulf of California and the north Pacific coast of America. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 20, 68 p., 14 tabl. *

DURHAM J.W. (1950) - 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California. Part 2 : Megascopic paleontology and marine stratigraphy. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 43, 216 p.

DURHAM J.W. (1954) - The marine Cenozoic of Southern California. In : Geology of Southern California, Calif. Dept. Natur. Res., Div. Mines Bull. 170, pt. 4, chap. 3, p. 23-31. *

DURHAM J.W., JAHNS R.H., SAVAGE D.E. (1954) - Marine-nonmarine relationships in the Cenozoic section of California. In : Geology of Southern California, Calif. Dept. Natur. Res., Div. Mines Bull. 170, n°. 7, chap. 3, p. 59-71.

DURHAM J.W., ALLISON E.C. (1960) - The geologic history of Baja California and its marine faunas. In : Sympos. Biogeography of Baja California and its marine faunas, Part I (Geological history), System. Zool., vol. 9, n° 2, p. 47-91.

DURHAM J.W., APPLEGATE S.P., ESPINOSA ARRUBARRENA L. (1981a) - Onshore marine Cenozoic along southwest Pacific coast of Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., part I, vol. 92, p. 384-394.

DURHAM J.W., APPLEGATE S.P., ESPINOSA ARRUBARRENA L. (1981b) -Onshore marine Cenozoic along south coast of mainland Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 53.

DUSHANE A. (1962) - A checklist of mollusks for Puerteci-tos, Baja California, Mexico. Veliger, vol. 5, n° 1, p. 39-50.

DYMESICH G.S., BLACKERBY B.A. (1985) - Monogenetic cinder cone geochronology and implications, Pinacate volca-nic field, northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 6, p. 353.

EARDLEY A.J. (1951) - Baja California and Sonora systems. In : Structural geology of North America, Harper, New York, Chap. 29, p. 480-493.

EBERHARDT R.L. (1966) - Coastal geographical features of Laguna Guerrero Negro. Calif. Geographer, vol. 7, p. 29-35.

EBERLY L.D., STANLEY T.B. (1978) - Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, p. 921-940.

EDWARDS A.B. (1941) - Storm wave platforms. Jour. Geomor-phol., vol. 4, p. 223-236.

EDWARDS A.B. (1951) - Wave action in shore platform forma-tion. Geol. Mag., vol. 88, p. 41-49.

EHLIG P.L. (1979) - Miocene stratigraphy and depositional environments of the San Onofre area and their tecto-nic significance. In : A guidebook to Miocene litho-facies and deformational environment, coastal Cali-fornia and northwestern Baja California C.J. Stuart (ed.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacific Sect., Los Angeles Calif., p. 43-51.

EHLIG P.L. (1980) - Probable Pliocene age of high level marine terraces, San Onofre Mt., Southern California, Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 105.

EHLIG P.L. (1981) - Origin and tectonic history of the basement terrane of the San Gabriel Mountains, central Transverse Ranges. In : The geotectonic development of California, W.G. Ernst (ed.), Prentice Hall, New Jersey, p. 254-283.

EINSELE G., KELTS K. (1980) - Physical properties of unconsolidated mud turbidites, and their significance for diagenetic processes (results from leg 64, D.S.D.P. Gulf of California). Intern. Assoc. Sedimentol., First Europ. Meet. (Bochum), Abstr. vol., p. 155-156. *

EINSELE G., NIEMITZ J. (1982) - Budget of post-rifting sediments in the Gulf of California and denudation rate in neighboring land areas. XIe Congr. Intern. Sedimentol. (Hamilton, Canada), vol. rés., p. 7. *

EISEN (1895) - Explorations in the Cape Region of Baja California in 1894, with references to former expeditions of the California Academy of Sciences. Proc. Calif. Acad. Sci., ser. 2, vol. 5, p. 733-775.

ELDER-MILLS D. (1982) - Recognition and age of the San Diego Fault, San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 161-162.

ELDERS W.A., REX R.W., MEIDAV T., ROBINSON P.T., BIEHLER S. (1972) - Crustal spreading in southern California. Science, vol. 178, n° 4056, p. 15-24.

ELDERS W.A., BIEHLER S. (1975) - Gulf of California rift system and its implications for the tectonics of western North America (Penrose conference report). Geology, vol. 3, n° 2, p. 85-87. *

ELLIS A.J. (1919) - Physiography. In : Geology and ground waters of the western part of San Diego County, California, A.J. Ellis & C.H. Lee, U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 446, p. 20-50.

ELLIS A.J., LEE C. (1919) - Geology and groundwater of the western part of San Diego County, California. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, n° 446.

EMERSON W.K. (1956a) - Pleistocene invertebrates from Punta China, Baja California, with remarks on the composition of the Pacific-coast Quaternary faunas. Amer. Mus. Natur. Hist. Bull., vol. 11 art. 4, p. 319-342.

EMERSON W.K. (1956b) - Upwelling and associated marine life along Pacific Baja California, Mexico. Jour. Paleontol., vol. 30, p. 393-397.

EMERSON W.K. (1958) - Results of the Puritan-American Museum of Natural History Expedition to western Mexico. 1 : General account. Amer. Mus. Novitates, n° 1894, 25 p.

EMERSON W.K. (1960a) - Pleistocene invertebrates from Cerralvo Island. In : Results of the Puritan, American Museum of Natural History expedition to western Mexico, Amer. Mus. Novitates, n° 1995, 6 p.

EMERSON W.K. (1960b) - Pleistocene invertebrates from near Punta San José, Baja California, Mexico. Amer. Mus. Novitates, n° 2002, 7 p.

EMERSON W.K. (1960c) - Shell middens of San José island (Baja California). Amer. Mus. Novitates, n° 2013, p. 1-9.

EMERSON W.K. (1980) - Invertebrate faunules of Late Pleistocene age with zoogeographic implications, from Turtle Bay, Baja California Sur, Mexico. Nautilus, vol. 94, n° 2, p. 67-89.

EMERSON W.K., ADDICOTT W.O. (1953) - A Pleistocene invertebrate fauna from the southwest corner of San Diego County, California. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 11, p. 429-444.

EMERSON W.K., PUFFER E.L. (1957) - Recent Mollusks of the 1940 "E.W. Scripps" cruise to the Gulf of California. Amer. Mus. Novitates, n° 1825, 57 p.

EMERSON W.K., ADDICOTT W.O. (1958) - Pleistocene invertebrates from Punta Baja, Baja California, Mexico. Amer. Mus. Novitates, n° 1909, 11 p.

EMERSON W.K., CHACE E.P. (1959) - Pleistocene mollusks from Tecolote Creek, San Diego, California. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 12, p. 335-346.

EMERSON W.K., HERTLEIN L.G. (1960) - Pliocene and Pleistocene invertebrates from Punta Rosalia, Baja California, Mexico. Amer. Mus. Novitates, n° 2004, 8 p.

EMERSON W.K., HERTLEIN L.G. (1964) - Invertebrate megafossils of the Belvedere expedition to the Gulf of California. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 13, p. 333-368.

EMERSON W.K., KENNEDY G.L., WEHMILLER J.F., KEENAN E. (1981) - Age relations and zoogeographic implication of late Pleistocene marine invertebrate faunas from Turtle Bay, Baja California Sur, Mexico. Nautilus, vol. 95, n° 3, p. 105-116.

EMERY K.O. (1948) - Submarine geology of Ranger Bank, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 32, p. 790-805.

EMERY K.O. (1950) - Submarine phosphorite deposits off California and Mexico. Calif. Div. Miner. Geol. Reports, vol. 46, p. 7-15. *

EMERY K.O. (1950b) - Ironstone concretions and beachridges of San Diego County, California. Calif. Jour. Mines Geol., vol. 46, p. 213-221.

EMERY K.O. (1952) - Continental shelf sediments of Southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 63, p. 1105-1108. *

EMERY K.O. (1953) - A newly surveyed submarine basin off Mexico (Velero Basin). Amer. Jour. Sci., vol. 251, p. 656-660.

EMERY K.O. (1958) - Shallow submerged marine terraces of southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 69, p. 39-60.

EMERY K.O. (1960) - The Sea off Southern California. J. Wiley & Sons, New York. 366 p.

EMERY K.O. (1980) - Relative sea levels from tide-gauge records. Nat. Acad. Sci. Proc., vol. 77, p. 6968-6972.

EMERY K.O., SHEPARD F.P. (1945) - Lithology of the sea floor off southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 56, p. 431-478.

EMERY K.O., BUTCHER W.S., GOULD H.R., SHEPARD F.R. (1952) - Submarine geology off San Diego, California. Jour. Geol., vol. 60, n° 6, p. 511-548. *

EMERY K.O., TERRY R.D. (1956) - A submarine slope of southern California. Jour. Geol., vol. 64, p. 271-280.

EMERY K.O., GORSLINE D.S., UCHUPI E., TERRY R.D. (1957) - Sediments of three bays of Baja California : Sebastian Vizcaino, San Cristobal and Todos Santos. Jour. Sedim. Petrol., vol. 27, n° 2, p. 95-115.

EMERY K.O., GARRISON L.E. (1967) - Sea levels, 7,000 to 20,000 years ago. Science, vol. 157, p. 684-687.

EMERY K.O., WIGLEY R.L., BARTLETT A.S., RUBIN M., BARGHOORN E.S. (1967) - Freshwater peat on the continental shelf. Science, vol. 158, p. 1301-1307.

EMERY K.O., KUHN G.G. (1982) - Sea cliffs : their processes, profiles and classification. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 93, p. 644-654.

EMERY K.O., AUBREY D.G. (1985) - Relative sea level change from tide gauge records of western North America. Eos, vol. 66, n° 46, p. 917, (abstr.).

EMILIANI C. (1955) - Pleistocene temperatures. Jour. Geol, vol. 63, p. 538-578.

EMILIANI C. (1966) - Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. Jour. Geol., vol. 74, p. 109-124.

EMILIANI C. (1971) - The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and the isotopic composition of glacial ice. In : The late Cenozoic glacial ages, K.K. Turekian (ed.)., Yale., p. 183-197.

EMILIANI C. (1972) - Quaternary paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals. Science, vol. 178, p. 398-401.

EMILIANI C. (1978) - The cause of ice ages. Earth Planet. Sci. Letters, vol. 37, o. 349-352.

EMILIANI C., GEISS J. (1959) - On glaciations and their causes. Geol. Rdsch., vol. 46, p. 576-601.

EMILIANI C., SHACKLETON N.J. (1974) - The Brunhes Epoch : paleotemperatures and geochronology. Science, vol. 183, p. 511-514.

EMMONS S.F., MERRILL G.P. (1894) - Geological sketch of lower California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 5, p. 489-514.

ENFIELD D.B., ALLEN J.S. (1980) - On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. Jour. Phys. Oceanogr., vol. 10, p. 557-578.

ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. (1982) - Late Mesozoic and early Cenozoic tectonics along the Salton Trough-Peninsular Range boundary. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 162. *

ENGERRAND J., PAREDES T. (1913) - Informe relativo a la parte occidental de la region norte de Baja California. Pareng. Inst. Geol. México, vol. 4, p. 278-306, pl. LXVI-LXXXVII.

ESCALONA RAMOS A. (1958) - Bosquejo geologico y geografico de la Baja California. In : Memoria del Primer Simp. Historia Regional, Gobierno del Estado de Baja California, Dir. Accion Civica y Cultural, M. Casas, México, p. 37-52. *

ESCANDON F.J. (1978) - Bosquejo geologico de los depositos de fosforita de San Juan de la Costa, Baja California Sur. Informe. Roca Fosforica Mexicana (S.A.), 22 p.

ESPINOSA ARRUBARRENA L. (1981) - Pliocene shark faunas of Baja California Sur. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 55.

ETKINS R., EPSTEIN (1982) - The rise of global mean sea level as an indication of climate change. Science, vol. 215, p. 287-289.

EYMANN J.L. (1953) - A study of sand dunes in the Colorado and Mojave deserts. M.Sc. Thesis, Univ. South California, Los Angeles. 91 p. *

FAIRBANKS R., MATTHEWS R.K. (1978) - The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. Quatern. Res., vol. 10, p. 181-196.

FAIRBRIDGE R.W. (1961) - Eustatic changes in sea level. In : L. Ahrens, K. Rankama, S. Runcorn (ed). Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon Press, New York, vol. 4, p. 99-185.

FAIRBRIDGE R.W. (1968) - Bajada, bahada (proluvium). In : The Encyclopedia of geomorphology, R.W. Fairbridge (ed.), Reinhold, New York, p. 49-51.

FAIRBRIDGE R.W. (1971) - Quaternary shoreline problems at INQUA. Quaternaria, vol. 15, p. 1-17.

FAIRBRIDGE R., KREBS O. (1962) - Sea level and the southern oscillation. Jour. Roy. Astron. Soc., vol. 6, p. 532-545.

FALVEY D.A. (1974) - The development of continental margins in plate tectonic theory. Austr. Petrol. Explor. Assoc. Jour., vol. 14, p. 95-106.

FANALE F.P., SCHAEFFER O.A. (1965) - Helium-uranium ratios for Pleistocene and Tertiary fossil aragonites. Science, vol. 149, p. 312-317.

FARMER W.F. (1968) - Tide pool animals from the Gulf of California. Wesword Co, San Diego, Calif. 70 p.

FARRAND W.R. (1962) - Postglacial uplift in North America. Amer. Jour. Sci., vol. 260, p. 181-199.

FELDMAN L.H. (1963) - The identification of species and other information from the following localities : near Descanso NW Baja California, near Salt works (Imperial Beach, Bonita Woods, San Diego County) and from the Harrington Collection. San Diego State Coll., Geol. Depart., Undergr. Res. Reports, vol. 7, pt. 2. *

FELDMAN L.H. (1969) - Panamic sites and archeological Mollusks of lower California. Veliger, vol. 12, n° 2, p. 165-168.

FERREIRA BARTRINA V., BAUMGARTNER T. P., SCHRADER H. (1981) - Size and abundance variation of selected opal-phytoplankton species in laminated sediments of the central Gulf of California : a possible paleoclimatic tool. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 13, n° 2, p. 55. *

FERRUSQUIA VILLAFRANCA I. (1981) - The Mesozoic and Cenozoic land mammal record in Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 56. *

FIFE D. L. (1968a) - Geology of the Bahia de Santa Rosalia quadrangle, Baja California, Mexico. M. Sc. thesis, San Diego State College, 100 p.

FIFE D. L. (1968b) - Reconnaissance geology of the Bahia Santa Rosalia quadrangle, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., n° 121, p. 505-506, (abstr.).

FIFE D. L. (1974) - Reconnaissance geology of the Bahia de Santa Rosalia Quadrangle, Estado de Baja California, Mexico. In : Geology of peninsular California, AAPG, SEPM, SEG annual meeting, G. Gastil & J. Lillegraven (ed.), p. 91-106.

FILLOUX J. H. (1973a) - Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California Continental Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n° 6, p. 866.

FILLOUX J. H. (1973b) - Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. Nature, vol. 243, n° 5404, p. 217-221.

FINCH J. W., ABBOTT P. L. (1977) - Petrology of a triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. Sedim. Geol., vol. 19, p. 253-278.

FINCH J. W., PESSAGNO E. A., ABBOTT P. L. (1979) - San Hipolito Formation triassic marine rocks of the Vizcaino Peninsula. In : Baja California geology, fieldguides and papers, P. L. Abbott & R. G. Gastil (eds.), Dept. Geol. Sci, San Diego State Univ., p. 117-120.

FISCHER P. J., RUDAT J., TICKEN E. (1979) - Recognition of active (Holocene) faulting, Southern California Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 3, p. 78. *

FISCHER P. J., KREUTZER P. A., MORRISON L., RUDAT J., TICKEN E., WEBB J., WOODS M. (1980) - Shelf sediments volumes, southern California Continental Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 426.

FISCHETTI T. L. (1981) - NASA geodynamics program C. S. T. G. Bull., n° 3, p. 40-51 (Dept. Geodetic Sci., Ohio State Univ., Columbus).

FISHER R.L. (1953) - Sedimentary fill in two Mexican fore-deeps. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 64, p. 1422-1423, (abstr.). *

FISHER R.L. (1961) - Middle American Trench : topography and structure. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, p. 703-720.

FISHER R.L., HESS H.H. (1963) - Trenches in the Sea : Ideas and observations in progress. In : The earth beneath the sea (and) history ; Interscience Publ., New York, vol. 3, p. 411-436.

FISHER W.L., BROWN L.F., SCOTT A.J., Mc GOWEN J.H. (1969) - Delta systems in the exploration for oil and gas. Bur. Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, 78 p.

FLEMMING N.C. (1965) - Form and relation to sea level of Pleistocene marine erosion feature. Jour. Geol., vol 73, p. 799-811.

FLESSA K.W., BROWN T.J. (1982) - Selective solutions of calcareous hard parts : a laboratory study. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 163.*

FLINN E.A. (1982) - 4th NASA Geodynamic Conference Report. Eos, vol. 63, p. 502-503.

FLINT R.F. (1965) - The Pliocene-Pleistocene boundary. In : International studies on the Quaternary, H.E. Wright & D.G. Frey (eds.), Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 84, p. 497-533.

FLINT R.F. (1971) - Glacial and Quaternary geology. Wiley, New York, N.Y. 892 p.

FLORES L.C., DEL CASTILLO G.L., GONZALEZ G.J., LEWIS B.R.T. (1976) - Un estudio magnético y sismico de reflecion en la Dorsal del Pacifico Este, entre 22°08' - 23°38' latitud norte. Reunion Anual Union Geofisica Mexicana, (San Luis Potosi, 1976) ; vol. resum., p. 46-47. *

FLORES T. (1913) - Exploracion de la parte central elevada de la porcion Norte de la peninsula de Baja California. Parerg. Inst. Geol. Mexico., vol. 4, p. 237-275.*

FLORES T. (1931) - Carta geologica de Baja California. Cartas Geol. Min. Republ. Mex., n° 1, Inst. Geol. México, 2 mapas, 22 p.

FLYNN C.J. (1970) - Post-batholitic geology of the La Gloria Presa Rodriguez Area, Baja California, México. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 1789-1906.

FLYNN M.R. (1968) - Reconnaissance Bouguer gravity of Baja California México. San Diego State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Rep., vol. 12, pt. 2. *

FONTANA B.L. (1974) - Man in arid lands. In : Desert Biology, G.W. Brown (ed.), vol. II, p. 489-528. *

FOOSE R.M. (1962) - Reconnaissance geology of Maria Cleophas Island, Tres Marias islands, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 46, p. 1740-1745.

FOKBES J.D. (1965) - Warriors of the Colorado, the Yumas of the Quechan Nation and their neighbors. Univ. Oklohoma Press, Norma, Oklahoma. 378 p.

FORD J.P., BLOM R.G., BRYAN M.L., DAILY M.I., DIXON T.H., ELACHI C., XENOS E.C. (1980) - Seasat views North America, the Caribbean, and western Europe with Imaging Radar. Jet Propulsion Laboratory Publ. 80-67.

FORTIER S., BLANEY H.F. (1928) - Silt in the Colorado River and its relation to irrigation. U.S. Dept. Agriculture Techn., n° 67, 94 p.

FOSTER J.H. (1973) - Faulting near San Ysidro, southern San Diego County, California. In : Studies on the geology and geological hazards of the greater San Diego area California, A. Ros & R.J. Dowlen (eds.), San Diego Assoc. Geol. & Assoc. Engin. Geol. field trip guidebook, p. 83-87.

FOSTER J.H. (1979) - Quaternary tectonism in Cajon Valley, California, and its relationship to the Southern California uplift. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 3, p. 78. *

FOURNIER D'ALBE E.M. (1960) - Arid zone research in Mexico. Arid Zone Newsletter, vol. 8, p. 11-16. *

FRANCK F.J., OLMSTEAD F.H. (1963) - Progress report on subsurfac geologic investigation in the Yuma area. In : Investigation of the water resources of the lower Colorado River area, U.S. Geol. Surv. Open-file Rep., n° 2, p. 9-12.

FRANCK H., NICHOLSON G.J., BAYER E. (1977) - Rapid gas chromatographic separation of amino acid enantiomers with a novel chiral stationary phase. Jour. Chrom. Sci., vol. 15, p. 174-176.

FREIBERG D.A. (1979) - Mineralogy, petrology, and genesis of the Lucifer manganese deposit, Santa Rosalia area, Baja California Sur, Mexico. M.Sc. thesis, Univ. Arizona, Tucson. 168 p. *

FREIBERG D.A. (1981) - Origin of mineralization at the Lucifer manganese mine, Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 56-57. *

FREIBERG D.A. (1982) - A study of manganese ore composition, Lucifer Mine, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 14, n° 4, p. 163. *

FREIBERG D.A. (1983) - Geologic setting and origin of the Lucifer manganese deposit, Baja California Sur, Mexico. Econ. Geol., vol. 78, p. 931-943. *

FRYE J.C. (1962) - Comparison between Pleistocene deep-sea temperatures and glacial and interglacial episodes. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 73, p. 263-266.

FRYE J.C. (1973) - Pleistocene succession of the central interior United States. Quatern. Res., vol. 3, p. 275-283.

FRYE J.C., WILLMAN M.B. (1960) - Classification of the Wisconsinian stage in the Lake Michigan glacial lobe. Illinois Geol. Surv. Circ. 285, 16 p.

FU L.L., HOLT B. (1984) - Interval waves in the Gulf of California : observations from a spaceborn radar. Jour. Geophys. Res., vol. 89, C2, p. 2053-2060.

FUCHS E. (1886a) - Note sur le gîte de cuivre du Boleo. Bull. Soc. Geol. Fr., 3e ser., vol. 14, p. 79-92.

FUCHS E. (1886b) - Note sur les gisements de cuivre du Boleo. Assoc. Franç. Avancement Sci., comptes-rendus, 14e sess. (Grenoble, 1885), 2e partie, p. 410-426.

FUIS G.S., MOONEY J.H., HEALY W.J., LUTTER W.J., McMECHAN G.K. (1980) Seismic refraction results in the Imperial Valley region, California, and implications for plate tectonics. Eos, vol. 61, n° 46, p. 1025, (abstr.).

FUIS G.S., MOONEY W.D., HEALY J.H., LUTTER W.J., McMECHAN G.A. (1982) - Crustal structure of the Imperial Valley region. In : The Imperial Valley, California, earthquake of october 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1247, p. 25-49.

FUIS G.S., MOONEY W.D., HEALY J.H., MECHAN G.A., LUTTER J. (1983) - A seismic refraction survey of the Imperial Valley regions, California.

FUIS G.F., WALTER A.W., MOONEY W.D., McCARTHY J. (1986) - Crustal velocity structure of the Salton Trough, Western Mojave desert, and Colorado Desert, from seismic refraction. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 107-108.

FULL W.E., YOUNKER L.W., (1981) - Processes of lithosphere thinning and crustal rifting in the Salton Trough, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 7, p. 456. *

FUNNEL B.M. (1964) - The Tertiary period. In : The Phanerozoic time scale, W.B. Harland, A.G. Smith & B. Wilcock (eds.), Geol. Soc. London Quat. Jour., vol. 120. p. 179-191.

GABB W.M. (1866) - Tertiary invertebrate fossils. Calif. Geol. Surv. Paleontol., vol. 2, sec. 1, pt. 1, p. 1-38, 13 pl. *

GABB W.M. (1868) - Lower California. In : Report of J.R. Browne on the mineral resources of the states and territories of the Rocky Mountains, Gov. Printing Off., Washington, p. 630-642.

GABB W.M. (1869a) - Tertiary invertebrate fossils. Calif. Geol. Surv. Paleontol., vol. 2 (Cretaceous and Tertiary fossils), sec. 1, pt. 2, p. 39-63, pl. 14-18. *

GABB W.M. (1869b) - Synopsis of the Tertiary invertebrate fossils of California, Calif. Geol. Surv., Paleontol., vol. 2, Sec. 1, pt. 3, p. 65-124. *

GABB W.M. (1882) - Notes on the geology of Lower California. Calif. Geol. Survey, Geology, pt. 2, p. 137-148. *

GABLE D.J., HATTON T. (1979) - Vertical crustal movements in the conterminous United States over the last 10 million years. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 429. *

GALBRAITH F.W. (1959) - Craters of the Pinacate. South Ariz. Guidebook, vol. 2, p. 160-164.

GALLOWAY R.W. (1970) - The full glacial climate in the southwestern United States. Ann. Assoc. Amer. Geogr., vol. 60, p. 245-256.

GALLOWAY R.W. (1975) - Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system. In : Deltas, models for exploration, M.L. Broussard (ed.), Houston Geol. Soc., p. 87-98.

GALLOWAY R.W. (1983) - Full-glacial southwestern United States : mild and wet, or cold and dry. Quat. Res, vol. 19, p. 236-248.

GALVEZ V. (1922) - Exploracion en la Peninsula de Baja California por la Comision exploradora del Pacifico. Bol. Inst. Geol. Mexico, n° 39, 108 p.

GALVEZ V. (1927) - Algunas exploraciones en el distrito sur de la peninsula de Baja California. Inst. Geol. Mexico, An., vol. 2, n° 6, p. 157-194.

GAPOSCHKIN E.M. (1973) - Satellite dynamics. In : 1973 Smithsonian standard earth (III), E.M. Gaposchkin (ed.), Smithsonian Astron. Obs., Spec. Rep. n° 353, p. 85-192.

GARCIA E., MOSINO P.A. (1968) - Los climas de la Baja California. Univ. Nac. Auton. Auton. México, Comité Nac. México, Decenio Hidrol. Intern. Mem., (1966-1967), p. 29-56. *

GARDNER J.V. (1980) - Detailed carbonate stratigraphies for the late Neogene from the Caribbean and eastern equatorial Pacific : DSDP Leg 68 - HPC. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 431.

GARFUNKEL Z. (1973) - History of the San Andreas Fault as a plate boundary. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, p. 2035-2042.

GARRELS R. (1951) - Textbook of geology. Harper and Bros., New York. 511 p.

GARTNER S. (1972) - Late Pleistocene calcareous nannofossils in the Caribbean and their interoceanic correlation. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., vol. 12, p. 169-191.

GARTNER S. (1977) - Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. Mar. Micropaleontol., vol. 2, p. 1-25.

GASTIL R.G. (1968) - Fault systems in northern Baja California and their relation to the origin of the Gulf of California. In : Proc. Confer. Geological problems of San Andreas Fault system, W.R. Dickinson & A. Grantz (eds.), Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. XI, p. 283-286. *

GASTIL R.G. (1979) - Recent exploration in the Cedros-Vizcaino area and a field trip log. In : Baja California geology, field guide and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds.), Depart. Geol. Sci., San Diego State Univ., p. 1-10.

GASTIL R.G. (1981) - Volcanic correlations across the Gulf of California. Res. Rep., Nat. Geogr. Soc., vol. 13, p. 231-234. *

GASTIL G., ALLISON E.C., OBREGON C. (1966) - Regional mapping in northern Baja California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n° 87, p. 204-205, (abstr.). *

GASTIL R.G., ALLISON E.C., PHILLIPS R., MALPICA R. (1967) - Mapping the State of Baja California : Progress report, n° 2. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 101, p. 303-308, (abstr.). *

GASTIL R.G., ALLISON E.C., ROBERTS E., PHILLIPS R., MALPICA R. (1968) - Mapping the state of Baja California, progress report, n° 3. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 115, p. 326, (abstr.). *

GASTIL R.G., ALLISON E.C., PHILLIPS R.P (1969a) - Some geologic observations relative to the origin of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 121, p. 108, (abstr.). *

GASTIL R.G., ALLISON E.C., PHILLIPS R., OBREGON C. (1969b) - A new geology map of the State of Baja California. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 121, p. 506-507., (abstr.). *

GASTIL R.G., ALLISON E.C., PHILLIPS R.P. (1969c) - Geologic evidence relating to the origin of the northern half of the Gulf of California. Pan-Amer. Sympos. Upper Mantle (Mexico, 1968), group II, Upper Mantle, Petrology and Tectonics, vol. II, p. 1-6.

GASTIL R.G., KRUMMENACHER L. (1970) - Reconnaissance potassium-argon dates for Cenozoic volcanic rocks in the State of Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 2, p. 92-93. *

GASTIL R.G., JENSKY W. (1973) - Evidence for strike-slip displacement beneath the trans-mexican volcanic belt. Proc. Confer. Tectonic problems of the San Andreas Fault system, R.L. Kovach & A. Nur (eds.), Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. 13, p. 171-180. *

GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., DOWLEN R.J., MINCH J.A. (1974) - Cenozoic volcanic stratigraphy around the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 6, n° 3, p. 181. *

GASTIL R.G. KRUMMENACHER D. (1974a) - Geology of Tiburon Island and the Sonoran coast between Punta Lobos and Bahia Kino. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 6, n° 3, p. 180-181.

GASTIL R.G., KRUMMENACHER D. (1974b) - Reconnaissance geologic map of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino. Geol. Soc. Amer. Map Charts, n° 16, 1/150,000.

GASTIL R.G., ALLISON E.C., PHILLIPS R.P. (eds.). (1975) - Reconnaissance geologic map of the State of Baja California. Geol. Soc. Amer. Mem. n° 140, 170 p.

GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., DOUPONT J., BUSKEE J., JENSKY W., BARTHELMY D. (1976) - La zona batolitica del Sur de California y el Occidente de Mexico. Bol. Soc. Geol. México, vol. 37, p. 84-90. *

GASTIL R.G., KRUMMENACHER D. (1977) - Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 88, p. 189-198.

GASTIL G., KRUMMENACHER D., MINCH J. (1979) - The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., Part. 1, vol. 90, p. 839-857.

GASTIL G., MORGAN G., KRUMMENACHER D. (1981) - The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico. In : The geotectonic development of California, W.G. Ernst (ed.), Prentice Hall, New Jersey, p. 285-306.

GASTIL R.G., ORTLIEB L. - (1981) - Geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino ; roadlog for a fieldtrip. In : Geology of northwestern Sonora and southern Arizona, fieldguides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Hermosillo, p. 57-72.

GASTIL G., MILLER R. (1986) - Constraints on the paleogeography of Mesozoic peninsular California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 108.

GAUNT G.D., TOOLEY M.J. (1974) - Evidence for Flandrian sea level changes in the Humber estuary and adjacent areas. Geol. Surv. Great Britain Bull., vol. 48, p. 25-41.

GAVEN C., LAUNAY J., BERNAT M. (1979) - Datations de coraux dans le Sud-Ouest Pacifique par la méthode ionium-uranium : néotectonique de l'île des Pins (Nouvelle Calédonie). C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 289, n° 11, p. 765-768.

GAWARECKI S.J. (1970) - Geologic interpretations of Apollo 6 stereophotos from Baja California to west Texas. In : Earth Res. Progr., 3rd Ann. Review, Sect. 15, vol. 1, Geol. Oceonogr., p. 15-25. *

GAYMAN W. (1968) - Barrier formation in the Gulf of California. PhD dissert., Univ. Calif., San Diego, Scripps Inst. Oceanogr. *

GAYMAN W. (1969) - Waves and waves action. In : Environmental impact of brine effluents on the Gulf of California, D.A. Thomson et al. (eds.), Off. Saline Water Research Devel. Progr., Report 387, p. 56-71. *

GEITZENAUER K.R., ROCHE M.B., McINTYRE A. (1976) - Modern Pacific coccolith assemblages : derivation and application to late Pleistocene paleotemperature analysis. In : Investigation of late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology, R.M. Cline & J.D. Hays (eds.)., Geol. Soc. Amer. Mem. 145, p. 423-448.

GERGEN J.G. (1978) - Horizontal displacements in the earth's crust in the vicinity of El Centro, California. Eos, vol. 59, p. 242.

GIANELLA V.P. (1960) - Faulting in northeastern Sonora, Mexico, in 1887. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 2061, (abstr.). *

GIBSON L. M. (1983) - Depth and configuration of the Vallecito-Fish Creek basin as modeled from gravity data. M. Sc. thesis, Dartmouth Coll., Hanover, New Hampshire. 45 p.

GIERLOFF-EMDEN H. S. (1964) - Halbinsel Baja California, ein Entwicklungsgebie Mexiko. Mitteil. Geogr. Geselsch., Hambourg, vol. 55, 167 p. *

GIERLOFF-EMDEN H. G. (1971) - Morphological cartography from space photography (Baja California, Mexico). 7th Intern. Symposium Remote Sensing Environ., (Ann. Harbor, Mich., 1971), p. 2343-2351. *

GIERLOFF EMDEM H. G., RUST U. (1971) - Verwertbarkeit von Satellitenbildern für geomorphologische Kartierungen in Trockenraumen (Chihuahua, New Mexico, Baja California). Bildinformation und Gelandetest. Munchner Geographische Abhandlungen, n° 5. *

GIFFORD E. W. (1946) - Archeology in the Punta Penasco region, Sonora. American Antiquity, vol. 4, p. 215-221.

GIGNOUX M. (1913) - Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. Univ. Lyon. An., nouv. sér., vol. 1, 693 p.

GILBERT G. K. (1890) - Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monograph, n° 1, 438 p.

GILBERT J. Y., ALLEN W. E. (1943) - The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the E. W. Scripps in 1939 and 1940. Jour. Mar. Research., n° 5, p. 89-110. *

GILL E. D. (1967) - Criteria for the description of Quaternary shorelines Quaternaria, vol IX, p. 237-243.

GILL E. D. (1972) - The relationship of present shore platforms to past sea levels. Boreas, vol. 1, p. 1-25.

GILL E. D. (1973) - Rate and mode of retrogradation on rocky coast in Victoria, Australia, and their relationship to sea level changes. Boreas, vol. 2, p. 143-171.

GILL E. D. (1974) - Carbon 14 and Uranium/Thorium check on suggested interstadial high sea level around 30,000 B. P. Search, vol. 5, n° 5, p. 211.

GILMORE T. D. (1985) - Episodic regional uplift in southeastern California preceding major historic earthquakes in the Imperial Valley. Eos, vol. 66, n° 46, p. 856, (abstr.).

GILMORE T. D., CASTLE R. O. (1983a) - Tectonic preservation of the divide between Salton basin and the Gulf of California. Geology, vol. 11, p. 474-477.

GILMORE T.D., CASTLE R.O. (1983b) - A proposed tectonic contribution to the preservation of the divide between the Salton basin and the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 15, n° 5, p. 439.

GIRESSE P., DAVIES O. (1980) - High sea levels during the last Glaciation : one of the most puzzling problems of sea level studies. Quaternaria, vol. XXII, p. 211-236.

GLAESER J.D. (1978) - Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. Jour. Geol., vol. 86, p. 283-297.

GLASS B., ERICSON D.B., HEEZEN B.C., OPDYKE N.D., GLASS J.A. (1967) - Geomagnetic reversals and Pleistocene chronology. Nature, vol. 216, p. 437-441.

GODDARD E.N.(1951) - Rock Colour Chart. Geol. Soc. Amer., New York. *

GOFF J.A., BERGMAN E.A., SOLOMON S.C. (1985) - Earthquake source mechanisms and transform faults tectonics in the Gulf of California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 969, (abstr.). *

GOLDBERG E.D., KOIDE M. (1962) - Geochronological studies of deep sea sediments by ionium-thorium method. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 26, p. 417-443.

GOMBERG J., MASTERS G., BRUNE J., PRIESTLEY K., NAVA A. (1985) - Structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. Eos, vol. 66, n° 46, p. 988, (abstr.). *

GOMEZ DOMINGUEZ E. (1958) - Breves notas sobre la paleogeografia, constitucion geologica y geomorfologica de Baja California. In : Memoria del Primer Congr. Historia. regional, Gob. del Estado de Baja California, Dir. Accion Civica y Cultural, M. Casas, Mexico, p. 61-79.

GOMEZ M. (1971) - Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el Estado de Sonora, Mexico. Rev. Inst. Mexic. Petroleo, vol. 3, n° 4, p. 77-78.

GONZALEZ G.J., LEWIS B.R.T., FLORES L.C. (1976) - Un estudio sismico de refraccion con sonoboyas sobre la Dorsal del Pacifico Este en la boca del Golfo de California. Reunion Anual Geofisica Mexicana ; (San Luis Potosi, 1976), vol. resum., p. 52-53. *

GONZALEZ J.J., SUAREZ F. (1984) - Geological and seismic evidence of a new branch of the Agua Blanca fault. Geophys. Res. Lett., vol. 11, n° 1, p. 42-45.

GONZALEZ J., NAVA F.A., REYES A. (1984) - Foreshock and aftershock activity of the 1976 Mesa de Andrade, Mexico, earthquake. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, n° 1, p. 223-233.

GONZALEZ-GONZALEZ R.M. (1982) - Comparacion sedimentologica y faunistica (Mollusca, Gastropoda) de diferentes paleoambientes costeros del Pleistoceno superior de la region Tepopa, Sonora. Tesis Biol., Fac. Ciencias, Univ. Nac. Auton. Mexico, Mexico D.F. 174 p.

GONZALEZ-GONZALEZ R.M., LUNA-GUERIN B., ORTLIEB L. (1984) - Analisis faunistico (Bivalvia y Gastropoda) de depositos litorales del Pleistoceno tardio en diversas localidades del area de Tepopa, Sonora. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium ; Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geologia ; Mexico D.F., p. 125-137.

GORDON J.H. (1924) - Tidal bore at mouth of Colorado River. Monthly Weather Review, vol. 52, p. 98-99.

GORNITZ V., LEBEDEFF S., HANSEN J. (1982) - Global sea level trend in the past century. Science, vol. 215, p. 1611-1614.

GORSLINE D.S. (1957) - The relation of bottom sediment type to water motion : Sebastian Vizcaino Bay, Baja California, Mexico. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam., (2), vol. 1, fasc. 2, p. 83-92.

GORSLINE D.S. (1967a) - Sedimentologic studies of the Colorado Delta. Univ. South California, Report USC Geol. 67-1, 89 p.

GORSLINE D.S. (1967b) - Contrasts in coastal bay sediments on the Gulf and Pacific coasts. In : Estuaries, T.H. Van Andel & G.G. Schor (eds.), Amer. Assoc. Adv. Sci., p. 219-225. *

GORSLINE D.S. (1971) - Sedimentation in late Pleistocene and Holocene time in California Continental Borderland basins. IInd Nat. Coastal Shallow Water Res. Conf., Off. Naval Res., p. 89, (abstr.).

GORSLINE D.S. (1980) - Depositional patterns of hemipelagic Holocene sediments in Borderland basins on an active margin. In : Quaternary depositional environments of the Pacific coast, M. E. Field, A.H. Bouma, I.P. Colburn, R.G. Douglas, J.C. Ingle (eds.) ; Pacific Coast Paleogeography sympos. 4, Pacif. Sect. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., p. 185-220.

