

SCHÉMA DE LA SÉDIMENTATION QUATERNAIRE SUR LA PARTIE CENTRALE DU LITTORAL BRÉSILIEN (1)

Louis MARTIN (2), José Maria Landim DOMINGUEZ (3), Kenilro SUGUIO (4),
Abílio Carlos da Silva Pinto BITTENCOURT (3), Jean-Marie FLEXOR (5)

(2) O.R.S.T.O.M., Departamento de Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro (Brésil)

(3) Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica e Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador (Brésil)

(4) Instituto de Geociências, Universidade de São-Paulo, São-Paulo (Brésil)

(5) Departamento de Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro (Brésil)

RÉSUMÉ

Au cours du Quaternaire, la partie centrale du littoral brésilien a connu d'importantes variations du niveau relatif de la mer. Il a été possible d'identifier trois hauts niveaux marins. Les deux derniers, au cours desquels le niveau relatif de la mer s'est situé au maximum à 8 ± 2 m (120 000 ans B.P.) et $4,5 \pm 0,5$ m (5 100 ans B.P.) au-dessus du niveau actuel, ont laissé des témoins importants qui ont pu être identifiés grâce à de nombreuses datations absolues. Le fait, que jusque vers 5 100 ans B.P., cette côte ait été en submersion et que par la suite elle ait été en émergence est une donnée essentielle de la compréhension des mécanismes de la sédimentation littorale holocène. En effet, à partir de 5 100 ans B.P., l'abaissement du niveau relatif de la mer a fourni de grandes quantités de sables en provenance de la proche plate-forme. Ces sables, apportés sur la plage, ont été repris par la dérive littorale et ont cheminé jusqu'à ce qu'ils rencontrent un piège permettant leur accumulation. Il apparaît clairement que les cours d'eau ont joué un rôle secondaire dans l'apport des sables mais un rôle important comme piège (barrage au transport littoral). Cela explique qu'il existe des zones en progradation, en liaison ou sans liaison avec l'embouchure d'un cours d'eau.

RESUMO

No decorrer do Quaternário, a parte central do litoral do Brasil esteve sujeita a variações importantes do nível relativo do mar, tendo sido identificados três altos níveis marinhos. Os dois últimos, no decorrer dos quais, o nível relativo do mar atingiu 8 ± 2 m (120 000 anos B.P.) e $4,5 \pm 0,5$ m (5 100 anos B.P.), respectivamente, deixaram testemunhos importantes que puderam ser identificados através de numerosas datações. O fato de que, até aproximadamente 5 100 anos B.P., esta região costeira tenha estado em submersão seguida de emergência, constitui um dado essencial para a compreensão dos mecanismos de sedimentação litorânea holocênica. Deste modo, à partir dos 5 100 anos B.P., o abaixamento do nível relativo do mar forneceu grandes quantidades de areias provenientes da plataforma continental próxima. Estas areias trazidas sobre a praia foram retomadas pela deriva litorânea e deslocaram-se até encontrar alguma armadilha que permitiria sua acumulação. Aparece pois, de maneira clara que se, por um lado, os cursos de água desempenharam um papel secundário no aporte das areias, tiveram, por outro lado, um papel relevante como armadilha, i.e. como barragem ao transporte litorâneo. Este fato explica a existência de zonas em progradação que podem ser correlacionadas ou não com as desembocaduras dos rios.

ABSTRACT

THE QUATERNARY SEDIMENTATION IN THE CENTRAL PART OF THE BRAZILIAN COASTLINE

In the Quaternary, the central part of the Brazilian coastline suffered considerable variations in the relative sea level. It was possible to identify three high sea levels. The last two whose relative sea level is situated at a maximum

(1) Étude réalisée dans le cadre de l'accord CNPq-O.R.S.T.O.M.

of 8 ± 2 m (120 000 years B.P.) and $4,5 \pm 0,5$ m (5 100 years B.P.) above the current level left considerable records which could be identified through numerous absolute datings. The submergence and then the emergence of this coast towards 5 100 years B.P. are of first importance to understand the mechanisms of the Holocene littoral sedimentation. As a matter of fact, from 5 100 years B.P. onwards, the decrease in the relative sea level gave rise to large amounts of sands from the near platform. These sands deposited on the beach were reworked by the littoral drift and moved up to a trap which allowed them to accumulate. It seems obvious that streams played a secondary role in the deposition of sands but an important role as a trap (obstruction to littoral transport), which accounts for the existence of prograde zones linked to the mouth of a stream or not.

Резюме

СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАЖДЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БРАЗИЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

В течение четвертичного периода, центральная часть бразильского побережья претерпела значительные изменения относительного морского уровня. Три высоких морских уровней могли установить. Последних два уровней, во время которых относительный морской уровень находился соответственно 8 ± 2 м (120 тыс. лет до н. э.) и $4,5 \pm 0,5$ м (5,1 тыс. лет до н. э.) выше, настоящего уровня в периоды самых высоких вод, оставили важные показатели, значение которых могли выяснить по многим определениями абсолютного возраста. Тот факт, что еще 5,1 тыс. лет до н. э., это побережье было в затопленном положении, а с тех пор в выступающем положении является основной данной для понимания процессов голоценового берегового осаднения. В самом деле, с 5,1 тыс. лет до н. э., понижение относительного морского уровня доставило большие количества песков, происшедших от недалекой платформы. Такие пески, принесенные на пляж, были переработаны береговым дрейфом и продвинулись до того времени, когда они попали в ловушку, подходящую к своей аккумуляции. Представляется ясным, что реки играли второстепенную роль в принесении песков, а важную роль в качестве ловушки (препятствия береговому переносу). Этим объясняется тот факт, что наблюдаются наступающие участки, связанные с или независимые от устья какой-то реки.