GORSLINE D.S. (1981) - Fine sediment transport and deposition in active margin basins. In : Depositional systems of active continental margin basins, short course notes, R.G. Douglas et al. (eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacif. Sect., p. 39-59.

GORSLINE D.S., STEWART A.R. (1962) - Bathymetric marine exploration of Bahia de San Quintin, Baja California ; marine and Quaternary geology. Pacific Naturalist, vol. 3, n° 8, p. 282-319.

GORSLINE D.S., DRAKE D.E., BARNES P.W. (1968) - Holocene sedimentation in Tanner Basin, California Continental Borderland. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, p. 659-674.

GORSLINE D.S., BARNES P.W. (1972) - Carbonate variations as climatic indicators in contemporary California flysch basins. 24th Intern. Geol. Congr. (Montreal), Sect. 6, p. 20-277.

GORSLINE D.S., PRENSKY S.E. (1974) - Evidence for shifts of upwelling areas in northern California continental borderland in late Pleistocene time. Amer. Assoc. Petrol. & Geol. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Ann. Meeting, Abstr. vol. 1, p. 40. *

GORSLINE D.S., PRENSKY S.E. (1975) - Paleoclimatic inferrence for late Pleistocene and Holocene from California Continental Borderland basin sediments. Roy. Soc. New Zealand Bull., vol. 13.

GORSLINE D.S., PRENSKY S.R., PAO G.S. (1975) - Late Pleistocene sedimentary history of Continental Borderland basin of Baja California and southern California changes in terrigenous and biogenic sedimentation rates. IX Congr. Intern. Sedimentol., (Nice, 1975), thème 6, p. 63-66.

GORSLINE D.S., PAO G.A. (1976) - High resolution studies of basin sedimentation related to climatic oceanographic changes over the past 50 000 years in the California Continental Borderland. In : Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Res. Symposium, (New Orleans, May 25, 1976), Univ. South. Calif., Report USC Geol. 76-05.

GOULD H.R. (1960) - Amount of sediments. In : Comprehensive survey of sedimentation in Lake Meade (Arizona-Nevada), 1948-1949, W.O. SMITH (ed.), U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 295-P, p. 195-201.

GOULTY N.R., BURFORD R.O., ALLEN C.R., GILMAN R., JOHNSON C.E., KELLER R.P. (1978) - Large creep events on the Imperial fault, California. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 68, p. 517-521.

GRANNELL R.B., WYMAN R.M. ZHOU H. (1983) - Recent uplift in the Salton-Mexicali trough, from repeated, gravity and leveling observations. Eos, vol. 64, n° 45, p. 841, (abstr.).

GRANT D.K.S. (1938) - Mangrove woods of Tanganyka territory, their silviculture and dependent industries. Tanganyka Notes and Records, p. 5-15.

GRANT U.S., GALE H.R. (1931) - Catalogue of the marine Pliocene and Pleistocene mollusca of California and adjacent regions. San Diego Soc. Nat. Mem., vol. 1036 p.

GRANT U.S., HERTLEIN L.G. (1938) - The west american Cenozoic Echinoidea. Univ. Calif. Los Angeles Public. Math. & Phys. Sci., vol. 2, 226 p.

GRANTZ A., DICKINSON W.R. (1968) - Indicated cumulative offsets along the San Andreas Fault in the California Coast Ranges. In : Proc. Confer. on geologic problems of San Andreas Fault system, A. Grantz & W.R. Dickinson (eds.), Stanford Univ., Publ. Geol. Sci., vol. XI, p. 117-119.

GRAYSON A.J. (1872) - On the physical geography and natural history of the islands of the Tres Marias and Socorro of the Western coast of Mexico. Boston Soc. Nat. Hist. Proc., vol. 14, p. 261-303.

GREWINGK C. (1848) - Beitrag zur Kenntniss der geognostichen Beschaffenheit Kaliforniens. Verhandlungen der Russich-Kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, 1847, p. 143-162.

GRIFFITHS R.C. (1968) - Physical, chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960. U.S. Fish and Wildlife Serv., Sp. Sci. Rep. Fisheries, n° 573, 47 p.

GRIM R.E., DIETZ R.S., BRADLEY W. (1949) - Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California coast and the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 60, p. 1785-1080. *

GRUN R., BRUNNACKER K. (1983) - Absolutes Alter jungpleistozäner Meeres-Terrassen und deren Korrelation mit der terrestrichen Entwicklung. Zeitsch. Geomorphol., t. 27, n° 3, p. 257-264.

GUERRERO D. (1969) - Drilling in the geothermal field of Cerro Prieto, lower California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 121, p. 119, (abstr.). *

GUILCHER A. (1974) - Les "rasas" : un problème de morphologie littorale générale. Ann. Geogr., vol. 83, p. 1-33.

GUILCHER A. (1980) - Indications resultant de processus d'érosion. Oceanis, vol. 5, fasc. hors. serie, p. 319-326.

GUNN J., JONES R., HESTER T.R., ROBINSON R., MAHULA R. (1979) - The impact of climatic change on prehistoric and modern cultures on the prairie-forest ecotone of south-central United States. Intern. Conf. on Climate and history (Univ. East Anglia, 1979), abstr. vol., p. 27. *

GUTENBERG B. (1941) - Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Geol. Soc. Amer. Bull, vol. 52, p. 721-772.

GUTIERREZ-ESTRADA M., CASTRO DEL RIO A. (1984) - Terrazas pleistocénicas en el area de Mazatlan, Sinaloa, Mexico. Sympos. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico, Abstr. vol., p. 31.

GUTMANN J.T. (1972) - Eruptive history and petrology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. Ph.D. dissert. Stanford Univ..

GUTMANN J.T. (1976) - Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 87, p. 1718-1729.

GUZMAN A.E. (1981) - Geologia cenozoica del noroeste de Sonora incluyendo a su mar patrimonial. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., vol. 33, n° 1, p. 3-24. *

GUZMAN E.J. (1963) - Tectonic history of Mexico. In : Backbone of the Americas, Tectonic history from pole to pole, a Symposium, O.E. Childs & B.W. Beebe (eds.) ; Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 2, p. 113-129. *

GUZMAN L.E. (1950) - A geographical study of the llano de San Quintin area, Baja California. M.Sc. thesis, Geogr. Dept., Univ. California, Los Angeles.

HAGUENAU M.F. (1985) - Origin and uplift of a pair of Late Quaternary marina platforms, near Cape Mendocino, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 6, p. 359.

HAGUENAU M.F. (1986) - Stream response to the rise in post-Wisconsin sea level and attendant coastal retreat, northern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 112.

HAGSTRUM J.T, McWILLIAMS M., HOWELL D.G., GROMME S. (1986) - Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 128.

HALL C. A. (1964) - Shallow-water marine climates and molluscan provinces. Ecology, vol. 45, n° 2, p. 226-234. *

HAMILTON W. (1961) - Origin of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, p. 1307-1318.

HAMILTON W. (1962) - Strike-slip control of tectonics of coastal California. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers., vol. 68, p. 30, (abstr.). *

HAMILTON W. (1969) - Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 30, p. 2409-2430.

HAMILTON W. (1971) - Recognition on space photographs of structural elements of Baja California. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 718, 26 p.

HAMILTON W. (1986) - Crustal evolution of southern California during Cretaceous and Cenozoic time. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 12.

HAMILTON W., MYERS W. B. (1966) - Cenozoic tectonics of the Western United States. Rev. Geophys. Space Phyr., vol. 4, p. 509-549.

HAMILTON W. B., MYERS B. (1968) - Cenozoic tectonic relationship between the western United States and the Pacific Basin. In : Proc. Confer. Geologic. problems of San Andreas fault system, W. R. Dickinson & A. Grantz (eds.), Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. XI, p. 342-357. *

HAMMOND E. H. (1954) - A geomorphic study of the Cape region, Baja California. Univ. Calif. Publ. Geogr., vol. X, n° 2, p. 45-112.

HANKS T. C., THATCHER W., HILEMAN J. A. (1975) - Seismic moments of the larger earthquakes of the southern California region, 1890-1973. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, p. 1131-1139.

HANNA G. D. (1925) - Expedition to Guadalupe Island, Mexico, in 1922. General Report. Calif. Acad. Sci. Proc. 4th ser., vol. 14, p. 217-275.

HANNA G. D. (1926a) - Paleontology of Coyote Mountain, Imperial County, California. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser. vol. 14, p. 427-503.

HANNA G. D. (1926b) - Expédition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925 ; General report, part 1. Proc. Calif. Acad. Sci., ser. 4, vol. 15, n° 1, p. 1-113.

HANNA G. D. (1926c) - Geology of the La Jolla quadrangle, California. Calif. Univ. Publ. Geol. Sci., vol. 16, p. 187-246.

HANNA G. D. (1927) - Geology of the West Mexican islands. Pan-Amer. Geol., vol. 48, p. 1-24.

HANNA G. D., GRANT W. M. (1926) - Miocene marine diatoms from Maria Madre Island, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser. vol. 15, p. 115-193, pl. 11-23.

HANNA G. D., HERTLEIN L. G. (1927) - Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921 : Geology and Paleontology. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 16, n° 6, p. 137-157.

HANNA G. D., BRIGGER A. L. (1966) - Fossil diatoms from southern Baja California. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 30, p. 285-308. *

HAQ B. U., BERGGREN W. A., VAN COUVERING J. A. (1977) - Corrected age of the Pliocene boundary. Nature, vol. 269, p. 483-488.

HAQ B. U., BERGGREN W. A. (1978) - Late Neogene calcareous plankton biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean). Jour. Paleontol., vol. 52, n° 6, p. 1167-1194.

HARE P. E., MITTERER R. M. (1969) - Laboratory simulation of amino acid diagenesis in fossils. Carnegie Inst. Washington Yearbook 67, p. 205-208.

HARMON R. S. (1976) - Late Pleistocene glacial chronology for alpine karst areas of western north America as inferred from U-series dating of speleothems. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n° 6, p. 904.

HARMON R. S. (1980) - Late Pleistocene geology and sea level history of Bermuda. XXVI Intern. Geol. Congr., Paris, Abstr. vol. 2, p. 659.

HARMON R. S., FORD D. C., SCHWARCZ M. P. (1977) - Interglacial chronology of the Rocky and Mac Kenzie Mountains based upon 230 Th/^{234}U dating of speleothems. Can. Jour. Earth. Sci., vol. 14, p. 2543-2552.

HARMON R. S., SCHWARCZ M. P., FORD D. C. (1978) - Late Pleistocene sea level history of Bermuda. Quatern. Res., vol. 9, p. 205-218.

HARMON R. S., LAND L. S., MITTERER R. M., GARRETT P., SCHWARCZ H. P., LARSON G. L. (1981) - Bermuda sea level during the last interglacial. Nature, vol. 289, p. 481-483.

HARMON R. S., MITTERER R. M., KRIAUSAKUL N., LAND L. S., SCHWARCZ H. P., GARRETT P., LARSON G. J., VACHER L., ROWE M. (1983) - U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda : implications for eustatic sea level fluctuation over the past 250,000 years. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol, vol. 44, p. 41-70.

HARRIS M. K. (1979) - Form-process relationships at Laguna Percebu. PhD dissert., Louisiana State Univ., Baton Rouge.

HARRISON J. C., MATHUR S. P. (1964) - Gravity anomalies the Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T. H. Van Andel & G. G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 3, p. 76-89.

HARSH P. W. (1977) - Steady state slip on the Coyote Creek fault in southern California. Eos, vol. 58, p. 1226, (abstr.).

HARSH P. W., PAVONI N. (1978) - Slip on the Paicines fault. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 68, p. 1191-1194.

HARVEY T. (1986) - Geology of the San Miguel fault zones, northern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 114. *

HASTINGS J. R., TURNER R. M. (1964) - Climatological data for Baja California. Univ. of Arizona (Tucson), Inst. Atmosph. Physics, Techn. Rep. Meteorol. Climatol. Arid regions, n° 14, 132 p. *

HASTINGS J. R., HUMPREY R. R. (1969) - Climatological data and statistics for Baja California. Univ. Arizona Inst. Atmosph. Physics. Techn. Rep. Meteorol. Climatol. Arid Regions, n° 18, 96 p.

HATCH M. E., ROCKWELL T. K. (1986) - Neotectonics of the Agua Blanca fault, Agua Blanca Valley, northern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 114.

HAUSBACK B. P. (1982) - Timing and nature of Tertiary tectonic and volcanostratigraphic events in Southern Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 171.

HAUSBACK B. P. (1984) - Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In : Geology of the Baja California peninsula, V. A. Frizzel (ed.), Pacif Sect. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Los Angeles, vol. 39, p. 219-236.

HAWKINS J. W. (1970) - Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, southern California and Baja California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 3323-3338. *

HAWKINS J. W. ATWATER T. M. (1971) - Mesozoic-Cenozoic vulcanism and plutonism in southern California ; implications for zones of subduction and crustal dilatation. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 134. *

HAWKINS J., MEYERS M.E. (1972) - Petrology and geochemistry of basalts from the Gulf of California. A comparison with ocean ridge basalts. Geol. Soc. Amer. Abstr. progr., vol. 4, p. 530. *

HAWLEY J.W., BACHMAN G.D., MANLEY K. (1976) - Quaternary stratigraphy in the Basin and Range and Great Plains Provinces, New Mexico and Western Texas. In : Quaternary stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.), Dowden Hutchinson & Ross, Strandsbourg (Penns.), p. 235-275. *

HAXBY W.F., WEISSEL J.K. (1986) - Evidence for small-scale mantle convection from Seasat altimeter data. Jour. Geophys. Res., vol. 91, n° B3, p. 3507-3520.

HAY E.A., HALL N.T. (1986) - Tectonic creep along the San Andreas fault, Bitterwater valley, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 115.

HAYDEN J.D. (1967) - A summary prehistory and history of the Sierra Pinacate, Sonora. Amer. Antiquity, vol. 32, n° 3, p. 335-344. *

HAYNES C.V. (1968) - Geochronology of late-Quaternary alluvium. In : Means of Correlation of Quaternary successions, R.B. Morrison & H.E. Wright (eds.), Univ. Utah Press, Salt Lake City, p. 591-631.

HAYS J.D. (1970) - Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in North Pacific deep sea sediments. In : Geological investigations of the North Pacific, J.D. Hays (ed.), Geol. Soc. Amer. Mem. 126, p. 185-218.

HAYS J.D. (1978) - A review of the late Quaternary climatic history of Antarctic seas. In : Antarctic glacial history and world palaeoenvironments, Van Zinderen Bakker (ed.), Balkama Rotterdam, p. 57-71.

HAYS J.D., SAITO T., OPDYKE N.D., BURCKLE L.H. (1969) - Pliocene- Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific : their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, p. 1481-1514.

HAYS J.D., OPDYKE N.D. (1976) - Antarctic radiolarians, magnetic reversals and climatic changes. Science, vol. 158, n° 3804, p. 1001-1011.

HAYS J.D., IMBRIE J., SHACKLETON N.J. (1976) - Variations in the Earth's orbit : pacemaker of the ice ages. Science, vol. 194, p. 1121-1132.

HEARN T.M., CLAYTON R.W. (1984) - Crustal structure and tectonics in southern California. Eos, vol. 65, n° 45, p. 992, (abstr.). *

HEARN T.M., CLAYTON R.W. (1986) - Crustal structure in southern California from array data. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr, vol. 18, n° 2, p. 115.

HECHT A.D. (1973) - Faunal and oxygen isotopic paleotemperatures and the amplitude of glacial/interglacial temperature changes in the equatorial Atlantic, Carribbean sea and Gulf of Mexico. Quatern. Res., vol. 3, p. 671-690.

HEIM A. (1915) - Sur la géologie de la partie méridionale de la Basse Californie. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 161, p. 419-42.

HEIM A. (1922) - Notes on the Tertiary of southern Lower California. Geol. Magazine, vol. 59, p. 529-547.

HEINDL L.A. (1962) - Cenozoic geology of Arizona ; a 1960 resumé. Ariz. Geol. Soc., Digest, vol. 5, p. 9-23. *

HEINE K. (1973) - Variaciones mas importantes del clima durante los ultimos 40 000 anos en Mexico. Communicaciones, n° 7, p. 51-58.

HEINE K. (1978) - The late Quaternary climate of Mexico as it is deduced from glacial and periglacial sediments of the high volcanoes. X Intern. Assoc. Sedimentol., Congr. (Jerusalem), Abstr. vol. 1, p. 295-296.

HELENES J. (1980) - Stratigraphy, depositonal environments and Foraminifera of the Miocene Tortugas Formation, Baja California Sur, Mexico. Bol. Soc. Geol. Mexic., t. XLI, n° 1 et 2, p. 47-67.

HELENES J. (1981) - Tertiary evolution of the Sebastian Vizcaino Peninsula, Baja California, México. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 60.

HELENES ESCAMILLA J. (1982) - Evolucion sedimentaria de la cuenca Tortugas del Mioceno, y su significado en la tectonica terciaria de Baja California. Conv. Geol. Mexicana, Mexico D.F, vol. resum., p. 109.

HELENES J., INGLE J.C. (1979) - Stratigraphy, foraminifera and depositional environments of the Miocene Tortugas Formation, Baja California, Mexico : a preliminary report and guide. In : Baja California geology, field guide and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds), Dept. Geol. Sci., San Diego State Univ., p. 83-88.

HELENES J., INGLE J.C. (1980) - Stratigraphy, depositional environments, and foraminifera of the Miocene Tortugas formation, Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 110-111.

HELGESON H.C. (1968) - Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. Amer. Jour. Sci., vol. 266, p. 129-166.

HELGREN D.M., BAHRE C.J. (1980) - Quaternary geomorphic history of central coastal Sonora Mexico. Amer. Quatern. Assoc., 6th Biennial meeting (Orono, Maine), abstr. vol., p. 97.

HELGREN D.M., BAHRE C.J. (1981) - Reconnaissance geomorphology of the central coast of Sonora, Mexico. Zeitschr. Geomorphol. N.F., vol. 25, n° 2, p. 166-179.

HENDERSHOTT M.C., SPERANZA A., (1971) - Co-oscillating tides in long narrow bays : the Taylor problem revisited. Deep Sea Res., vol. 18, p. 959-980.

HENDERSHOTT M.C., BADAN-DANGON A. (1984) - Surface and subsurface expression of tidally driven mixing events in the northern Gulf of California. Eos, vol. 65, n° 45, p. 966, (abstr.).

HENYEY T.L. (1976) - Heat flow and tectonic patterns on the Southern California Borderland. In : Aspects of the geologic history of the California Continental Borderland, D.G. Howell (ed.), ; Pacif. sect., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Misc. Publ., n° 24, p. 427-448.

HENYEY T.L., SCLATER J.G. (1971) - Heat flow in the northern Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 135-136.

HENYEY T.L., BISCHOFF J.L. (1973) - Tectonic elements of the northern part of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, p. 315-329.

HENYEY T.L., LEE T.C., LAWVER L.A. (1973) - Heat flow measurements of the Southern California Borderland and in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 5, p. 53. *

HERRIN E. (1960) - The velocity of Lg in the southwestern United States and Mexico Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 50, p. 35-44. *

HERTLEIN L.G. (1925) - Pectens from the Tertiary of Lower California. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 14, n° 1, p.1-35.

HERTLEIN L.G. (1931) - Additional Pliocene and Pleistocene fossils from Lower California. Jour. Paleontol., vol. 5, n° 4, p. 365-367.

HERTLEIN L.G. (1933) - Additions to the Pliocene fauna of Turtle Bay, Lower California, with a note on the Miocene diatomite. Jour. Paleontol., vol. 7, n° 4, p. 439-441.

HERTLEIN L.G. (1934) - Pleistocene mollusks from the Tres Marias Islands, Cedros Islands and San Ignacio Lagoon, Mexico. South Calif. Acad. Sci. Bull., vol. 33, part 2, p. 59-73.

HERTLEIN L.G. (1957) - Pliocene and Pleistocene fossils from the southern partion of the Gulf of California South. Calif. Acad. Sci. Bull., vol. 56, pt. 2, p. 57-75.

HERTLEIN L.G. (1966) - Pliocene fossils from Rancho el Refugio, Baja California and Ceralvo Island, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 30, n° 14, p. 265-284.

HERTLEIN L.G. (1968) - Three late Cenozoic molluscan faunules from Baja California with a note on diatomite from west of San Felipe. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 30, n° 19, p. 401-405.

HERTLEIN L.G., JORDAN E.K. (1927) - Paleontology of the Miocene of lower California. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 16, n° 1a, p. 605-647, pl. 17-21.

HERTLEIN L.G., GRANT U.S. (1939) - Geology and oil possibilities of southwestern San Diego County. Calif. Jour. Mines Geol., vol. 35, p. 57-78.

HERTLEIN L.G., STRONG A.M. (1940-1950) - Mollusks from the west of Mexico and central America. Zoologica, vol. 25, p. 369-430 ; vol. 31, p. 53-76 ; vol. 33, p. 163-198 ; vol. 35, p. 217-252. *

HERTLEIN L.G., GRANT U.S. (1944) - The geology and paleontology of the marine Pliocene of San Diego, California. San Diego Soc. Natur. Hist. Mem., vol. 2, 72 p.

HERTLEIN L.G., EMERSON W.K. (1956) - Marine Pleistocene invertebrates from near Puerto Penasco, Sonora, Mexico. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 12, n° 8, p. 154-176.

HERTLEIN L.G., EMERSON W.K. (1959) - Pliocene and Pleistocene megafossils from the Tres Marias Islands. Results of the Puritan American Museum of Natural History, Expedition to western Mexico, part 5, Amer. Mus. Novitates, n° 1940, 15 p.

HERTLEIN L.G., ALLISON E.C. (1959) - Pliocene marine deposits in northwestern Baja California, Mexico, with the description of a new species of Acanthina (Gastropoda). South Calif. Acad. Sci. Bull., vol. 58, part 1, p. 17-26.

HEUSSER L.E. (1981) - Pollen analysis of selected samples from Deep-sea Drilling Project Leg 63. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 63, p. 559-563.

HEUSSER L.E. (1982) - Pollen analysis of lamimated and homogeneous sediment from the Guaymas basin, Gulf of California. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 1217-1223.

HEUSSER L.E., HEUSSER C.J., STREETER S.S. (1980) - Quaternary temperature and precipitation : quantitative calibrations of pollen data from northwest North America. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 111. *

HEUSSER L.E., BURCKLE L.H. (1981) - Pollen analyses and diatom stratigraphy of laminated and homogeneous sediments from DSDP Site 64-480, the Guaymas Basin Slope. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 60.

HEY R.N. (1983) - A speculative hypothesis for the southern San Andreas transform fault system. Eos, vol. 64, n° 45, p. 864-865, (abstr.). *

HICKS S.D. (1972) - On the classification and trends of long period sea level series. Shore Beach, vol. 40, p. 20-23.

HICKS S.D., CROSBY J.E. (1974) - Trends and variability of yearly mean sea level 1893-1972. U.S. Depart. of Commerce, Nat. Oceanic and Atmosph. Admin., Washington, Techn. Memor., Nat. Ocean Survey, 13, 14 p.

HICKS S.D., CROSBY J.E. (1975) - An average, long period, sea level series for the United States. U.S. Depart. of Commerce, Nat. Oceanic and Atmosph. Admin., Washington, Techn. Memor., Nat. Ocean Surv., 15, 6 p.

HILEMAN J.A., ALLEN C.R., BRUNE J.N., WYSS M. (1971) - Measurements of active slip on faults in the Imperial Valley region, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 136.

HILINSKI T., ROCKWELL T. (1986) - Structure and Quaternary faulting about the eastern terminus of the Agua Blanca fault, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 117.

HILL D.P. (1977) - A model for earthquake swarms. Jour. Geophys. Res., vol. 82, p. 1347-1352.

HILL D.P. (1978) - Seismic evidence for the structure and Cenozoic tectonics of the Pacific Coast states. In : Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera, R.B. Smith & G.P. Eaton (eds.), Geol. Soc. Amer. Mem. 152, p. 145-174. *

HILL D.P. (1982) - Contemporary block tectonics : California and Nevada. Jour. Geophys. Res. vol. 87, n° B 7, p. 5433-5450.

HILL D.P., MOWINCKEL P., PEAKE L.G. (1975) - Earthquakes, active faults and geothermal areas in the Imperial Valley, California. Science, vol. 188, p. 1306-1308.

HILLAIRE-MARCEL C. (1979) - Les mers post-glaciaires du Québec. Thèse doct. Sci. Univ. Paris VI. 2 vol., 293 p., 241 fig., 26 pl.

HILLS R.J. (1973) - An ecological interpretation of prehistoric Seri settlement patterns in Sonora, Mexico. M.A. thesis, Arizona State Univ..

HINDS R.B. (1844) - On new species of Terebra. Proc. 2001. Soc. London, pt. 11, "for 1843", p. 149-168.

HISAZUMI H. (1930) - El distrito sur de la Baja California. Proc. Calif. Acad. Sci., 4th ser., vol. 16, p. 605-647, pl. 17-21.

HOANG C.T., ORTLIEB L., WEISROCK A. (1978) - Nouvelles datations $^{230}Th/^{234}U$ de terrasses marines "ouljiennes" du sud-ouest du Maroc et leurs significations stratigraphique et tectonique. C.R. Acad. Sci, Paris, t. 286, sér. D., p. 1759-1762.

HOFFMAN S.A. (1975) - Provenance, depositional environment and progressive diagenetic changes of sands from the west Mexican Coastal Plain. M.Sc. thesis, State Univ. New York at Buffalo, N.Y.. 72 p.

HOFFMAN S.A., CONNALLY G.G. (1977) - Quartz grain surface textures, relative age, and depositional environments for units of the west Mexican coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 1, p. 26-27.

HOLLIN J.M. (1972) - Interglacial climates and Antartic ice surges. Quatern. Res., vol. 2, p. 401-408.

HOLLIN J.H. (1980) - Climates and sea level in isotope stage 5 : an East Antartic ice surge at 95,000 BP ? Nature, vol. 283, p. 629-633.

HOLSER W.T. (1966) - Diagenetic polyhalite in recent salt from Baja California. Amer. Mineral., vol. 51, p. 99-109.

HOLSER W.T., JAVOR B., PIERRE C., ORTLIEB L. (1981) - Geochemistry and ecology of salt pans at Guerrero Negro, Baja California. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol., Hermosillo, p. 3-49.

HOOKE R.L. (1967) - Processes on arid region alluvial fans. Jour. Geol., vol. 75, p. 438-460. *

HOOTS H.W., BEAR T.L., KLEIN PELL W.D. (1954) - Geological summary of the San Joaquin Valley, California. In : Geology of southern California, R.H. Jahns (ed.), Calif. Div. Mines. Bull. 170, p. 113-129.

HOOVER D. L., HAY R. L., MILLHOUSE J. W. (1982) - Paleoclimates of the Amargosa Basin, Nevada-California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 114, n° 4, p. 173.

HORNADAY W. T. (1908) - Camp-Fires on desert and lava. Charles Scribner's Sons, New York. 366 p., 72 illustr., 2 maps.

HORNAFIUS J. S. (1986) - Neogene tectonic rotation of the Transverse Ranges and displacement on the San Andreas fault system. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 118.

HORODYSKI R. J. (1977) - Lyngbya mats at Laguna Mormona, Baja California, Mexico : comparison with Proterozoic stromatolites. Jour. Sedim. Petrol., vol. 47, n° 3, p. *

HORODYSKI R. J., VONDER HAAR S. P. (1975) - Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja Californie), Mexico. Jour. Sedim. Petrol., vol. 45, n° 4, p. 894-906.

HORODYSKY R. J., BLOESER B., VONDER HAAR S. (1977) - Laminated algal mats from a coastal lagoon, Laguna Mormona, Baja California, Mexico. Jour. Sedim. Petrol., vol. 47, n° 2, p. 680-696.

HOWELL D. G., McLEAN I., VEDDER J. G. (1976) - Cenozoic tectonism on Santa Cruz island. In : Aspects of the geologic history of the California Borderland, D. G. Howell (ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Pacific Sect., Miscell. Publ. n° 24, p. 392-416.

HOWARD H. (1971) - Pliocene avian remains from Baja California. Calif. Mus. Natur. Hist. Contrib. Sci., n° 217, 17 p.

HUANG T. C., WATKINS N. D., SHAW D. M., KENNETT J. P. (1973) - Atmospherically transported volcanic dust in south Pacific deep sea sedimentary cores at distances over 3000 km from the eruptive source. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 20, p. 119-124.

HUBBS C. L. (1948) - Changes in the fish fauna of western North America correlated with changes in ocean temperatures. Sears Found. Jour. Marine Res., vol. 7, p. 459-482. *

HUBBS C. L. (1960) - The marine vertebrates of the outer coast. In : Sympos. Biogeography of Baja California and adjacent seas. Syst. Zool., vol. 9, n° 3-4, p. 134-147. *

HUBBS C. L., MILLER R. R. (1948) - The Great Basin, with emphasis on glacial and postglacial times. II : The zoological evidence. Utah Univ. Bull., vol. 38, p. 103-113.

HUBBS C.L., LAURA C. (1955-1962) - Shoreline surface water temperature data between La Jolla, California and Punta Baja, Baja California. Unpubl. Reports Scripps Inst. Oceanogr. *

HUBBS C.L., BIEN G.S., SUESS H.E. (1960) - La Jolla natural radiocarbon measurements. Amer. Jour. Sci., Radiocarbon suppl., vol. 2, p. 197-223.

HUBBS C.L., BIEN G.S., SUESS H.E. (1963) - La Jolla natural radiocarbon measurements III. Radiocarbon, vol. 5, p. 254-272.

HUBBS C.L., RODEN G.I. (1964) - Oceanography and marine life along the Pacific coast of Middle America. In : Handbook of Middle American Indians, Univ. Texas Press, vol. I, p. 143-186.

HUBBS C.L., BIEN G.S., SUESS H.E. (1965) - La Jolla natural radiocarbon measurments IV. Radiocarbon, vol. 7, p. 66-117.

HUBBS C.L., BIEN G.S. (1967) - La Jolla natural radiocarbon measurements. Radiocarbon, vol. 9, p. 261-294.

HUDNUT K., BEAVAN J., BILHAM R. (1985a) - Salton sea level data : active transpression on the southern San Andreas Fault. Eos, vol. 66, n° 18, p. 383, (abstr.).

HUDNUT K., BEAVAN J., BILHAM R. (1985b) - Water-level recording for the study of crustal deformation ; Salton Sea, California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 856, (abstr.).

HUEHN B. (1977) - Crustal structure of the Baja Peninsula between latitudes 22°N and 25°N. M.Sc. thesis, Oregon State Univ., Corvallis. 95 p. *

HUEHN B., COUCH R. (1976) - Crustal structure of Baja and the Gulf of California between latitudes 22°N and 25°N. Eos, vol. 57, n° 12, p. 932, (abstr.). *

HUFFMAN O.F. (1972) - Lateral displacement of upper Miocene rocks and the Neogene history of offset along the San Andreas Fault in central California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 2913-2946.

HUMPHREYS E. (1986) - The role of mantle involvement in the recent development of southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 119.

HUMPHREYS E.D., WELDON R. (1984) - A kinematic model of southern California. Eos, vol. 65, n° 45, p. 992, (abstr.). *

IAPSO, Advisory Committee on tides and mean sea level (1985) - Changes in relative mean sea level. Eos, vol. 66, n° 45, p. 754-756.

ILLIES J.H. (ed.) (1981) - Mechanism of graben formation. Tectonophysics, Spec. Issue, vol. 73, 266 p.

IMBRIE J., IMBRIE J.Z. (1980) - Modeling the climatic response to orbital variations. Science, vol. 207, p. 943-953.

IMBRIE J. and other CLIMAP Project membres (1980) - The oceanic record of Quaternary climate : orthogonal generalization drawn from isotopic and biotic time series. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 453.

IMBRIE J., other SPECMAP Project authors (1982) Chronology and response spectra of the late Quaternary Ocean - Eos, vol. 63, n° 45, p. 995, (abstr.)

INGERSOLL R.V. (1981) - Triple-junction instability as cause for late Cenozoic extension and fragmentation of western United States. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 13, n° 7, p. 48. *

INGERSOLL R.V. (1982) - Triple-junction instability as cause for late Cenozoic extension and fragmentation of western United States. Geology, vol. 10, p. 621-624. *

INGLE J.C. (1967) - Foraminiferal biofacies variation and the Miocene-Pliocene boundary in southern California. Bull. Amer. Paleontol., vol. 52, n° 236, p. 217-394.

INGLE J.C. (1973a) - Summary comments on Neogene biostratigraphy physical stratigraphy, and paleo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 18, p. 949-940.

INGLE J.C. (1973b) - Neogene marine history of the Gulf of California ; foraminiferal evidence. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 5, p. 62.

INGLE J.C. (1974) - Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California. In : Geology of peninsular California, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Soc. Explor. Geophys., Pacific sects., guidebook for field trip, p. 121-128.

INGLE J.C. (1977a) - Summary of late Neogene planktonic foraminiferal biofacies, biostratigraphy and paleoceanography of the marginal North Pacific Ocean. Proc. First Intern. Conf. Pacific Neogene Stratigraphy (Tokyo, Kaiyo Shuppan), T. Saito & H. Ujüe (eds.), p. 177-182.

INGLE J.C. (1977b) - Late Neogene marine events and the Pliocene-Pleistocene boundary in the marginal North Pacific. Proc. II Sympos., Neogene-Quaternary Boundary, Jour. Geol., vol. 41, p. 359-374.

INGLE J.C. (1977c) - Cenozoic paleoclimatic trends, history of the California current and Pacific coast marine biostratigraphy. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 7, p. 1032-1033.

INMAN D.L. (1954) - Beach and nearshore processes along the southern California coast. In : Geology of southern California, R. Jahns (ed.), Calif. Div. Mines, Geol. Bull., vol. 170, Chap. V, p. 29-34. *

INMAN D.L., FILLOUX J. (1960) - Beaches cycles related to tides and local wind wave regime. Jour. Geol., vol. 68, n° 2, p. 225-231.

INMAN D.L., EWING G.C., CORLISS J.B. (1965) - Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 82, p. 99-100, (abstr.).

INMAN D.L., EWING G.C., CORLISS J.B. (1966) - Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja Calif., Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., n° 8, vol. 77, p. 787-802.

INMAN D.L., NORDSTROM C.E. (1971) - On the tectonic and morphologic classifications of coasts. Jour. Geol., vol. 79, n° 1, p. 1-21.

ISAAC S., ROCKWELL T.K., GASTIL G. (1986) - Plio-Pleistocene detachement faulting, Yuha Desert region, western Salton Trough, northern Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 120.

IVES R.L. (1934) - Recent volcanism in northwestern Mexico. Pan-Amer. Geol., vol. 63, p. 335-338.

IVES R.L. (1936) - Desert floods in the Sonoyta Valley. Amer. Jour. Sci., vol. 32, p. 349-360.

IVES R.L. (1942) - The discovery of Pinacate volcano. Sci. Monthly, vol. 54, p. 230-237.

IVES R.L. (1949) - Climate of the Sonoran desert region Ann. Assoc. Amer. Geogr., vol. 39, p. 143-187.

IVES R.L. (1951) - High sea levels of the Sonoran shore. Amer. Jour. Sci., vol. 249, p. 215-223.

IVES R.L. (1956) - Age of Cerro Colorado crater, Pinacate, Sonora, Mexico. Amer. Geophys. Union Trans., vol. 37, n° 2, p. 221-223.

IVES R.L. (1959) - Shell dunes of the Sonoran shore. Amer. Jour. Sci., vol. 257, n° 6, p. 449-457.

IVES R.L. (1962) - Dating of the 1746 eruption of the Tres Virgenes volcano, Baja California del Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 73, p. 647-648.

IVES R.L. (1963) - The problem of Sonora littoral cultures. Kiva, vol. 28, n° 3, p. 28-32.

IVES R. L. (1964) - The Pinacate region, Sonora, Mexico. Calif. Acad. Sci. Occas. Papers, n° 47, 43 p., 24 fig.

IVES R. L. (1971) - An archeological sterile area in northern Sonora. Kiva, vol. 36, n° 3, p. 1-10.

IZETT G. A., NAESER C. W., OBRADOVICH J. D. (1974) - Fission-track age of zircons from an ash bed in the Pico formation (Pliocene and Pleistocene) near Ventura, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 6, p. 197.

JAEGER E. C. (1957) - The North American Deserts. Stanford Univ. Press, Stanford. 308 p. *

JAHNKE R. A., EMERSON S. R., ROE K. K., BURNET W. C. (1983) - The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 47, p. 259-266. *

JAHNS R. H. (1954) - Geology of the Peninsular range province, southern California and Baja California. In : Geology of southern California, E. R. Jahns (ed.)., Calif. Mines Geol. Bull., n° 170, pt. 1, Chap. II, p. 29-52. *

JAHNS R. H. (1959) - Collapse depression of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. In : Southern Arizona. Guidebook n° 2, Ariz. Geol. Soc. Digest, p. 165-184.

JAHNS R. H. (1969) - Long term behaviour of some major faults in southern California. Eos, vol. 50, p. 382-384.

JAMES A. L. (1972) - Geochemical evolution of the temperature at depth for a proposed geothermal reservoir in the Ensenada-Punta Banda area, Baja California, Mexico. San Diego State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Repts., vol. 20, pt. 2. *

JARDINE W. G. (1975) - The determination of former sea level in areas of large tidal ranges In : Quaternary studies, Roy Soc. New Zealand Bull., n° 13, p. 163-176.

JARDINE W. G. (1980) - The determination of former shorelines in area of large tidal range. XXVI Intern. Geol. Congr. (Paris, 1980), Abstr. vol., n° 2, p. 662.

JAVOR B. J. (1979) - Ecology, physiology and carbonate chemistry of blue-green algal mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico. PhD dissert., Univ. Oregon. *

JENSKY W. A. (1975) - Reconnaissance geology and geochronology of the Bahia Banderas area, Nayarit and Jalisco, Mexico. M. S. thesis, Univ. California, Santa Barbara, Calif., 80 p.

JOHNPEER G. D. (1977) - Reconnaissance geology and petrology of the Guyamas area, Sonora, Mexico. M. Sc. thesis, Arizona State Univ. 67 p.

JOHNPEER G. D. (1978) - Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 60, n° 3, p. 110.

JOHNSON C., SCOTT S., MILLER D. (1979) - Depositional history of the lower Colorado river. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 451.

JOHNSON C. E., HADLEY D. M. (1976) - Tectonic implications of the Brawley earthquake swar, Imperial Valley, January 1975. Seismol. Soc. Amer., Bull. vol. 66, p. 1133-1144.

JOHNSON C. E., HILL D. P. (1982) - Seismicit of the Imperial Valley. In : The Imperial Valley, California earthquake of october 15, 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 1254, p. 15-24.