INTRODUCTION

Les travaux menés par MARTIN et SUGUIO (1975, 1976 a et b, 1978), SUGUIO et MARTIN (1976 a et b, 1981 et 1982), MARTIN *et al.* (1979 a et 1980 a) sur le littoral de l'état de São-Paulo et la partie sud de l'état de Rio de Janeiro, par MARTIN *et al.* (travaux en cours) sur la partie nord du littoral de l'état de Rio de Janeiro, par SUGUIO *et al.* (1982) sur la moitié nord du littoral de l'état d'Espirito-Santo, par BITENCOURT *et al.* (1979 a et b), MARTIN *et al.* (1978, 1979 b, 1980 a et b, 1982), VILAS-BOAS (1981), DOMINGUEZ (1982), DOMINGUEZ *et al.* (1982) sur le littoral de l'état de Bahia et BITENCOURT *et al.* (1982 a et b) sur le littoral de l'état de Sergipe et la partie sud du littoral d'Alagoas, ont permis d'acquérir une bonne connaissance des mécanismes de la sédimentation littorale dans ces diverses régions (fig. 1) au cours du Quaternaire.

Ces auteurs, grâce à une cartographie de détail associée à des datations absolues, ont pu identifier les témoins de trois périodes de hauts niveaux marins au cours du Quaternaire.

La transgression la plus ancienne n'a pu être mise en évidence que sur le littoral des états de Bahia et Sergipe. Elle est connue sous le nom de

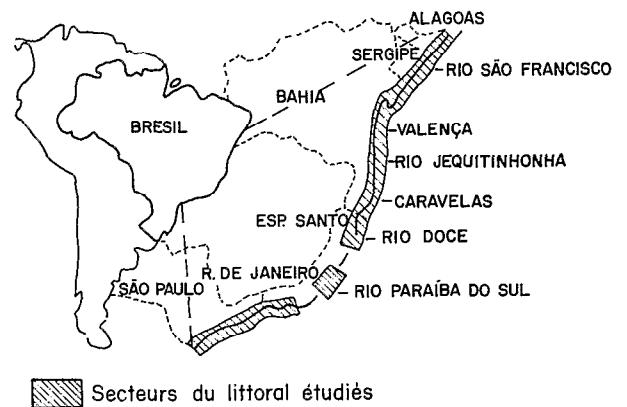


FIG. 1. — Carte de situation

Transgression ancienne (BITENCOURT *et al.*, 1979). Il s'agit d'un événement mal défini du fait qu'il n'existe pas de dépôts qui puissent lui être rattachés avec certitude. Les seuls témoins que nous connaissons de son existence sont constitués par des falaises entaillées dans des sédiments continentaux d'âge pliocène (Formation Barreiras) et probablement par une formation récifale non affleurante existant dans

le sud de l'état de Bahia. Le sommet de celle-ci, atteint par sondage, se situe 11 m sous le niveau actuel de la mer. En ce qui concerne l'âge de ce haut niveau, nous savons seulement qu'il s'est produit avant 120 000 ans B.P., date du maximum de l'avant-dernière transgression qui le suit dans le temps. Cet âge de 120 000 ans a pu être établi grâce à des datations de coraux par la méthode ^{10}U (MARTIN *et al.*, 1982). A cette époque, le niveau relatif de la mer se situait 8 ± 2 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Ce haut niveau est connu sous le nom de *Transgression Cananeia* sur le littoral pauliste (MARTIN et SUGUIO, 1979) et sous celui d'*Avant-Dernière Transgression* sur le littoral des états de Bahia et Sergipe (BITTENCOURT *et al.*, 1979). Enfin, le haut niveau marin le plus récent est très bien connu grâce à un grand nombre de datations au ^{14}C . Ainsi, de nombreuses reconstructions de la position du niveau relatif de la mer, au cours des 7 000 dernières années, ont pu être effectuées. A partir de ces reconstructions, il a été possible d'établir des courbes ou ébauches de courbes de variation du niveau relatif de la mer sur divers secteurs du littoral des états de São-Paulo et Bahia (MARTIN *et al.*, 1980a). Ces diverses courbes possèdent des formes très comparables mais présentent malgré tout des différences indiscutables notamment d'amplitude. Celles-ci sont surtout visibles entre les courbes du littoral pauliste, d'orientation N-E-S-O et celles du littoral de l'état de Bahia, d'orientation N-S. Un phénomène régional dont l'amplitude augmente dans le sens W-E semble être la cause des différences notées. Ainsi, nous avons pu montrer (MARTIN *et al.*, 1980 a) que les variations du niveau relatif de la mer sur le littoral de l'état de Bahia pouvaient être représentées par la courbe construite à partir des données du littoral océanique de la région de Salvador. Les données disponibles sur le littoral de l'état d'Espirito-Santo et sur celui des états de Sergipe et Alagoas, situés respectivement au sud et au nord de l'état de Bahia, étant fragmentaires, il n'a pas été possible de construire de courbe de variation du niveau relatif de la mer pour ces secteurs. Aussi avons-nous admis que la courbe de Salvador était également valable pour ces deux régions, d'autant plus qu'elles sont approximativement de direction N-S. Les variations du niveau relatif de la mer au cours des 7 000 dernières années apparaissant sur la courbe de Salvador sont les suivantes (fig. 2) :

— vers 7 000 ans B.P., le niveau relatif de la mer en élévation est passé par le 0 actuel. Il a continué à s'élever jusqu'à vers 6 500 ans B.P. ;

— entre 6 500 et 5 500 ans B.P., le niveau relatif de la mer est pratiquement resté stationnaire ;

— entre 5 500 et 5 100 ans B.P., l'élévation a repris ;

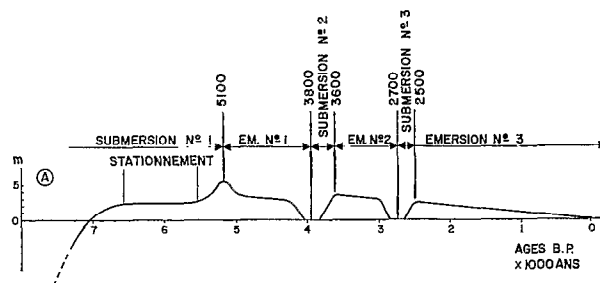


FIG. 2. — Courbe de variation du niveau relatif de la mer dans la région de Salvador mettant en évidence les périodes d'émersion et de submersion

— vers 5 100 ans B.P., le niveau relatif de la mer est passé par un maximum se situant $4,5 \pm 0,5$ m au-dessus du niveau actuel ;

— après 5 100 ans B.P., le niveau relatif de la mer a baissé rapidement jusque vers 4 800 ans B.P., puis il est resté pratiquement stationnaire jusque vers 4 100 ans B.P. et enfin a baissé rapidement jusque vers 3 900 ans B.P. pour atteindre un niveau voisin du niveau actuel ;

— de 3 800 à 3 600 ans B.P., le niveau relatif de la mer s'est élevé très rapidement atteignant une cote située à plus de 3 m au-dessus du niveau actuel ;

— à partir de 3 600 ans B.P., le niveau relatif de la mer a baissé lentement jusque vers 3 000 ans B.P., puis très rapidement jusque vers 2 800 ans B.P., époque à laquelle il se situait dans une position voisine du niveau actuel ;

— de 2 700 à 2 500 ans B.P., le niveau relatif de la mer s'est élevé très rapidement atteignant une cote située environ 2,5 m au-dessus du niveau actuel ;

— à partir de 2 500 ans B.P., le niveau relatif de la mer a baissé assez régulièrement jusqu'à atteindre sa position actuelle.

En plus des témoins d'anciens niveaux marins, on connaît, sur le littoral des états de Bahia Sergipe et Alagoas, des témoins d'importantes variations climatiques qui se sont produites durant le Quaternaire. Ceux-ci consistent en dépôts continentaux et en diverses générations de dunes qui attestent de conditions climatiques beaucoup plus sèches que les conditions actuelles. De nos jours, le climat est chaud et humide dans toute cette région. On doit toutefois noter l'existence d'une petite frontière climatique située à la hauteur de Salvador. Cette frontière délimite une région sud très humide (domaine du cacao) et une région nord légèrement plus sèche. Cette différence se retrouve dans les climats anciens.

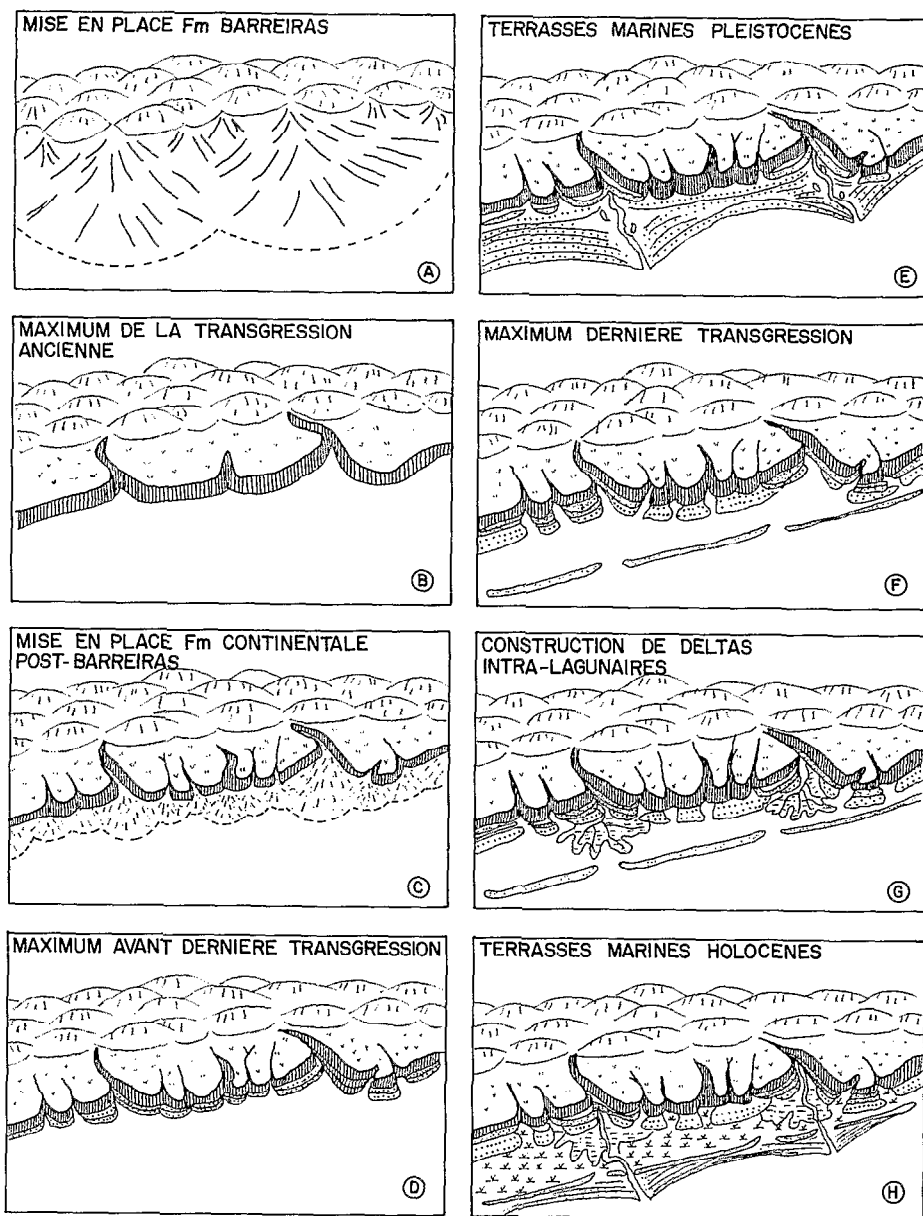


FIG. 3. — Schéma évolutif de la partie centrale du littoral brésilien au Quaternaire

La finalité de ce travail est de présenter une synthèse montrant le rôle essentiel joué par les variations du niveau relatif de la mer et du climat dans le façonnement de la partie centrale du littoral brésilien.