JOHNSON C. W. (1953) - Note on the geology of Guadalupe Island, Mexico. Amer. Jour. Sci., vol. 251, p. 231-236. *

JOHNSON D. L. (1972) - Landscape evolution on San Miguel Island, California. PhD dissert., Univ. Kansas, Laurence, Ks.

JOHNSON D. L. (1977) - The Late Quaternary climate of coastal California : evidence for an Ice Age refugium. Quatern. Res., vol. 8, p. 154-179.

JOHNSON D. L. (1978) - The origin of island mammoths and the Quaternary land bridge history of the Northern Channel Islands, California. Quatern. Res., vol. 10, p. 204-225.

JOHNSON D. W. (1919) - Shore processes and shoreline development. Hafner, New York.

JOHNSON D. W. (1932a) - Rock fans of arid regions. Amer. Jour. Sci., vol. 223, p. 389-416.

JOHNSON D. W. (1932b) - Rock planes of arid regions. Geogr. Rev., vol. 22, p. 656-665.

JOHNSON J. D., NORMAK W. R. (1974) - Neogene tectonic evolution fo the salinian block, west-central California. Geology, vol. 2, p. 11-14.

JOHNSON N., OPDYKE N. D., LINDSAY E. (1975) - Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene-Pleistocene terrestrial deposits and vertebrate faunas, San Pedro Valley, Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, p. 5-11.

JOHNSON N.M., OFFICER C.B., OPDYKE N.D., WOODARD G.D., ZEITLER P.K., LINDSAY E.H. (1983) - Rates of late Cenozoic tectonism in the Vallecito-Fish Creek basin, western Imperial Valley, California. Geology, vol. 11, p. 664-667.

JOHNSON R.G. (1982) - Brunhes-Matuyama magnetic reversal date at 790,000 yr B.P. by marine-astronominal correlations. Quatern. Res., vol. 17, p. 135-147.

JOHNSON T.L., MADRID J., KOCZYNSKI T. (1976) - A study of microseismicity in northern Baja California, Mexico. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 66, n° 6, p. 1921-1929.

JOHNSTON I.M. (1924) - Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921 ; the botany. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 12, p. 931-1218.

JONES B. (1966) - General geology of San Felipe, Baja California, Mexico. Calif. San Diego State College, Geol. Dept., Undergr. Res. Rept., vol. 10, pt. 3. *

JONES D.L., BLAKE M.C., RANGIN G. (1976) - The four Jurassic belts of northern California and their significance to the geology of the southern California borderland. In : Aspects of the geologic history of the California continental borderland, D.G. Howell (ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Pacific Sect., Misc. Publ. 24, p. 343-362. *

JONES P.L. (1975) - Petrology and petrography of beachrock (Pleistocene ?), Sonora coast, northern Gulf of California. M.Sc. thesis, Univ. Arizona., Tucson.

JORDAN E.K. (1924) - Quaternary and Recent molluscan faunas of the west coast of lower California. South. Calif. Acad. Sci. Bull., vol. 23, p. 145-156.

JORDAN E.K. (1926) - Molluscan fauna of the Pleistocene of San Quintin Bay, lower California. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 15, n° 7, p. 241-255.

JORDAN E.K. (1936) - The Pleistocene fauna of Magdalena Bay, lower California. Contrib. Stanford Univ., Dept. Geol., vol. 1, n° 4, 72 p., 3 pl.

JORDAN E.K., HERTLEIN L.G. (1926a) - A Pliocene fauna from Maria Madre Island, Mexico. In : Expedition to the Revillagigedo Island, Mexico in 1925. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 15, p. 209-217, pl. 23.

JORDAN E.K., HERTLEIN L.G. (1926b) - Contribution to the geology and paleontology of the Tertiary of Cedros Island and adjacent parts of lower California. In : Expedition to the Revillagigedo Island, Mexico 1925 ; VII; : Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 15, n° 14, p. 409-464, pl. 27-34.

JUILLET A. (1984) - Reconstitution de la paléoclimatologie du Golfe de California au cours des 3 derniers millénaires à l'aide de l'analyse isotopique de l'oxygène des diatomées. Thèse Doct. Sci., Univ. Paris Sud. 140 p.

JUNGER A. (1975) - Some thoughts on the structure of the Continental Borderland, Southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 331. *

JUNGER A. (1976) - Tectonics of the southern California Borderland. In : Aspects of the geologic history of the California Borderland, D.G. Howell (ed.)., Pacific section, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Misc. Publ. 24, p. 486-498.

JUNGER A., WAGNER H.C. (1977) - Geology of the Santa Monica and San Pedro basins, California Continental Borderland. U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-820.

KAHN E., OBA T., KU T.L. (1981) - Paleotemperatures and the glacially induced changes in the oxygen isotope composition of seawater during late Pleistocene and Holocene time in Tanner Basin, California. Geology, vol. 9, n° 10, p. 485-490.

KARIG D.E., JENSKY W. (1972) - The Protogulf of California. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 17, p. 169-174.

KARL H.A. (1975) - Distribution and significance of sedimentary structures and bed forms on the continental shelf, southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 331-332. *

KARL J.H., LONSDALE P. (1981) - Tectonic implications of magnetic data from the Guaymas Basin, Mar de Cortez. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 63. *

KARLIN R., LEVI S. (1982) - Paleomagnetic record from hydraulic piston core (HPC) sediments : prospects, problems, and results from the Gulf of California DSDP Site 480. Eos, vol. 63, n° 35, p. 649, (abstr.). *

KARROW P.F., EMERSON W.K. (1974) - A Late Pleistocene terrace faunule from near La Jolla, California. Veliger, vol. 16, p. 374-376.

KARROW P.F., BADA J.L. (1980) - Amino acid racemization dating of Quaternary raised marine terraces in San Diego County, California. Geology, vol. 8, p. 200-204.

KARSON J., TAMAYO SCIENTIFIC TEAM (1980) - Submarine landsliding at the eastern end of the Tamayo transform fault, Gulf of California. Eos, vol. 61, n° 17, p. 359, (abstr.). *

KASAMAYER P.W., YOUNKER L.W., HANSON J.M. (1980) - Age of the Salton sea geothermal system as inferred from the thermal data. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 458.

KASSER M., GUICHARD J.L., ANGELIER J., CASTELLANOS F., COLLETTA B., GUERRERO J., LESAGE P., MONTANO T.R., ORTLIEB L., RODRIGUEZ J.L., ROLDAN J. (1984). - Establishment of a geodetic network across the central Gulf of California. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol. ; Mexico D.F., p. 139-148.

KASTENS K.A. (1981) - Deep tow survey of a transform fault between oceanic and continental crust, Guaymas Basin, Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 63. *

KASTENS K.A., MACDANALD K.C., BECKER K., CRANE K. (1979) - The Tamayo transform fault in the mouth of the Gulf of California. Mar. Geophys. Res., vol. 4, p. 129-151.

KAUFMAN A. (1972) - Comments on the U-Series dating of mollusks from Southern California. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 14, p. 447-450.

KAUFMAN A., BROECKER W.S. (1965) - Comparison of Th^{230} and C^{14} ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. Jour. Geophys. Res., vol. 70, p. 4039-4054.

KAUFMAN A., BROECKER W.S., KU T.L., THURBER D.L. (1971) - The status of U-series methods of mollusk dating. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 35, p. 1155-1183.

KAWANA T., PIRAZZOLI P. (1985) - Holocene coastline changes and seismic uplift in Okinawa Island, the Ryukyus, Japan. Zeitsch. Geomorphol., suppl. Bd. 57, p. 11-31.

KEEN A.M. (1947) - Species of mollusks collected by the Stanford Expedition, 1941, to be added to the list published by H.N. LOWE, 1935. Minute Conch. Club South Calif., n° 75, p. 3-4. (article publié anonymement, par erreur de l'éditeur).

KEEN A.M. (1964) - A quantitative analysis of molluscan collections from Isla Espiritu Santo, Baja California, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. XXX, n° 9, p. 175-206.

KEEN A.M. (1971) - Sea shells of tropical west America. Stanford Univ. Press, Stanford, Calif. 1064 p.

KEENAN E. M. (1982) - Amino acid racemization dating : theoretical considerations and practical applications. PhD dissert., Univ. Delaware, Newark. 351 p.

KEENAN E. M., ORTLIEB L., WEHMILLER J. F. (1984a) - Amino acid dating of Quaternary marine terraces at Bahia Asuncion, Baja California Sur, Mexico. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol.; Mexico D. F., p. 149-164.

KEENAN E. M., ORTLIEB L., WEHMILLER J. (1984b) - Amino acid dating of Quaternary marine terraces at Bahia Asuncion, Baja California Sur, Mexico. Sympos. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Mexico D. F., Abstr. vol., p. 113.

KEEP J. (1935) - West coast shells. Stanford Univ. Press, Stanford, Calif. 350 p.

KEITH M. L., ANDERSON G. M., EICHLER R. (1964) - Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh waters environments. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28, p. 1757-1786.

KELLER B. (1979) - Structure of the Salton Trough from gravity and seismic refraction data In : Tectonics of the juncture between the San Andreas fault system and the Salton Trough, southeastern California, a guidebook. J. C. Crowell & A. G. Sylvester (eds.), Depart. Geol. Sci., Univ. Calif., Santa Barbara, Calif., p. 57-64.

KELLER E. A., BONKOWSKI M. S., KORSCH R. J., SHLEMON R. J. (1982) - Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills, Coachella Valley, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 93, p. 46-56.

KELLER G. (1978a) - Morphologic variation of Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg) in sediments of the marginal and central northeast Pacific Ocean and paleoclimatic interpretation. Jour. Foram. Res., vol. 8, p. 208-224.

KELLER G. (1978b) - Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the northeastern Pacific : Evidence from DSDP sites 173 and 310 at the North Pacific Front. Jour. Foram. Res., vol. 8, p. 332-349.

KELLER G. (1979a) - Late Neogene paleoceanography of the North Pacific DSDP sites 173, 310 and 296. Mar. Micropaleontol., vol. 4, p. 159-172.

KELLER G. (1979b) - Early Pliocene to Pleistocene planktonic foraminiferal datum levels in the North Pacific : DSDP sites 173, 310, 296. Mar. Micropaleontol., vol. 4, p. 281-294.

KELLER G.H. (1957) - Distribution of brown sand of the coast of California and Baja California. Univ. South Calif., Unpubl. Rep. in Marine Geol., 19 p. *

KELLER R.P., ALLEN C.R., GILMAN R., GOULTY N.R., HILEMAN J.A. (1978) - Monitoring slip along major faults in southern California. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 68, p. 1187-1190.

KELLEY R.A. (1983) - Pleistocene corals and their significance to the formation of North Stradbroke Island. M.Sc. thesis, Univ. Queensland, Brisbane, Australia. 108 p.

KELLEY V.C., SOSKE J.L. (1936) - Origin of the Salton volcanic domos, Salton Sea, California. Jour. Geol., vol. 44, n° 4, p. 496-509.

KELM D.L. (1971) - A gravity and magnetic study of the Laguna Salada area, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State College. 103 p.

KELTS K. (1980) - Sedimentation controls in an obliquely rifted nascent ocean basin : Lessons for land from the Gulf of California. Intern. Assoc. Sedimentol., first Europ. meeting (Bochum 1980), Abstr. vol., p. 11. *

KELTS K. (1982) - Translational margins : a comparison of the Gulf of California and the Mesozoic Tethys. XI Intern. Congr. Sedimentol., (Hamilton, Canada, 1982), Abstr. vol., p. 39. *

KELTS K., McKENZIE J.A. (1982a) - Modern deep sea and lacustrine example of dolomite formed during early diagenesis in anoxic conditions. XI Intern. Congr. Sedimentol. (Hamilton, Canada, 1982), Abstr. vol. p. 125.

KELTS K., McKENZIE J.A. (1982b) - Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling Project leg 64 Gulf of California. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 553-569.

KELTS K., NIEMITZ J. (1982) - Preliminary sedimentology of Late Quaternary diatomaceous muds from Deep Sea Drilling Project site 480, Guaymas basin slope, Gulf of California. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj. vol. 64, part 2, p. 1191-1210.

KENNEDY G.L. (1973) - A marine invertebrate faunule from the Lindavista formation, San Diego, California. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 17, n° 10, p. 119-128.

KENNEDY G.L. (1982) - Global climate during the last interglacial and refinement of aminostratigraphic age estimates on the basis of zoogeographic evidence. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 528.

KENNEDY G.L., LAJOIE K.R., WEHMILLER J.F. (1982) - Aminostratigraphy and faunal correlations of Late Quaternary marine terraces, Pacific Coast, U.S.A. Nature. vol. 299, p. 545-547.

KENNEDY G.L., ROCKWELL T.K., WEHMILLER J.F., SUAREZ F. (1986) - Pleistocene molluscan paleogeography and terrace correlation, northwestern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 124.

KENNEDY M.P. (1977) - Recency and character of faulting along the Elsinore fault zone in southern riverside county, California. Calif. Div. Mines Geol. Spec. Rept., 131, p. 1-12.

KENNEDY M.P., TAN S.S., CHAPMAN R.H., CHASE G.W. (1975a) - Character and recency of faulting, San Diego area, California. Calif. Div. Mines and Geol. Spec. Report, 123.

KENNEDY M.P., TAN S.S., CHAPMAN R.H., CHASE G.W. (1975b) - The recency and average rate of fault movement in San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 333.

KENNETT J.K., HUDDLESTUN P. (1972) - Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico. Quatern. Res., vol. 2, n° 1, p. 38-69.

KERN J.P. (1971) - Paleoenvironmental analysis of the Late Pleistocene estuary in Southern California. Jour. Paleontol., vol. 45, n° 5, p. 810-823.

KERN J.P. (1973a) - Origin and history of two upper Pleistocene marine terraces at San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Abstr., vol. 5, n° 1, p. 66.

KERN J.P. (1973b) - Late Quaternary deformation of the Nestor terrace on the east side of Point Loma, San Diego, California. In : Studies on the geology and geological hazards of the Great San Diego area, Calif. San Diego Assoc. Geol., p. 43-45.

KERN J.P. (1973c) - Early Pliocene marine climate and environment of the eastern Ventura Basin, Southern California. Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., vol. 96, 117 p.

KERN J.P. (1977) - Origin and history of upper Pleistocene marine terraces, San Diego. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 88, p. 1553-1566.

KERN J.P., STUMP T.E., DOWLEN R.J. (1971) - An Upper Pleistocene marine fauna from Mission Bay, San Diego, California. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 16, p. 329-338.

KERN J.P., GRIMMER J.C., LISTER K.H. (1974) - A new fossil spionid tube, Pliocene and Pleistocene of California and Baja California. Jour. Paleontol., vol. 48, p. (?). *

KERR D.R., PAPPAJOHN S., BELL P.J. (1979) - Neogene continental rifting and sedimentation in the western Salton Trough, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 457.

KESEL R.H. (1977) - Same aspects of the geomorphology of inselbergs in Central Arizona, U.S.A. Zeitschr. Geomorph. N.F., vol. 21, n° 2, p. 119-146. *

KEW W.S.W. (1920) - Cretaceous and Cenozoic Echinoidea of the Pacific coast of North America. Calif. Univ. Publ. Geol. Sci., vol. 12, p. 23-236.

KHERADPIR A. (1970) - Foraminiferal trends in the Quaternary of Tanner Basin, California. Micropaleontology, vol. 16, pp. 102-116.

KILLINGLEY J.S. (1981) - Seasonality of mollusk collecting determined from O-18 profiles of midden shells. Amer. Antiquity, vol. 46, n° 1, p. 152-158.

KILLINGLEY J.S., BERGER W.H. (1979) - Stable isotopes in a mollusk shell : detection of upwelling events. Science, vol. 205, p. 186-188.

KILMER F.H. (1965) - A Miocene dugongid from Baja California, Mexico. South. Calif. Acad. Sci. Bull., vol. 64, pt. 2, p. 57-74. *

KILMER F.H. (1966) - Plano geologico de la Isla de Cedros. Inst. Investig. Oceanol., Ensenada vol. 32,.

KILMER F.H. (1969) - Preliminary report on the geology of Cedros Island, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 121, p. 521, (abstr.).

KILMER F.H. (1979) - A geological sketch of Cedros Island, Baja California, Mexico. In : Baja California geology, field-guides and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds.), Dept. Geol. Sci., San Diego State Univ., p. 11-28.

KING C. A. M. (1963) - Some problems concerning marine planation and the formation of erosion surfaces. Trans. Inst. Brit. Geogr. vol. 33, p. 29-42.

KING J. E., VAN DEVENDER T. R. (1977) - Pollen analysis of fossil packrat middens from the Sonora desert. Quatern. Res., vol. 8, p. 191-204.

KING P. B. (1947) - Carta geologica de la parte septentrional de la Republica Mexicana. Cartas Geol. Mineras Republ. Mexic., n° 3, 24 p. *

KING P. B. (1965) - Tectonics of Quaternary time in middle North America. In : The Quaternary of the United States, H. E. Wright & D. G. Frey (eds.), Princeton Univ. Press, Princeton, p. 831-870.

KINSMAN D. J. (1966) - Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. In : Proc. Second Salt Symposium, J. L. Rau (ed.), Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, p. 302-326.

KINSMAN D. J. (1969) - Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 53, n° 4, p. 830-840.

KIRKLAND P. W., BRADBURY J. P., DEAN W. E. Jr. (1963) - Origin of Carmen Island salt deposits, Baja California, Mexico. Coastal Res. Notes, vol. 10, p. 9, (abstr.).

KLEMENT K. W. (1964) - Armored dinoflagellates of the Gulf of California. Scripps Inst. Oceanogr. Bull., vol. 8, n° 5, p. 347-372. *

KLITGORD K. D., MUDIE J. D., NORMARK W. R. (1972) - Magnetic lineations observed near the ocean floor and possible implications on the geomagnetic chronology of the Gilbert Epoch. Roy. Astron. Soc. Geophys., Jour., vol. 28, p. 35-48. *

KLITGORD K. D., MUDIE J. D., BISCHOFF J. L., HENYEY T. L. (1974) - Magnetic anomalies in the northern and central Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, p. 815-820. *

KLITGORD K. D., MAMMERICKX J. (1982) - Northern East Pacific Rise : magnetic anomaly and bathymetric framework. Jour. Geophys. Res., vol. 87, n° 88, p. 6725-6750.

KNIFFEN F. B. (1932) - The natural landscape of the Colorado Delta. Univ. Calif. Publ. in Geogr., vol. 5, n° 4, p. 149-244.

KOENIG J. B. (1967) - The Salton Mexicali geothermal province. Calif. Div. Mines Geol., Mineral Inform. Serv., vol. 20, p. 75-81.

KOIZUMI I. (1975) - Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the circum North Pacific region. Geol. Soc. Japan Jour., vol. 81, n° 10, p. 617-627.

KOMINZ M.A., HEATH G.R., KU T.L., PISIAS N.G. (1979) - Brunhes time scales and the interpretation of climatic change. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 45, p. 394-410.

KOMURA K., SAKANOUE M. (1967) - Studies on the dating methods for Quaternary samples by natural alpha-radioactive nuclides. Sci. Rep. Kanazawa Univ., vol. 12, p. 21-66.

KOTTLOWSKI F.E., COOLEY M.E., RUHE R.V. (1965) - Quaternary geology of the Southwest. In : The Quaternary of the United States, E.J. Wright & D.G. Frey (eds.), Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., p. 287-298. *

KOVACH R.L., ALLEN C.R., PRESS F. (1962) - Geophysical investigations in the Colorado delta region. Jour. Geophys. Res., vol. 67, p. 2845-2871.

KOVACH R.L., BEN-AVRAHAM Z. (1981) - Gravity anomalies and inferred crustal structure in the Gulf of California and some comparisons with other rift Systems. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 65. *

KRAUSE D.C. (1961a) - Geology of the sea floor east of Guadalupe Island. Deep Sea Res., vol. 8, p. 28-38. *

KRAUSE D.C. (1961b) - Geology of the southern Continental Borderland West of Baja California, Mexico. PhD dissert. Univ. Calif., San Diego. 205 p.

KRAUSE D.C. (1962) - Faulting in the Continental Borderland relative to the Agua Blanca fault. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers., vol. 68, p. 35, (abstr.).

KRAUSE D.C. (1964) - Lithology and sedimentation in the Southern California Borderland. In : Papers in marine geology, Shepard commemorative volume, R.L. Miller (ed.), Mc Millan, New York, p. 274-318.

KRAUSE D.C. (1965) - Tectonics, bathymetry and geomagnetism of the southern Continental Borderland West of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 76, p. 617-650.

KRINSLEY D. (1960) - Magnesium, strontium and aragonite in the shells of certain littoral gastropods. Jour. Paleontol., vol. 34, p. 744-755.

KRUSCH P. (1899) - Uber eine Kupfererz Lagerstätte in Nieder-Californien. Zeitsch. Prakt. Geologie, vol. 7, p. 83-86.

KRUTCH J.W. (1961) - The forgotten peninsula. William Sloave Assoc., New York. *

KU T.L. (1965) - An evaluation of the $234^U/238^U$ method as a tool for dating pelagic sediments. Jour. Geophys. Res., vol. 70, p. 3457-3474.

KU T.L. (1968) - Protactinium-231 method of dating coral from Barbados Island. Jour. Geophys. Res., vol. 73, p. 2271-2276.

KU T.L. (1976a) - The uranium-series methods of age determination. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., vol. 4, p. 347-379.

KU T.L. (1976b) - Status of Uranium-series dating of deep-sea sediments. Geol. Soc. Amer. Abstr., vol. 8, n° 6, p. 964-965.

KU T.L., BISCHOFF J.L., BOERSMA A. (1972) - Age studies of Mid-Atlantic Ridge sediments near 42° N and 20° N. Deep-Sea Res., vol. 19, p. 233-247.

KU T.L., KERN J.P. (1974) - Uranium series of the Upper Pleistocene Nestor Terrace, San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, p. 85, p. 1713-1716.

KU T.L., KIMMEL M.A., EASTON W.E., O'NEIL T.J. (1974) - Eustatic sea level, 120 000 years ago on Oahu, Hawaii. Science, vol. 183, p. 959-962.

KU T.L., BULL W.B., FREEMAN S.T., KNAUSS K.G. (1977) - Th-230/U-234 dating of pedogenic carbonates in desert soils. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 7, p. 1061. *

KUENEN P.H. (1950) - Marine geology. Wiley, New York. 551 p.

KUKLA G.J. (1970) - Correlation between loesses and deep sea sediments. Geol. Foren Stockholm Forh., vol. 92, p. 148-180.

KUKLA G.J. (1975) - Missing link between Milankovitch and climate. Nature, vol. 253, p. 600-603.

KUKLA G. (1981) - The age of the boundary of isotopic stages 4 and 5 in the ocean and over land. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 7, p. 492.

KUKLA G.J., MATTHEWS R.K., MITCHELL J.M. (1972) - The end of the present interglacial. Quatern. Res, vol. 2, p. 261-269.

KUPER H.T. (1977) - Reconnaissance of the marine sedimentary rocks of southwestern San Diego County, California (National City, Imperial Beach, Otay Mesa and Jamul Mountain Quadrangles). In : Geology of southwestern San Diego County, California and northwestern Baja California, G.T. Farrand (ed.) ; San Diego Assoc. Geol., Fall 1977 field trip guidebook.

KVENVOLDEN K.A., PETERSON E., POLLOCK G. (1972) - Geochemistry of amino acid envantiomers : gas chromatography of their diastereoisomeric derivatives. In : Adv. Organic Geochimistry for 1971, H.R. Von Gaertner & H. Wehner (eds.), Pergamon Press, p. 387-401.

KVENVOLDEN K.A., BLUNT D.J., CLIFTON H.E. (1981) - Age estimation based upon amino acid racemization : reply to comments of J.W. Wehmiller. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 45, p. 265-267.

LABOREL J. (1980a) - Les gastéropodes vermétidés : leur utilisation comme marqueurs biologiques de rivages fossiles. Oceanis, vol. 5, fasc. hors-série, p. 221, 239.

LABOREL J. (1980b) - Utilisation des cnidaires hermatypiques comme indicateurs de niveau. Oceanis, vol. 5, fasc. hors-série, p. 241-249.

LACHENBRUCH A.H., SASS J.H., GALANIS S.P. (1985) - Heat flow in southernmost California and the origin of the Salton Trough. Jour. Geophys. Res., vol. 90, n° b-8, p. 6709-6736.

LAHOUD J.A., MILLER D.L., FRIEDMAN G.M. (1966) - Relationship between depositional environment and uranium concentrations of molluscan shells. Jour. Sedim. Petrol., vol. 36, p. 541-547.

LAJOIE K.R., WEBER G.E., TINSLEY J.C., WALLACE J.B. (1975a) - Late Pleistocene coastal tectonics, Half Moon Bay, California, Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7 n° 3, p. 338. *

LAJOIE K.R., WEHMILLER J.F., KVENVOLDEN K.A., PETERSON E., WRIGHT R.H. (1975b) - Correlation of California marine terraces by aminoacid stereo-chemistry. Geol. Soc Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 338-339.

LAJOIE K.R., KERN J.P., WEHMILLER J.F., KENNEDY G.L., MATHIESON S.A., SARNA-WAJCICKI A.M., YERKES R.F., Mc CRORY P.A. (1979) - Quaternary shorelines and crustal deformation, San Diego to Santa Barbara, California. In : Geological excursions in Southern California area, 1979 Geol. Soc. Amer. Meeting Fieldguide, P.L. Abbott (ed.), San Diego State Univ., p. 3-[illegible].

LAJOIE K.R., WEHMILLER J.F., KENNEDY G.L. (1980) - Inter- and intrageneric trends in apparent racemization kinetics of amino acids in Quaternary mollusks. In : Biogeochemistry of amino acids, P.E. Hare, T.C. Hoering, K. King (eds), Wiley, New York, p. 305-340.

LAJOIE K.R., SARNA-WOJCICKI A.M. (1982) - Late Quaternary coastal tectonics in the central and western Transverse Ranges, Southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 179.

LAJOIE K.R., SARNA-WOJCICKI A.M., YERKES R.F. (1982) - Quaternary chronology and rates of crustal deformation in the Ventura area, California. In : Neotectonics in southern California, J.D. Cooper (ed.), Geol. Soc. Amer., Cordilleran Sect. 78th ann. meeting (Anaheim), p. 43-51.

LAJOIE K.R., SARNA-WOJCIKI A.M., KENNEDY G.M., MATHIESON S.A., Mc CRORY P.A. (1983a) - Late Quaternary coastal tectonics of the Pacific coast of the United States. Eos, vol. 64, n° 45, p. 854, (abstr.).

LAJOIE K.R., KENNEDY G.L., MATHIESON S.A., SARNA-WOJCICKI A.M., MORRISON S.A., TOBISH M.K. (1983b) - Emergent Holocene marine terraces at Cape Mendocino and Ventura, California, USA. Intern. Symp. on Coastal evolution in the Holocene (Tokyo, 1983), Japan Soc. Prom. Sci, Tokyo, Abstr. vol., p. 67-68.

LAMARCHE V.C. (1973)- Holocene climatic variations inferred from treelines fluctuations in the White Moutains, California. Quatern. Res. vol. 3, p. 632-660.

LAMB B.F. (1959) - The coastal swamp forest of Narino, Colombia. Car. For., vol. 20, p. 78-89.

LAMB T.N. (1972) - Geology of the Coronado Islands, northwestern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer Abstr. Progr. vol. 4, p. 189. *

LAMB T.N. (1978) - Geology of the Coronado Islands. In : Natural history of the Coronado Islands, Baja California, Mexico H.T. Kuper (ed.) ; San Diego Assoc. Geol., 1978 field trip Guidebook, p. 12-44.

LAMB T.N. (1979) - Geology of the Coronado Islands, northwestern Baja California, Mexico. In : A guidebook to Miocene lithofacies and depositional environments, coastal Southern Cal ornia and northwestern Baja California, C.J. Stuart (ed.)., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacific Sect., Los Angeles, Calif., p. 119-138.

LAMBECK K. (1981) - Flexure of the ocean lithosphere from island uplift, bathymetry and geoid height observations : the Society Islands. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 55, p. 482-496.

LANCIN M. (1978)- Caracteres geomorfologicos de las flechas litorales del Canal de Infiernillo, Sonora. IV Conv. Geol. Nac., Bol. Soc. Geol. Mexicana, t. XXXIX, n° 1, p. 23-24.

LANCIN M. (1979) - Géomorphologie des littoraux du Canal de l'Infiernillo et du Canal Ballenas-Salsipudes, Golfe de Californie, Mexique. Thèse 3e cycle, Univ. Paris I. 184 p.

LANCIN M. (1985) - Geomorfologia y génesis de las flechas litorales del Canal del Infiernillo, Estado de Sonora. Univ. Nal. Auton. México., Inst. Geol., Rev., vol 6, n°1, p. 52-72.

LANDRY W.R. (1976) - Reconnaissance of hot springs in northern Baja California. San Diego State Univ., Dept. Geol. Sci., undergrad. res. rep., vol. 28, part 2, 51 p.

LARA J.R., VALDEZ E., JIMENEZ L.C. (1983)- Plankton studies in the Gulf of California during March, 1983. Eos, vol., 64, n° 52, p. 1037, (abstr.). *

LARSON R.L. (1970)- Near bottom studies of the East Pacific Rise crest and tectonics of the mouth of the Gulf of California. PhD dissert., Scripps Inst. Oceanogr.

LARSON R.L. (1972)- Bathymetry, magnetic anomalies and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 83, n° 11, p. 3345-3360.

LARSON R.L., MENARD H.W., SMITH S. (1968)- Gulf of California : a result of ocean floor spreading and transform faulting. Science, vol. 161, p. 781-784.

LARSON P.A., MUDIE J.D., LARSON R.L. (1972)- Magnetic anomalies and fracture-zone trends in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 3361-3368.

LAWSON A.C. (1915) - The epigene profile of the desert. Univ. Calif. Publ. Geol., vol. 9, p. 23-48.

LAWSON A.G. (1893) - The post Pliocene diastrophism of the coast of southern California. Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull., vol. 1, n° 4, p. 115-160.

LAWSON L.M. (1950)- River and tide effects, lower Colorado river. Civil Engin., vol. 20, p. 389-391.

LAWVER L.A. (1975)- The history of geothermal observations in the Gulf of California. Mem. First Joint Meeting of Centers of Scientific Research of Baja California and Scripps Inst. of Oceanogr. (CIBCASIO), p. 48-68.*

LAWVER L.A., SCLATER J., HERYEY T.L., ROGERS J. (1973)- Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 12, p. 198-208. *

LAWVER L.A., WILLIAMS D.L., HERZEN R.P. Von (1975)- A major geothermal anomaly in the Gulf of California. Nature, vol. 257, p. 23-28. *

LAWVER L.A., WILLIAMS D.L. (1979)- Heat flow in the central Gulf of California. Jour. Geophys. Res., vol. 84, n° B 7, p. 3465-3478.

LECLAIRE J.P., KELTS K.R. (1982) - Calcium carbonate and organic carbon stratigraphy of late Quaternary laminated and homogeneous diatom oozes from the Guaymas slope HPC site 480, Gulf of California. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 1263-1275.

LECOLLE J. (1979) - Influence de la tectonique et de la nature du substratum environnant dans la genèse de deux lagunes sèches de la bordure orientale du Golfe de Californie. 7e Réun. Ann. Sci. Terre (Lyon), vol. res., p. 282.

LECOLLE J. (1979-80a) - Morphologie, formation et aspects sédimentologiques de la lagune Tepoca (Sonora), Mexique. Cahiers ORSTOM, Sér. Géol., vol. XI, n° 2, p. 205-224.

LECOLLE J. (1979-80b) - Morphologie, formation et aspects sédimentologiques de la Playa San Bartolo (Sonora), Mexique. Cahiers ORSTOM, Sér. Géol., vol. XI, n° 2, p. 225-230.

LECOLLE J., VILLASENOR M.G. (1976) - Estudio sedimentologico preliminar de la laguna-playa San Bartolo, Sonora, Mexico. III Congr. Latinoamericano Geol. (Acapulco), vol. res., p. 71.

LECOLLE J., LANCIN M., CASTRO DEL RIO A. (1977) - Contribucion al estudio del Cuaternario reciente de la playa San Bartolo, Sonora. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Rev., vol. 1, n° 2, p. 204-217.

LECOLLE J., ORTLIEB L. (1978) - Etude préliminaire de l'évolution paléogéographique au Quaternaire supérieur de la Laguna Tepoca, Golfe de California, Mexique. X Congr. Intern. Sedimentol. (Jerusalem, 1978), Abstr. vol. n° 1, p. 372-373.

LEE W. H. K., UYEDA S. (1965) - Review of heat flow data. In : Terrestial heat flow, Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr. 8, p. 87-190.

LEEDS A. (1979) - Relocation of M>5.0 northern Baja California earthquakes using S-P times. M.Sc. thesis, Univ. California, San Diego.

LEET L.D., JUDSON S. (1958) - Physical geology. Prentice Hall. Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 502 p. (2nd edit.).

LEGG M.R. (1979) - Faulting and earthquakes in the inner borderland offshore southern California and northern Baja California. M.Sc. thesis, Univ. California, San Diego. 75 p.

LEGG M.P., WONG V. (1979)- Faulting in the inner Continental Borderland offshore northern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 464.

LEGG M.R., LUYENDYK B.P. (1982) - Seabeam survey of an active strike-slip fault to the southern California Continental Borderland. Eos, vol. 63, n° 45, p. 1107.

LEON-PORTILLA M. (1973) - Estudio preliminar. In : Historia natural y cronica de la antigua California, de Miguel del Barco, Inst. Investig. Historicas, Univ. Nal. Auton. Mexico, Mexico, p. VII-LXXV.

LE PICHON Y. (1968) - Sea floor spreading and continental drift. Jour. Geophys. Res., vol. 73, p. 3661-3697.

LEVERETT F. (1898) - The weathered zone (Sangamon) between the Iowan loess and Illinoian till sheet. Jour. Geol., vol. 6, p. 171-181.

LEVERETT F. (1899) - The Illinois glacial lobe. U.S. Geol. Surv. Monogr. n° 38, 817 p.

LEWIS B.T.R. (1979)- Periodicities in volcanism and longitudinal flow on the East Pacific Rise at 23°N. Eos. vol. 60, n° 46, p. 970, (abstr.). *

LEWIS L.R., EBELING P.E. (1973) - Sea guide, volume 2 : Baja. Sea Publications Inc., Newport Beach Calif., 368 p.

LICHTMAN G.S., NORMARK W.R., SPIESS F.N., HESS G.R. (1979)- Detailed morphology and photogeology of the East Pacific Rise near lat. 21°N. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 466. *

LIDDICOAT J.C., SMITH G.L. (1979)- Lithology and paleomagnetic dating of late Cenozoic sediments in a 930-meter core from Searles Valley, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 466.

LIDDICOAT J.C., BLACKWELDER B.W., CRONIN T.M., WARD L.W. (1979) - Magnetostratigraphy of upper Tertiary and Quaternary sediments in the central and southeas tern Atlantic coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, p. 187.

LIDDICOAT J.C., LAJOIE K.R., BAILEY R.A., SARNA-WOJCICKI A.M., RUSSEL P.C., WOODWARD M. (1980)- Reversal of the paleomagnetic field in Brunhes age lacustrine sediments in Long Valley and Mono Basin, California. Eos, vol. 61, n° 17, p. 215, (abstr.).

LIDDICOAT J.C., Mc CARTAN L., WEEMS R.E., LEMON E.M. (1981) - Paleomagnetic investigation of Pliocene and Pleistocene sediments in the Charleston, South Carolina area. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, p. 12-13.

LINDGREN W. (1888)- Notes on the geology of Baja California, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 2nd ser., vol. 1, p. 173-196.

LINDGREN W. (1889) - Petrographical notes from Baja California, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 2nd ser., vol. 2, p. 1-17.

LINDGREN W. (1890)- Notes on the geology and petrography of Baja California, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., 2nd ser., vol. 3, p. 25-33.

LINDSAY G.E. (1983) - History of scientific exploration in the Sea of Cortez. In : Island biogeography in the Sea of Cortez, T.J. Case & M.L. Cody (eds.), Univ. Calif. Press. Berkeley, p. 3-12. *

LIPPS J.H. (1964)- Late Pleistocene history of West Anacapa Island, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 75, p. 1169-1176.

LIPPS J.H., VALENTINE J.W., MITCHELL E. (1968)- Pleistocene paleoecology and biostratigraphy, Santa Barbara Island, California. Jour. Paleontol., vol. 42, p. 291-307.

LISITZIN E. (1958) - Le niveau moyen de la mer. Bull. Inf. C.O.E.C., vol. 10, p. 254-262.

LISITZIN E. (1974) - Sea Level changes. Elsevier, Amsterdam. 286 p.

LISITZIN E., PATTULLO J. (1961) - The principal factors influencing the seasonal oscillations of sea level. Jour. Geophys. Res., vol. 66, p. 845-853.

LOCKE A. (1935) - The Boleo copper area, Baja California, Mexico. In : Copper ressources of the world XVI Congr. Geol. Intern. (Washington), vol. 1, p. 407-412.

LOEL W., COREY W.H. (1932)- Vaqueros formation, lower Miocene of California ; I : Paleontology. Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., vol. 22, p. 31-410, pl 4-65, 2 maps. *

LOELTZ O.J., IRELAN B., ROBINSON J.H., OLMSTED F.H. (1975)- Geohydrology reconnaissance of the Imperial Valley, California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 486-K, 54p.

LOFGREN B.E. (1979)- Measured crustal deformation in the Imperial Valley, California. Geothermics, vol. 8, p. 267-272.

LOMNITZ C. (1971) - Ocean continent interaction patterns in northwest Mexico and southern Chile. In : Recent Crustal Movements, Roy. Soc. New Zealand, Bull., n° 9, p. 47-53. *

LOMNITZ C., MOOSER F., ALLEN C.R., BRUNE J.N., THATCHER W. (1970) - Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California, Mexico. Preliminary results. Geofis. Intern., vol. 10, n° 2, p. 37-48.

LOMNITZ C., ALLEN C., BRUNE J.N., THATCHER W. (1971) - Preliminary results of a study of seismicity of the northern Gulf of California region, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 151.

LONGWELL C.R. (1954) - History of the lower Colorado river and the Imperial Depression, California, Calif. State Div. Mines Bull., vol. 170, Chap. V, p. 53-56.

LONGWELL C., KNOPF A.K., FLINT R. (1948) - Physical geology. John Wiley & Sons, New-York. 543p.

LONSDALE P., BATIZA R. (1980) - Hyaloclastite and lava flows on young seamounts examined with a submersible. Geol. Soc. Amer. Bull., Part. I, vol. 91, p. 545-554. *

LONSDALE P., LAWVER L.A. (1980) - Immature plate boundary zones studied with a submersible in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., Part. I, vol. 91, p. 555-569.