GRANDES LIGNES DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE

Les travaux de MARTIN *et al.* (1980 a) et DOMINGUEZ *et al.* (1982b) ont permis d'établir les

grandes lignes de l'évolution paléogéographique et paléoclimatique de la partie du littoral brésilien comprise entre Macaé (Rio de Janeiro) et l'embouchure du Rio São-Francisco (Sergipe-Alagoas). Ainsi un certain nombre de phases ont pu être définies :

Phase I. Au cours du Pliocène, le climat a dû être chaud et humide durant une longue période de temps, ce qui a entraîné la formation d'un épais manteau d'altération. A la fin du Pliocène, le climat devenant

plus sec (de type semi-aride avec des pluies rares mais violentes), le couvert végétal a eu tendance à disparaître et le manteau d'altération a pu être érodé. Cette érosion a pu être facilitée par un soulèvement simultané du continent (GHIGNONE, 1979). Les produits de celle-ci se sont déposés au pied des reliefs sous la forme de cônes alluviaux coalescents (fig. 3 A). Ces dépôts qui couvrent une aire géographique considérable (de Rio de Janeiro à l'Amazone), sont connus sous le nom de Formation Barreiras. Lors de leur mise en place, le niveau relatif de la mer devait se situer nettement plus bas que le niveau actuel puisqu'ils ont recouvert une partie de la plate-forme continentale (BIGERELLA et ANDRADE, 1964).

Phase II. Le retour à un climat humide coïncidant avec une élévation du niveau relatif de la mer (*Transgression Ancienne*) a marqué la fin de la déposition des sédiments de la formation Barreiras. La limite atteinte par le maximum de cette transgression est indiquée par une ligne de falaises mortes entaillée dans les sédiments de la Formation Barreiras (fig. 3 B).

Phase III. Une nouvelle variation climatique, coïncidant avec un abaissement du niveau relatif de la mer, s'est produite. Le climat est redevenu de type semi-aride ce qui a entraîné une diminution importante du couvert végétal, l'érosion partielle des sédiments de la Formation Barreiras et la mise en place d'une nouvelle formation continentale au pied des reliefs et notamment des falaises entaillées dans les sédiments de la Formation Barreiras lors de la Transgression Ancienne. Cette mise en place s'est faite dans des conditions assez semblables à celles de la mise en place de la Formation Barreiras (fig. 3 C). Ces dépôts continentaux mis en évidence uniquement sur le littoral des états de Bahia et Sergipe sont connus sous le nom de *Dépôts Continentaux Post-Barreiras* (VILAS-BOAS *et al.*, 1981). Dans certaines régions, la superficie de ces dépôts a été remaniée par le vent et il s'est formé d'importants champs de dunes dont on connaît quelques vestiges notamment au nord de Salvador et sur le littoral de l'état de Sergipe (MARTIN *et al.*, 1980 ; BITTENCOURT *et al.*, 1982). Nous savons que les Dépôts Continentaux Post-Barreiras et les dunes qui parfois les recouvrent sont plus anciens que 120 000 ans puisqu'ils ont été partiellement érodés lors du maximum de l'avant-dernière transgression (fig. 3 D).

Phase IV. Lors du maximum de l'avant-dernière transgression, vers 120 000 ans B.P., le niveau relatif de la mer se situait 8 ± 2 m au-dessus du niveau actuel. A cette époque, le climat était assez semblable au climat actuel. Il est bon de noter qu'il existe,

actuellement, comme nous l'avons vu précédemment une frontière climatique à la hauteur de Salvador. Il semble logique de penser que, dans le passé, la partie nord a été plus sèche que la partie sud. Ceci peut expliquer que l'on rencontre des dunes fossiles seulement au nord de Salvador.

Phase V. Une nouvelle régression a commencé et des terrasses sableuses couvertes de cordons littoraux se sont formées en présence ou en l'absence de cours d'eau (fig. 3 E). Entre 120 000 et 7 000 ans B.P., le niveau relatif de la mer est resté inférieur au niveau actuel en connaissant toutefois des oscillations importantes. Vers 17 000 ans B.P., a commencé la dernière grande transgression. Entre 120 000 et 17 000 ans B.P., un réseau hydrographique s'est installé sur la partie du plateau continental émergée et notamment sur la terrasse sableuse marine mise en place après 120 000 ans B.P. Ainsi, des vallées parfois larges et profondes ont pu être creusées. Toutefois, surtout au sud de Salvador, la superficie originelle a été assez bien conservée dans les zones interfluves et les alignements de cordons littoraux, en voie de dissipation, y sont encore souvent visibles. Ces anciens cordons présentent des caractéristiques très différentes de celles des cordons plus récents ce qui permet de les en différencier très facilement (MARTIN *et al.*, 1981). La préservation de ces cordons, surtout au sud de Salvador, est une indication que le climat n'a pas connu de variations radicales au cours des 120 000 dernières années. Cependant, certains indices (dunes et caractéristiques de la sédimentation dans certaines petites vallées) montrent que le climat a été légèrement plus sec que le climat actuel.

Phase VI. Vers 7 000 ans B.P., le niveau relatif de la mer a dépassé le 0 actuel et est passé par un maximum qui s'est situé 4 à 5 m au-dessus du niveau actuel vers 5 100 ans B.P. Le littoral a donc été en submersion jusque vers 5 100 ans B.P. Cette submersion s'est le plus souvent traduite par la formation d'un système d'îles barrières/lagunes (fig. 3 F). Ce stade îles barrières/lagunes a pu être plus ou moins important et dans certains cas être totalement absent. Quand un cours d'eau débouche dans une de ces lagunes, il y construit un delta intralagunaire (fig. 3 G).