LONSDALE P., ELDERS W. (1981) - Hydrothermal sulfide formation at the seabed, Guaymas Basin, Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr, vol. 13, n° 2, p. 68. *

LOPEZ RAMOS E. (1973) - Carta geologica del Territorio de Baja California (esc. 1 : 500,000). Inst. Geol., Univ. Nal. Auton. Mexico, Comité de la Carta Geologica de Mexico ; 2 hojas.

LOPEZ RAMOS E. (1976) - Mapa geologico de Baja California. Inst. Geol., Univ. Nac. Auton. Mexico.

LOPEZ RAMOS E. (1979) - Geologia de México, tomo III. 2nda edic. *

LOPEZ RAMOS E. (1980) - Geologia de México, tomo II. 2nda edic.

LOUIE J.N., ALLEN C.R., JOHNSON D., COHN S.N. (1983) - Observations of fault slip in southern California. Eos, vol. 64, n° 45, p. 841, (abstr.).

LOWE C.H. (1955) - An evolutionary study of the island faunas in the Gulf of California, Mexico, with a method for comparative analysis. Evolution, vol. 9, p. 339-344. *

LOWE H.N. (1934) - On the Sonoran tide of the Gulf. Nautilus, vol. 48, n° 1, p. 1-46.

LOWE H.N. (1935)- New marine Mollusca from west Mexico, together with a list of shells collected at Punta Peasco, Sonora, Mexico. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 8, n° 6, p. 15-34.

LOWMAN P.D. (1969)- Geologic orbital photography ; experience from the Gemini program. Photogrammetria, vol. 24, p. 77-106. *

LOWMAN P.D. (1977)- The Elsinore fault of Southern California : a reevalution based on orbital photography. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 7, p. 1076-1077.

LOZANO F. (1971) - Noroeste de Mexico, compilacion geologica de Baja California. Petroleos Mexicanos, mapa inedito (1/1 000 000).

LOZANO R.F. (1975) - Evaluacion petrolifera de la Peninsula de Baja California. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., 239 p.

LUCCHITTA I. (1972), -Early history of the Colorado River in the Basin and Range Province. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 1933-1948.

LUCCHITTA I. (1979) - Late Cenozoic uplift of the southwestern Colorado Plateau and adjacent low Colorado River region. Tectonophysics, vol. 61, p. 63-95.

LUGO A.E., SNEDAKER S.C. (1974) - The ecology of mangroves. Annual Review Ecol. Systematics, vol. 5, p. 39-64.

LUGO HUBP J. (1978a)- Perfil geomorfologico transversal de la Peninsula de Baja California (entre los paralelos 31° y 31°15'). IV Conv. Geol. Nac., Bol. Soc. Geol. Mexic., t. XXXIX, n° 1, p. 23, (resumen). *

LUGO HUBP J. (1978b)- Perfil geomorfologico transversal de la Peninsula de Baja California (entre los paralelos 31° y 31°15'). Bol. Soc. Geol. Mexic., t. XXXIX, n° 2, p. 91-100. *

LUNA GUERIN B. (1981) - Comparacion sedimentologica y faunistica (phylum Mollusca, clase Pelecipoda) en diferentes paleoambientes costeros del Pleistoceno Superior en la region de Tepopa, Sonora. Manuscrit de thèse prof. non soutenue (Univ. Nac. Auton. Mexico, Fac Ciencias, Mexico).

LUNA GUERIN B., GONZALEZ GONZALEZ R.N. (1981)- Estudio paleoambiental de dos depositos del Pleistoceno Superior de la Costa de Sonora. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 68.

LUSTIG L.K. (1966)- The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial depossits in southern Arizona ; a discussion. Jour. Geol., vol. 74, p. 95-102. *

LUSTIG L.K. (1968)- Appraisal of research on geomorphology of desert environments. In : Deserts of the World, W.G. Mc Ginnies, B.J. Goldamn, P. Paylore (eds.), Univ. Arizona Press, p. 93-283.

LUTJEHARMS J.R.E., ALHEIT M.M. (1982)- Long-term sea level measurements, a global catalogue. Council for Scientific and Industrial, Research Techn. Rep. T/Sea 8210. Compiled for the Committee on Climatic changes and the Ocean of the Scient. Comm. on Oceanic Research (Stellenbosch, South Africa). 99 p.

LUYENDYK B.P. (1986) - Neogene crustal rotations and translations in southern California : paleomagnetic evidence. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 128.

LYNCH D.J. (1981)- A model for volcanism in the Pinacate volcanic field of northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 93.

LYNN R.J., SIMPSON J.J. (1985) - Seasonal variability in the spatial distribution of physical characteristics in the California Current system. Eos, vol. 66, n° 46, p. 928, (abstr.).

MAC DOUGAL D.T. (1906)- The delta of the Rio Colorado. Amer. Geogr. Soc. Bull., vol. 38, p. 1-16.

MAC DOUGAL D.T. (1907)- The desert basin of the Colorado Delta. Amer. Geogr. Soc. Bull., vol. 39, p. 705-729.

MAC DOUGAL D.T. (1908)- Across Papagueria. Amer. Geogr. Soc. Bull., vol. 40, p. 705-725. *

MAC DOUGAL D.T. et al (1914)- The Salton sea, a study of the geography, the geology, the floristics and the ecology of a desert basin. Carnegie Inst. Wash. Publ., n° 193, 182 p.

MACHETTE M.N. (1982)- Morphology, age, and rate of accumulation of pedogenic $CaCO_3$ in some calcareous soils and pedogenic calcretes of southwestern United States. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 182-183. *

MAJER E.L., McEVILLY T.V., ALBORES A., DIAZ-C S. (1980)- Seismological studies at Cerro Prieto. Geothermics, vol. 9, p. 79-88.

MALDE H.E. (1964) - Environment and man in arid America. Science, vol. 145, p. 123-129.

MALONEY N.J. (1986) - Late Holocene uplift of Bat Cave Buttes, Salton trough, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 18, n° 2, p. 114.

MALONEY N. J., HOFFMAN M. W. (1982) - Late Quaternary coastal uplift at Dana Point, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 183.

MALPICA C. (1972) - Fisiogeografia y sedimentos recientes de la region de Agiabampo, Sonora. Soc. Geol. Mexic., Bol., n° 2, p. 176.

MALPICA V., ORTLIEB L., CASTRO DEL RIO A. (1978) - Transgresiones cuaternarias en la costa de Sonora, Mexico. Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Rev., vol. 2, n° 1, p. 90-97.

MALPICA CRUZ V. M., CELIS S., ORTLIEB L. (1981) - Caracteristicas diagenéticas de depositos litorales pleistocenicos en la costa occidental de Baja California Sur, Mexico. Reunion Grupo Espanol Trab. Cuaternario, (Sevilla, 1981), Mem., p. 151-161.

MALPICA CRUZ V., CELIS S., ORTLIEB L. (1982) - Marine Pleistocene deposits of the West coast of South Baja California and their diagenetic implications. XI INQUA Congress (Moscow, 1982), Abstr. vol. II, p. 176.

MAMMERICKX J. (1979) - Late Cenozoic reorganization of spreading between the Tamayo and the Rivera fracture zone. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol., 11, n° 7, p. 471. *

MAMMERICKX J. (1980a) - Neogene reorganization of spreading between the Tamayo and the Rivera fracture zone. Mar. Geophys. Res., vol. 4, p. 305-318.

MAMMERICKX J. (1980b) - Observation of depth anomalies of the Pacific Ocean floor. Eos, 61, n° 46, 989, (abstr.) *

MAMMERICKX J., KLITGORD K. D. (1982) - Northern East Pacific Rise : evolution from 25 m. y. B. P. to the present. Jour. Geophys. Res., vol. 87, n° b-8, p. 6751-6759.

MANDRA Y. T., MANDRA H. (1972) - Paleoecology and taxonomy of silicoflagellates from an upper Miocene diatomite near San Felipe, Baja California, Mexico. Calif. Acad. Sci. Occas. Paper 99, 35 p.

MANGER R. G. (1934) - The geology of San Quintin Bay. Johns Hopkins Univ. Studies in Geol., n° 11, p. 273-304, pl. 21.

MANGERUD J., SONSTEGAARD E. S., SEJRUP H. P. (1979) - Correlation of the Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy. Nature, vol. 277, p. 189-192.

MANK[illegible]N E. A., DALRYMPLE G. B. (1979) - Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m. y. B. P. Jour. geophys. Res., vol. 84, p. 615-625.

MANLEY F.H., CONNALLY G.G. (1977) - Tectonism and clay-mineral diagenesis of the Plio-Pleistocene to recent geomorphic surfaces, Rio Acaponeta valley, West Mexican coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 1, p. 62.

MANN P., HEMPTON M.R., BRADLEY D.C., BURKE K. (1983) - Development of pull-apart basins. Jour. Geol., vol. 91, p. 529-554. *

MARINCOVICH L. (1976) - Late Pleistocene molluscan faunas from upper terraces of the Palos Verdes Hills, California. Los Angeles Co. Mus. Nat. Hist. Contrib. Sci., n° 281, 28 p.

MARKHAM C.G., (1972) - Baja California's climate. Weatherwise, vol. 25, n° 2, p. 64-76. *

MARLAND OIL COMPANY (1924) - Informe sobre la exploracion geologica de la Baja California, Bol. Petroleo, vol. 17 n° 6, p. 417-453 ; vol. 18 n° 1, p. 14-53.

MARMER H.A. (1949) - Sea level changes along the coasts of the United States in recent years. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 30, p. 201-204.

MARSH J.G., VINCENT S. (1974) - Global detailed geoid computation and model analysis. Geophys. Surveys, vol. 1, p. 481-511.

MARSH J.G., BRENNER A.C., BECKLEY B.D., MARTIN T.V. (1986) - Global mean sea surface based upon the Seasat altimeter data. Jour. Geophys. Res., vol. 91, B3, p. 3501-3506.

MARSHALL J.F., THOM B.G. (1976) - The sea level in the last interglacial. Nature, vol. 263, p. 120-121.

MARSHALL M., PISCHKE G., MACE N., GASTIL G., LUYENDIK B.P. (1979) - Paleomagnetism and circum-Gulf of California tectonics. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 472. *

MARSHALL M., PISCHKE G., MACNARDE J., HICKLE M. (1982) - A review of paleomagnetic data from southernmost California and Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 183. *

MARTIN P.S. (1963a) - The last 10 000 years. Univ. of Arizona Press, Tucson, Arizona.

MARTIN P.S. (1963b) - Geochronology of pluvial Lake Cochise, southern Arizona. II : Pollen analysis of a 42- meter core. Ecology, vol. 44, n° 3, p. 436-444.

MARTIN P.S., GRAY J. (1962) - Pollen analysis and the Cenozoic. Science, vol. 137, p. 103-111.

MARTIN P.S., MEHRINGER P.J. (1965) - Pleistocene pollen analysis and biogeography of the Southwest. In : The Quaternary of the United States, H.E. Wright & D.G. Frey (eds.), Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., p. 433-451.

MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., MOORE T.C., IMBRIE J., SHACKLETON N.J. (1983) - Age dating and the orbital theory of the Ice Ages : development of a high resolution chronostratigraphy. Eos, vol. 64, n° 45, p. 738, (abstr.).

MARZOLF J.E., MERIFIELD P.M. (1969)- Sand waves produced by tidal currents in the Gulf of California, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 1, p. 144.

MASON R.G., BRANDER J.L., BILL M.G. (1979) - Mekometer measurements in the Imperial Valley, California. Tectonophysics, vol. 52, p. 497-503.

MASSEY B.L. (1979) - Regional and local networks of horizontal control, Cerro Prieto geothermal area. Geothermics, vol. 8, p. 275-281. *

MASTERS P.M., BADA J.L. (1977)- Racemization of isoleucine in fossil molluscs from Indian middens and interglacial terraces in Southern California. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 37, p. 173-183.

MATHERNE A.M., SCHRADER H., MURRAY D. (1980)- Major paleoclimatological changes in the central Gulf of California over the last 300,000 years : a silicoflagellate study. Eos, vol. 6, n° 46, p. 982-983, (abstr.).

MATOBA Y., YAMAGUCHI A. (1982) - Late Pliocene to Holocene benthic foraminifers of the Guaymas basin, Gulf of California : DSDP sites 477 through 481. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, pt. 2, 1027-1056.

MATOBA Y., ODA M. (1982) - Late Pliocene to Holocene planktonic foraminifers of the Guaymas basin, Gulf of California, DSDP sites 477 through 481. Init. Repts. Deep sea Drilling Proj., vol. 104, pt. 2, p. 1003-1026.

MATSUDA T., OTA Y., ANDO M., YONEKURA N. (1978) - Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kauto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, p. 1610-1618.

MATTHEWS J.B. (1968)- The tides of Puerto Penasco, Gulf of California. Jour. Ariz. Acad. Sci., vol. 5, p. 131-134.

MATTHEWS J.B. (1969) - Tides in the Gulf of California. In : Environmental impact of brine effluents on Gulf of California. D.A. Thompson et al., (eds.)., Res. Devel. Progr. Rep. n° 387, p. 41-53.

MATTHEWS J.B., THOMSON D.A., BROWNING S.R. (1967)- Tide calendar for Puerto Penasco, Mexico. Univ. Arizona, Tucson.

MATTHEWS R.K. (1973) - Relative elevation of late Pleistocene high sea level stands : Barbados uplift rates and their implications. Quatern. Res., vol. 3, p. 147-153.

MATTHEWS V. (1976) - Correlation of Pinnacles and Neenach volcanic formations and their bearing on the San Andreas Fault problem. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 60, p. 2128-2141.

MATTICK R.E., OLMSTED F.H., ZOHDY A.A.R. (1973) - Geophysical studies in the Yuma area, Arizona and California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 726-D, 36 p., 5 pl.

MAUGER R.L., BRAY J.T. (1981)- A geochemical study of the Boleo district, Santa Rosalia, Baja California del Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 94. *

MAY L.A. (1973)- Resources reconnaissance of the Gran Desierto region, northwestern Sonora, Mexico. M.Sc. thesis, Univ. Arizona. 173 p.

MAYER L. BULL W.B. (1981) - Impact of Pleistocene-Holocene climatic change on particle size distributions of fan deposits in southwester Arizona. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 83, n° 2, p. 95. *

McCARTAN L., WEEMS R.E., LEMON E.M. (1980) - The Wando Formation (upper Pleistocene), in the Charleston, South Carolina, area. In : Changes in the stratigraphia nomenclature by the U.S. Geological Survey, 1979 N.F. Sohl & W.B. Wright (eds.), U.S. Geol. Surv. Bull., 1502-A, p. 110-116.

McCARTAN L., OWENS J.P., BLACKWELDER B.W., SZABO B.J., BELKNAP D.F., KRIAUSAKUL N., MITTERER R.M., WEHMILLER J.F. (1982a) - Comparison of amino acid racemization geochronometry with lithostratigraphy, biostratigraphy, Uranium-series coral dating and magnetostratigraphy in the Atlantic Coastal Plain of the southeastern United States. Quatern. Res., vol. 18, p. 337-359.

McCARTAN L., OWENS J.P., SZABO B.J. (1982b) - Absolute and relative dating of Atlantic coastal plain Pleistocene formations evaluation of amino acid epimerization age estimates. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, p. 39.

McCLOY C. (1984a) - Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, Mexico. In : Geology of the Baja California peninsula, V.A. Frizzell Jr. (ed.). Pacific sect., Soc. Econ. Paleontol. Mineral, vol. 39, p. 267-273.

McCLOY C. (1984b) - Depositional facies and tectonic history of the San Jose del Cabo trough and DSDP sites 474, 475 and 476, Baja California Sur, Mexico. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, 1984), V. Malpica Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero Garcia & L. Ortlieb (eds), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico, p. 191-201.

McCLOY C., INGLE J.C. (1982)- Neogene foraminifera, stratigraphy and depositional history of Isla Maria Madre : evidence of early marine conditions in the southern Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 14, p. 213.

McCOY F.W., NODLEBERG W.F., NORRIS R.M. (1967)- Speculations on the origin of the Algodones dunes, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, n° 8, p. 1039-1044.

McCREA J.M. (1950) - On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Jour. Chem. Phys., vol. 18, n° 6, p. 849-857.

McCREARY J. (1976) - Eastern tropical ocean response to changing wind systems with application to El Nino. Jour. Phys. Oceanogr., vol. 6, p. 632-645.

McCREARY J. (1978) - Eastern tropical ocean response to changing wind systems. In : Review papers of Equatorial Oceanography, FINE Workshop Proc., Nova Univ. Press, Fort Lauderdale, chap 7.

McCRORY P., LAJOIE K.R. (1977)- Marine terrace deformation, San Diego Country, California. Intern. Sympos. Recent crustal movements (Palo Alto, 1977), Abstr. vol., 1 p.

McDONALD D.B., SNEAD R.E. (1972)- Comparison of aerial photographs of the San Felipe region, Baja California. Univ. Calif. Riverside, Off. Naval Res., Techn. Rep. 0-72-5. *

McELDOWNEY R.C. (1970) Geology of the northern Sierra Pinta, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego College, 78 p. *

McEUEN R.B., PINCKNEY C.J. (1972) - Seismic risk in San Diego. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 17, n° 4, p. 33-62.

McFALL C. (1968)- Reconnaissance geology of the Conception Bay area, Baja California, Mexico. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. 10, n° 5, 25 p.

McGEE W.J. (1897) - Sheetflood erosion. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 8, p. 87-112.

McGEE W.J. (1898) - The Seri indians. 17th Annual Report of the Bureau of American Ethnology, Part I, Smithsonian Inst.

McGEE W.J., JOHNSON W.D. (1896) - Seriland. Nat. Geogr. Mag., vol. 8, p. 125-133.

McGILL J.T. (1958)- Map of the coastal landforms of the world. Geogr. Rev, vol. 48, p. 402-405.

McGINNIES W.G., GOLDMAN B.J., PAYLORE P. (eds.). (1968) - Deserts of the world, an appraisal of research into their physical and biological environments. Univ. Arizonal Press. 788 p.

McINTYRE D.B., SHELTON J.S. (1957)- Preliminary report on tectonic history of Vizcaino penisula and San Benito Islands, Baja California, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 41, p. 352-353, (abstr.).

McKEE E.D. (1939)- Some types of bedding in the Colorado River Delta. Jour. Geol., vol. 74, p. 64-81.

McKEE E.D. (1957)- Primary structures in some recent sediments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 41, n° 8, p. 1704-1747.

McKEE E.D. (ed.) (1979) - A study of global sand dunes. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1052. *

McKEE E.D., Mc KEE E.H. (1972) - Pliocene uplift of the Grand Canyon region : time of drainage adjustment. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 1923-1932.

McKENZIE D.P., PARKER R.L. (1967) - The North-Pacific : an example of tectonics on a sphere. Nature, vol. 216, p. 1276-1280.

McKENZIE J.A., EBERLI G., KELTS K., PIKA J. (1982) - Late Pleistocene-Holocene climatic record in carbonate sediments from the Great Salt Lake, Utah : documentation of lake level fluctuations using oxygen-isotope stratigraphy. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 562. *

McKINNEY C.R. (1980)- Uranium series age of the Columbian mammoth enamel on Santa Rosa Island ; implications for low sea stands and man's entry into North America. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 481. *

McLAUGHLIN R.J., LAJOIE K.R., SORG D.H., MORRISON S.D., WOLF J.A. (1983) - Tectonic uplift of a middle Wisconsin marine platform near the Mendocino triple junction, California. Geology, vol. 11, p. 35-39.

McLEAN H., HAUSBACK B.P. (1984) - Reconnaissance geologic map of the La Purisima-Paso Hondo area, Baja California Sur, Mexico. U.S. Geol. Surv., Open-File Rep., n° 84-93.

McLEAN H., BARRON J.A., HAUSBACK B.P. (1984) - The San Gregorio formation of Baja California Sur, Mexico, in late Oligocene. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacif. Sect., Abstr. Progr., p.

McLEAN J. (1971) - Depth data from Todos Santos Bay, Baja California. In : Ecological studies of Ostracoda and Foraminifera, part. 2, Mc Lean Paleontol. Lab. Rep., n° 12, p. 1-13. *

McLEAN J.H. (1961) - Marine mollusks from Los Angeles Bay, Gulf of California. Trans. San. Diego. Soc. Nat. Hist., vol. 12, n° 28, p. 449-476.

McLEAN J.H. (1978) - Marine shells of southern California. Natur. Hist. Mus. Los Angeles Calif., Sci. ser., n° 21, (revised edit.), 104 p.

McNUTT M., MENARD H.W. (1983) - Lithospheric flexure and uplifted atolls. Jour. Geophys. Res. vol. 83, B3, p. 1206-1212.

MEADE B.K. (1971) - Horizontal movement along the San Andreas fault system. In : Recent Coastal Movements symp., Roy. Soc. New Zealand Bull., n° 9, p. 175-179.

MECKEL L.D. (1975) - Holocene sand bodies in the Colorado delta area, northern Gulf of California. In : Deltas, models for exploration, Broussard M.L. (ed.), Houston Geol. Soc., p. 239-265.

MEIGS P. (1966) - Geography of coastal deserts. UNESCO, Arid Zone Res., t. XXVIII, 140 p.

MEIGS P. (1973) - World distribution of coastal deserts. In : Coastal deserts, their natural and human environments, D.H K. Amiran & A.W. Wilson, (eds.), Univ. Arizona Press., Tucson, p. 3.

MEJORADO S.H.S. (1956) - Carta geologica de la Republica Mexicana ; (escala 1 : 2 000 000). XX Intern Geol. Congr., (Mexico). *

MENARD H.W. (1955) - Deformation of the northeastern Pacific basin and the west coast of North America. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 66, p. 1149-1198. *

MENARD H.W. (1960) - The East Pacific Rise. Science, vol. 132, p. 1737-1746.

MENARD H. W. (1969)- The deep-ocean floor. Scient. Amer., vol. 221, n° 3, p. 126-142. *

MENARD H. W. (1973a)- Epirogeny and plate tectonics. Eos, vol. 54, n° 12, p. 1244-1255. *

MENARD H. W. (1973b) - Depth anomalies and the bobbing motion of drifting islands. Jour. Geophys. Res., vol. 78, n° 23, p. 5128-5137.

MENARD H. W. (1978) - Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. Jour. Geol., vol. 86, p.. 99-110. *

MERCADO S. (1969)- Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. Eos, vol. 50, p. 59, (abstr.).

MERIFIELD P. M., MARZOLF J. E., LAMAR D. L. (1970)- Marine sand waves in El Infernillo Channel, Gulf of California. Final Report, Off. Naval Res., Washington D. C., Contract n° 00014-69-C-0210, 70 p.

MERRIAM C. W. (1941)- Fossils turritellas from the Pacific coast region of North America. Calif. Univ. Publ. Geol. Sci., vol. 26, p. 1-213. *

MERRIAM R. H. (1965)- San Jacinto fault in northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 76 p. 1051-1054.

MERRIAM R. H. (1968a)- Geologic reconnaissance of northwestern Sonora. In : Proc. Confer. Geological Problems San Andreas Fault system ; W. R. Dickinson & A. Grantz (eds.), Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. XI, p. 287.

MERRIAM R. H. (1968b) - Sonora dunes. Stanford Univ. Publ, Geol. Sci., vol. XI, p. 287. *

MERRIAM R. H. (1969) Source of sand dunes of southeastern California and northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, p. 531-534.

MERRIAM R. H. (1972a)- Reconnaissance geologic map of the Sonoyta quadrangle, northwest Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 3533-3536.

MERRIAM R. H. (1972b)- Evidence for 200 miles of right lateral displacement on faults of the San Andreas zone in southwest Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 4, n° 3, p. 198.

MERRIAM R. (1973)- Reconnaissance geologic map of the Sonoyta quadrangle, northwest Sonora, Mexico ; reply. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, n° 8, p. 2709.

MERRIAM R., BANDY O. L. (1965)- Source of upper Cenozoic sediments in Colorado delta region. Jour. Sedim. Petrol., vol. 34, n° 4. p. 911-916.

MERRIAM R., BISCHOFF J.L. (1975)- Bishop ash : a widespread volcanic ash extended to Southern California. Jour. Sedim. Petrol., vol. 45, n° 1, p. 207-211. *

MERRIFIELD M.A., WINANT C.D., GUZA R.T., BADAN-DANGON A. (1985) - Current and temperature observation in the Gulf of California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 919, (abstr.).

MERRILL G.P. (1897)- Notes on the geology and natural history of the peninsula of Lower California. Smithsonian Inst. Ann. Report. 1895, p. 971-994.

MESOLELLA K.J., MATTHEWS R.K., BROECKER W.S., THURBER D.L. (1969) - The astronomical theory of climatic change : Barbados data. Jour. Geol., vol. 77, p. 250-274.

METZGER D.G. (1968)- The Bouse Formation (Pliocene) of the Parker-Blythe-Cibola area, Arizona and California. U.S. Geol. Surv. Paper, n° 600 D, p. D126-136.

METZGER D.G., LOELTZ O.J., IRELAN B. (1973) - Geohydrology of the Parker-Blythe-Cibola area, Arizona and California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, n° 486-G, 130 p.

MEYER E.R. (1973) - Late Quaternary paleoecology of the Cuatro Cienegas Basin, Coahuila, Mexico. Ecology, vol. 54, p. 982-985.

MIFFLIN M.D., WHEAT M.M. (1979) - Pluvial lakes and estimated pluvial climates of Nevada. Nevada Bur. Mines Geol., Bull., vol. 94, 57 p.

MILANKOVITCH M. (1930) - Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Handbuch der Klimatologie, Bd. I, teil A, 176 p.

MILLER G.H., HARE P.E. (1975) - Use of amino acid reactions in some artic marine fossils as stratigraphic and geochronological indicators. Carnegie Institution Washington, Yearbook 74 p. 612-617.

MILLER G.H., ANDREWS J.F., SHORT S.K. (1977) - The last interglacial-glacial Cycle, clyde Foreland, Baffin Island, N.W.T : Stratigraphy, biostratigraphy and chronology. Can. Jour. Earth. Sci, vol. 14, p. 2842-2857.

MILLER W.E. (1979)- Terrestrial Pliocene vertebrates from the Cape region of Baja California and their significance. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol, 11, n° 3, p. 117, (abstr.).

MILLIMAN J., EMERY K.C (1968)- Sea levels during the past 35 000 years. Science, vol. 162, n° 3858, p. 1121-1123. *

MILLMAN D.E., ROCKWELL T.K. (1985) - Lateral offset of mid and late Quaternary deposits along the northern Elsinore fault, southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 6, p. 370.

MILNE J.D.G. (1973) - Mount Curl Tephra, a 230,000-year-old marker bed in New Zealand and its implications for Quaternary chronology. New Zealand Jour. Geol. Geophys., vol. 16, p. 519-532.

MILOW E.D. (1971) - Neogene calcareous and siliceous nannofossils of the eastern Pacific : their biostratigraphic, temporal and paleo-oceanologic significance. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 161-164. *

MINA U.F. (1956) - Bosquejo geologico de la parte sur de la peninsula de Baja California. XX Intern. Geol. Congr. (Mexico), Excursion A-7, p. 1-79.

MINA U.F. (1957) - Bosquejo geologico del Territorio sur de la Baja California. Bol. Assoc. Mexic. Geol. Petrol., vol. 9, n° 3-4, p. 139-270.

MINCH J.A. (1964) - Geology and paleontology of the Playas de Tijuana area, northwestern Baja California , Mexico. San Diego State College, Geol. Dept., Undergr. Res. Repts, vol. 8, n° 4.

MINCH J.A. (1967) - Stratigraphy and structure of the Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, p. 1155-1178.

MINCH J.A. (1971) - Early tertiary paleogeography of the northern Peninsular Ranges, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 164. *

MINCH J.A. (1972) - Landsliding and the effects of resort development between Tijuana and Ensenada, Baja California, Mexico. Off. Naval Res., Techn. Rep. 0-72-1.*

MINCH J.A. (1975) - Transpeninsular faulting and the Continental Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7, n° 3, p. 350.

MINCH J.A. (1979) - Loreto and its bearing on the petroleum possibilities of Baja California. Pacific Sect. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Annual Meeting (Anaheim, Calif.), Abstr. vol.

MINCH J.A., JAMES A.H. (1974) - Evidence for a major fault parallel to the Gulf of California. Geol. Soc. Amer Abstr. Progr., vol. 6, p. 221-222.

MINCH J.A., GASTIL G., FINK W., ROBINSON J., JAMES A.H. (1976) - Geology of the Vizcaino Peninsula. In : Aspects of the geologic history of the California Borderland, D.G. Howell (ed.), Assoc. Amer. Petrol. Geol., Pacif. Sect., Misc. Publ. 24, p. 136-195.

MINCH J.A., LESLIE T.A. (1979) - Geologic road log, La Paz to Tijuana. In : Baja California geology, field guides and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (ed.), Dept. Geol, Sci., San Diego State Univ., p. 161-189.

MINSTER J.B., JORDAN T.H. (1978) - Present-day plate motions. Jour. Geophys. Res., vol. 83, p. 5331-5354.

MINSTER J.B., JORDAN T.H. (1984) - Vector constraints on Quaternary deformation of the western United States east and west of the San Andreas fault. In : Tectonics and sedimentation along the California margin, J.K. Crouch & S.B. Bachman (eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacif. Sect., Los Angeles, vol. 38.

MINSTER J.B., JORDAN T.H. (1985) - Self-consistent modeling of western U.S. deformation. Eos, vol. 66, n° 46, p. 849, (abstr.).

MIRAMBEL L. (1976) - Tlapacoya, a late Pleistocene site in Central Mexico. In : Early Man in North America, A.L. Bryan (ed.)., Depart. Anthrop., Univ. Alberta, Edmonton, p. 221-230.

MITCHELL J. (1933)- Principales islas del Golfo de California y el archipielago de las Revillagigedo. Cent. Soc. Mex. Geogr., vol. 1, p. 105-126. *

MITTERER R.M. (1975) - Ages and diagenetic temperatures of Pleistocene deposits of Florida based on isoleucine epimerization in Mercenaria. Earth. Planet. Sci. Letters, vol. 28, p. 275-282.

MIXON R.B., SZABO B.J., OWENS J.P. (1982) - Uranium-series dating of mollusks and corals, and age of Pleistocene deposits, Chesapeake Bay area, Virginia and Maryland. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1067 E, 18 p.

MIYAKE Y., SUGIMURA Y., UCHIDA T. (1966) - Ratio U^{234}/U^{238} and the uranium concentration in seawater in the western North Pacific. Jour. Geophys. Res., vol. 71, p. 3083-3087.

MOLINA CRUZ A. (1982) - Radiolarians in the Gulf of California : Deep Sea Drilling Project Leg 64. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj. vol. 64, pt. 2, p. 983-1002.

MOLNAR P. (1973)- Fault plane solutions of earthquakes and directions of motion in the Gulf of California and on the Rivera fracture zone. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, n° 5, p. 1651-1658.

MONTAGGIONI L. (1980) - Les bioconstructions récifales en tant qu'indicateurs des variations des lignes de rivage. Océans, vol. 5, fasc. hors-série, p. 251-257.

MOOERS C. N. K., BARRICK D. E., CHENEY R. E., LAME D. B., MARSH J. G. (1985) - The potential of satellite-based radar altimeters. Eos, vol. 65, n° 10, p. 81 & p. 86.

MOORE D. G. (1960) - Acoustic-reflection studies of the continental shelf and slope off southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 1121-1136.

MOORE D. G. (1964) - Shear strength and related properties of sediments from experimental Mohole (Guadalupe Site). Jour. Geophys. Res, vol. 69, p. 4271-4291. *

MOORE D. G. (1966) - Structure, litho-orogenic units, and post-orogenic basin fill by reflection profiling : California Continental Borderland. U. S. Navy Electrics Lab., San Diego.
(1967) - Abstract in : Abstr. North Amer. Geol., (1967, Sept.), p. 1257. *

MOORE D. G. (1968) - Geophysical evidence for transform faults in the Gulf of California. Amer. Geophys. Union Trans., vol. 49, p. 212-213, (abstr.). *

MOORE D. G. (1969a) - Reflection profiling studies of the California Continental Borderland : structure and Quaternary turbidite basins. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 107, 142 p.

MOORE D. G. (1969b) - Continental margin structure off mainland Mexico in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 121, p. 206, (abstr.). *

MOORE D. G. (1971) - Pliocene to recent evolution of the Gulf of California structural depression. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 166-167. *

MOORE D. G. (1973) - Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, n° 6, p. 1883-1905.

MOORE D. G., CURRAY J. R. (1964a) - Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces : discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 75, p. 1267-1274.

MOORE D. G., CURRAY J. R. (1964b) - Sedimentary framework of the drowned pleistocene delta of Rio Grande de Santiago, Nayarit, Mexico. In : Deltaic and shallow marine depostis, L. M. J. Van Straaten (ed.), Developments in sedimentology, vol. I, Elsevier, Amsterdam, p. 275-281.

MOORE D. G., BUFFINGTON L. C. (1968) - Transform faulting and growth of the Gulf of California, since the late Pliocene. Science, vol. 161, p. 1238-1241.

MOORE D., CURRAY J. R. (1979) - Deep sea drilling in the Gulf of California., a new ocean basin. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 482.

MOORE D.G., CURRAY J.R. (1982a)- Opening of the Gulf of California by a single two-phase process. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 217-218.

MOORE D.G., CURRAY J.R. (1982b) - Geologic and tectonic history of the Gulf of California. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, pt 2, p. 1279-1294.

MOORE D.G., CURRAY J.R., EINSELE G. (1982) - Salado-Pinorama submarine slide and turbidity current off the south-east tip of Baja California. Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 1071-1081.

MOORE G.W. (1970)- Coastal geology of the California-Baja California border area. In : Pacific slope geology of northern Baja California and adjacent Alta California, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Pacific sect., p. 4-9. *

MOORE G.W. (1972) - Offshore extension of the Rose Canyon fault, San Diego, California. U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 800-c, p. c113-c116.

MOORE G.W., KENNEDY M.P. (1975) - Quaternary faults at San Diego Bay, California. U.S. Geol. Surv. Jour. Research., vol. 3, p. 589-595.

MOORE T.C. (1973)- Late Pleistocene-Holocene oceanographic changes in the northeastern Pacific. Quatern. Res., t. 3, p. 99-109.

MOOSER F., REYES L.A. (1961) - El grupo volcanico de las Tres Virgenes, municipio de Santa Rosalia, Territorio de Baja California. Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol. Bol., vol. 16, p. 153-161.

MORGAN W.J. (1968) - Rises, trenches, great faults and crustal blocks. Jour. Geophys. Res., vol. 73, n° 6, p. 1959-1982.

MORIARTY J.R. (1968)- Climatologic, ecologic and temporal inferences from radiocarbon dates on archeological sites, Baja California, Mexico, Pacific Coast, Archeol. Soc. Quarterly, vol. 4, n° 1, p. 11-38. *

MORIN R.W. (1971) - Late Quaternary biostratigraphy of cores from beneath the California Current. Micropaleontology, vol. 17, p. 475-491.

MORLEY J.J. (1985) - Pliocene/Pleistocene climatic variations in the northwest Pacific inferred from siliceous microfaunal records. Eos, vol. 66, n° 46, p. 932, (abstr.).

MORNER N.A. (1971) - The position of the ocean sea level during the interstadial at about 33,000 B.P. A discussion from a climatic-glaciologic point of view. Can. Jour. Earth Sci., vol. 8, p. 132-143.

MORNER N.A. (1972) - World climate during the last 130,000 years. XXIV Congr. Geol. Intern. (Montreal, 1972) ; Sect. 12, p. 72-79.

MORNER N.A. (1976) - Eustasy and geoid changes. Jour. Geol., vol. 84, n° 2, p. 123-151.

MORNER N.A. (1977) - Eustasy and instability of the geoid configuration. Geol. Foren. Stockholm Forh., vol. 99, p. 369-376.

MORNER N.A. (1978) - Paleoclimatic, paleomagnetic and paleogeoidal changes : interaction and complexity. Intern. Coll. Evolution of planetary atmospheres and climatology of the Earth (Nice, 1978), Centre Nat. Et. Spatiales, Toulouse, p. 221-232.

MORNER N.A. (1979) - Eustasy, paleogeodesy and glacial volume changes. In : Sea level, ice and climatic changes Sympos., (Canberra, 1979), Intern. Assoc. Hydrol. Sci. publ., n° 131, p. 277-280.

MORNER N.A. (1980) - Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In : Earth rheology, Isostasy and eustasy, N.A. Morner (ed.), J. Wiley, p. 535-553.

MORNER N.A. (1981a) - Eustasy, paleoglaciation and paleoclimatology. Geol. Rundschau, vol. 70, n° 2, p. 691-702.

MORNER N.A. (1981b) - Space geodesy, paleogeodesy and paleogeophysics. Ann. Geophys., vol. 37, p. 241-251.

MORNER N.A. (1983) - Sea levels. In : Mega-geomorphology, R. Gardner & H. Scoging (eds.), Oxford Univ. Press, p. 73-91.

MORNER N.A. (1984a) - Geoidal topography : origin and time consistency. INQUA Neotect. Comm. Bull., vol. 7, p. 63-66.

MORNER N.A. (1984b) - Paleogeoid changes : rates, amplitudes and origin. INQUA Neotectom. Comm. Bull., vol. 7, p. 54-62.

MORRIS P. (1966) - A field guide to shells of the Pacific coast and Hawaii, including shells of the Gulf of California. Houghton Miffin C°, Boston, 2nd Edit. rev. 297p.

MORRISON R.B. (1964) - Lake Lahontan : Geology of southern Carson Desert, Nevada. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 401, 156 p.

MORRISON R.B. (1965) - Lake Bonneville : Quaternary stratigraphy of eastern Jordan Valley south of Salt Lake City, Utah. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 477, 80 p.

MORRISON R.B. (1968) - Means of time-stratigraphic division and long-distance correlation of Quaternary successions. In : Means of correlation of quaternary successions, R.B. Morrison & H.E. Wright (eds.), Univ. Utah Press, Salt lake City, p. 1-113.

MORRISON R.B., MENGES C.M. (1982)- Late Pliocene and Quaternary geology of Arizona. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 218.

MORTON D.M., MATTI J.C., MILLER F.K., REPENNING C.A. (1986) - Pleistocene conglomerate from the San Timoteo Badlands, southern California ; constraints on strike-slip displacements on the San Andreas and San Jacinto faults. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 161.

MORZADEC-KERFOURN M.T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Mém. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, n° 17, 208 p.