Phase VII. Après 5 100 ans B.P. le niveau relatif de la mer est revenu vers sa position actuelle en connaissant toutefois deux courtes périodes d'élévation rapide entre 3 800 et 3 600 ans B.P. Donc en moyenne nous pouvons dire que depuis 5 100 ans B.P. le littoral est en émergence. Celle-ci a été caractérisée par la construction de terrasses sableuses couvertes de cordons qui se sont placées à l'extérieur des îles barrières. Ces terrasses se sont formées

indifféremment à l'embouchure ou non de cours d'eau (fig. 3 H).

Il est important de noter que l'évolution qu'a connue le littoral brésilien depuis 7 000 ans n'est pas une situation générale. Par exemple, les littoraux atlantique et du golfe du Mexique des États-Unis sont actuellement en submersion; le niveau relatif de la mer n'ayant pas, au cours de la phase finale de la dernière transgression, dépassé le niveau actuel (fig. 4). Il est bien évident que cette différence de comportement a eu une répercussion importante sur les mécanismes de la sédimentation littorale. Les conditions existant actuellement sur le littoral des États-Unis existaient au Brésil avant 5 000 ans B.P.

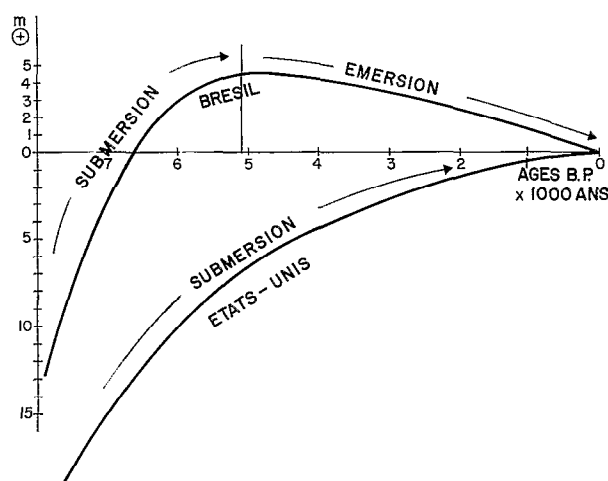


FIG. 4. — Courbes moyennes schématiques des variations du niveau relatif de la mer au Brésil et aux États-Unis (Côte est)

ZONES EN PROGRADATION DE LA PARTIE CENTRALE DU LITTORAL BRÉSILIEN

L'existence de vastes plaines côtières formées de sédiments quaternaires est une des caractéristiques de cette région. Certaines de ces plaines sont situées de l'embouchure d'un cours d'eau important, d'autres au contraire ne présentent aucune liaison avec un cours d'eau actuel ou ancien. Ces deux types de zones de sédimentation quaternaire présentent toutefois les mêmes caractéristiques.

Zones en progradation situées à l'embouchure d'un cours d'eau

Il existe, dans la partie centrale du littoral brésilien, quatre plaines quaternaires situées à l'embouchure d'un cours d'eau important. Ce sont, du nord au sud, les plaines côtières des Rios São-Francisco, Jequitinhonha, Doce et Paraíba do Sul (fig. 1).

BACOCOLI (1971) en se basant sur les travaux de FISHER (1969) a considéré que ces plaines côtières étaient des « deltas du type hautement destructif dominé par les vagues ». Dans ce travail, nous avons classé ces plaines côtières en deux groupes.

Plaines côtières à delta intralagunaire fossile

Appartiennent à cette catégorie, les plaines situées à l'embouchure des Rios Doce (Espírito-Santo) et Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). La plaine côtière du Rio Doce ayant fait l'objet d'une étude détaillée (SUGUIO *et al.*, 1982), il a été possible d'établir avec une assez bonne précision l'histoire de sa formation. Elle forme un croissant asymétrique en direction de la mer d'une largeur maximum de 38 km et d'une longueur nord-sud d'environ 130 km couvrant une superficie de près de 2 500 km² (fig. 5). Elle est constituée de sédiments lagunaires, de sédiments fluviaux et de sédiments marins littoraux. Une cartographie de détail s'appuyant sur des datations absolues nous a permis de différencier :

des terrasses marines sableuses d'âge pléistocène. Elles se sont mises en place après le maximum de l'avant-dernière transgression (120 000 ans B.P.). Les sables de la partie inférieure de ces terrasses sont souvent cimentés par de la matière organique d'origine secondaire ce qui leur confère une couleur foncée. Ces terrasses s'appuient directement sur une ancienne ligne de falaises entaillée dans les sédiments de la Formation Barreiras (on ne connaît pas de témoins de la Formation Continentale Post-Barreiras) ;

des terrasses marines sableuses d'âge holocène. Il a été possible de différencier deux grands systèmes de terrasses holocènes. Le système le plus interne, en partie détruit, s'est formé entre 5 100 et 3 800 ans B.P. Le second système s'est mis en place à partir de 3 600 ans B.P. Il forme une bande pratiquement continue en bordure de l'océan. Ces deux systèmes sont séparés par une zone basse argilo-sableuse d'origine lagunaire ;

des sédiments lagunaires. La plus grande partie de la plaine située entre les terrasses marines pléistocènes (ou les sédiments de la Formation Barreiras) et les terrasses holocènes est actuellement occupée par une zone marécageuse. En surface, il existe une couche de tourbe d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Sous celle-ci, on trouve des sédiments sablo-argileux contenant le plus souvent de très grandes quantités de coquilles de mollusques marins ou lagunaires. Tout indique donc que cette partie basse de la plaine côtière a été anciennement occupée par une lagune. Des datations au ¹⁴C, effectuées sur certaines de ces coquilles et sur des morceaux de bois, ont permis de différencier, en fonction de la

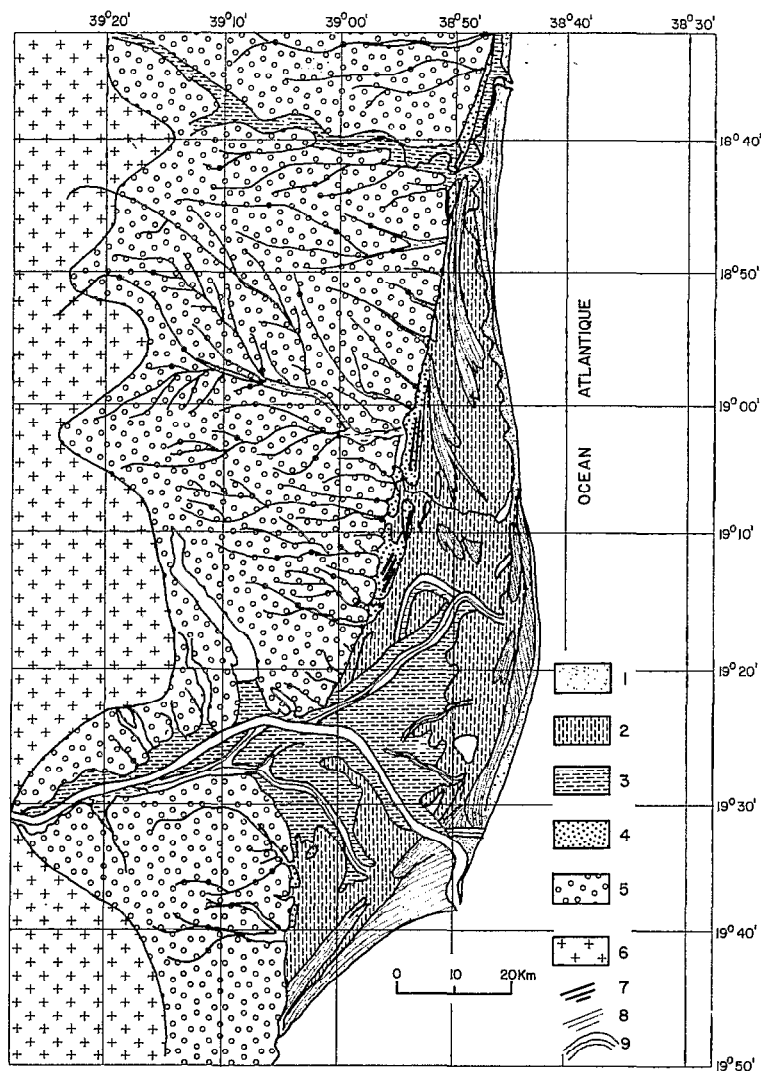


Fig. 5. — Plaine côtière du Rio Doce. 1 : Terrasse marine holocène ; 2 : Sédiments lagunaires ; 3 : Sédiments fluviaux (delta intra-lagunaire) ; 4 : Terrasse marine pléistocène ; 5 : Sédiments continentaux pliocènes (Fm. Barreiras) ; 6 : Formations précambriennes ; 7 : Alignements de cordons littoraux pléistocènes ; 8 : Alignements de cordons littoraux holocènes ; 9 : Paléochenaux du Rio Doce

position géographique des échantillons, deux phases lagunaires dont les âges sont en parfait accord avec les périodes de hauts niveaux apparaissant sur la courbe de variation du niveau relatif de la mer prise comme référence (fig. 2). Les échantillons prélevés entre les terrasses pléistocènes et le premier système de terrasses holocènes ont donné les âges suivants :

RD 31	6280 ±200 ans B.P. (Bah. 955)
PP 0152	6150 ±200 ans B.P. (SPC. 010)
PP 0009 B	6030 ±250 ans B.P. (SPC. 014)
RD 21	6020 ±200 ans B.P. (Bah. 950)
PP 0009 C	5880 ±200 ans B.P. (SPC. 005)
RD 34	5800 ±200 ans B.P. (Bah. 957)
RD 32	5600 ±200 ans B.P. (Bah. 956)
RD 24	5550 ±200 ans B.P. (Bah. 952)

Coquilles

PP 0009 A	6350 ±200 ans B.P. (SPC. 006)
RD 30	6280 ±200 ans B.P. (Bah. 954)

Bois

RD 13	4670 ±200 ans B.P. (Bah. 966)
RD 12	4620 ±200 ans B.P. (Bah. 965)
RD 14	4600 ±200 ans B.P. (Bah. 967)

Les échantillons prélevés entre le premier et le second système de terrasses holocènes (moitié nord de la plaine) ont donné les âges suivants :

Coquilles	
RD 01	3540 \pm 200 ans B.P. (Bah. 942)
RD 10	3300 \pm 150 ans B.P. (Bah. 946)
RD 07	3060 \pm 150 ans B.P. (Bah. 944)
Bois	
RD 28	3430 \pm 150 ans B.P. (Bah. 962)

L'existence de cette deuxième phase lagunaire, liée au haut niveau de la mer qui a existé entre 3 600 et 3 000 ans B.P., est également confirmée par des indices indiscutables de submersion des zones basses du premier système de terrasses ;

des sédiments fluviaux. Dans la partie centrale de la plaine côtière, de part et d'autre du cours actuel du Rio Doce, il existe une grande étendue de sédiments fluviaux parcourue par plusieurs paléocanaux. Sous ces sédiments fluviaux, les sédiments lagunaires ont été rencontrés dans divers forages. Vue en plan, la zone des sédiments fluviaux présente toutes les caractéristiques d'un delta dominé par le cours d'eau selon la classification de GALLOWAY (1975) (fig. 5). Il est donc bien évident que, pendant la phase lagunaire, le Rio Doce a construit un delta classique dans la lagune. Un morceau de bois prélevé près de l'extrémité du paléocanal nord a indiqué un âge de $4\,250 \pm 200$ ans B.P. (Bah. 960). La position géographique de l'échantillon daté montre, qu'à cette époque, la plus grande partie du delta intralagunaire était déjà construite. Ceci est logique car entre 4 000 et 3 800 ans B.P., la première lagune a dû pratiquement s'assécher et le Rio Doce atteindre directement l'océan.