MOSINO ALEMAN P.A., GARCIA E. (1974)- The climate of Mexico. In : Climates of North America, R.A. Bryson, & F.K. Hare (eds.), World Survey of Climatology, vol. 11, Elsevier, p. 345-404.

MUDIE J.D., LARSON R.L., LARSON P.A., HILDE T.W.C. (1971) - Oconosto tow, a null expedition with no hot holes or obvious sea floor spreading in the Gulf. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 168. *

MUEHLBERG G.E. (1968)- Distribution of benthonic foraminifera from the "Slope-break" area along Baja California. San Diego State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Rep., vol. 12, pt. 2. *

MUELLER K.J., ROCKWELL T.K. (1984a) - Sense, recency and rates of faulting along the Laguna Salada and Canon Rojo faults, NE Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 602.

MUELLER K.J., ROCKWELL T.K. (1984b) - Basin development and fault kinematics of the Laguna Salada rhombochasm, Baja California Norte. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 16, n° 6, p. 602.

MUELLER P.A., ERSKINE R., SMITH D.L. (1980)- Possible tectonic implications of volcanism in northwestern Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 448. *

MUFFLER L.J.P. DOE B.R. (1968)- Composition and mean age of detritus of the Colorado River Delta in the Salton trough, southeastern California. Jour. Sedim. Petrol. vol. 38, p. 384-399.

MUFFLER L. J. P. WHITHE D. E (1969)- Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, n° 2, p. 157-181.

MUHS D. R. (1979)- Marine terrace age assignments, uplift rates and sea level events on San Clemente Island, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 484.

MUHS D. R. (1983) -Quaternary sea-level events on northern San Clemente Island, California. Quatern. Res., vol. 20, p. 322-341.

MUHS D. R. (1985) - Amino acid age estimates of marine terraces and sea levels on San Nicolas Island, California, Geology, vol. 13, p. 58-61.

MUHS D. R., SZABO B. J. (1982)- Uranium series age of the Eel Point terrace, San Clemente Island, California. Geology, vol. 10, n° 1, p. 23-26.

MUHS D. R., ROSHOLT J. N. (1984) - Ages of marine terraces on the Palos Verdes Hills, California, by amino acid and Uranium trend dating. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 603.

MUHS D. R., KYSER T. K. (1986) - Stable isotopic compositions of mollusks from late Pleistocene California marine terraces and possible paleoclimatic significance. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 162.

MULLERRIED F. (1958)- Geologia historica del Mar de Cortez y regiones circumvecinas. Memoria del Primer Congr. de Historia Regional, Gob. Estado de Baja California ; Dir Accion Civica y Cultural, M. Casas Mexico ; p. 53-59. *

MUNGUIA L., REYES A., REICHLE M., BRUNE J. N. (1976)- El temblor del 8 de Julio de 1975, ocurrido en el Canal de Ballenas, México. Reunion Anual Union Geofisica Mexicana (San Luis Potosi, 1976), Vol. Resum., p. 60-62. *

MUNGUIA L., REICHLE M., REYES A., SIMONS R., BRUNE J. (1977)- Aftershocks of the 8 July, 1975 Canal de Ballenas, Gulf of California, earthquake. Geophys. Res. Lett., vol. 4, p. 507-509.

MUNK W. H. (1941)- Internal waves in the Gulf of California. Jour Mar. Res., vol. 4, n° 1, p. 81-91. *

MUNOZ LUMBIER M., (1919)- Algunos datos sobre las islas mexicanas para contribuir al estudio de sus recursos naturales. Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol., Anales, vol. 1, n° 7, 54 p.

MUNZ P.A. (1974) - A flora of southern California. Univ. California Press, Berkeley.

NAKAMURA K. (1982) - Plate motion may be measured in situ as subsidence at trenches. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 28, n° 3, p. 174-176.

NAKATA T., KOBA M., et coll. (1979) - Holocene marine terraces and seismic crustal movements. Tohoky. Univ., Sci. Repts., Geogr., vol. 29, n° 2, p. 195-204.

NAKIBOGLU S.M., STEPHENSON R., HATAOGLU M.A. (1985) - An analysis of global tidal records : causes and consequences of secular trends in sea level. Eos, vol. 66, n° 52, p. 1361, (abstr.).

NARDIN T.R. (1983) - Late Quaternary depositional systems and sea level change, Santa Monica and San Pedro Basins, California Continental Borderland. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. vol. 67, n° 7, p. 1104-1124.

NARDIN T.R., OSBORNE R.H., BOTTJER D.J., SCHEIDEMANN R.C. (1981) - Holocene sea-level curves for Santa Monica shelf, California Continental Borderland. Science, vol. 213, n° 4505, p. 331-353.

NASON R.D. (1971) - Fault creep and earthquakes on the San Andreas fault. In : Proc. Confer. on tectonic problems of the San Andreas fault system, R.L. Kovach & A. Nur (eds.), Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. 13, p. 275-285.

NATLAND M.L. (1950) - Report on the Pleistocene and Pliocene foraminifera. In : 1940 E.W. Scripps cruise to Gulf of California, Geol. Soc. Amer. Mem., n° 43, Part 4, p. 1-52.

NAVA A., BRUNE J.N. (1976) - The Pino Solo earthquake of July 17, 1975 and the tectonics of northern Baja California. Reunion Anual Union Geofisica Mexicana (San Luis Potosi, 1976), vol. resum., p. 75-76. *

NAVA F.A., BRUNE J.N. (1983) - Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California, Mexico. Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc., vol. 73, p. 739-763. *

NEAL J.T., MOTTS W.S. (1967) - Recent geomorphic changes in playas of western United States. Jour. Geol., vol. 75, n° 5, p. 511-525. *

NELSON E.W. (1899) - General description of the Tres Marias Islands, Mexico. North Amer. Fauna, n° 14, p. 7-13.

NELSON E.W. (1922) - Lower California resources. Nat. Acad. Sci. Mem, vol 16, pt. 1, 194 p. (republié en 1966 par Maxnessier Publ. Co., Riverside, Calif.).

NELSON H.F., BRAY E.E. (1970) - Stratigraphy and history of the Holocene sediments in the Sabine-High Island area, Gulf of Mexico. In : Deltaic sedimentation, modern and ancient, J.P. Morgan (ed.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., n° 15, p. 48-77.

NESS G.E. (1982) - Late Neogene tectonics of the mouth of the Gulf of California. PhD dissert., Oregon State Univ. 151 p. *

NESS G.E., CALDERON RIVEROLL G. (1980) - Post rift vertical tectonics of the peninsula of Baja California : a first order model driven by translational buoyant forces. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 144. *

NESS G.E., SANCHEZ-Z O., COUCH R.W., YEATS R.S. (1981) - Bathymetry and oceanic crustal ages in the vicinity of the mouth of the Gulf of California, illustrated using Deep Sea Drilling Project Leg 63 underway geophysical profiles. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 63, p. 919-923.

NESS G.E., LYLE M.E. (1983) - Rifting and block tectonics of the Gulf and Peninsula of California ; subduction at a "passive" margin. Geol. Assoc. Canada, Progr. with. Abstr., vol. 8, p. A50.

NESS G.E., LYLE M.W., LONSETH A.T. (1985) - Revised Pacific, North America, Rivera and Cocos relative motion poles : implications for strike-slip motion along the Trans-mexican volcanic belt. Eos, vol. 66, n° 46, p. 849-850, (abstr.).

NEWMAN W., MARCUS L., PARDI R., PACCIONE J., TOMECEK S. (1980) - Eustasy and deformation of the geoid : 1,000-6,000 radiocarbon years B.P.. In : Earth rheology, isostasy and eustasy, N.A. Morner (ed.), J. Wiley & Sons, p. 555-567.

NEWMAN W.S., MARCUS L.F., PARDI R.R. (1981) - Paleogeodesy : late Quaternary geoidal configurations as determined by ancient sea levels. Intern. Assoc. Hydrol. Sci. Publ., vol. 131, p. 263-275.

NEWMAN W.S., MARCUS L.A., PARDI R.R. (1985) - The elusive eustatic sea-level curve : an artifice of man and/or nature. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 677.

NEWMANN A.C., MOORE W.S. (1975) - Sea level events and Pleistocene coral ages in the northern Bahamas. Quatern. Res., vol. 5, p. 215-225.

NEWMARK R.L., KASAMEYER P.W., YOUNKER L.W. (1986) - Thermal gradients in the Salton sea region : the Shallow thermal gradient Project. Eos, vol. 67, n° 16, p. 383, (abstr.).

NICHOLS M. M. (1961)- Tidal flat sedimentation of the Sonoran coast. In : First Nat. Coastal and Shallow Water Resources Confer., D. S. Gorsline (ed.), p. 559-562.

NICHOLS M. M. (1962)- Hydrology and sedimentology of Sonoran lagoons, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 73, p. 210-211, (abstr.).

NICHOLS M. M. (1965)- Composition and environment of recent transitional sediments on the Sonoran coast, Mexico. PhD dissert. Univ. Calif. Los Angeles.

NICHOLSON C., WILLIAMS P., SEEBER L., SYKES L. R. (1985) - Seismicity and fault kinematics along the Brawley seismic zone and adjacent regions. Eos, vol. 66, n° 46, p. 953, (abstr.).

NICHOLSON C., SEEBER L., WILLIAMS P., SYKES L. R. (1986) - Seismicity and fault kinematics through the eastern Transverse ranges, California : block rotation, strike-slip faulting and low-angle thrusts. Jour Geophys. Res., vol. 91, B5, p. 4891-4908.

NIEMITZ J. W. (1981)- Sedimentology and geochemistry of DSDP sites 477, 478 and 481, Guaymas Basin, Gulf of California : implications for a unique hydrothermal system. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 13, n° 13, n° 2, p. 99. *

NIEMITZ J. W., BISCHOFF J. L. (1981) - Tectonic elements of the southern part of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 92, n° 3 pt 1, p. 101-104 ; pt. 2, p. 360-407.

NIEMITZ J. W., KARLIN R., SCHRADER H. (1985) - Late Quaternary history of an oxygen minimum zone, Gulf of california : a chemostratigraphic approach. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 677.

NIKIFOROVA K. V. (1978) - Status of the boundary between Pliocene and Pleistocene. In : Contributions to the geologic time scale, G. V. Cohee, H. F. Glaessner, Hedberg H. D. (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geol., n° 6, p. 171-178.

NINKOVICH D., OPDYKE N. D., HEEZEN B. C., FOSTER J. (1966) - Paleomagnetic stratigraphic rates of deposition and tephrachronology in North Pacific deep-sea sediments. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 1, p. 476-492.

NINKOVICH C. D., SHACKLETON N. J. (1975) - Distribution, stratigraphic position and age of ash layer "L" in the Panama Basin region. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 27, p. 20-34.

NISHENKO S. P., SYKES L. R. (1983)- Probabilities of occurence of large rupturing earthquakes for the San Andreas, San Jacinto and Imperial faults, California, 1983- 2003. Eos, vol. 64, n° 18, p. 258, (abstr.). *

NOBLE L.F. (1926)- The San Andreas rift and some other active faults in the desert region of southern California. Carnegie Inst. Washington, Yearbook, vol. 25, p. 415-428. *

NORMARK W.R. (1969)- Active channel system of the San Lucas submarine fan at the tip of Baja California. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 121, p. 220-221, (abstr.). *

NORMARK W.R. (1971)- Tran fer of Lower Baja California, Mexico from North American to Pacific lithospheric plates. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr, vol. 3, p. 172.

NORMARK W.R. (1974a)- Ranger submarine slide, northern Sebastian Vizcaino Bay, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, p. 781-784.

NORMARK W.R. (1974b) - Submarine canyons and fan valleys : factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, R.H. Dott & R.H. Sover (eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., n° 19, p. 56-68.

NORMARK W.R. (1975)- Photographic study of the zone of crustal accretion on the East Pacific Rise crest at the mouth of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 7. n° 3, p. 358. *

NORMARK W.R. (1977)- Neogene basins and transform motion within the Pacific continental margin of Baja California. IX Annual Offshore Technology Confer., (Houston, 1977), p. 93-100.

NORMARK W.R., CURRAY J.R. (1968a)- Geology and structure of the tip of Baja California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, n° 11, p. 1589-1600.

NORMARK W.R., CURRAY J.R. (1968b)- Marine geology and structure of the tip of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 115, p. 167, (abstr.).

NORMARK W.R., ALLISON E.C., CURRAY J.R. (1969)- The geology of the Pacific continental margin of the peninsula of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., Part. 7, p. 163.

NORMARK W.R., PIPER D.J.W. (1969)- Deep-sea fan valleys past and present. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, p. 1859-1866. *

NORMARK W.R., PIPER D.J.W. (1972) - Sediments and growth pattern of Navy Deep Sea Fan, San Clemente basin, California borderland. Jour. Geol., vol. 80, p. 198-223.

NORMARK W.R., SPENCER J.E. (1980)- The Baja miniplate and San Benitos sliver, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 145.

NORRIS R.M. (1951) - Marine geology of the San Nicolas Island region, California. Scripps Inst. Oceanogr., Submarine Geology Report, n° 21, 14 p.

NORRIS R.M., NORRIS K.S. (1961) - Algodones Dunes of southeastern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, p. 605-620.

NORRIS R.M., WEBB R.W. (1976) - Geology of California. John Wiley, New York. 365 p.

NUNN J.A. (1986a) - Thermal relaxation of continental lithosphere : an explanation for late stage differential vertical movements. Eos, vol. 67, n° 16, p. 372, (abstr.).

NUNN P.D. (1986) - Implications of migrating geoid anomalies for the interpretation of high-level fossil coral reefs. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 97, p. 946-952.

OAKS R.Q., DUBAR J.R. (1974a) - Introduction. In : Post-Miocene stratigraphy central and southern Atlantic Coastal Plain, R.Q. Oaks & J.R. Dubar (eds.), Utah State Univ. Press, Logan, Utah, p. 2-8.

OAKS R.Q., DUBAR J.R. (1974b) - Tentative correlation of post-Miocene units, central and southern Atlantic coastal Plain. In : Post-Miocene stratigraphy central and southern Atlantic Coastal Plain, R.Q. Oaks & J.R. Dubar (eds.), Utah State Univ. Press, Logan, Utah, p. 232-245.

OBERLANDER T.M. (1972)- Morphogenesis of granitic boulder slopes in the Mojave Desert, California. Jour. Geol., vol. 80, p. 1-20.

OBERLANDER T.M. (1974)- Landscape inheritance and the pediment problem in the Mojave Desert of Southern California. Amer. Jour. Sci. vol. 274, p. 849-875.

OBRADOVICH J.D. (1965)- Age of the marine Pleistocene of California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 49, n° 7, p. 1087, (abstr.).

OBRADOVICH J.D. (1968) - The potential use of glauconite for late Cenozoic geochronology. In : R.B. Morrison, H.F. Wright (eds), Means of correlation of Quaternary successions vol. 8, Utah Univ. Press, p. 267-279.

OFF T. (1963) - Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 47, p. 324-341.

OJEDA J. (1979) - Resumen de datos estratigraficos y estructurales de la formation Monterrey que aflora en el area de San Hilario, Baja California Sur. Geomimet, n° 100, p. 51-83.

OLAUSSON E. (1965) - Evidence of climatic changes in deep-sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis. Progr. Oceanogr., vol. ? p. 221-252.

OLDROYD I.S. (1918)- List of shells from Angel and Tiburon Islands, Gulf of California, with description of a new species. Nautilus, vol. 32, n° 1, p. 26-27.

OLDROYD T.S. (1921) - New Pleistocene mollusks from California. Nautilus, vol. 34, p. 114-116.

OLMSTED F.H., LOELTZ O.J., IRELAN B. (1973)- Geohydrology of the Yuma area, Arizona and California. In : Water resources of lower Colorado river-Salton Sea area, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 486-H, 227 p.

OMURA A., EMERSON W.K., KU T.L. (1979)- Uranium series ages of echinoids and corals of the upper Pleistocene Magdalena Terrace, Baja California Sur, Mexico. Nautilus, vol. 94, n° 4, p. 185-189.

OPDYKE N.D. (1972) -Paleomagnetism of deep-sea cores. Rev. Geophys. Space. Sci., vol. 10, n° 1, p. 213-249.

OPDYKE N.D., FOSTER J.H. (1971) - The paleomagnetism of cores in the North Pacific. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 126, p. 83.

OPDYKE N.P., LINDSAY E.H., JOHNSON N.M. (1977)- The paleomagnetism and magnetic polarity stratigraphy of the mammal bearing section of Anza Borrego State Park, California. Quatern. Res., vol. 7, p. 316-329.

ORCUTT C.R. (1889)- Recent and sub-fossil shells of the Colorado Desert. West Amer. Scient., vol. 6, p. 92-93.

ORCUTT C.R. (1900a) - Catalog of fossils in the Orcutt collection. West Amer. Scient., vol. 11, n° 84, p. 15-16.

ORCUTT C.R. (1900b) - Catalog of fossils in the Orcutt collection. West Amer. Scient., vol. 11, n° 4, p. 36-38.

ORCUTT C.R. (1921a) - Paradise lost. West Amer. Scient., vol. 19, p. 18-19.

ORCUTT C.R. (1921b)- Pleistocene beds of San Quentin Bay, lower California. West Amer. Scient., vol. 19, p. 23-26.

ORME A. R. (1971) - Deformation of marine terraces between Ensenada and El Rosario, Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 174-175.

ORME A. R. (1972) - Quaternary deformation of western Baja California, Mexico, as indicated by marine terraces and associated deposits. XXIV Intern. Geol. Congr. (Montreal, 1972), Sect. 3 (tecton.), publ. n° 24, p. 627-634.

ORME A. R. (1973a) - Coastal dune systems of northwest Baja California, Mexico. Univ. Calif., Riverside, Off. Naval Res., Techn. Report 0-73-1, 43 p.

ORME A. R. (1973b) - Coastal salt marshes of northwestern Baja California, Mexico. Univ. Calif., Riverside, Off. Naval/Res., Techn. Report 0-73-2, 33 p.

ORME A. R. (1974) - Quaternary deformations of marine terraces between Ensenada and El Rosario, Baja California, Mexico. In : Geology of peninsular California, R. Gastil & J. Lillegraven (eds.), 49th Ann. Meeting Pacific Section Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Soc. Econ. Geol., p. 67-79.

ORR P. C. (1956) - Radiocarbon dates for Santa Rosa island. Bull. Santa Barbara Mus. Nat Hist. n° 2, 10 p.

ORR P. C. (1960) - Late Pleistocene marine terraces on Santa Rosa Island, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 1113-1119.

ORR R. T. (1960) - An analysis of the recent land mammals. In : Sympos. Biogeography of Baja California and adjacent seas. Syst. Zool., vol. 9, n° 3-4, p. 171-178. *

ORR R. T. (1972) - An expedition to the Sea of Cortez. Pac. Discovery, Calif. Acad. Sci., vol. 18, n° 4, p. 9-14.

ORTLIEB L. (1977) - Neotectonics from marine terraces along the Gulf of California. Preliminary observations. In: Symposium on Earth Rheology and late Cenozoic isostatic movements (Stockholm, 1977), Abstr. vol., p. 109-110. *

ORTLIEB L. (1978a) - Neotectonica y paleogeografia cuaternaria de las costas de Sonora. In : Primer Simposio sobre la geologia y el potencial minero de Sonora, (Hermosillo, 1978), Vol. resum., p. 95-97.

ORTLIEB L. (1978b) - Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Rev., vol. 2, n° 2, p. 200-211.

ORTLIEB L. (1978c)- Relative vertical movements along the Gulf of California, Mexico, during the Late Quaternary. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 10, n° 7, p. 466. *

ORTLIEB L. (1979a)- Terrasses marine, dans le nord-ouest mexicain : étude au long d'une transversale entre la côte Pacifique et le Sonora en passant par la péninsule de Basse Californie. In : Proc. Intern. Sympos. on Coastal evolution in the Quaternary, (Sao Paulo, 1978), p. 453-474.

ORTLIEB L. (1979b)- Quaternary marine terraces in southwestern Vizcaino peninsula, Baja California, Mexico. In : Baja California geology, Fieldguides and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds.), San Diego State Univ., San Diego, Calif., p. 89-93.

ORTLIEB L. (1979c)- Quaternary shorelines around Baja California peninsula : Neotectonic implications. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, P. 490.

ORTLIEB L. (1980)- Neotectonics from marine terraces along the Gulf of California. In : Earth rheology isostasy and eustasy, N.A. Mörner (ed.), Wiley Interscience Publ. ; p. 479-504.

ORTLIEB L. (1981a)- Sequences of Pleistocene marine terraces in Santa Rosalia area, Baja California Sur, Mexico. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, fieldguides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Inst. Geol., Univ. Nal. Auton. Mexico, Hermosillo (Mexico), p. 275-293.

ORTLIEB L. (1981b)- Pleistocene interglacial high stands of sea level in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 13, n° 2, p. 99.

ORTLIEB L. (1981c)- Recent investigations on Quaternary geology of the coast of central Sonora, Mexico. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, Fieldguides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Inst. Geol., Univ. Nal. Auton. Mexico, Hermosillo (Mexico), p. 137-149.

ORTLIEB L. (1982a) - Geochronology of Pleistocene marine terraces in the Gulf of California region, northwestern Mexico. XI Congrès INQUA (Assoc. Intern. Et. Quatern.) (Moscou, 1982), vol. rés. n° 2, p. 229.

ORTLIEB L. (1982b) - La ligne de rivage du dernier interglaciaire autour de la péninsule de Basse Californie (Mexique) : Reconnaissance générale et implications neotectoniques. Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. XII, n° 2, p. 103-115.

ORTLIEB L. (1984a) - Field trip guidebook prepared for the Symposium on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, April 1984). Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Mexico D.F., 152 p.

ORTLIEB L. (1984b) - Pleistocene high stands of sea level and vertical movements in the Gulf of California area. Sympos. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol. ; Mexico D.F. ; Abstr. vol., p. 131-132.

ORTLIEB L. (1984c) - Radiometric and amino acid dating of Late Pleistocene fossils in the Gulf of California area, Mexico : available results and problems of interpretation. Sympos. on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol. ; Mexico D.F. ; Abstr. vol., p. 133-134.

ORTLIEB L. (1984d) - Late Pleistocene high stand(s) of sea level in the Gulf of California area, northwestern Mexico. Intern. Sympos. on Late Quaternary sea level changes and coastal evolution (Mar del Plata, 1984) ; Abstr. vol., p. 78-81.

ORTLIEB L., MALPICA CRUZ V. (1978)- Reconnaissance des dépôts pléistocènes marins autour du Golfe de Californie, Mexique. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., vol. X, n° 2, p. 177-190.

ORTLIEB L., PIERRE C. (1981) - Génesis evaporitica en tres areas supralitorales de Baja California ; contextos sedimentarios y procesos actuales. Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol., Rev., vol. 5, n° 1, p. 94-116. (publié en 1984).

ORTLIEB L., CARRO O., CAUSSE C. (1984) - Données radiochronologiques U/Th de terrasses marines de la côte occidentale de Basse Californie, Mexique. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, 1984) ; V. Malpica Cruz S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.), Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol., México D.F., p. 225-240.

ORTLIEB L., COLLETTA B. (1984) - Sintesis cronoestratigrafica sobre el Neogeno y el Cuaternario marino de la cuenca de Santa Rosalia, Baja California Sur, Mexico. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, Apr. 21-23, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis- Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol. ; México D.F., p. 241-268.

ORTLIEB L., TRICLOT M.P. (1984) - Etude préliminaire sur la structure et la composition géochimique de tests de Dosinia ponderosa (Gray, 1838) actuels et fossiles du Golfe de Californie, Mexique. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.) ; Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol. ; México D.F., p. 269-294.

OSMOND J.K., CARPENTER J.R., WINDOM H.L. (1965) - Th^{230}/U^{234} age of the Pleistocene corals and oolites of Florida. Jour. Geophys. Res., vol. 70, p. 1843-1847.

OSORIO TAFALL B.F. (1942) - El Mar de Cortez. Cuadernos americanos, t. III, n° 3, p. 111-114. *

OSORIO TAFALL B.F. (1946) - Contribucion al conocimiento del Mar de Cortez. Soc. Mex. Geogr. Estadist. Bol., vol. 62, p. 89-130.

OSORIO TAFALL B.F. (1948) - La isla de Cedros, Baja California. Soc. Mexic. Geogr. Estad. Bol., vol., 66, p. 319-402.

OTA Y. (1985) - Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonic studies ; examples from the Pacific rim. In : Proc. Intern. Symp. Recent Crustal Movements of the Pacific region, W. Reilley (ed.), (in press).

PADILLA-ARREDONDO G., DIAZ-RIVERA E., PEDRIN-AVILES S. (1984) - Aspectos de sedimentacion durante el Cuaternario en el area de Balandra, Baja California Sur, Mexico. Sympos. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico, Abstr. vol., p. 57.

PALMER H.D. (1976) - Erosion of submarine outcrops, La Jolla submarine canyon, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 87, p. 427-432. *

PALMER K.V.W. (1963) - Type specimens of marine mollusca described by P.P. Carpenter from the west coast of Mexico and Panama. Bull., Amer. Paleontol., vol. 46, p. 289-408. *

PALMER L.A. (1967) - Marine terraces of California, Oregon and Washington. PhD dissert., Univ. of California, Los Angeles. 379 p.

PALMER R.H. (1926) - Upper Pleistocene occurence along the Oaxaca coast of Mexico. Science, vol. 63, p. 476.

PALMER R.H. (1928a) - Geology of southern Oaxaca, Mexico. Jour. Geol., vol. 36, p. 716-734.

PALMER R.H. (1928b) - Fossil and recent corals and coral reefs of western Mexico. Three new species. Amer. Philos. Soc. Proc., vol. 47, p. 21-31.

PALMER R.H. (1967) - Fossil and recent corals and coral reefs of western Mexico ; three new species. Amer. Philos. Soc. Proc., vol. 67, 21-32.

PALMER R.H., HERTLEIN L.G. (1936) - Marine Pleistocene mollusks from Oaxaca, Mexico. Bull. South Calif. Acad. Sci., vol. 35, pt. 2, p. 65-80, 1 pl.

PANTOJA ALOR J., CARRILLO BRAVO J. (1966) - Bosquejo geologico de la region de Santiago-San José del Cabo, Baja California (Mexico). Asoc. Mexic. Geol. Petrol. Bol., vol. 18, n°1-2, p. 1-11.

PARKER F.L. (1964) - Foraminifera from the experimental Mohole drilling near Guadalupe Island, Mexico. Jour. Paleontol., vol. 38, p. 617-636. *

PARKER R.H. (1961) - Macro-invertebrate assemblages of sedimentary environments in the Gulf of California. In : First Nat. Coastal and Shallow Water Resources Confer., D.S. Gorsline (ed.), p. 546-550. *

PARKER R.H. (1964a) - Zoogeography and ecology of some macro-invertebrates, particularly mollusks, in the Gulf of California and the continental slope off Mexico. Dansk. Naturistorisk Forening, Copenhagen, Videnskabelige Meddeleiser, vol. 126, 178 p., 15 pl.,

PARKER R.H. (1964b) - Zoogeography and ecology of macro-invertebrates of Gulf of California and continental slope of western Mexico. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 3, p. 331-376.

PARMENTIER E.M., HAXBY W.F. (1985) -Thermal stresses in the oceanic lithosphere : evidence from geoid anomalies at fracture zones. Eos, vol. 66, n° 18, p. 360, (abstr.).

PARSONS B., HAXBY W.F., WATTS A.B., WEISSEL J.K., Mc KENZIE D.P. (1985) - Evidence from satellite altimetry for small-scale convection in the mantle. Eos, vol. 66, n° 18, p. 359, (abstr.).

PASTOR GERAUD A. (1922) - Exploracion geologica en la region de la Purisima. In : Exploracion en la peninsula de Baja California por la Comision Exploradora del Pacifico, Parte III, Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol., Bol., vol. 39, p. 93-108. *

PATTERSON R.H. (1982) - Interpretation of U-series, amino acid racemization and ^{14}C ages of uplifted marine platforms, Point Conception to Gaviota, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n°4, p. 223.

PATTERSON R.H., SCHUG D.L., EHLERINGER B.E. (1986) - Evidence for recent faulting in downtown San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 169.

PATTULLO J., MUNK W.H., REVELLE R.R., STRONG E. (1955) - The seasonal variation in sea level. Jour. Mar. Res., vol. 14, n°1, p. 10-35.

PAVONI N. (1977) - Contemporary tectonic movements and Quaternary tectonics of the Hollister area, southern coast ranges, California. Intern. Symp. Recent Crustal movements (Palo Alto, 1977), Stanford Univ., Abstr. vol.

PELTIER W.R. (1982) - Dynamics of the ice age earth. Adv. Geophys., vol. 24, p. 1-146.

PELTIER W.R. (1984) -The thickness of the continental lithosphere. Jour. Geophys. Res., vol. 89, B 12, p. 11303-11316.

PELTIER W.R., ANDREWS J.T. (1976) - Glacial isostatic adjustment ; I : the forward problem. Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc., vol. 46, p. 605-646.

PELTIER W.R., FARRELL W.E., CLARK J.A. (1978) - Glacial isostasy and relative sea level : a global finite element model. Tectonophysics, vol. 50, p. 81-110.

PENDARVIS L.D. (1969) - Geology of the El Descanso area, northwestern Baja California, Mexico. Calif. San Diego State Coll., Geol. Dept. ; Undergr. Res. Repts., vol. 14, pt. 2.

PETERSON G.L. (1970a) - Pleistocene deformation of the Linda Vista terrace near San Diego, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 2, n° 2, p. 131.

PETERSON G.L. (1970b) - Quaternary deformation of the San Diego area, southwestern California. In : Pacific slope geology of northern Baja California and adjacent Alta California. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Soc. Econ. Geophys, Tulsa, Fall field trip guidebook p. 120-126.

PETIT-MAIRE N. (1976) - Paleogeografia del Cuaternario reciente en el litoral del Mar de Cortes. Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Rev., ser. Divulg., n° 2, p. 67-80.

PETIT-MAIRE N., LANCIN M. (1976) - Un paleolago del noroeste mexicano : la Playa San Bartolo, Sonora ; implicaciones paleoclimaticas, primeras consideraciones. Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geol., Rev. Ser. Divulg., n° 2, p. 84-85.

PETIT-MAIRE N., CASTA L. (1977) - Un paléolac du nord-ouest mexicain : la Playa San Bartolo. In : Recherches françaises sur le Quaternaire, Suppl. Bull. Assoc. fr. Et. Quatern., n° 50, p. 303-322.

PFEFFERKORN I. (1949) - Sonora : a description of the province. Edited and translated by T. Treulein, Univ. New Mexico Press. Alburquerque, New Mexico. *

PFEIFER G. (1939) - Sinaloa and Sonora. Geogr. Gesellschaft, Hambourg, vol. 41. *

PHILLIPS R.P. (1964a) - Seismic refraction studies in Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, p. 90-121.

PHILLIPS R.P. (1964b) - Geophysial investigations in the Gulf of California. PhD dissert, San Diego, Univ. California. 250 p. ; (Univ. Microfilms, Inc., n°64-9950).

PHILLIPS R.P. (1966) - Reconnaissance geology of some of the Northwest islands in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n°85, p. 59, (abstr.).

PHILLIPS R.P. (1968) - Reconnaissance geology and petrology of some of the northwestern islands in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n°101, p. 327, (abstr.).

PHILLIPS R.P., MURRAY D.F., MERRITT B. (1968) - Gravity base stations in the state of Baja California. Amer. Geophys. Union Trans., vol. 49, p. 122-123, (abstr.). *

PHILLIPS R.P., GASTIL R.G. (1968) - Reconnaissance Bouguer gravity map of the state of Baja California, Mexico. Amer. Geophys. Union Trans., vol. 49, p. 122 (abstr.). *

PHILLIPS B.A.M. (1970) - Effective levels of marine planation on raised and present rock platforms. Rev. Géogr. Montréal., vol. 24, n° 3, p. 227-240.

PHLEGER F.B. (1961) - Lagoonal studies in Baja California. In : First Nat. Coastal and Shallow Water Resources Confer., D.S. Gorsline (ed.) p. 551-555. *

PHLEGER F.B. (1965) - Sedimentology of Guerrero Negro Lagoon, Baja California, Mexico. In : Colston Research Soc., 17th Symp. on submarine geology and geophysics., p. 205-237.

PHLEGER F.B. (1969) - Some general features of coastal lagoons. In : Lagunas costeras, un simposio, A. Ayala Castanares & F.B. Phleger (eds.), Mem. Simp. Intern. Lagunas Costeras, U.N.A.M.-UNESCO, (Mexico, 1967) p. 5-26.

PHLEGER F.B. (1970) - A modern evaporite deposit in Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 53, n°4, p. 824-829.

PHLEGER F.B., EWING G.C. (1958) - Sedimentology and oceanography in Mexico coastal lagoons. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 69, n°12, p. 1629, (abstr.).

PHLEGER F.B., EWING G.C. (1959) - Sedimentology of some Mexican coastal lagoons. Tulsa Geol. Soc. Digest, vol. 27, p. 47-51.

PHLEGER F.B., EWING E.G. (1962) - Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 73, p. 145-182.

PHLEGER F.B., EWING E.G. (1965) - Sedimentology of Guerrero Negro Lagoon, Baja California, Mexico. In : Colston Research Soc., 17th Symp. on submarine geology and geophysics., p. 205-237.

PHLEGER F.B., AYALA CASTANARES A. (1969) - Marine geology of Topolobampo lagoons, Sinaloa, Mexico. In : Lagunas costeras, un simposio, A. Ayala Castanares & F.B. Phleger (eds.), Mem. Simp. Intern. Lagunas Costeras, U.N.A.M.-UNESCO, (Mexico, 1967), p. 101-136.

PHLEGER F.B., AYALA CASTANARES A. (1972) - Ecology and development of two coastal lagoons in northwest Mexico., Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Biol. An. vol. I, p. 1-20.

PICKENS P.E. (1970) - A field guide to some of the marine invertebrates found in the northern Gulf of California. Depart. Biol. Sci., Univ. Arizona., Tucson.

PICKETT J.W., THOMPSON C.H., MARTIN H.A., KELLEY R.A. (1984) - Late Pleistocene fossils from beneath a high dune near Amity, North Stradbroke Island, Queensland. In : Focus on Stradbroke, new information on North Stradbroke Island and surrounding areas 1974-1984, R.J. Coleman, J. Covacevich et P. Davie (eds.), Roy. Soc. Queensland Symp., Boolarong Publ., p. 167-177, Brisbane, Australie.

PICKETT J.W., THOMPSON C.H., KELLEY R.A., ROMAN D. (1985) - Evidence of a high sea-level during isotope stage 5c, Queensland, Australia. Quatern. Res., vol. 24, n°1, p. 103-114.

PIERRE C. (1981) - Polyhalite transformation after gypsum during a period of one year at Ojo de Liebre Lagoon (Baja California, Mexico). Mineralogical, chemical and isotopic evolutions in sediments and associated brines. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n°2, p. 100.

PIERRE C. (1982) - Teneurs en isotopes stables (^{18}O, ^{2}H, ^{13}C ^{34}S) et conditions de genèse des évaporites marines : application à quelques milieux actuels et au Messinien de la Méditerranée. Thèse Etat, Univ. Paris-Sud (Orsay). 266 p. + XXIV p. (bibliogr.).

PIERRE C., ORTLIEB L. (1980) - Sédimentation et diagenèse évaporitiques de trois lagunes côtières de Basse Californie, Mexique : données géochimiques et isotopiques sur les saumures et les évaporites. Sciences de la Terre, t. 24, n°2, p. 129-156.

PIERRE C., PERSON A. (1981) - Early magnesian diagenesis in carbonate sediments from supratidal evaporite flats in Ojo de Liebre (Baja California, Mexico). Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n°2, p. 100.

PIERRE C., ORTLIEB L., PERSON A. (1981) - Formation actuelle de dolomite supralittorale dans des sables quartzo feldspathiques : un exemple de la Lagune Ojo de Liebre (Basse Californie, Mexique). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 293, sér. II, p. 73-78.

PIERRE C., ORTLIEB L., PERSON A. (1982) - Present day formation of supratidal dolomite in a silicoclastic environment. XI Congr. Intern. Sédimentol., (Hamilton) Canada, 1982), vol. rés., p. 125.

PIERRE C., ORTLIEB L., PERSON A. (1984) - Supratidal evaporitic dolomite at Ojo de Liebre lagoon : mineralogical and isotopic arguments for primary cristallization. Jour. Sedim. Petrol., vol. 54, n° 4, p. 1049-1061.

PIERRE C., FRITZ B. (1984) - Remplacement précoce de gypse par la polyhalite : l'exemple de la bordure sud-orientale de la lagune Ojo de Liebre (Basse Californie, Mexique). Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys., vol. 25, fasc. 3, p. 157-166.

PILGER R.H., HENYEY T.L. (1978) - Pacific-North American plate interaction and Neogene volcanism in coastal California. Tectonophysics, vol. 57, p. 189-209. *

PILLANS B. (1983) - Upper Quaternary marine terrace chronology and deformation, South Taranaki, New Zealand. Geology, vol. 11, p. 292-297.

PINAULT C.T., ROCKWELL T.K. (1984) - Rates and sense of Holocene faulting on the southern Elsinore fault : further constraints on the distribution of dextral shear between the Pacific and North American plates. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 624.

PINCKNEY C.J., ARTIM E.R., STREIFF D. (1979) - Measured rates of sea cliff base recession, San Diego County, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n°3, p. 122. *

PINOT J.P. (1980) - Méthodes et techniques permettant de déterminer l'altitude relative des niveaux marins anciens en fonction de l'altitude absolue actuelle des divers indicateurs. Oceanis, vol. 5, fasc. hors-série, p. 335-355.

PIPER D.J.W. (1970) - Transport and deposition of Holocene sediment on La Jolla Deep Sea Fan, California. Mar. Geol., vol. 8, p. 211-227.

PIRAZZOLI P.A. (1983a) - Mise en évidence d'une flexure active de la lithosphère dans l'archipel de la Société (Polynésie française), d'après la position des rivages de la fin de l'Holocène. C.R. Acad. Sci., Paris, 2ème sér., vol. 296, p. 695-698.

PIRAZZOLI P.A. (1983b) - Marine notches and sea level changes. Intern. Symp. on Coastal evolution in the Holocene (Tokyo, 1983), Jap. Soc. Prom. Sci, Abstr. vol., p. 115-118.

PIRAZZOLI P.A. (1984) - Secular trends of relative sea level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. Intern. Symp. on Late Quaternary sea level changes and coastal evolution, (Mar del Plata, Argentina, 1984), Abstr. vol., p. 82-85.

PIRAZZOLI P.A. (1985) - Les anciens rivages, temoins des déformations de la lithosphère. Bull. Soc. Geol. France, (8), t. I, n° 3, p. 343-351.