A partir de ces données, il a été possible de reconstruire de façon assez précise l'histoire de la construction de la plaine côtière du Rio Doce.

La phase I, correspondant à la mise en place des sédiments de la Formation Barreiras est bien connue (fig. 6 A). Par contre, on n'a pas rencontré de témoins des phases II et III correspondant au maximum de la Transgression Ancienne et à la mise en place des sédiments Continentaux Post-Barreiras. Les phases suivantes définies dans le schéma général ont pu être identifiées :

Phase IV. Vers 120 000 ans B.P., époque du maximum de l'avant-dernière transgression, le niveau relatif de la mer se situait 8 ± 2 m au-dessus du niveau actuel. La partie inférieure des grandes vallées creusées dans les sédiments de la Formation Barreiras a été submergée. Entre ces vallées, les sédiments pliocènes ont été érodés et il s'est formé

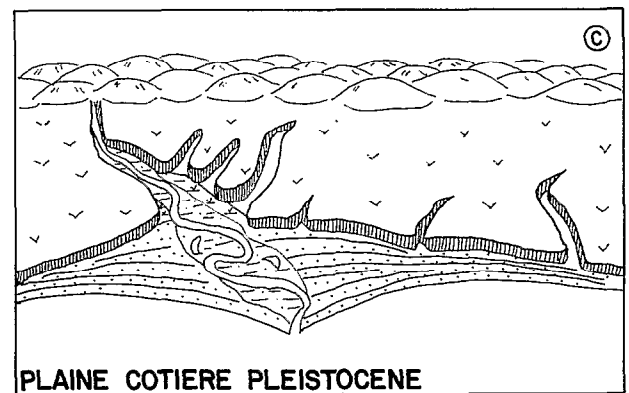
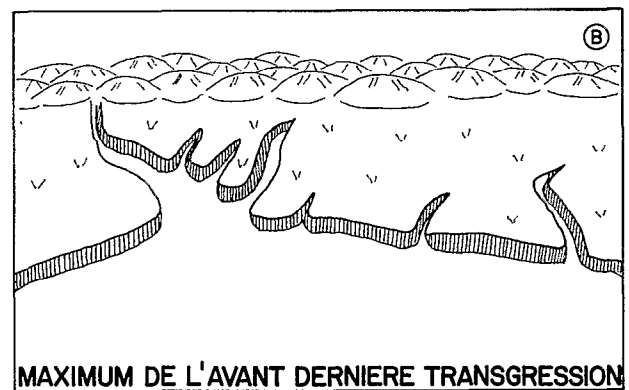
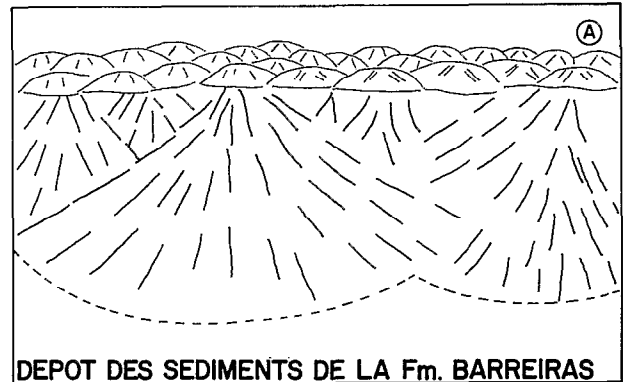


FIG. 6. — Schéma évolutif de la plaine côtière du Rio Doce au Pléistocène

une ligne de falaises pouvant, dans certains cas, atteindre 20 m de hauteur. A cette époque le Rio Doce se terminait par un estuaire (fig. 6 B).

Phase V. Avec le début de la régression, des cordons littoraux s'appuyant directement sur la falaise ont commencé à se former et, au fur et à mesure de l'abaissement du niveau relatif de la mer, une vaste plaine sableuse s'est constituée (fig. 6 C). Un

réseau hydrographique s'y est installé et y a creusé des vallées parfois larges et profondes.

Phase VI. A partir de 17 000 ans B.P., a débuté la dernière grande transgression au cours de laquelle le zéro actuel a été atteint vers 7 000 ans B.P. Le niveau relatif de la mer a continué à s'élever jusque vers 6 500 ans B.P., puis il est resté stationnaire

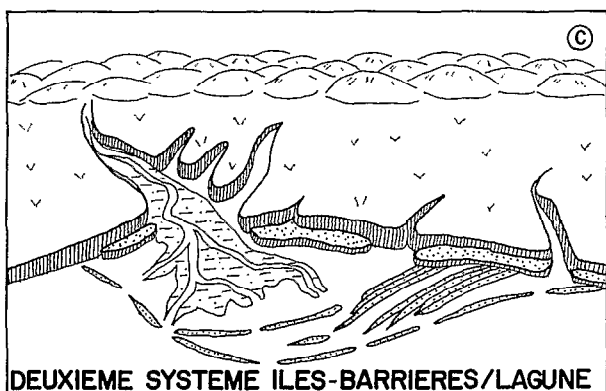
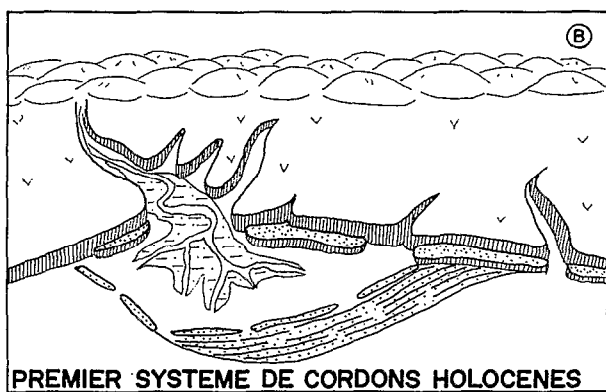
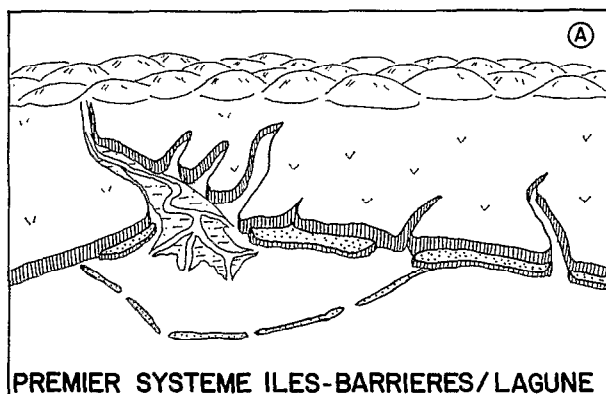