PIRAZZOLI P.A., THOMMERET J., THOMMERET Y., LABOREL J. (1982) - Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). In: Geodynamics of the Hellenic arc and trench, X. Le Pichon, S.S. Augustithis, J. Mascle (eds.), Tectonophysics vol. 86, p. 27-43.

PISCHKE G.M. (1979) - Paleomagnetic study of the Neogene tectonic history of Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State Univ. *

PISIAS N.G. (1979) - Model for paleo-oceanographic reconstructions of the California Current during the last 8,000 years. Quatern. Res., vol. 11, p. 373-386. *

PISIAS N.G., MOORE T.C. (1979) - The evolution of Pleistocene climate. Eos, vol. 60, n° 46, p. 854, (abstr.).

PISIAS N.G., MARTINSON D.G., MOORE T.C., SHACKLETON N.J., PRELL W., HAYS J., BODEN G. (1984) - High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. Marine Geol., vol. 56, p. 119-136.

PLAWMAN T.L. (1978) - Crustal structure of the Continental Borderland and the adjacent portion of Baja California between latitudes 30°N and 33°N. M.Sc. thesis, Oregon State Univ., Corvallis, 95 p. *

PLOESSEL M.R. (1971) - Sea cliffs of southern California : Palos Verdes to Dana Point. 2nd. Nat. Coastal Shallow Water Resources Confer., Off. Naval Res., p. 180, (abstr.). *

POAG C.W. (1972) - Correlation of Early Quaternary events in the U.S. Gulf coast. Quatern. Res., vol. 2, p. 447-467.

POLLITZ F.F. (1985) - Pliocene change in Pacific plate motion. Eos, vol. 66, n° 46, p. 1062, (abstr.).

PONTI D.J., BURKE D.B., MARCHAND D.E., ATWATER B.F., HELLEY E.J. (1980) - Evidence for correlation and climatic control of sequences of late Quaternary alluvium in California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 501.

PONTI D.J., LAJOIE K.R., CONLAN L.M., McKEREGHAN P.F. (1986) - Episodic Quaternary marine sedimentation in the southwestern Los Angeles basin. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 171.

POORE R.Z. (1981) - Miocene through Quaternary planktonic foraminifers from offshore southern California and Baja California. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 63, p. 415-436.

PORTILLO A.D.S. (1947) - Descubrimiento y exploraciones en las costas de California. Madrid. 540 p.

POSTMA H. (1965) - Water circulation and suspended water in Baja California lagoons. Netherl. Jour. Sea. Res., vol. 2, p. 566-604. *

POWELL J. (1964) - Nothing is as lonely as the Gran Desierto. Desert, vol. 27, n°12, p. 19-21 et p. 34.

POWELL J., (1966) - In the Gran Desierto. Explorer's Jour., vol. 44, p. 66-70.

PRATT W.L. (1962) - The origin and distribution of glauconite from the sea floor off California and Baja California. PhD dissert, Univ. Southern California. *

PRATT R.M., DILL R.F. (1974) - Deep eustatic terrace levels : further speculations. Geology, vol. 2, n°3, p. 155-1159.

PRELL W.L. (1980) - A continuous high-resolution record of the Quaternary evidence for two climatic regimenes : DSDP hydraulic piston core site 502. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 12 n° 7, p. 503.

PRELL W.L. (1982) - Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502 B : evidence for two modes of isotopic variability. Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., vol. 68, p. 455-464. *

PRENTICE C., WELDON R.J., SIEH K. (1986) - Distribution of slip between the San Andreas and San Jacinto faults near san Bernardino, southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 172.

PRESCOTT W.H., KING N.E., LISOWSKY M., SAVAGE J.C. (1985a) - Deformation of the Pacific plate. Eos, vol. 66, n° 18, p. 383, (abstr.).

PRESCOTT W.H., SAVAGE J.C., LISOWSKI M. (1985b) - Earth-based measurements of plate motion and deformation. Eos, vol. 66, n° 46, p. 849.

PRIAN R. (1979) - Lithological correlations of the Cerro Prieto wells based on well-log interpretation. Geothermics, vol. 8, p. 183-189.

PSUTY N.P. (1970) - A bibliography of Latino-American coastal geomorphology. Pan-Amer. Inst. Geogr. Hist., Spec. Publ., n°1, 12 p.

PUENTE CRUZ I., DE LA PENA A. (1979a) - Geologia del campo geotérmico de Cerro Prieto. Proc. First Sympos. on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. (San Diego, Calif., 1978), p. 17-40.

PUENTE CRUZ I., DE LA PENA A. (1979b) - Geology of the Cerro Prieto geothermal field. Geothermics, vol. 8, p. 155-175.

PULLEN P.E., REED R.K., CANNON G.A. (1983) - Sea level anomalies in NE Pacific following the El Nino event. Eos, vol. 64, n°45, P. 726, (abstr.).

PUTNAM W.C. (1954) - Marine terraces of the Ventura Region and Santa Monica Mountains, California. In : Geology of southern California. R. Jahns (ed.), Calif. State Div. Mines, Bull., vol. 170, Part V, p. 45-48. *

PUTNAM W.C. et al (1960) - Natural coast environments of the world. Univ. Calif., Los Angeles, Calif., for U.S. Off. Naval Res., Washington D.C., 140 p.

QUIROS G.E., BADAN-DANGON A., RIPA P. (1983) - A numerical investigation of residual flow in the Gulf of California. Eos, vol. 64, n°45, p. 743, (abstr.).

RAGLAND P.C., PILKEY O.H., BLACKWELDER B.W. (1969) - Comparison of the Sr/Ca ratio of fossil and Recent mollusk shells. Nature, n° 224, p. 1223-1224.

RAITT R.W. (1956) - Seismic studies of the southern Continental Borderland. XX. Intern. Geol. Congr. (México, 1956), Abstr. vol., Suppl. 4, p. 167. *

RAMIREZ RUBIO C. (1980) - Geologia del area de las Islas Marias. Soc. Geol. Mexicana, V. Conv. Geol. nac., vol. resum., p. 23-24.

RANGIN C. (1978) - Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (Mexico). In : Mesozoic Symposium volume, D.G. Howell & Mc Dougall (eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., p. 85-106.

RANGIN C., FRANCHETEAU J. (1981) - Fine scale morphological and structural analysis of the East Pacific Rise 21°N (Rita Project). XXVI Intern. Geol. Congr., (Paris, 1980) ; Geology of oceans Symp. Oceanol. Acta, p. 15-24. *

RAPP R.H. (1982) - A global atlas of sea surface heights based on the adjusted Seasat altimeter data. Ohio State Univ., Depart. Geodetic Science and Surveying. Report n° 333, 63 p.

RAPP R.H. (1986) - Gravity anomalies and sea surface heights derived from a combined GEOS 3/Seasat altimeter data set. Jour. Geophys. Res., vol. 91, n° 85, p. 4867-4876.

RASMUSSON E.M., CARPENTER T.H. (1982) - Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation /El Nino. Monthly. Weath. Rev., vol. 110, p. 354-384.

RAVEN P.H., AXELROD D.I. (1977) - Origin and relationships of the California flora. Univ. Calif. Publ. Botany, vol. 72, p. 1 - 134.

REBOLLAR C.J., REYES A., REICHLE M. et al. (1976a) - Estudio detallado del enjambre de San Quintin, Baja California, México durante 1975. Reunion Anual Union Geofisica Mexicana, (San Luis Potosi, 1976), vol. resum., p. 67-69. *

REBOLLAR C.J., REYES C.A., REICHLE M.S. (1976b) - Detailed study of the 1975 San Quintin, B.C.N., Mexico, earthquake swarm. Eos, vol. 57, n° 12, p. 959 (abstr). *

REBOLLAR C.L., GOMEZ J., GARCIA R., REYES A. (1976c) - Calibraciones y modificaciones de la red del Golfo de California. Reunion Anual Union Geofisica Mexicana 1976 (San Luis Potosi, 1976), vol. resum., p. 58-59. *

REED R.D. (1933) - Geology of California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 355 p.

REED R.D., HOLLISTER J.S. (1936) - Structural evolution of southern California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 20, p. 1529-1704.

REICHLE M.S. (1975) - A seismological study of the Gulf of California : sonobuoy and teleseismic observations, and tectonic implications. PhD dissert., Univ. California, San Diego. 249 p.

REICHLE M. (1976) - Investigaciones de terremotos en el Golfo de California y estimacion de la velocidad promedio de movimiento. Reunion Anual Union Geofisica Mexicana, (San Luis Potosi, 1976), vol. resum., p. 64-65. *

REICHLE M.S., SHARMAN G., BRUNE J.N. (1976) - Sonobuoy and teleseismic studies of the Gulf of California transform fault earthquake sequence. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 66, n° 5 p. 1623-1641.

REICHLE M., REID I. (1977) - Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 67, p. 159-171. *

REID J.L., SCHWARTZLOSE R.A., BROWN D.M. (1963) - Direct measurements of a small surface eddy off northern Baja California. Jour. Mar. Res., vol. 21, n° p. 205-218. *

REILINGER R. (1983) - Geodetic evidence for aseismic slip on the Brawley fault, Southern California, 1972-1974. Eos, vol. 64, n°45, p. 678-679, (abstr.). *

REILINGER R. (1984) - Coseismic and postseismic vertical movements associated with the 1940, M 7.1 Imperial Valley, California earthquake. Jour. Geophys. Res., vol. 89, n° 86, p. 4532-4537.

REILINGER R., NI J., SMALLEY R., BEVIS M. (1983) - Coseismic and post-seismic vertical movements associated with the 1940 Imperial Valley, California, earthquake (1931-1972). Eos, vol. 64, n° 18, p. 208, (abstr.).

REILINGER R., LARSEN S. (1985) - Constraints on the age of the present fault configuration in the Imperial Valley, California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 1094 (abstr.).

REINECK H.E., SINGH I.B. (1975) - Depositional sedimentary environments. Springer Verlag, New-York. 439 p.

REITER M., MINIER J. (1985) - Possible influences of thermal stresses on Basin and Range faulting. Jour. Geophys. Res., vol. 90, n° B 12, p. 10209-10222. *

REMPEL P.J. (1936) - The crescentic dunes of the Salton Sea and their relation to vegetation. Ecology, vol. 17, p. 347-358.

REVELLE R. (1939) - Sediments of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 50. p. 1929, (abstr.). *

REVELLE R. (1943) - Soundings in the Gulf of California and of the west coast of lower California in 1939. Scripps Inst. Oceanogr. Rept., vol. 1, n°2, p. 81-83. *

REVELLE R. (1950) - 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California. Part V: Sedimentation and oceanography ; survey of field operations. Geol. Soc. Amer. Mem., vol. 43, 6 p. *

REYES A., BRUNE J., BARKER T., CANALES L., MADRID T., REBOLLAR J., MUNGUIA L. (1975) - Microearthquake surveys of the San Miguel fault zone, Baja California, Mexico. Geophys. Res. Lett, vol. 2, n°2, p. 56-59.

REYES-COCA S., VOGEL G. (1984) - Estudio preliminar de las condiciones meteorologicas y climatologicas alrededor del Golfo de California. Segunda parte : analisis de los parametros termo-dinamicos. Ciencias Marinas (Méx.), vol. 10, n° 2, p. 45-64.

REYES-COCA S., PAVIA-LOPEZ E., CONDELA-PEREZ J., TRONCOSO-GAYTAN R. (1984) - Estudio preliminar de las condiciones meteorologicas y climatologicas alrededor del Golfo de California. Primera parte : analisis del viento. Ciencias Marinas (Méx.), vol. 10, n° 2, p. 9-26.

RICE R.M. GORSLINE D.S., OSBORNE R.H. (1974) - Relationship between sand input from rivers and composition of beach sands of southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 6, n°3, p. 242-243. *

RICHARDS A.F., (1957) - Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 68, p. 1843, (abstr.). *

RICHARDS A.F., (1959) - Volcanism in eastern Pacific ocean basin ; 1945-1955. XX. Intern. Geol. Congr. (Mexico, 1956) ; Scripps. Inst. Oceanogr. Contrib., n° 1122, p. 917-931. *

RICHARDS A.F. (1964) - Geology of the islas Revillagigedo, Mexico ; 4 : Geology and petrography of Isla Roca Partida. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 75, p. 1157-1164. *

RICHARDS H.G. (1966) - Quaternary shorelines. Actas V Congr. Panafr. Prehist. Est. Cuatern., Santa Cruz de Tenerife, t. II, vol. 6, p. 225-232.

RICHARDS H.G. (1970) - Annotated bibliography of Quaternary shorelines, supplement 1965-1969. VIII Congr. INQUA (Assoc. Intern. Et. Quatern.), Special publ. 10, Acad. Nat. Sci., Philadelphia.

RICHARDS H.G. (1973) - A Quaternary elevated beach along the Gulf of California, in Sonora, Mexico. IX Congr. INQUA (Assoc. Intern. Et. Quatern.) (Christchurh, 1973), Abstr. vol., p. 306.

RICHARDS H.G. (1974) - Annotated bibliography of Quaternary shorelines ; supplement 1970-1973. IX Congr. INQUA (Assoc. Intern. Et. Quatern.) (Christchurch) Spec. Publ. 11, Acad. Nat. Sci. (Philadelphia, Penn.).

RICHARDS H., FAIRBRIDGE R. (1965) - Annotated bibliography of Quaternary shorelines (1945-1964). VII Congr. INQUA (Assoc. Intern. Et. Quatern.) Special Publ. 6, Acad. Nat. Sci. Philadelphia, 280 p. (2400 ref.).

RICHARDS H.G., THURBER D. L. (1966) - Pleistocene age determinations from California and Oregon. Science, vol. 152, n° 3725, p. 1091-1092. *

RICHARDS H.G., SHAPIRO E.A. (1979) - Annotated bibliography of Quaternary shorelines ; third supplement 1974-1977. Geo. Abstracts, Bibliography n° 5, (Norwich, England).

RICHMOND G.M. (1976) - Pleistocene stratigraphy and chronology in the mountains of western wyoming. In : Quaternary stratigraphy in North America, W.C. Mahaney (ed.). Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Penn., p. 353-379.

RICHTER C.F. (1956) - Seismological Notes : Baja California, February 9th, 1956. Seismol. Soc. Amer. Bull. vol. 46, p. 161-162.

RICHTER C.F. (1958) - Elementary seismology. W.H. Freeman, San Francisco. 768 p.

RIDLON J.B. (1972) - Pleistocene Holocene deformation of the San Clemente Island crustal block, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, n°6, p. 1831-1844.

ROBIN C., DEMANT A. (1975) - Les 4 provinces volcaniques du Mexique ; relations avec l'évolution géodynamique depuis le Crétacé : synthèse Miocène-Quaternaire. C. R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 280, p. 2437-2440. *

ROBINSON J.W. (1975) - Reconnaissance geology of the northern Vizcaino Peninsula, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State Univ. 110 p.

ROBINSON J.W. (1979) - Structure and stratigraphy of the northern Vizcaino Peninsula with a note on a Miocene reconstruction of the peninsula. In : Baja California Geology, field guides and papers, P.L. Abbott & R.G. Gastil (eds.)., Depart. Geol. Sciences, San Diego State Univ., p. 77-82.

ROBINSON M.K. (1973) - Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico. San Diego Soc. Nat. Hist. Memoir 5, 97 p.

ROBINSON P.T., ELDERS W.A. (1971) - Late Cenozoic volcanism in the Imperial Valley, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 185.

ROBINSON P.T., ELDERS W.A., MUFLER L.J.P. (1976) - Quaternary volcanism in the Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 87, p. 347-360.

ROBISON J.H. (1966)- Environment of the Imperial Trough, California, during the Quaternary ; a paleogeographic problem. Geol. Soc. Amer. Abstr. for 1965, n° 87, p. 227.

ROBLES J.M., CHRISTENSEN N. (1983) - Affects of the 1982-83 El Nino on the Gulf of California. Eos, vol. 64, n° 52, p. 1037, (abstr.).

ROCKWELL T., SYLVESTER A.G. (1979) - Neotectonics of the Salton trough. In : Tectonics of the juncture between the San Andreas fault system and the Salton trough, Southeastern California, a guidebook. J.C. Crowell & A.G. Sylvester (eds.), Depart. Geol. Sci., Univ., Calif., Santa Barbara, Calif., p. 41-56. *

ROCKWELL T.K., MERIFIELD P.M., LOUGHMAN C.C. (1986) - Holocene activity of the San Jacinto fault in the Anza seismic gap, Southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 18, n° 2, p. 177.

RODE K. (1930) - Geomorphogenie des Ben Lomond (Kalifornien), eine Studie über Terrassenbildung durch marine Abrasion. Zeitschr. Geomorphol., vol. 5, p. 16-78.

RODEN G.I. (1958) - Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. Pacific Science, vol. 12, n° 1, p. 21-45.

RODEN G.I. (1960) - On non-seasonal variations of sea level along the west coast of North America. Jour. Geophys. Res., vol. 65, n° 9, p. 2809-2826.

RODEN G.I. (1964)- Oceanographic aspects of Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California. T.H. Van Andel & G. Lee Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 3, p. 30-58.

RODEN G.I. (1966) - Low frequency sea level oscillations along the Pacific coasts of North America. Jour. Geophys. Res., vol. 71, n° 20, p. 4755-4776.

RODEN G.I., GROVES G.W. (1959) - Recent oceanographic investigations in the Gulf of California, (Sears Found.), Jour. Marine Res., vol. 18, n° 1, p. 10-35.

ROGERS J.E. (1936) - The shell book. C.T. Brandford, Bosto

ROGERS T. H., NASON R. D. (1971) - Active fault displacement on the Calaveras Fault zone in and near the city of Hollister, California, U. S. A. In : Recent crustal Movements Sympos., Roy. Soc. New Zealand Bull., vol. 9, p. 195-204.

ROLDAN QUINTANA J., MITRE L. M., ORTEGA GUTIERREZ F., SANCHEZ RUBIO G. (1982) - Ocean-continent transitions at the Pacific margin of Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 602. *

ROMINE K., MOORE T. C. (1980) - Paleoceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean during the last 127,000 years. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 12, n° 7, p. 512. *

RONA E., EMILIANI C. (1969) - Absolute dating of Caribbean cores P 6304 and P 6309-9. Science, vol. 163, p. 66-68.

ROSE M. W. (1975) - Sedimentology of estero la Cholla, northwest coast of Sonora, Mexico. M. Sc. thesis, Univ. Arizona, 99 p.

ROSHOLT J. N. (1967) - Open system model for Uranium-series dating of Pleistocene samples. In : Radioactive dating and methods of low level counting, Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, p. 299-311. *

ROSHOLT J. N. (1976) - ^{239} Th/^{234} U dating of travertine and caliche rinds : Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n°6, p. 1076.

ROSHOLT J. N. (1980) - Uranium trend dating of Quaternary sediments. U. S. Geol. Surv. Open-file Rep. 80-1087.

ROSHOLT J. N., EMILIANI C., GEISS J., KOCZY F. F., WANGERSKY P. J. (1961) - Absolute dating of deep-sea cores by the ^{231}Pa/^{230}Th method. Jour. Geol., vol. 69, p. 162-185.

ROSHOLT J. N., SZABO B. J. (1982) - Comparison of Uranium-series dating of coral and Uranium trend dating of coral bearing on the U. S. Atlantic coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, p. 603.

ROSSETTER R. J. (1970) - Geology of la Encantada Island, Baja California, Mexico. Calif. San Diego. State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Rep. vol. 16, pt. 2. *

ROSSETTER R. J., GASTIL G. (1971) - Isla San Luis, a rift volcano in the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 3, p. 187-188. *

ROTTWEILER K. A. (1966) - Sedimentary structures in Percebu Bay and vicinity, Baja California, Mexico. M. Sc. thesis, Univ. Southern California, Los Angeles. 85 p.

ROWLAND R.W. (1968) - Paleontology of the San Diego Formation in northwestern Baja California, Mexico. M.Sc. thesis Univ. California, Davis. 60 p.

ROWLAND R.W. (1972) - Paleontology and paleoecology of the San Diego Formation in northwestern Baja California. Trans. San Diego Soc. Natur. Hist., vol. 17, n° 3, p. 25-32.

RUBEN LARA J., VALDEZ E., BAZAN C., LUIS/LARA J. (1985) - Primary productivity and biomass by size fractions in the Gulf of California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 119, (abstr.).

RUDDIMAN W.F., SANCETTA C.D., Mc INTYRE A. (1977) - Glacial/ Interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change : the record in oceanic sediments. Phil. Trans. Roy. Soc., ser. 8, vol. 280, p. 119-142.

RUDDIMAN W.F., Mc INTYRE A. (1982) - Severity and speed of Northern hemisphere glaciation pulses : the limiting case ? Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 93, p. 1273-1279.

RUDDIMAN W.F., Mc INTYRE A. (1985) - Pleistocene evolution of the northern hemisphere climate system. Eos, vol. 66, n° 46, p. 932, (abstr.).

RUEDA GAXIOLA J., TRINIDAD REYES R. (1984) - La historia sedimentaria y climatica de la secuencia cortada por el pozo Extremeno 301, en el delta del rio Colorado. Symp. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Abstr. vol. , p. 65.

RUNDLE J.B. (1986) - An approach to modeling present day deformation in southern California. Jour. Geophys. Res., vol. 91, B2, p. 1947-1960.

RUSNAK G.A., FISHER R.L. (1964) - Structural history and evolution of Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 3, p. 144-156.

RUSNAK G.A., FISHER R.L., SHEPARD F.P. (1964) - Bathymetry and faults of Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 3, p. 59-75.

RUSSEL R.J. (1964) - Duration of the Quaternary and its subdivisions. Nat. Acad. Sci. Proc., vol. 52, p. 790-796.

RUSSEL R.J. (1971) - Water-table effects on sea coasts. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, p. 2343-2348.

RUST D.J. (1982) - Radiocarbon dates for the most recent large prehistoric earthquake and for Late Holocene slip rates : San Andreas fault in part of the Transverse Ranges, north of Los Angeles. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, p. 229.

RUST D.J. (1986) - Neotectonic behavior of the San Andreas fault zone in the Big Bend. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 179.

SACKETT W.M. (1958) - Ionium-uranium ratios in marine deposited calcium carbonates and related materials. PhD dissert., Washington Univ., St. Louis. 106 p.

SAITO T., BURCKLE L.H. (eds.) (1975) - Late Neogene Epoch boundaries. Micropaleontol. Spec. Publ., vol. 1.

SALADIN E. (1892) - Note sur les mines de cuivre du Boléo (Basse Californie). Bull. Soc. Ind. Min., 3e sér., vol. 6, p. 5-46.

SALAS G.P., PHLEGER R.B. (1961) - Coastal lagoon studies at Instituto de Geologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico. In : First Nat. Coastal and Shallow Water Resources Confer. (Los Angeles, 1961), D.S. Gorsline (ed.), p. 556-559. *

SALAS G.P., GUERRA PENA F., GARCIA CASTANEDA F. (1969) - Geologic interpretation of the orbital photographs taken from Gemini IV over the northern portion of Baja California peninsula, Mexico. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 121, p. 261-262, (abstr.). *

SANCETTA C. (1985) - Pleistocene history of the subarctic Pacific : periodic and step wise changes in temperatures and precipitation. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 706.

SANCETTA C., IMBRIE J., KIPP N.G., Mc INTYRE A., RUDDIMAN W.F. (1972) - Climatic record in North Atlantic deep-sea core V23-82 : Comparison of the last and present interglacials on quantitative time series. Quatern. Res., vol. 2, p. 363-367.

SANCHEZ W.A., KUTZBACH J.E. (1974) - Climate of the American tropics and subtropics in the 1960's and possible comparisons with climatic variations of the last millenium. Quatern. Res., t. 4, p. 128-135. *

SANCHEZ RUBIO G., ORTEGA GUTIERREZ F., MITRE L.M., ROLDAN QUINTANA J. (1982) - Ocean-continent transitions at the Pacific margin of Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 607-608. *

SANCHEZ-Z O., NESS, G.E., COUCH, R.W., DAUPHIN, J.P. (1985) - Present-day faulting and major structural blocks of the Northern Gulf of California. Eos vol. 66, n° 46, p. 844, (abstr.). *

SANDWELL D. T. (1985) - Thermomechemical structure of the oceanic lithosphere derived from satellite altimetry. Eos, vol. 66, n° 18, p. 360, (abstr.).

SANTILLAN M., BARRERA T. (1930) - Las posibilidades petroliferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30° y 32° de latitud norte. An. Inst. Geol. de Mexico, vol. 5, p. 1-37.

SAUBER J., THATCHER W., LISOWSKI M. (1985) - Deformation east of the San Andreas Fault in central California. Eos, vol. 66, n° 46, p. 1093, (abstr.).

SAVAGE J. C. (1983) - Strain accumulation in western United States. Annual Rev. Planet. Sci., vol. 11, p. 11-43.

SAVAGE J. C., BURFORD R. O. (1973) - Geodetic determination of relative plate motion in central California. Jour. Geophys. Res., vol. 78, p. 832-845.

SAVAGE J. C., PRESCOTT W. H., KINOSHITA W. (1973) - Geodimeter measurements along the San Andreas fault. In : Proc. Confer. Tectonic problems of the San Andreas fault, R. L. Kovach & A. Nur (eds.), Stanford Univ., Stanford, p. 44-53.

SAVAGE J. C., GOODREAU D. D., PRESCOTT W. H. (1974) - Possible fault slip on the Brawley fault, Imperial Valley, California. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 65, p. 713-716.

SAVAGE J. C., PRESCOTT W. H., LISOWSKI M., KING N. (1979) - Deformation across the Salton trough, California, 1973-1977. Jour. Geophys. Res, vol. 84, p. 3069-3079.

SAWLAN M. G. (1981a) - Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.)., Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol. (Hermosillo), p. 309-319.

SAWLAN M. G. (1981b) - Episodes of volcanism in the Tres Virgenes area, near Santa Rosalia, central Baja California peninsula Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr, vol. 13, n° 2, p. 104.

SAWLAN M. G. (1982) - Geochemical evolution of the Quaternary La Virgen volcano older series lavas, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 231.

SAWLAN M. G., SMITH J. G. (1983a) - Discordant directions of Neogene lavas in Baja California Sur, Mexico : tectonics or field variations ? Eos, vol. 64, n° 45, p. 686, (abstr.). *

SAWLAN M.G., SMITH J.G. (1983b) - Evidence for depleted mantle in 10 M.y. BP lavas from the Gulf of California rift : origin of concave downward REE patterns in the Esperanza Basalt. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 15, n° 6, p. 678-679. *

SAWLAN M.G., SMITH J.G. (1984a) - Petrologic characteristics age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In : Geology of the Baja California peninsula, V.A. Frizzell (ed.)., Pacif. Sect. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Los Angeles, vol. 39, p. 237-251.

SAWLAN M.G., SMITH J.G. (1984b) - Late Cenozoic volcanic suites in northern Baja California Sur, Mexico : their relation to subduction and rifting along the Baja California peninsula. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 645.

SCHATZINGER R.A. (1972) - Pliocene molluscan paleoecology ; San Diego formation south of the Tia Juana River. San Diego State Coll., Geol. Dept., Undergr. Res. Rep., vol. 20, pt. 3.

SCHEIDEMANN R.C. (1977) - Correlation of the Otay and Rosarito Beach formations. In : Geology of southwestern San Diego County, California, and northwestern Baja California, G.T. FARRAND (ed.), San Diego Assoc. Geol., Fall 1977 field trip guidebook, p. 17-27.

SCHEIDEMANN R.C., KUPER H.T. (1979) - Statigraphy and lithofacies of the Sweetwater and Rosarito Beach Formations, southwestern San Diego County, California and northwestern Baja California, Mexico. In : A guidebook to Miocene lithofacies and depositional environments, coastal southern California and northwestern Baja California, C.J. Start (ed.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Sect., Los Angeles., p. 107-118.

SCHELL B.A., HILEMAN J.A. (1979) - Seismotectonic zones of the southwestern United States and northern Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 511. *

SCHENCK W.E., GIFFORD E.W. (1952) - Archeological sites on opposite shores of the Gulf of California. Amer. Antiquity, vol. 17, n° 3, p. 265.

SCHMIDT E.K. (1975) - Plate tectonics, volcanic petrology and ore formation in the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, Univ. Arizona, Tucson.

SCHMIDT E.K., GUILBERT J.M., DAMON P.E. (1977) - Structural evolution of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 7, p. 1160-1161.

SCHOLL D.W. (1960) - Relationship of the insular shelf sediments to the sedimentary environments and geology of Anacapa Island, California. Jour. Sedim. Petrol., vol. 30, p. 123-139.

SCHOLZ C., FITCH T. (1969) - Strain accumulation along the San Andreas fault. Jour. Geophys. Res., vol. 74, p. 6649-6666.

SCHRADER H. (1982) - Diatom biostratigraphy and laminated diatomaceous sediments from the Gulf of California, Deep Sea Drilling Project Leg 64. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 973-981.

SCHRADER H. & 18 co-authors (1980a) - Laminated diatomaceous sediments from the Guaymas Basin slope (central gulf of California) : 250,000-year climate record. Science, vol. 207, p. 1207-1209.

SCHRADER H., MATHERNE A., MURRAY D., DONEGAN D., CRAWFORD S., SCHUETTE G. (1980b) - Laminated marine sediments in the central Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 3, p. 151-152.

SCHRADER H., BAUMGARTNER T. (1983) - Decadal variation of upwelling in the central Gulf of California. In : Coastal upwelling, its sediment record, Part B: sedimentary records of ancient coastal upwelling, J. Thiede & E. Suess (eds.), Plenum Press, New York, vol. 10 B, p. 247-276. *

SCHREIBER J.F. (1968) - Appraisal of research on desert coastal zones. In. Deserts of the world, W.C. Mc. Ginnies, B.J. Goldman, P. Paylore (eds.), Univ. Arizona Press, p. 649-724.

SCHREIBER J.F. (1969) - Geographical and geological features. In : Environmental impact of brine effects on Gulf of California, D.A. Thomson, A.R. Read (eds.), U.S. Dept. Interior, Off. Saline Water Res. Devel. Progr. Rep. 387, p. 3-6.

SCHROEDER J.E. (1967) - Geology of a portion of the Ensenada quadrangle, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis San Diego State College. 74 p.

SCHWARCZ H.P. (1980) - Absolute age determination of archeological sites by uranium series dating of travertines. Archaeometry, vol. 22, n° 1, p. 3-24.

SCHWARCZ H.P., SKOFLER I. (1982) - New dates for the Tata, Hungary archeological site. Nature, vol. 295, p. 590-591.

SCHWARCZ H.P., LATHAM A.G. (1984) - Uranium-series age determination of travertines from the site of Vertesszolloz, Hungary. Jour. Archeol. Sci. vol. 11, p. 327-336.

SCHWARTZLOSE R. A., HENDRICKSON J. R. (1983) - Bibliografia del Golfo de California : Ciencias marinas (hasta el final de 1981). Univ. Nal. Auton. México, Inst. Cienc. del Mar y Limnol., Publ. esp. 7, 212 p.

SCHWENKMEYER D. (1977) - Coastal geology of San Diego. Environment Southwest, n° 476, p. 3-8. *

SCOTT G. A. J., ROTONDO G. M. (1983) - A model to explain the differences between Pacific plate island-atoll types. Coral Reefs, vol. 1, p. 139-150.

SCRIPPS Institution of Oceanography (1960) - Vermilion Sea expedition, physical and chemical data. , Scripps Ref. 65-51, San Diego. *

SCRIPPS Institution of Oceanography (1962) - Surface Water temperature at shore stations ; United States west coast and Baja California, (1961). Scripps Refer. 62-11, San Diego. *

SCRIPPS Institution of Oceanography (1963) - Surface water temperature at shore stations ; United States west coast and Baja California, 1962. Scripps Refer. 63-17, San Diego. *

SEARS P. B. (1961) - A pollen profile from the grassland province. Science, vol. 134, p. 2038-2040.

Secretaria de Marina (1975) - Calendario grafico de mareas 1976. Dir. Gen. Oceanogr. Senalamiento Maritimo, Inst. Geofis. U. N. A. M., Mexico, DF.

Secretaria de Marina (1976) - Prediccion de mareas, 1976. Dir. Gen. Oceanogr. Senalamiento Maritimo, Centro Investig. Cient. Educ. Sup. Ensenada, Inst. Geofis. U. N. A. M., Mexico, DF.

Secretaria de Marina (1978) - Prediccion de mareas, 1978. Dir. Gen. Oceanogr., Centro de Investig. Cientif. Educ. Sup. Ensenada, Inst. Geofis. U. N. A. M., Mexico D. F.

SEEBER L., BOGEN N. L. (1985) - Block rotation along the southern San Jacinto Fault zone. Eos, vol. 66, n° 46, p. 953, (abstr.).

SEGALL P., HARRIS R. (1986) - Deformation in the transition between the central creeping and southern locked zones of the San Andreas fault. Eos, vol. 67, n° 16, p. 359 , (abstr.). *

SENGOR A. M. C., BURKE K. (1978) - Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. Geophys. Res. Lett., vol. 5, p. 419-421.

SHACKLETON N. J. (1967) - Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. Nature, vol. 215, p. 15-17.

SHACKLETON N.J. (1969) - The last interglacial in the marine and terrestrial record. Proc. Roy. Soc. London, vol. B 174, p. 135-154.

SHACKLETON N.J. (1973) - Oxygen isotope analysis as a mean of determining season of occupation of prehistoric midden sites. Archaeometry, vol. 15, p. 133-141.

SHACKLETON N.J. (1976) - Oxygen isotope evidence relative to the end of the last interglacial at the substage 5e to 5d transition about 115,000 years ago. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 8, n° 6, p. 1099-1100.

SHACKLETON N.J. (1977) - The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, vol. 280, p. 169.

SHACKLETON N.J. (1978) - Carbon-13 in Uvigerina : tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In : The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans, N.R. Anderson & A. Malahoff (eds.), Plenum, New York, p. 401.

SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. (1973) - Oxygene isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year time scale. Quatern. Res. vol. 3, p. 39-55.

SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. (1976) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. Geol. Soc. Amer. Mem. 145, p. 449-464.

SHACKLETON N.J., MATTHEWS R.K. (1977) - Oxygen isotope stratigraphy of dated interglacial coral terraces in Bardados. Nature, vol. 268, p. 618-620.

SHACKLETON N.J., HALL M.A. (1982) - Oxygen isotope study of continuous scrape samples from site 480. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 1251-1254.

SHACKLETON N.J., CHAPPELL J. (1985) - The ocean deep-water oxygen isotope record and the New Guinea sea-level record. Eos, vol. 66, n° 18, p. 293, (abstr.).

SHARMA T., CLAYTON R.N. (1965) - Measurement of $^{18}O/^{16}O$ ratios of total oxygen of carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, p. 1347-1354.

SHARMAN G.F. (1976) - The plate tectonic evolution of the Gulf of California. PhD dissert. San Diego, Univ. of California. 100 p.

SHARMAN G.R., REICHLE M.S., BRUNE J.N. (1976) - Detailed study of relative plate motions in the Gulf of California. Geology, vol. 4, p. 206-210.

SHARP R. P. (1979) - Intradune flats of the Algodones chain, Imperial Valley, California. Geol. Soc. Amer. Bull., part 1, vol. 90, p. 908-916.

SHARP R. S. (1954a) - Physiographic features of faulting in southern California. In : Geology of southern California, R. Jahns (ed.), Calif. State Div. Mines Geol. Bull., vol. 170, Part V, p. 21-28. *

SHARP R. S. (1954b) - Some physiographic aspects of southern California. In : Geology of southern California, R. Jahns (ed.), Calif. Div. Mines Geol. Bull., vol. 170, Chap. V. p. 5-10. *

SHARP R. V. (1967) - San Jacinto fault zone in the Peninsular Ranges of southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, n° 6, p. 705-729.

SHARP R. V. (1972) - Tectonic setting of the Salton trough. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 787, p. 3-15.

SHARP R. V. (1980) - Variable rates of late Quaternary strike slip on the San Jacinto fault zone, Southern California. Eos, vol. 61, n° 46, p. 1172, (abstr.).

SHARP R. V. (1981) - Variable rates of late Quaternary strike slip on the San Jacinto fault zone, Southern California. Jour. Geophys. Res., vol. 86, p. 1754-1762.

SHARP R. V. (1982) - Tectonic setting of the Imperial Valley region. In : The Imperial Valley, California, earthquake of october 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1254, p. 5-14.

SHARP R. V. (1986) - Holocene sedimentation in the Imperial Valley, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 18, n° 2, p. 183.

SHARP R. V., LIENKAEMPER J. J., BONILLA M. G., BURKE D. B., FOX B. F., HERD D. G., MILLER D. M., MORTON D. M., PONTI D. J., RYMER M. J., TINSLEY J. C., YOUNT J. C., KAHLE J. E., HART E. W. SIEM K. E. (1982) - Surface faulting in the Central Imperial Valley. In : The Imperial Valley, California, earthquake of october 15, 1979. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 1254 p. 119-143.

SHEARMAN D. J. (1966) - Origin of marine evaporites by diagenesis. Inst. Mining metallurgy Trans., Sec. B, vol. 15, p. B208-B215. *

SHEARMAN D. J. (1970) - Recent halite rock, Baja California, Mexico. Inst. Mining Metallurgy Trans., vol. 76, p. B155-B162.

SHEARMAN D. J. (1973) - Recent halite rock, Baja California, Mexico (with comment). In : Marine evaporites, origin diagenesis and geochemistry, Dowden, Hutchinson & Ross, Stondsburg, Penn., p. 210-217.

SHEPARD F.P. (1941) - Submarine relief of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 52, p. 1933-1934. *

SHEPARD F.P. (1948) - Submarine geology. Harper & Row, New York. First edit., 348 p.

SHEPARD F.P. (1950) - Submarine topography of the Gulf of California. In : 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California, Geol. Soc. Amer. Mem., n° 43, Part III, 32 p.

SHEPARD F.P. (1961) - Submarine canyons of the Gulf of California. Intern. Geol. Congr., Part 26, Report 21, p. 11-23.

SHEPARD F.P. (1962) - Exploration of japanese and Baja California submarine canyons and fault valleys. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 68, p. 269, (abstr.). *

SHEPARD F.P. (1964) - Sea floor valleys of Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 3, p. 157-192.

SHEPARD F.P. (1973) - Submarine geology. Harper & Row, New York, 3d edit., 517 p.

SHEPARD F.P., EMERY K.O. (1941) - Submarine topography off the California coast : canyons and tectonic interpretations. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper n° 31, 171 p.

SHEPARD F.P., DILL R.F. (1966) - Submarine canyons and other sea valleys. Rand Mc Nally, Chicago. 381 p.

SHERIDAN M.F., WILSON R.T., JOHNPEER G.D. (1979) - Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora. Bol. Dept. Geol. Univ. Sonora, n° 1, p. 1-15.

SHERWIN R.W. (1969) - Notes on a mangrove lagoon, Gulf of California, Sonora, Mexico. Coastal Research Notes, vol. 2, n° 10, p. 7-8.

SHERWIN R.W. (1971) - Coastal landforms and vegetation associations of the Straits of Infiernillo region, Sonora, Mexico. M.Sc. thesis, Univ. Arizona, Tucson. 78 p.

SHIMEK B. (1909) - Aftonian sands and gravel in western Iowa. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 20, p. 399-408.

SHIRLEY M.L., RAGSDALE J.A. (1966) - Deltas in their geologic framework. Houston Geol. Soc., Houston. 251 p.

SHLEMON R.J. (1984) - Geomorphic and soil stratigraphic assessment of neotectonics in the San Onofre Coastal area, San Diego and Orange counties, California. Symp. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Abstr. vol., p. 145.

SHOR E.N. (1980) - A long-occupied midden location in northern Baja California, Mexico. In : Hubbs Memorial volume of the Pacific coast Archaeological Society and the Archoeological Resource Management Society of San Diego. *

SHOR G.G. (1956a) - Seismological notes : San Miguel, Baja California, february 9 and 14, 1956. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 46, p. 162-163. *

SHOR G.G. (1956b) - Seismic studies in the Southern California borderland. XX Intern. Geol. Congr. (Mexico, 1956), Secc. 9 : geofisica aplicada, pt. 2, p. 243-259. *

SHOR G.G. (1958) - San Miguel, Baja California Norte, earthquakes of february 1956 : a field report. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 48, p. 101-116. *

SHOR G.G. (1959) - Preliminary report on seismic refraction survey, Gulf of California. Univ. Calif., Inst. Marine Resources, Amer. Petrol. Inst. Res. Project 51, Quart. Report 1, p. 1-2. *

SHREVE F. (1935) - Sandy areas of North American deserts. Assoc. Pacif. Coast Geogr., Yearbook 4, p. 11-14. *

SHREVE F., WIGGINS I.L. (1964) - Vegetation and flora of the Sonoran desert. Stanford Univ. Press, Stanford, (Calif.). 2 vol.,

SHUMWAY G.A. (1953) - Rafted pebbles from the deep ocean off Baja California. Jour. Sedim. Petrol., vol. 23, p. 24-33. *

SIEH K. (1980) - Late Holocene slip rate of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog., vol. 12, p. 152.

SIEH K.E. (1984) - Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquakes at Pallett Creek, California. Jour. Geophys. Res., vol. 9, p. 7 41-7670.

SIEH K.E., JAHNS R. (1984) - Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 95, p. 883-896.

SIEMERS C.T., WADELL J.S. (1974) - Preliminary bibliography for G-547, Sedimentology seminar geology and modern depositional environment, Gulf of California. Depart. Geol., Univ. New Mexico, 21 p.

SIGALOVE J.J., LONG A., DAMON P.E. (1962) - The C-14 content and origin of caliche. Jour. Geophys. Res., vol. 67, p. 1657, (abstr.).

SILVER P.G., VALETTE-SILVER J.N. (1984) - A spreading event at Cerro Prieto ? Eos, vol. 65, n° 45, p. 995, (abstr.).

SIMILA G.W. (1986) - Seismic slip rate estimates for the San Clemente and Santa Cruz basins, southern California Borderland. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 183.

SIRKIN L. (1984a) - Late Pleistocene stratigraphy and environments of the West Mexican coastal Plain. In : Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Mexico, D.F., p. 309-318.

SIRKIN L. (1984b) - Estratigrafia y medios ambientes pleistocenicos avanzados de la Llanura costera del Mexico occidental. Symp. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Mexico, Inst. Geol., D.F., Abstr. Vol, p. 69.

SIRKIN L., CONNALLLY G.G. (1977) - Quaternary geomorphology and environments of the west Mexican Coastal Plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n°7, p. 1178-1179.

SIRKIN L., STUCKENRATH R. (1977) - Late Pleistocene stratigraphy and palynology of the , st Mexican (Marismas Nacionales) coastal plain. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 1, p. 73-74.

SIRKIN L., GILBERT D. (1978) - Holocene palynology of the west Mexican coastal plain ; 1. Teacapan estuary region. Amer. Assoc. Stratigr. Palynol. Abstr. Progr., p. 35-36.

SIRKIN L., CONNALLY G.G., STUCKENRATH R. (1981) - The West Mexican Coastal Plain stratigraphy and geologic history. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n°2, p. 106.

SIRKIN L., PADILLA-ARREDONDO G., PEDRIN-AVILES S., DIAZ-RIVERA E., GAITAN-MORAN J., STUCKENRATH R. (1984a) - Quaternary marine deposits, raised marine terraces, and tectonism in Baja Califoria Sur, Mexico : a report on research in progress. In : Neotectonics and sea level variations in the gulf of California area, a symposium, (Hermosillo, 1984), V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutierrez, J. Guerrero-Garcia, L. Ortlieb (eds.), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst Geol., Mexico, p. 319-34J.

SIRKIN L., PADILLA G.A., PEDRIN S.A., DIAZ E.R., GAITAN J.M. (1984b) - Quaternary marine deposition and tectonism in Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 657.

SKOGLUND C. (1970) - An annotated bibliography of references to marine Mollusca from the northern state of Sonora. Veliger, vol. 12, n° 4, p. 427-432.

SLANDUSKY C.L. (1969) - Sedimentology of Estero Marua, Sonora, Mexico. M.Sc. thesis, Univ. Arizona, Tucson, Ariz., 84 p.

SLATE J.L. (1986) - Soil carbonate genesis in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 185.

SLYKER R.G. (1969) - Geologic and geophysical reconnaissance of the Valle de San Felipe region, Baja California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, vol. 121, p. 560, (abstr.).

SLYKER R.G. (1970) - Geologic and geophysical reconnaissance of Valle de San Felipe region, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State College. 97 p.

SLYKER R.G., MARSHALL M., ELLIOTT W.J. (1966) - Gravity investigations in northern Baja California, Mexico. Preliminary results. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, vol. 87, p. 229. *

SMITH D.E., KOLENKIEWICZ R., DUNN P.J., TORRENCE M.H. (1979) - Measurement of fault motion by satellite laser ranging. Tectonophysics, vol. 52, n° 1-4, p. 59-67.

SMITH D.E., CHRISTODOULIDIS D.C., KOLENKIEWICZ D., DUNN P.J., TORRENCE M.H., KLOSKO S. (1985) - Global plate motion results from satellite laser ranging. Eos, vol. 66, n° 46, p. 848, (abstr.).

SMITH D.L., NORMARK W.R. (1976) - Deformation and patterns of sedimentation, south San Clemente Basin, California Borderland. Mar. Geol., vol. 22, p. 175-188.

SMITH D.L., NUCKELS C.E. (1976) - Heat flow measurements from Baja California. Jour. Sedim. Petrol., vol. 23, p. 24-33. *

SMITH G.I. (1968) - Late-Quaternary geologic and climatic history of Searles Lake, southeastern California. In : Means of correlation of Quaternary successions, R.B. Morrison & H.E. Wright (eds.), Univ. Utah Press, Salt Lake City, p. 293-310.

SMITH G.I. (1977) - Late Pleistocene pluvial chronology in the Southwest. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 7, p. 1180.

SMITH G.I. (1982) - Quaternary paleohydrologic regimes in the southeast California desert versus deep-sea isotopic records of "global" climate. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 14, n° 4, p. 235.

SMITH G.I. (1986) - A case for three (and only three) pluvial periods in southeastern California during the past 3 M.Y. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 187.

SMITH G.I., STREET-PERROTT F.A. (1983) - Pluvial lakes of the western United States. In : The Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.), vol. 1 of : Late Quaternary of the United States, H.E. Wright (ed.), Univ. Minnesota Press, Minneapolis, p. 190-212.

SMITH J.P. (1919) - Climatic relations of the Tertiary and Quaternary faunas of the California region. Calif. Acad. Sci. Proc., 4th ser., vol. 9, p. 123-173.

SMITH J.T. (1981) - Neogene Nodipecten distribution and implications for the tectonic history of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 107. *

SMITH J.T. (1984) - Miocene and Pliocene marine mollusks and preliminary correlations, Vizcaino peninsula to Arroyo La Purisima, northwestern Baja California Sur, Mexico. In : Geology of the Baja California Peninsula, V.A. Frizzel (ed.), Pacific sect. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. vol. 39, p. 197-217.

SMITH J.T. (1986) - Middle Tertiary rocky substrate mollusks from Baja California Sur, Mexico. Amer. Malacol. Bull., vol. 4, n° 1, p. 1-12.

SMITH J.T., SMITH J.G., INGLE J.C., GASTIL R.G., BOEHM M.C., ROLDAN J., CASEY R.E. (1985) - Fossil and K-Ar age constraints on upper Middle Miocene conglomerate, SW Isla Tiburon, Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 6, p. 409.

SMITH P.B. (1968) - Pliocene foraminifera of the lower Colorado River Area, California and Arizona. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., vol. 120, p. 560-561.

SMITH P.B. (1970) - New evidence for a Pliocene marine embayment along the lower Colorado River area, California and Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 1411-1420.

SMITH R.L., BAILEY R.A. (1968) - Resurgent cauldrons. Geol. Soc. Amer. Mem. 116, p. 613-662.

SMITH R.L., BAILEY R.A., ROSS C.S. (1970) - Geologic map of the Jemez Mountains, New Mexico. U.S. Geol. Surv. Map. 1-571, scale 1 : 125 000.

SMITH R. S. V. (1972) - Barkhan dunes in a seasonally reversing wind regime southwestern Imperial County, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 4, n° 3, p. 240-241. *

SMITH S. M. (1971a) - Evaporite on a supratidal flat, Baja California, Mexico. 2nd Nat. Coastal and Shallow Water Resources. Confer., p. 209, (abstr.).

SMITH S. M. (1971b) - Mechanisms of evaporite formation, Ometepec Lagoon, Gulf of California, Baja California, Mexico. 2nd Nat. Coastal and Shallow Water Resources Confer., p. 210.

SMITH S. M. (1972) - Progress report of research studies of the supratidal evaporite complex, Salina Ometepec, Baja California, Mexico. Science Research Council, London, May 1972, (unpublished). *

SMITH S. M. (1973) - Halite crystallization in supratidal salina, Ometepec lagoon, Baja California, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 74, p. 805, (abstr.).

SMITH S. M., DIXON T. H., PARKE M. E., HYDOCK L. (1985) - Mean sea surface height contour overlays for the GEBCO bathymetric chart series derived from SEASAT altimeter data. Eos, vol. 66, n° 18, p. 377, (abstr.).

SMITH W. S. T. (1898) - "A geological sketch of San Clemente Island", U. S. Geol. Surv. 18th Annual report, part II, p. 459-496.

SNAY R. A., GERGEN E. G. (1979) - Monitoring regional crustal deformation with horizontal geodetic data. Proc. 9th GEOP Confer., an Intern. Sympos. on the application of geodesy to geodynamics, Rep. 280, Ohio State Univ., Dep. Geol. Sci., Columbus, Ohio.

SNAY R. A., CLINE M. W., TIMMERMAN E. L. (1982) - Horizontal deformation in the Imperial Valley, California, between 1934 and 1980. Jour. Geophys. Res., vol. 87, p. 3959-3968.

SNAY R. A., CLINE M. W., TIMMERMAN E. L. (1983) - Regional deformation of the earth model for the San Diego region, California. Eos, vol. 64, n° 16, p. 150-151, (abstr.).

SOLLANO PORTILLO A. D. (1947) - Descubrimiento y exploraciones en las costas de California. Madrid. 540 p. *

SOMAYAJULU B. L. K., GOLDBERG E. D. (1966) - Thorium and uranium isotopes in sea water and sediments. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 1, p. 102-106.

SOMMER M.A. GARCIA J. (1970) - Potassium-Argon dates for Pliocene rhyolite sequences east of Puertecitos, Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 2, p. 146.

SORENSEN R.M. (1969) - Recession of marine terraces with special reference to the coastal area north of Santa Cruz, California. In : Coastal engineering, 2nd Confer (London, 1968), Proc. vol. 1, New York, Amer. Soc. Civil Engineer, p. 653-670.

SORG D.H., Mc LAUGHLIN R.J., MORRISON S., WOLFE J.A. (1979) - Mid-Wisconsinian marine platform at Point Delgada, California, and Quaternary uplift of the northern California coast. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 521.

SOUTAR A., JOHNSON S.R., TAYLOR E., BAUMGARTNER T.R. (1982) - X- radiography of hole 480 : procedures and results. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 64, part 2, p. 1183-1190.

SOWERS J.M. (1982) - Remanent magnetism of pedogenic calcretes from southern Nevada. Eos, vol. 63, n° 45, p. 918, (abstr.). *

SPENCER J.E., NORMARK W.R. (1979a) - Tosco-Abreojos fault zone : a Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. Geology, vol. 7, p. 554-557.

SPENCER J.E., NORMARK W.R. (1979b) - The Neogene Tosco-Abreojos strike-slip fault within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 3, p. 129.

SQUIRES D.F. (1959) - Corals and coral reefs in the Gulf of California. In : Results of the Puritan American Mus. Natur. Hist. Expedition to western Mexico. Amer. Mus. Natur. Hist. Bull., vol. 118, Art. 7, p. 367-432.

SQUIRES R.L., THOR D.R. (1984) - Stranded marine organisms in a coastal sabkha, northwestern Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 666.

STANLEY G.M. (1962) - Prehistoric lakes in Salton Sea Basin. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n° 73, p. 249.

STANLEY G.M. (1966) - Deformation of Pleistocene Lake Cahuilla shoreline, Salton Basin, California. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 87, p. 165, (abstr.).

STEARLEY R.F., EKDALE A.A. (1984) - Bioerosion in rocky intertidal zone of northern Gulf of California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 68, n° 7, p. 950, (abstr. *

STEARNS C. E. (1976) - Estimates of the position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago. Quatern. Res., vol. 6, n° 3, p. 445-449.

STEARNS C. E. (1978) - Pliocene-Pleistocene emergence of the Moroccan Meseta. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, p. 1630-1644.

STEARNS C. E. (1980a) - A molluscan revival ? Actes Coll. Niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire méditerranéenne (Paris, 1980), Centre Nat. Rech-Sci., Univ. Paris I, p. 15-26.

STEARNS C. E. (1980b) - Mediterranean shorelines from a Moroccan point of view. Actes du Coll. Niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire méditerraneenne (Paris, 1980), Centre Nat. Rech. Sci., Univ. Paris I, p. 439-448.

STEARNS C. E. (1981) - Uranium-series dating and the history of sea level. Sympos. on Quaternary dating methods, New York Univ., New York.

STEARNS C. E., THURBER D. L. (1965) - Th^{230}/U^{234} dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. Quaternaria, 7, p. 29-42.

STEARNS C. E., THURBER D. L. (1967) - Th^{230}/U^{234} dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. In : Progress in Oceanography, vol. 4, Pergamon, Oxford, p. 298-305.

STEARNS H. T. (1945) - Eustatic shore lines in the Pacific. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 56, p. 1071-1078. *

STEARNS H. T. (1961) - Eustatic shorelines on Pacific Islands. Zeitschr. Geomorphol., Suppl. n° 3, p. 3-16. *

STEARNS R. E. C. (1894) - The shells of the Tres Marias and other localities along the shores of lower California and the Gulf of California. Proc. U. S. Natur. Mus., vol. 17, p. 139-204.

STEARNS R. E. C. (1897) - Description of a new species of Acteon from the Quaternary bluffs of Spanish Bight, San Diego, California. Nautilus, vol. 11, p. 14-15.

STEINBECK J., RICKETTS E. F. (1941) - Sea of Cortez. Viking Press, New York 598 p.

STEINEN R. P., HARRISON R. S., MATTHEWS R. K. (1973) - Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 BP : evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, p. 63-70.

STEPHEN M.F., GORSLINE D.S. (1975) - Sedimentary aspects of the New River delta, Salton Sea, Imperial County, California. In : Deltas, models for exploration, M.L. Broussard (ed.), Houston Geol. Soc., p. 267-282.

STEPHENS F. (1929) - Notes on the marine Pleistocene of San Diego County, California. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 5, p. 247-256.

STEVENSON M.R. (1970) - On the physical and biological oceanography near the entrance to the Gulf of California, october 1966 - august 1967. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., vol. 4, n° 3, p. 389-504.

STEWART H.B. (1956a) - Sediments and the environment of deposition in a coastal lagoon. PhD dissert. Univ. California, Los Angeles. 339 p. *

STEWART H.B. (1956b) - Sedimentary reflections on the depositional environment in a coastal lagoon. Jour. Paleontol., vol. 30, p. 1000-1001, (abstr.). *

STEWART H.B. (1958) - Sedimentary reflection of depositional environment in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 42, p. 2567-2617. *

STOCKS G.G. (1976) - Modeling of tides and tidal dissipation in the Gulf of California. PhD dissert., Scripps Inst. Oceanogr., Univ. Calif. San Diego, La Jolla, Calif. 102 p.

STONE R.O., CARTER L.D., VONDER HAAR S.P. (1973) - Geomorphic analysis of orbital photographs of northern Gulf of California. Zeitschr. Geomorphol., vol. 18, p. 156-174.

STOUT P. (1981) - Near surface sediments affected by high heat-flow in the Guaymas Basin, Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 108. *

STRAND C.L. (1980) - Pre-1900 earthquakes of Baja California and San Diego County. M.Sc. thesis, San Diego State Univ., San Diego, Calif. *

STRAND C., GASTIL G., MARSHALL M. (1981) - Determination of epicenter and magnitude for the Southern California-Baja Calfornia earthquake of February 23, 1892. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 108.

STRANGE W.E. (1986) - The relation of vertical motions to faulting and seismic limations in the Salton Trough. Eos, vol. 67, n° 16, p. 359, (abstr.).

STRANGWAY D.W., Mc MAHON B.E., WALKER T.R., LARSON E.E. (1971) - Anomalous Pliocene paleomagnetic pole positions from Baja California. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 13, p. 161-166.

STREET F. A., GROVE A. T. (1979) - Global maps of lake-level fluctuations since 30 000 yr B. P. Quatern. Res, vol. 12, p. 83-118.

STREIFF D., ARTIM E. R. (1982) - Fault studies in the cities of San Diego and Coronado, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 237.

STREIFF D., ARTIM E. R., SCHMOLL M. S. (1982) - Trenching of the Rose Canyon Fault zone in La Jolla, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 4, p. 237.

STROH J. M. (1975) - Latest Cenozoic volcanism in Baja California Norte, Mexico. PhD dissert., Univ. Washington, Seattle, Wash. *

STRONG A. M., HANNA G. D. (1930) - Marine Mollusca of the Tres Marias Islands, Mexico. Proc. Calif. Acad. Sci, ser. 4, vol. 19, p. 13-22.

STUMP T. E. (1970) - Stratigraphy and paleontology of the Imperial formation in the western Colorado Desert. San Diego State Univ., Geol. Dept. Undergr. Res. Rep., vol. 16, pt. 2.

STUMP T. E. (1975) - Pleistocene molluscan paleoecology and community structure of the Puerto Libertad region, Sonora, Mexico. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. vol. 17, p. 177-226.

STUMP T. E. (1981) - Some Pleistocene facies and faunas of coastal Sonora and Tiburon Island, Mexico. In : Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, L. Ortlieb & J. Roldan (eds.), Inst. Geol., Univ., Nac. Auton. México (Hermosillo), p. 125-136.

STUMP T. E., STUMP J. D. (1972) - Age stratigraphy, paleoecology and Carribean affinities of the Imperial faunas of the Gulf of California depression. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 4, n° 3, p. 243.

SUAREZ F., ELDERS W. A., SIEH K. E. (1981) - Geological observation following the June 8, 1980, Victoria earthquake, Baja California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13 n° 2, p. 109.

SUESS H. E. (1954) - U. S. Geological Survey radiocarbon dates I. Science, vol. 120, p. 467-473.

SUGGATE R. P. (1965) - Late Pleistocene geology of the northern part of the South Island, New Zealand. New Zealand Geol. Surv. Bull., n° 77, 91 p.

SUGGATE R. P., MOAR N. T., VUCETICH C. G. (1973) - Northern South Island of New Zealand. IX INQUA (Assoc. Intern. Et. Quatern.) Congr., (Christchurch, 1973), New Zealand, guide-book for excursion 5.

SULLIVAN J.T. (1980) - A geophysical study of the continental margin, southeastern Gulf of California, Mexico. M.Sc. thesis, State Univ. New York at Buffalo, N.Y., 36 p.

SUMNER J.R. (1971) - Tectonic significance of geophysical investigations in southwestern Arizona and northwestern Sonora, Mexico, at the end of the Gulf of California. PhD dissert., Stanford Univ., Stanford.

SUMNER J.R. (1972) - Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, n° 6, p. 3103-3120.

SUPPE J. (1970) - Offset of late Mesozoic basement terrains by the San Andreas fault system. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 3253-3257.

SUZUKI T., STADUM C.J. (1978) - A Neogene section, northeastern San Clemente Island, California. Nat. Hist. Museum Los Angeles County, Contrib. Science, n° 299.

SVERDRUP H.U. (1941) - The Gulf of California ; preliminary discussion on the cruise of the E.W. Scripps in February and March 1939. VI Pacific Scient. Congr. Proc., vol. 3, p. 161-166.

SVERDRUP H.U., JOHNSON M.W., FLEMING R.H. (1942) - The oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall, New York.

SYKES G. (1926) - The delta and estuary of the Colorado River. Geogr. Rev., vol. 16, p. 232-255.

SYKES G. (1927) - The Camino del Diablo with notes on a journey in 1925. Geogr. Rev., vol. 17, p. 62-74. *

SYKES G. (1937a) - The Colorado delta. Carnegie Inst. Wash. Publ. n° 460, 193 p. ; & Amer. Geogr. Soc., Spec. Publ., n° 19, 193 p.

SYKES G. (1937b) - Notes on trip to Sonora. Des. Plant. Life, vol. 9, n° 5, p. 54-57.

SYKES G. (1937c) - Delta estuary and lower portion of the channel of the Colorado River. Carnegie Inst. Wash., Publ. n° 480, 70 p.

SYKES L.R. (1968) - Seismological evidence for transform faults, sea floor spreading and continental drift. In : The history of the Earth's crust, R.A. Phinney (ed.), Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., p. 120-15

SYKES R.G., MARSHALL M., ELLIOTT W.J. (1966) - Gravity investigations in northern Baja California, Mexico. preliminary result. Geol. Soc. Amer. Abstr. for 1965, n° 87, p. 229. *

SYLVESTER A. G., SMITH R. R. (1976) - Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton Trough, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 60, p. 2081-2102.

SZABO B. J. (1985) - Uranium-series dating of fossil corals from marine sediments of southeastern United States Atlantic Coastal Plain. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 96, p. 398-406.

SZABO B. J., ROSHOLT J. N. (1969) - Uranium-series dating of Pleistocene molluscan shells from southern California ; an open system model. Jour. Geophys. Res., vol. 14, n° 12, p. 3253-3260.

SZABO B. J., VEDDER J. G. (1971) - Uranium-series dating of some Pleistocene marine deposits in southern California. Earth Planet. Sci. Lett, vol. 14, n° 4, p. 283-290.

TAFT W. H., HARBAUGH J. W (1964) - Modern carbonate sediments of southern Florida, Bahamas and Espiritu Santo Island, Baja California. A comparison of their mineralogy and chemistry. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., vol. 8, n° 2, 133 p. *

TALIAFERRO N. L. (1943) - Geologic history and structure of the central coast Ranges of California. Calif. Div. Mines Bull., vol. 118, p. 119-163.

TAMAYO J. L. (1940) - Datos para la geografia de la Baja California, particularmente del distrito Sur. Rev. Mex. Geogr., vol. 1, p. 117-140.

TAMAYO J. L. (1962) - Geografia general de Mexico. Inst. Mexicano Investigaciones Econom., Mexico. 4 vol., 2nda. edic..

TAMAYO Scientific Team (P. J. Fox Chief Scientist) (1980a) - Tectonics of a ridge-transform intersection zone : Tamayo East Pacific Rise, Gulf of California. Eos, vol. 61, n° 32, p. 574, (abstr.). *

TAMAYO Scientific Team (1930b) - East Pacific Rise Tamayo transform fault intersection. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n° 7, p. 461-462.

TARBET L. A. (1951) - Imperial Valley, California. In : Possible future petroleum provinces of North America. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 35, p. 260-263.

TARBET L. A., HOLMAN W. H. (1944) - Stratigraphy and micropaleontology of the west side of Imperial Valley, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 28, p. 1781, (abstr.).

TAYLOR F.W. (1974) - The uplifted reef tracts of Barbados, west Indies : detailed mapping and radiometric dating of selected areas. M.Sc thesis, Brown Univ., Providence, R.I., 235 p.

TAYLOR P.T. O'NEILL N.J., BRENNAN J.A. (1970) - Aeromagnetic data west of Baja California and across the lower California rift system. Eos., vol. 51, p. 275, (abstr.). *

TAYLOR P.T., BRENNAN J.A., O'NEILL N.J. (1971) - Variable sea-floor spreading off Baja California. Nature, vol. 229, p. 396-299. *

TERRY R.D. (1955) - Bibliography of marine geology and oceanography California coast. Calif. Div. Mines, Spec. Report 44, 131 p. *

TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. Bull. Assoc. Franc. Et. Quatern., suppl. vol. 36, p. 114-142.

THATCHER W. (1970) - An oceanic ridge earthquake swarm, northern Gulf of California, March 1969. Eos, vol. 51, p. 537, (abstr.).

THATCHER W. (1977) - Secular deformation, episodic movements and relative plate motion in Southern California. Eos, vol. 58, n° 6, p. 496, (abstr.).

THATCHER W. (1979a) - Systematic inversion of geodetic data in central California. Jour. Geophys. Res., vol. 84, p. 2283-2295.

THATCHER W. (1979b) - Horizontal crustal deformation from historic geodetic measurements in southern California. Jour. Geophys. Res., vol. 84, p. 2351-2370.

THATCHER W., BRUNE J.N. (1969) - Surface waves and crustal structure in the Gulf of California, Baja California and Sonora. Eos, vol. 50, p. 240, (abstr.). *

THATCHER W., BRUNE J.N. (1971) - Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California. Jour. Roy. Astron. Soc. Geophys. vol. 22, p. 473-489.

THATCHER W., BRUNE J.N. (1973) - Surface waves and crustal structure in the Gulf of California region. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 63, n° 5, p, 1689-1698. *

THATCHER W., HILEMAN J.A., HANKS T.C. (1975) - Seismic slip distribution along the San Jacinto fault zone, southern California, and its implication. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, p. 1140-1146.

THEYER F., MATO C.Y., HAMMOND S.R. (1978) - Paleomagnetic and geochronologic calibration of the latest Oligocene to Pliocene radiolarian events, Equatorial Pacific. Mar. Micropaleontol., vol. 3, p. 377-395.

THIERSTEIN H.R., GEITZENAUER K., MOLFINO B., SHACKLETON N.J. (1977) - Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels : validation by oxygen isotopes. Geology, vol. 5, p. 400-404.

THOM B.G. (1973) - The dilemna of high sea levels during the last glaciation. Progr. in Geogr., 5, 170-246.

THOMAS R.G. (1963) - The Late Pleistocene 150-foot fresh water beach line of the Salton Sea area. Calif. Acad. Sci. Bull., Part 1, vol. 62, p. 9-17.

THOMMERET Y., THOMMERET J., LABOREL J., MONTAGGIONI L.F., PIRAZZOLI P.A. (1981) - Late Holocene shoreline changes and seismo-tectonic displacements in Western Crete (Greece). Zeitschr. Geomorphol., suppl. Bd., 40 p. 127-149.

THOMPSON D.A. (1970) - Tide calendar for the northern Gulf of California. Univ. of Arizona, Tucson, Ariz., 15 p.

THOMPSON P.R., SCIARILLO J.R. (1978) - Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the equatorial Pacific. Nature, vol. 275, p. 29-33.

THOMPSON R.W. (1961) - Coastal plain of the northwestern Gulf of California. In : First Nat. Coastal Shallow Water Resources Confer., D.S. Gorsline, (ed.) p. 559-562.

THOMPSON R.W. (1965a) - Tidal flat sedimentation of the Colorado River Delta, northwestern Gulf of California. PhD dissert., Scripps Inst. Oceanogr., 245 p.

THOMPSON R.W. (1965b) - Tidal flat sedimentation on Colorado River delta. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 49, p. 1090, (abstr.).

THOMPSON R.W. (1968) - Tidal flat sedimentation on the Colorado river delta. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 107, 133 p.

THOMPSON R.W. (1969) - Bathymetry and sedimentation. In : Environmental impact of brine effluents on the Gulf of California, D.A. Thomson et. al. (eds.). Off. Saline Water Res., Devel. Progr. Report n° 387.

THORNE R.F. (1954) - Flowering plants of the waters and shores of the Gulf of Mexico. U.S. Fish and Wildl. Ser., Fishery Bull., vol. 89, p. 193-202. *

THURBER D.L. (1965) - The dating of mollusks from raised marine terraces. In : Symposium on marine geochemistry, Schink D.R. & Corless J.T. (eds.), Rhode Island Univ., Occasional Publ., n° 3, p. 1-27.

TOCHER D. (1969) - Fault creep in central California. Eos, vol. 50, p. 385, (abstr.).

TODD V.R., HOGGATT W.C. (1979) - Vertical tectonics in the Elsinore fault zone south of 33°7'30". Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p 528.

TOOLEY R.V. (1964) - California as an island, a geographical misconception illustrated by 100 examples from 1625 to 1770. The Map's collector's Circle, London.

TOSCANO P. (1943) - Descripcion de los litorales de la Baja California. Est. Geogr. (1943), p. 59-80.

TOTH J. (1980) - Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. Geol. Soc. Amer. Bull., Part. 1, vol. 91, n° 1, p. 44-54.

TOUWAIDE M.E. (1930) - Origin of the Boleo Copper deposit, lower California, Mexico. Econ. Geol., vol. 25, p. 113-144.

TRINIDAD REYES R., RUEDA GACIOLA J. (1982) - La historia sedimentaria y climatica de la secuencia cortada por el pozo Extremeño 301 en el delta del Colorado. VI Conv. Geol. Mexicana, (Mexico D.F. 1982), vol. resum., p. 109-110.

TROUGHTON G.H. (1974) - Stratigraphy of the Vizcaino Peninsula, near Asuncion Bay, Territorio de Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, San Diego State Univ., 83 p.

TRUJILLO GARCIA P. (1967) - Bibliografia de Baja California. Editorial Californidad, Tijuana.

TUAN Y.F. (1959) - Pediments in southeastern Arizona. Univ. Calif. Publ. Geogr., vol. 13, 140 p.

TWENHOFEL W. (1950) - Principles of sedimentation. McGraw Hill Book Co., New York. 673 p. (2nd edit.).

UCHUPI E. (1958) - Sediments of Todos Santos Bay, Baja California. Compass, vol. 35, n° 4, p. 238-243. *

UCHUPI E., EMERY K.O. (1963) - The continental slope between San Francisco and Cedros Island, Mexico. Deep Sea Res., vol. 10, p. 397-447.

ULRICH F.P. (1941) - The Imperial Valley earthquake of 1940. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 31, n° 1, p. 13-31.

UNESCO (1979) - Carte de la répartition mondiale des régions arides. Notice explicative. Notes techn. du M.A.B., 7. UNESCO, Paris.

UNIVERSITY OF SOUTHERN CALIFORNIA (1958) - An annotated bibliography for the Mexican desert. Prep. under contr. for U.S. Army Engineer. Waterways Experiment Station, Vicksburg (Miss.).

UPSON J.E. (1951) - Former marine shorelines of the Gaviota quadrangle, Santa Barbara County, California. Jour. Geol., vol. 59, p. 415-446.

U.S. Air Force (1965) - H-22 : Gulf of California. Operational Navigation charts, Aeronaut. Chart and Inform. Center, St. Louis (Missouri). 2nd edit. revis., 105.3 X 145.3 cm

U.S. Army Engineer Waterways Experiments Station (1959) - Analogs of Yuma terrain in the Mexican desert. Techn. Report 3-630, Report 3. *

U.S. Hydrographic Office (1947) - Atlas of surface currents for the northeastern Pacific Ocean. Publ. 570, Washington D.C., 750 p.

U.S. Naval Hydrographic Office (1958a) - Mexico, Golfo de California : Isla Carmen to Puerto Refugio. (H-O-0620). 58th edit. revised, Washington. *

U.S. Naval Hydrographic Office (1958b) - Mexico, Golfo de California : Puerto Refugio to Phillip Point. H-O-0619. 53rd. edit. revis. ; Washington. *

U.S. Naval Hydrographic Office (1963) - Mexico-West coast. Golfo de California, southern part (H.O. 0621). 68th edit., Washington. *

U.S. Naval Oceanographic office (1964) - North America West coasts of the United States and Mexico : San Diego to Bahia San Quintin (H.O. 1149). 45th ed. revis., Washington. *

U.S. Naval Oceanographic Office (1965) - H.O. 26 : West coast of Mexico and Central America, the U.S. border to Columbian border (formerly H-O-84). Sailing Directions. *

U.S. Navy Hydrographic Office (1951) - Sailing directions for the west coast of Mexico and Central America. Publ. 84, Washington D.C., 308 p.

VACQUIER V., WHITEMAN R.E (1973) - Measurement of fault displacement by optical parallax. Jour. Geophys. Res., vol. 78, p. 858-865.

VALENCIA M.J. (1977) - Pacific Pleistocene paleoclimatic stratigraphy ; a comparative analysis of results. Quatern. Res., vol. 8, p 339-354.

VALENTINE J.W. (1954) - Ecological requirements and depositional environments of Pleistocene molluscan faunas from southern and Baja California. Jour. Paleontol., vol. 28, p. 881, (abstr.).

VALENTINE J.W. (1955) - Upwelling and thermally anomalous Pacific coast Pleistocene molluscan faunas. Amer. Jour. Sci., vol. 253, p. 462-474.

VALENTINE J.W. (1957) - Late Pleistocene faunas from northwestern coast of Baja California. San Diego Soc. Natur. Hist. Trans., vol. 12, n° 16, p. 289-308.

VALENTINE J.W. (1958) - Paleoecologic molluscan geography of the Californian Pleistocene. PhD dissert., Univ. Calif. Los Angeles.

VALENTINE J.W. (1960a) - Pleistocene molluscan notes, 3. Rocky coast faunule, Bahia San Quintin, Mexico. Nautilus, vol. 74, n° 1, p. 18-23.

VALENTINE J.M. (1960b) - Habitats and sources of Pleistocene mollusks at Torrey Pines Park, California. Ecology, vol. 41, p. 161-165.

VALENTINE J.W. (1961) - Paleoecologic molluscan geography of the California Pleistocene. Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., vol. 34, n° 7, p. 309-442.

VALENTINE J.W. (1980) - Camalu : a Pleistocene terrace fauna from Baja California. Jour. Paleontol., vol. 54, n°6, p. 1310-1318.

VALENTINE J.W., MEADE R.F. (1960) - Isotopic and zoogeographic paleotemperatures of Californian Pleistocene mollusca. Science, vol. 132, p. 810-811.

VALENTINE J.W., MEADE R.F. (1961) - Californian Pleistocene paleotemperatures. Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., vol. 40, n° 1, 46 p.

VALENTINE J.W., LIPPS J.H. (1963) - Late Cenozoic rocky-shore assemblages from Anacapa Island, California. Jour. Paleontol., vol. 37, p. 1292-1302.

VALENTINE J.W., LIPPS J.H. (1966) - Pleistocene mollusks from Santa Barbara Island and their biostratigraphic implications. Geol. Soc. Amer. Abstr. for 1965, n° 85, p. 235.

VALENTINE J.W., LIPPS J.H. (1967) - Late Cenozoic history of the southern California Islands. Proc. Symp. Biology of the California Islands, Santa Barbara Botanic garden, p. 21-35.

VALENTINE J.W., VEEH H.H. (1969) - Radiometric ages of Pleistocene terraces from San Nicolas Island, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, n° 7, p. 1415-1418.

VALENTINE J.W., ROWLAND R.W. (1969) - Pleistocene invertebrates from northwestern Baja California del Norte, Mexico. Calif. Acad. Sci. Proc., vol. 36, p. 511-530.

VALENTINE J.W., ROWLAND R.W. (1970) - Major features of the marine Pliocene and Pleistocene fossil record of northwesternmost Baja California, Mexico. In : Pacific slope geology, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleont. Mineral, Soc. Econ. Geophys., Tulsa, p.. 118-119.

VAN ANDEL T.H. (1963) - Algunos aspectos de la sedimentacion reciente en el Golfo de California. Bol. Soc. Geol. Mexico, vol. 26, n° 2, p. 85-94. *

VAN ANDEL T.H. (1964) - Recent marine sediments of Gulf of California. In : Marine geology of the Gulf of California, T.H. Van Andel & G.G. Shor (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. n° 3, p. 216-310.

VAN ANDEL T.H. (1966) - Gulf of California. In : Encyclopedia of Oceanography, R.W. Fairbridge (ed.), Reinhold, New York, p. 312-315.

VAN ANDEL T.H., SHOR G.G. Jr., (eds.) (1964) - Marine geology of the Gulf of California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. n° 3, 408 p.

VAN COUVERING J.A. (1978) - Status of Late Cenozoic boundaries. Geology, vol. 6, n° 3, p. 169.

VAN DEVENDER T.R. (1977) - Holocene woodlands in the southwestern deserts. Science, vol. 198, p. 189-192.

VAN DEVENDER T.R. (1978) - Glaciopluvial woodlands in the Bolson de Mapimi, Durango and Coahuila, Mexico. In : Amer. Quatern. Assoc. 5th biennial meeting (Edmonton, Alberta, Canada), Abstr. vol., p. 234.

VAN DEVENDER T.R., SPAULDING W.G. (1979) - Development of vegetation and climate in the southwestern United States. Science, vol. 204, p. 701-710.

VAN DEN KAMP P.C. (1973) - Holocene continental sedimentation in the Salton Basin, California : a reconnaissance. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, n° 3, p. 827-848.

VAN DONK J. (1976) - An ^{18}O record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene. In : Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology R.M. Cline & J.D. Hays eds.), Geol. Soc. Amer. Mem. 145, p. 147-164.

VAN WEST O. (1958) - Geology of the San Benito Island and the southwest part of Cedros Island, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis, Claremont College, Calif. 78 p.

VAN WOERKOM A.J.J. (1953) - The astronomical theory of climate changes. In : Climate change, H. Shapley (ed.), Harward Univ. Press, Cambridge. p. 147-157.

VANICEK P., ELLIOTT M.R., CASTLE R.O. (1977) - Four dimensional modeling of recent crustal movements in the area of the southern California uplift. In : Recent Crustal Movements, C.A. Whitten, R. Green, B.K. Meade (eds.), Tectonophysics, vol. 52, p. 287-300. *

VANN J. (1959) - The physical geography of the lower coastal plain of the Guinea coast. Geogr. Branch, Off. Naval Res. Proj. NR 388-428, Techn. report, n° 1, Washington D.C..

VAUGHAN T.W. (1910) - The geologic work of mangroves in Southern Florida. Smithsonian Misc. Coll., n°52, p. 461-464.

VAUGHAN T.W. (1917) - The reef-coral fauna of Carrizo Creek, Imperial County, California, and its significance. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 98, p. 355-395.

VEATCH J.A. (1858) - Notes of a visit to the "mud volcanoes" in the Colorado Desert in the month of July 1857. Amer. Jour. Sci., 2nd ser., vol. 26, p. 288-295.

VEDDER J.G. (1960) - Previously unreported Pliocene mollusca from the southeastern Los Angeles Basin. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B, p. 326-328.

VEDDER J.G., NORRIS R.N. (1963) - Geology of San Nicolas Island, California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 369, 65 p.

VEDDER J.G., MOORE E.J. (1976) - Paleoenvironmental implications of fossiliferous Miocene and Pliocene strata on San Clemente Island, California. In : Aspects of the geologic history of California Continental Borderland, D.G. Howell (ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Pacific Sect., Misc. Publ., n° 24, p. 107-135.

VEDDER J.G., HOWELL D.G. (1976) - Neogene strata of the southern group of Channel Islands, California. In : Aspects of the geologic history of the California Continental Borderland, D.G. Howell (ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Pacific Sect., Misc. Publ. 24, p. 80-106.

VEDDER J.G., HOWELL D.G. (1980) - Topographic evolution of the southern California borderland during late Cenozoic time. In : The California Islands : proc. of a multidisciplinary symp., D.M. Power (ed.), Santa Barbara Museum of Nat. Hist., Santa Barbara, Calif., p. 7-31.

VEEH H.H. (1966) - Th-230/U-238 and U-234/U-238 ages of Pleistocene high sea level stand. Jour. Geophys. Res., vol. 71, n°14, p. 3379-3386.

VEEH H.H., VALENTINE J.W. (1967) - Radiometric ages of Pleistocene fossils from Cayucos, California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol 78, p. 547-550.

VEEH H.H., CHAPELL J (1970) - Astronomical theory of climatic change. Support from New Guinea. Science, vol. 167, p. 862-865.

VEEH H.H., BURNETT W.C. (1982) - Carbonate and phosphate sediments. In : Uranium-series desequilibrium : applications to environmental problems, M. Ivanovich & R.S. Harmon (eds.), Oxford Univ. Press, New York, p. 459-480.

VENEGAS M. (1757-1943) - Noticia de la California y de su conquista temporal y espiritual hasta el tiempo presente. Reprod. de l'édition de Madrid, Luis Alvarez y Alvarez de la Cadena, Mexico. 3 vol.

VERMA V.K. (1973) - Map parameters for correlation of marine terraces in California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, (8), p. 2737-2742.

VERNEKAR A.D. (1972) - Long period global variations of incoming solar radiation. Meteorol Monogr, 8, n° 30, Amer. Meteorol. Soc. Boston.

VINAS F. (1982) - Estudio bioestratigrafico basado en nanoplancton calcareo de sedimentos calcareos en el Mar de Cortez. VI Conv. Geol. Mexicana, (México D.F., 1982) vol. resum., p. 33.

VINAS-GOMEZ F. (1984) - Calcareous nannoplankton in the well Extremeno 301. Symp. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area (Hermosillo, 1984), Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol., Abstr. vol., p. 151.

VINE F.J. (1966) - Spreading of the ocean floor ; new evidence. Science, vol. 154, p. 1405-1415.

VINK G.E. (1982) - Continental rifting and the implications for plate tectonics reconstructions. Jour. Geophys. Res., vol. 87, n° B13, p. 10677-10688.

VITA FINZI C. (1977) - Quaternary alluvial deposits in the central plateau of Mexico. Geol. Rundschau, vol. 66, n° 1, p. 99-120.

VIVO J.A. (1958) - Geografia de México. Fondo de Cultura Economica. 4th edit., 349 p. *

VON ENGELN O.D. (1942) - Geomorphology. MacMillan Co., New York. 655 p.

Von HERZEN R. P. (1963) - Geothermal heat flow in the gulfs of California and Aden. Science, vol. 140, p. 1207-1208. *

Von HERZEN R. P. (1964) - Ocean floor heat flow measurements west of the United States and Baja California. Marine Geol., vol. 1, p. 225-39. *

VONDER HAAR S. (1971) - Environmental analysis of Laguna Mormona, a hypersaline lagoonal complex on the Pacific coast of Baja California, Mexico. In : 2nd. Nat. Coastal Shallow Water Resources Confer., p. 243.

VONDER HAAR S. P. (1972) - Semi-arid coastal evaporite environment at Laguna Mormona Pacific Coast. Baja California, Mexico. M. Sc. thesis, Univ. Southern Calif., Los Angeles. 97 p..

VONDER HAAR S. P. (1973) - Evaporite environment at Laguna Mormona, Pacific coast of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 5, n°1, p. 117.

VONDER HAAR S. P. (1976) - Evaporites and algal mats at Laguna Mormona, Pacific coast, Baja California, Mexico. PhD dissert. Univ. Southern California, Los Angeles, 170 p.

VONDER HAAR S. P., CARTER L. D., STONE R. O. (1971) - Orbital photography study of upper Gulf of California coastal zone. 2nd Nat. Coastal and Shallow Water Resources Confer., p. 244, (abstr.). *

VONDER HAAR S. P., STONE R. O. (1973) - Oceanographic analysis of orbital photographs of the upper Gulf of California. Photogrammetria, vol. 29, p. 45-61.

VONDER HAAR S. P., GORSLINE D. S. (1975) - Flooding frequency of hypersaline coastal environments determined by orbital imagery ; geologic implications. Science. vol. 190, p. 147-149.

VONDER HAAR S. P., GORSLINE D. S. (1977) - Hypersaline lagoon deposits and processes in Baja California, Mexico. Geoscience and Man, vol. XVIII, p. 165-177.

VONDER HAAR S., HOWARD J. H. (1978) - Geology and geothermal resources of the Salton Trough, California in relation to rift zone tectonics. 1978 Intern. Sympos. Rio Grande Rift (Santa Fe, N. M., 1978), Abstr. vol., p. 97-98.

VONDER HAAR S., PUENTE CRUZ I. (1979) - Transform faulting related to geothermal energy in Baja California., Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n°7, p. 533.

VONDER HAAR S., GORSLINE D. (1979) - Flooding frequency and sedimentation unit correlation of tidal flat and coastal salina facies along the upper Gulf of California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n°7, p. 533. *

VONDER HAAR S., HOWARD J.H. (1981) - Intersecting faults and sandstone stratigraphy at the Cerro Prieto geothermal field. Geothermics, vol. 10, n°3-4, p. 145-167.

WAGONER J.L. (1977) - Stratigraphy and sedimentation of the Pleistocene Brawley and Borrego Formations in the San Felipe Hills area, Imperial Valley, California. M. Sc. thesis, Univ. Calif. at Riverside (Calif.). 128 p.

WAGONER J.L. (1980) - Grainsize distribution analysis of nonmarine sandstone, Imperial Valley, California, U.S.A.. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, n°3, p. 158.

WAHRHAFTIG C., BIRMAN J.H. (1965) - The Quaternary of the Pacific Mountain system in California. In : The Quaternary of the United States, E.J. Wright, D.G. Frey (ed.), Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., p. 299-340.

WAITZ P. (1913) - Terrazas fluviales en la barranca del Rio de Tuxpan y los levantamientos modernos en la costa de Colima. Comm. orale à l'Assemblée gen. Soc. Geol. Mexic. (27.12.1913), citée par Wittich (1920).

WALCOTT R.I. (1970a) - Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. Jour. Geophys. Res., vol. 75, n° 20, p. 3941-3954.

WALCOTT R.I. (1970b) - Flexure of the lithosphere at Hawai. Tectonophysis, vol. 9, p. 435-446.

WALCOTT R.I. (1972a) - Past sea level, eustasy and deformation of the Earth. Quatern. Res., vol. 2, p. 1-14.

WALCOTT R.I. (1972b) - Gravity, flexure, and the growth of sedimentary basins at a continental edge. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, n° 6, p. 1845-1848.

WALKER T.R. (1964) - In situ formation of red beds in an arid to semiarid climate. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, n°76, p. 174-175, (abstr.).

WALKER T.R. (1967a) - Formation of red beds in modern and ancient desert. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, p. 353-368.

WALKER T.R. (1967b) - Colour of recent sediments in tropical Mexico : a contribution to the origin of red beds. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, p. 917-920.

WALKER T.R. (1968) - Formation of red beds in modern and ancient deserts. Reply. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, p. 281-282. *

WALKER T.R. (1976) - Diagenetic origin of continental red beds. In : The continental Permian in west, central and south Europe, H. Falke (ed.), NATO Advanced Study Institute, (Mayence, 1975), ; D. Reidl Publ., Dordrecht, & Boston), p. 240-282.

WALKER T.R., RIBBE P.H., HONEA R.M. (1967) - Geochemistry of ornb ende alteration in Pliocene red beds, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 78, 1055-1060.

WALKER T.R., THOMPSON R.W. (1968) - Late Quaternary geology of the San Felipe area, Baja California, Mexico. Jour. Geol., vol. 76, p. 479-485.

WALKER T.R., HONEA R.M. (1969) - Iron content of modern deposits in the Sonoran desert : A contribution to the origin of red beds. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, n° 3, p. 535-544. *

WALKER T.R., WAUGH B., GRONE A.J. (1978) - Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, p. 19-32. *

WALTER H., STEINER M. (1936) - Die Ökologie der Ostafrikanischen Mangroven. Zeitschr. Bot., vol. 30, p. 65-193.

WALLS R.A., RAGLAND P.C., CRISP E.L. (1977) - Experimental and natural early diagenetic mobility of Sr and Mg in biogenic carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 41, p. 17[illegible]-1738.

WALTON W.R. (1955) - Ecology of living benthonic foraminefers, T dos Santos Bay, Baja California. Jour. Paleontol., vol. 29, p. 952-1018. *

WARD W.T. (1977a) - Geomorphology and soils of the Stratford-Bairnsdale area, east Gippsland, Victoria. Commonwealth Scientif. and Industr. Res. Organ., Australia, Div. Soils, Soils and Land Use series, n° 57.

WARD W.T. (1977b) - Sand movement on Fraser Island : a response to changing climates. Univ. Queensland, Depart. Anthropol., Occas. Papers in Anthropol., n° 8, p. 113-126.

WARD W.T. (1985) - Correlation of east Australian Pleistocene shorelines with deep-sea core stages : a basis for a coastal chronology. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 96, p. 1156-1166.

WARD W.T., ROSS P.J., COLQUHOUN D.J. (1971) - Interglacial high sea levels in absolute chronology derived from shoreline elevations. Paleogeogr., Paleoclimatol. Paleoecol vol. 9, p. 77-99.

WARME J.E. (1971) - Paleoecological aspects of a modern coastal lagoon. Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., vol. 87, p. 1-131. *

WARME J.E., MARSHALL N.F. (1969) - Marine borers in calcareous terrigenous rocks of the Pacific coast. Amer. Zool., vol. 9, p. 765-774. *

WATERS M.R. (1980) - Late Quaternary lacustrine history of the Salton Trough, California. M.Sc. thesis, Univ. Arizona, Tucson, Ariz. 74 p.

WATERS M.R. (1983) - Late Holocene lacustrine chronology and archeology of ancient lake Cahuilla, California. Quatern. Res., vol. 19, p. 373-387.

WATSON M.K., FLESSA K.W. (1979) - Time-averaged molluscan assemblages from Cholla Bay, Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n°3, p. 134. *

WEAVER C.E. et al (1944) - Correlation of the marine Cenozoic formations of western North America. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 55, p. 569-598.

WEAVER D.W., MEYER G.L. (1969) - Stratigraphy of northeastern Santa Cruz Island. In : Geology of the Northern Channel Island (California), D.W. Weaver, D.P. Doerner, B. Nolf (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacific Sect., Spec. Publ., p. 95-104.

WEBB R.W. (1937) - Paleontology of the Pleistocene of Point Loma, San Diego County, California. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans., vol. 8, p. 337-348.

WEBER G.E., LAJOIE K.R. (1974) - Holocene movement of the San Gregorio fault zone near Ano Nuevo, San Mateo County, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 6, p. 273-274. *

WEBER G.E., LAJOIE K.R. (1977) - Late Pleistocene and Holocene tectonics of the San Gregorio fault zone between Moss Beach and Point Ano Nuevo, San Mateo County, California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9 p. 524.

WEBER G.E., LAJOIE K.R., WEHMILLER J.F. (1977) - Quaternary crustal deformation along a major branch of the San Andreas fault in central California. Intern. Sym. on Recent crustal movements (Palo Alto, 1977), Stanford Univ., Calif., Abstr. vol., 1 p.

WEGENER A. (1924a) - The origin of continents and oceans. Dutton, New York 3rd edit., 212 p. (Transl. J.G.A. Skerl).

WEGENER A. (1924b) - La genèse des continents et des océans. Lib. Scientifique A. Blanchard, Paris (trad. M. Reichel).

WEHMILLER J.F. (1977) - Amino acid analyses of shells from the Del Mar, California, midden site : apparent rate constants, ground temperatures. Models and chronologic implications. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 37, p. 184-196.

WEHMILLER J.F. (1981) - Kinetic model options for interpretation of amino acid enantiomeric ratios : comments on a paper of Kvenvolden et al., (1979). Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 45, p. 261-264.

WEHMILLER J.F. (1982a) - A review of amino acid racemization studies in Quaternary mollusks ; stratigraphic and chronologic applications in coastal and interglacial sites, Pacific and Atlantic coast United States, United Kingdom, Baffin Island, and tropical islands. Quatern. Sci. Rev., vol. 1, p. 83-120.

WEHMILLER J.F. (1982b) - Interlaboratory comparison of amino acid enantiomeric ratios in fossil mollusks. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 644.

WEHMILLER J.F. (1984) - Interlaboratory comparison of amino acid enantiomeric ratios in fossil Pleistocene mollusks. Quatern. Res., vol. 22, p. 109-120.

WEHMILLER J.W., PETTERSON E., KVENVOLDEN K., LAJOIE K., WRIGHT R. (1974) - Amino-acid enantiomeric ratios as correlative and chronological tools in the study of California marine terraces. Eos, vol. 56, n°12, p. 1139, (abstr.).

WEHMILLER J.F., LAJOIE K.R., KVENVOLDEN K.A., PETERSON E., BELKNAP D.F., KENNEDY G.L., ADDICOTT W.O., VEDDER J.G., WRIGHT R. (1977a) - Correlation and chronology of Pacific coast marine terrace deposits of continental United States by fossil amino-acid stereochemistry. Technique evaluation, relative ages, kinetic model ages and geologic implications. U.S. Geol. Surv., Openfile Report n°77-680.

WEHMILLER J.F., SARNA-WOJCICKI A., YERKES R.F., LAJOIE K.R., (1977b) - Anomalously high uplift rates along the Ventura-Santa Barbara coast, California. Tectonic implications. Intern. Sympos. Recent Crustal Movements, (Palo Alto, 1977), Abstr. vol., 1 p

WEHMILLER J.F., LAJOIE K.R., SARNA-WOJCICKI A.M., YERKES R.F. (1978a) - Unusually high rates of crustal uplift in Ventura County, California, inferred from Quaternary marine terraces chronology. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 10, n°7, p. 513.

WEHMILLER J.F., LAJOIE K.R., SARNA-WOJCICKI A.M., YERKES R.F., KENNEDY G.L., STEPHENS T.A., KOHL R.F. (1978b) - Amino acid racemization dating of Quaternary mollusks, Pacific coast United states. In : Short Papers of the 4th Intern. Conf. Geochronology, Cosmochronology, Isotope, geology. R.E. Zartman (ed.), U.S. Geol. Surv. Open-file Rep. 78-701, p. 445-448.

WEHMILLER J.F., BELKNAP D.F. (1978) - Alternative kinetic models for the interpretation of amino-acid enantiomeric ratios in Pleistocene mollusks : examples from California, Washington and Florida. Quatern. Res., vol. 9, p. 330-348.

WEHMILLER J.F., EMERSON W.K. (1980) - Calibration of amino acid racemization in late Pleistocene mollusks : results from Magdalena Bay, Baja California Sur, Mexico, with dating applications and paleoclimatic implications. Nautilus, vol. 94, n°1, p. 31-36.

WEHMILLER J.F., BELKNAP D.F. (1982a) - Amino acid age estimates, Quaternary Atlantic Coastal Plain : Comparison with U-series dates, biostratigraphy, and paleomagnetic control. Quatern. Res., vol. 18, p. 311-336.

WEHMILLER J.F., BELKNAP D.F. (1982b) - Aminostratigraphic correlations of Atlantic coastal plain Quaternary localities : dilemna posed by U-series coral dates. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 14, n° 7, p. 644.

WELDON R.J. (1985) - The Late Cenozoic geology of Cajon Pass ; implications for tectonics and sedimentation along the San Andreas fault. PhD dissert., Calif. Inst. Technol., Pasadena, Calif., 382 p.

WELDON R.J. (1986) - Fill terrace formation in Cajon Creek, Southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 196. *

WELDON R., SIEH K. (1980) - Holocene rate of slip along the San Andreas fault and related tilting near Cajon Pass, southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 12, p. 159. *

WELDON R.J., SIEH K.E. (1985) - Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 26, p. 793-812.

WELDON R.J., MEISLING K.E. (1986) - Rates of slip on the San Andreas fault in the Transverse Ranges during the last 4 million years. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 196.

WELDON R., HUMPHREYS E. (1986) - A kinematic model of southern California. Tectonics, vol. 5, n° 1, p. 33-48.

WELLS G.L. (1982) - Dunefield dynamic of parabolic dunes. X Intern. Congr. Sedimentol. (Hamilton, Canada, 1982), Abstr, vol., p. 172.

WELLS P.V. (1966) - Late Pleistocene vegetation and degree of pluvial climatic change in the Chihuahuan desert. Science, vol. 153, p. 970-975.

WELLS P.V. (1969) - Preuves paléontologiques d'une végétation tardi-pléistocène (datée par le ^{14}C) dans les régions aujourd'hui désertiques d'Amérique du Nord. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., vol. 11, p. 335-340.

WELLS P.V. (1976) - Macrofossil analysis of wood rat (Neotoma) middens as a key to the Quaternary vegetational history of arid America. Quatern. Res., vol. 6, p. 223-248.

WELLS P.V. (1979) - An equable glacio pluvial in the West : Pleniglacial evidence of increased precipitation on a gradient from the Creat Basin to the Sonora and Chihuahua deserts. Quatern. Res, vol. 12, p. 311-325.

WELLS S.G., SCHULTZ J.D. (1979) - Some factors influencing Quaternary calcrete formation and distribution in alluvial fill of arid basins. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n°7, p. 538. *

WENTWORTH C.K. (1938) - Marine bench forming processes : water-level weathering. Jour. Geomorphol., vol. 1, p. 6-32.

WENTWORTH C.K. (1939) - Marine bench forming processes : solution benching. Jour. Geomorphol., vol. 2, p. 3-25.

WEST D.O., Mc CRUMB D.R. (1986) - Uplifted Pleistocene marine terraces along the Washington Oregon coast and implications regarding the nature of under-thrusting along the Cascadia subduction zone. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 196.

WEXLER H. (1961) - Ice budget for Antarctica and changes of sea level. Jour. Glaciol., vol. 3, p. 867-872.

WHEELOCK W. (1972) - Beach s of Baja. La Siesta Press, Glendale (Calif.). 72 p. *

WHITTEN C.A. (1955) - Measurements of earth movements in California. Calif. Div. Mines Geol. Bull., vol. 171, p. 75-80. *

WHITTEN C.A. (1956) - Crustal movement in California and Nevada. Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 37, p. 393-398.

WHITTEN C.A. (1969) - Recent studies by the Coast and Geodetic Survey. Eos, vol. 50, p. 401-402.

WICANDER E.R. (1970) - Planktonic foraminifera of the San Diego Formation. In : Pacific slope geology of northern Baja California and adjacent Alta California, E.C. Allison et al. (eds.), Pacific Sect., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Guidebook, p. 105-117.

WIEGAND J.W. (1970) - Evidence of a San Diego Bay-Tijuana fault. Assoc. Engin. Geol. Bull., vol. 7, p. 107-121.

WIGGINS I.L. (1960a) - The origin and relationsships of the land flora. In : Sympos. Biogeography of Baja California and adjacent seas. System. Zool., vol. 9, n° 3-4, p. 148-164.

WIGGINS I.L. (1960b) - Investigations in the natural history of Baja California. Calif. Acad. Sci. Proc., vol. 30, n° 2, p. 1-45.

WILDE P., MENARD H.W., SHARMAN G. (1973) - Temperature salinity depth profiles from deeps in the Gulf of California. Eos, vol. 54, p. 322, (abstr.). *

WILKE P.J. (1978) - Late prehistoric human ecology at Lake Cahuilla, Coachella Valley, California. Contrib. Univ. Calif. Archeol. Res. Facility 38, 152 p.

WILLIAMS D.F. (1976) - Planktonic foraminiferal paleoecology in deep-sea sediments of the Indian Ocean. PhD dissert., Univ. Rhode Island.

WILLIAMS D.F., BE A.W.H., FAIRBANKS R.G. (1979) - Seasonal oxygen isotopic variations in living planktonic foraminifera off Bermuda. Science, vol. 206, p. 447-449.

WILLIAMS D.F., FILLON R.H. (1981) - Glacial evolution of the Pleistocene : role of continental and Arctic Ocean ice sheets. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 7, p. 581.

WILLIAMS D.F., MOORE W.S., FILLON R.H. (1981) - Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 56, p. 157-166.

WILLIAMS D.F., ARTHUR M.A., JONES D.S., HEALY-WILLIAMS N. (1982) - Seasonality and mean annual sea surface temperatures from isotopic and sclerochronological records. Nature, vol. 296, p. 432-434.

WILLIAMS D., THUNELL R., MUCCIARONE D. (1984) - Toward a new oxygen isotope chronostratigraphy of early to middle Pleistocene deep sea sediments. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, n° 6, p. 694.

WILLIAMS P., BILHAM R. (1984) - 7,7 mm/a of displacement across a 3 km wide shear zone on the San Andreas fault near the Salton Sea. Eos, vol. 65, n° 45, p. 993, (abstr.).

WILLIAMS P.W. (1982) - Speleothem dates, Quaternary terraces and uplift rates in New Zealand. Nature, vol. 298, p. 257-260.

WILLMAN H.B., FRYE J.C. (1970) - Pleistocene stratigraphy of Illinois. Illinois State Geol. Surv. Bull., vol. 94.

WILSON E.C. (1981) - The trace fossil Gyrolithes in the Pliocene Gloria formation near Santa Rosalia, Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n°2, p. 114. *

WILSON I.F. (1948a) - Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 32, n°9, p. 1762-1807.

WILSON I.F. (1948b) - Topografia sepultada, estructuras iniciales y sedimentacion en la region de Santa Rosalia, Baja California. Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol., Bol., vol. 53, 78 p.

WILSON I.F. (1948c) - Baja California. In : Manganese deposits of Mexico, P.D. Trask (ed.), U.S. Geol. Surv. Bull., vol. 954-F, p. 228-238.

WILSON I.F. VEYTIA M. (1949) - Geology and manganese deposits of the Lucifer district, northwest of Santa Rosalia, Baja California, Mexico. U.S. Geol. Survey Bull., vol. 960-F, p. 177-233.

WILSON I.F., ROCHA MORENO V.S. (1955) - Geology and mineral deposits of the Boleo copper district, Baja California, Mexico. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 273, 134 p.

WILSON I.F., ROCHA MORENO V.S. (1957) - Geologia y depositos minerales del distrito cuprifero del Boleo, Baja California, Mexico. Inst. Nac. Investig. Rec. Mineral, Bol., vol. 41.

WILSON I.T. (1965) - A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, vol. 207, p. 343-347.

WILSON M.E., WOOD S.H. (1980) - Tectonic tilt rates derived from lake-level measurements, Salton Sea, California. Science, vol. 207, p. 183-186.

WILSON R. T. (1978) - Reconnaissance geology and petrology of the San Carlos area, Sonora, Mexico. M. Sc. tesis, Arizona State Univ., Tempe.

WINKER C. D., KIDWELL S. M. (1985) - Implications of fluvial paleocurrents for palinspastic reconstruction of the Neogene Colorado delta and early northern Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 17, n° 7, p. 752-753.

WINKER C. D., KIDWELL S. M. (1986a) - Palinspastic paleogeographic model for the Neogene Colorado delta and northern Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 199.

WINKER C. D., KIDWELL S. M. (1986b) - Stratigraphic sequence of the Pliocene Colorado delta, Fish Creek-Vallecito section, western Salton Trough, Southern California. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 18, n° 2, p. 199. *

WISSER E. (1954) - Geology and ore deposits of Baja California, Mexico. Econ. Geol., vol. 49, p. 44-76. *

WITTICH E. (1909) - Contribucion a la geologia de la region meridional de la Baja California. Bol. Soc. Geol. Mexic., vol. 6, pt. 1, p. XIII, p. 5-14.

WITTICH E. (1910) - Strandlinien an der Südküste von Nieder Kalifornien. Globus, Bd. 97, p. 376-379.

WITTICH E. (1911) - Beiträge zur Geologie des Kapregion von Nieder-California. Deutsch Geol. Gesell. Zeitschr., vol. 63 B, Monatsberichte, n° 12, p. 578-587.

WITTICH E. (1912a) - Uber Meeresschwankungen an der Küste von Kalifornien. Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr. Monatshefte, Berlin p. 505-512.

WITTICH E. (1912b) - Briefl. Mitteilg. uber die Expedition nach Nieder Kalifornia. Petermanns. Geograph. Mitteilung., Gotha, vol. 1, p. 324.

WITTICH E. (1915) - Uber Eisenerzlager an der Nordwestküste von Nieder-Kalifornien. Zentralblatt Für Mineral. Geol. und Paläontol., vol. 16, p. 389-395.

WITTICH E. (1916) - Las salinas de Ojo de Liebre. Bol. Minero, Sept. 1916.

WITTICH E. (1920) - La emersion moderna de la costa occidental de la Baja California. Soc. Cien. Antonio Alzate (México) Mem., vol. XXXV, p. 121-144.

WOOD C. A. (1972) - Reconnaissance geology and geophysics of the Pinacate craters, Sonora, Mexico. M. Sc. thesis, Univ. Arizona.

WOOD C.A. (1974) - Reconnaissance geophysics and geology of the Pinacate craters, Sonora, Mexico. Bull. Volcanol., vol. 38, n°1, p. 149-172.

WOODARD G.D. (1974) - Redefinition of Cenozoic stratigraphic column in Split Mountain gorge, Imperial Valley, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 58, p. 521-526.

WOODFORD A.O. (1928) - The San Quintin volcanic field, lower California. Amer. Jour. Sci., vol. 215 (5th ser., vol. 15), p. 337-345.

WOODFORD A.O., SCHOELLHAMER J.E., VEDDER J.G., YERKES R.F. (1954) - Geology of the Los Angeles Basin. Calif. Div. Mines Bull., vol. 170, n° 2, p. 65-82.

WOODRING W.P. (1931) - Distribution and age of the marine Tertiary deposits of the Colorado deserts. Carnegie Inst. Washington Publ. 418, Contr. Paleontol, p. 1-25.

WOODRING W.P. (1935) - Fossils from the marine Pleistocene terraces of the San Pedro Hills, California. Amer. Jour. Sci., 5th ser., vol. 29, p. 292-305.

WOODRING W.P. (1957) - Marine Pleistocene of California. In : Treatise on marine ecology and paleoecology, vol. 2 : Paleoecology, H.S. Ladd (ed.). Geol. Soc. Amer. Mem., n°67, p. 589-598.

WOODRING W.P., BRAMLETTE M.N., KEW W.S.W. (1946) - Geology and paleontology of Palos Verdes Hills, California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, n° 207, 145 p.

WOODS A.J. (1978) - Marine terraces between Playa al Marron and Morro Santo Domingo, Central Baja California, Mexico. PhD dissert, Univ. California, Los Angeles.

WOODS A.J. (1980) - Geomorphology, deformation and chronology of marine terraces along the Pacific coast of central Baja California, Mexico. Quatern. Res., vol. 13, p. 346-364.

WOODS A.J., LEAHY L.P. (1983) - Beach ridges and paleogeography Central Baja California, Mexico. Phys. Geogr., vol. 4, n° 3, p. 167-181.

WRIGHT H.E. (1971) - Late Quaternary vegetational history of North America. In : The Late Cenozoic glacial ages, K.K. Turekian (ed.), Yale Univ. Press, New Haven, p. 425-464.

WRIGHT H.E., FREY D.G. (1965) - The Quaternary of the United States. Princeton Univ. Press., Princeton, New Jersey. *

WRIGHT L. D. (1978) - River deltas. In : Coastal sedimentary environments, R. A. Davis (ed.), Springer Verlag, New York, Chap. 1, p. 5-68.

WRIGHT L. D., ROBERTS H. H., COLEMAN J. M., KUPFER R. L., BOWDEN L. W. (1973) - Process-form variability of multiclass coasts ; Baja California. Coast. Studies Inst., Techn. Report n° 137, 54 p.

WRIGHT R. H. (1972) - Late Pleistocene marine fauna, Goleta, California. Jour. Paleontol., vol. 46, p. 688-695.

WU P., PELTIER W. R. (1983) - Glacial isostatic adjustment and the free air gravity anomaly as a constraint on deep mantle viscosity. Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc., vol. 74, p. 377-450.

WYLLIE J. W. (1966) - Geostrophic flow of the California Current region. California Cooperative Fisheries Investigations of the Scripps Inst. of Oceanogr., Atlas n° 4. *

WYRTKI K. (1965) - Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., vol. 9, n° 5, p. 271-304.

WYRTKI K. (1977) - Sea level during the 1972 El Nino. Jour. Phys. Oceanogr., vol. 7, p. 779-787.

YEATS R. S. (1965) - Pliocene seaknoll at South Mountain, Ventura basin, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 49, n° 5, p. 526-546.

YEATS R. S. (1968) - Southern California structure, sea floor spreading and history of the Pacific Basin. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, n° 12, p. 1693-1702. *

YEATS R. S. (1976) - Extension versus strike-slip origin of the Southern California borderland. In : Aspects of the geologic history of the California borderland, D. G. Howell (ed.), Pacific section, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Misc. Publ., n° 24, p. 445-485.

YEATS R. S. (1977) - High rates of vertical crustal movements near Ventura, California. Science, vol. 196, p. 295-298.

YEATS R. S. (1978) - Neogene acceleration of subsidence rates in southern California. Geology, vol. 6, p. 456-460.

YEATS R. S., Mc LAUGHLIN W. A., EDWARDS G. (1967) - K-Ar mineral age of ash bed in Pico Formation, Ventura basin, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 51, n° 3, p. 486.

YEATS R. S., MINCH J. A., FORMAN J. A. (1971) - Paired basement terrains in Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., n° 7, vol. 3, p. 760. *

YEATS R.S., HAQ B.U. (1981) - Deep Sea Drilling off the Californias : implications of leg 63. Init. Repts. Deep Sea Drilling Proj., vol. 63, p. 949-961.

YEATS R.S., HAQ B.U. et al. (1981) - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 63. U.S. Gov. Printing Off., Washington. 967 p. *

YONEKURA N. (1975) - Quaternary tectonic movements in the outer arc of southwest Japan, with special reference to seismic crustal deformation. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, vol. 7, p. 19-71.

ZANDT G., FURLONG K.P. (1982) - Evolution and thickness of the lithosphere beneath coastal California. Geology, vol. 10, p. 376-381. *

ZARATE J.C. (1917) - Las salinas de México y la industria de la sal comun. Univ. Nac. Auton. México., Inst. Geol., An. vol. 1, n°2, 71 p. *

ZENKOVICH V.P. (1967) - Processes of coastal development. Interscience, New York, 738 p. (D.G. Fry, transl.) Publ. in 1962, Acad. Sci., Moscow.

ZEUNER F.E. (1952) - Pleistocene shore-lines. Geol. Rundschau., vol. 40, p. 39-50.

ZEUNER F.E. (1959) - The Pleistocene period. Hutchinson & Co., Londres. 447 p.

ZEUNER F.E. (1967) - Criteria for the determination of mean sea level for Pleistocene shore-line features. Quaternaria, vol. IX, p. 143-147.

ZINSMEISTER W. (1974) - A new interpretation of thermally anomalous molluscan assemblages of the California Pleistocene. Jour. Paleontol., vol. 48, n°1, p. 84-94.

ZIONY J.I. (1973) - Recency of faulting in the greater San Diego area, California. In : Studies on the geology and geologic hazards of the Greater San Diego area, California, A. Ross & R.J. Dowlen (eds.), San Diego Assoc. Geol. & Assoc. Engineering Geol. field trip guidebook, p. 68-75.

ZIONY J.I., YERKES R.F. (1984) - Fault slip-rate estimation for the Los Angeles region : challenges and opportunities. Seismol. Soc. Amer. Earthquake Notes, East. Sect., vol. 55, p. 8, (abstr.).

ZULLO V.A. (1961a) - A new whale barnacle from late Pleistocene deposits at San Quintin Bay, Baja California. Veliger, vol. 4, n°1, p. 13-14. *

ZULLO V.A. (1961b) - A new subgenus and species of coral inhabiting barnacle from the Gulf of California. Veliger, vol. 4, p. 71-75. *

ZULLO V. A., HERTLEIN L. G. (1972) - Catalog of specimens in the type collection of the Department of Geology, California Academy of Sciences ; Echinordemata. Calif. Acad. Sci. Occas. Papers, vol. 91, 26 p. *

XXX (1913) - Resena descriptiva de la costas de Baja California. Parerg. Inst. Geol. Mexico, vol. 4, p. 99-160.

XXX (1924) - Informe sobre la exploracion geologica de los distritos de Altar, Hermosillo, Guaymas y Alamos, del estado de Sonora, México por la Compania Petrolera de Sonora, S. A.. Bol. Petroleo, vol. 17, p. 362-379. *

XXX (1956) - Seismological notes : Lower California. Seismol. Soc. Amer. Bull., vol. 46, p. 160-161. *

XXX (1974) - Tablas de prediccion de mareas 1975 ; puertos del Oceano Pacifico. Univ. Nac. Auton. Mexico, Inst. Geofis. Arcoles, vol. 20, Apend. 1, Parte B, 255 p. *

XXX (n. d.) - Bibliography of marine geology and oceanography, California coast. State Calif. Dept. Conserv., Div. Mines Geol., San Francisco, Spec. Report, n° 44. *

ORSTOM Éditeur
Dépôt légal : Décembre 1987
Impression
SAPAP

RESUME

Cette étude présente les résultats d'une reconnaissance des vestiges de hauts niveaux marins pléistocènes dans le Golfe de Californie et sur la côte pacifique de la péninsule de Basse Californie. L'objectif poursuivi est double : préciser la distribution, la vitesse et l'évolution des mouvements verticaux récents d'une zone tectonique active à la limite de deux plaques lithosphériques (Amérique du Nord et Pacifique), et contribuer à l'établissement d'un modèle de fluctuations du niveau marin lors du dernier million d'années.

Les corrélations spatio-temporelles des lignes de rivage et terrasses marines emergées sont fondées sur des descriptions morphologiques et sédimentologiques détaillées et s'appuient sur des datations radiométriques (U/Th et ^{14}C), des mesures de taux de racémisation des acides aminés, ainsi que des analyses de teneurs en éléments traces (magnésium et strontium) et en isotopes stables de l'oxygène et du carbone de coquilles littorales fossiles.

Les analyses géochimiques et observations morphostratigraphiques conduisent notamment à identifier, sur plus de 3 000 km de côte, les restes de la ligne de rivage de ≈ 125 ka (=125 000 ans B.P.). La dizaine de terrasses marines emboitées, observées dans diverses régions et qui à l'heure actuelle ne peuvent pas être datées, sont attribuées à autant de phases de haut niveau marin des principaux interglaciaires du Pléistocène moyen (≈ 750-140 ka) et de la fin du Pléistocène inférieur (≈ 1,0-0,7 M.a.). Les conditions morphoclimatiques favorisant la préservation des vestiges littoraux quaternaires, ainsi que le style et l'amplitude des mouvements verticaux subis par la Basse Californie font de cette région une zone privilégiée pour l'établissement d'une chronologie des hauts niveaux marins des dernières centaines de milliers d'années.

Sur le plan tectonique, il a été établi que la côte orientale du Golfe de Californie n'a subi aucun mouvement vertical important au Quaternaire, et que la péninsule de Basse Californie n'était soulevée que d'une centaine de mètres lors du dernier million d'années. Les mouvements verticaux d'ensemble de la péninsule ont été relativement faibles au Plio-Quaternaire, et ont eu tendance à diminuer au cours du temps; au Quaternaire supérieur, la vitesse moyenne de surrection n'a été que de quelques dizaines de mm/millier d'années. Seules, quelques régions de Basse Californie, voisines de zones de fracture majeures ou de centres volcaniques actifs, ont subi des mouvements verticaux plus intenses (vitesses de 100 à 300 $mm/10^3 ans$).

L'analyse de déformations verticales récentes met en évidence que la péninsule de Basse Californie s'est comportée comme un grand bloc lithosphérique, séparé de la Californie méridionale, qui n'est pas totalement solidaire de la plaque Pacifique. La limite des plaques Amérique du Nord et Pacifique ne se réduirait donc pas au système de failles transformantes du Golfe de Californie et à la faille de San Andreas, mais serait une large zone englobant la péninsule de Basse Californie, l'ouest de la Californie et une partie de la marge continentale de ces régions.

MOTS CLES :
Géologie du Quaternaire, Néotectonique, Niveau marin, Géochronologie, Mexique, Golfe de Californie, Diagenèse, Terrasses marines, Paléoclimats, Géochimie des carbonates, Paléoenvironnements littoraux, Sédimentologie .

ISSN : 0767-2888
ISBN : 2-7099-0887-5 (Edition complète)
ISBN : 2-7099-0888-3 (Volume I)
Éditions de l'ORSTOM
70, route d'Aulnay F-93140 BONDY