FIG. 7. — Schéma évolutif de la plaine côtière du Rio Doce à l'Holocène

entre 6 500 et 5 500 ans B.P., période correspondant aux âges des coquilles prélevées dans les sédiments de la première phase lagunaire. L'existence d'une lagune implique l'existence d'une séparation entre celle-ci et l'océan. Il est très vraisemblable que cette séparation était constituée par une succession d'îles barrières (fig. 7 A). L'existence de celles-ci n'est pas une vision de l'esprit. En effet, il semble que le système îles barrières/lagune soit une des caractéristiques des côtes en submersion. Ainsi le littoral atlantique des États-Unis qui, comme nous l'avons vu, est encore actuellement en submersion, est caractérisé par l'existence d'un grand nombre d'îles barrières et lagunes. Une comparaison de la situation existant actuellement dans la région du cap Hatteras (États-Unis) avec celle qui a existé dans la région de l'embouchure du Rio Doce avant 5 100 ans B.P. (fin de la phase de submersion) fait apparaître une ressemblance remarquable (fig. 8).

Entre 5 500 et 5 100 ans B.P., le niveau relatif de la mer a souffert une élévation rapide. Celle-ci n'a pas provoqué la destruction des îles barrières mais leur migration en direction du continent. Dès que la lagune a existé, les sédiments transportés par le Rio Doce y ont été piégés et un delta intralagunaire a commencé à se former.

Phase VII. Après 5 100 ans B.P., le niveau relatif de la mer a commencé à baisser. Un premier système de cordons littoraux commence à se former à l'extérieur des îles barrières (fig. 7 B). Le delta intralagunaire continue à se développer jusqu'à l'assèchement de la lagune. Il apparaît clairement qu'à cette époque la lagune n'était pas entièrement remplie par les sédiments du cours d'eau et que par conséquent le Rio Doce n'a pas débouché directement dans l'océan durant toute cette période. Il est donc bien évident que ce ne sont pas les sables transportés par le Rio Doce qui ont contribué à construire le premier système de cordons holocènes.

Phase VIII. Il a été possible de mettre en évidence une nouvelle phase de submersion correspondant à la période d'élévation rapide du niveau relatif de la mer entre 3 800 et 3 600 ans B.P. Cette phase de submersion s'est traduite par la formation d'un nouveau système îles barrières/lagune (fig. 7 C).

Phase IX. L'abaissement du niveau relatif de la mer après 3 600 ans B.P. s'est traduit par la formation d'un second système de cordons littoraux à l'extérieur de la deuxième génération d'îles barrières.

Il n'a pas été possible de mettre en évidence par un troisième système d'îles barrières/lagune la phase de submersion qui apparaît entre 2 700 et 2 500 ans B.P. sur la courbe de référence. Cela ne veut pas dire que cette phase de submersion ne s'est pas produite mais seulement qu'elle ne s'est pas traduite par la

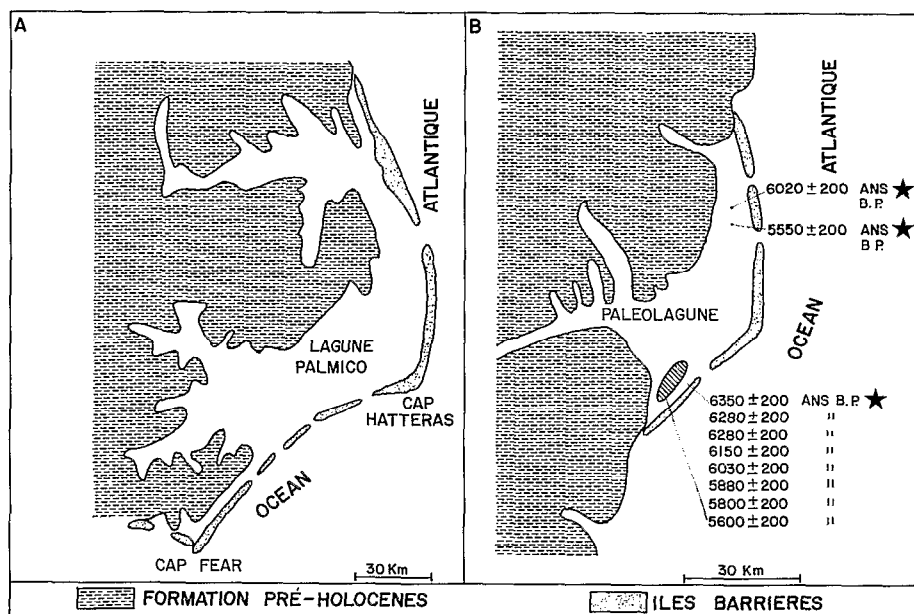


FIG. 8. — Comparaison de la situation actuelle de la région du cap Hatteras (E.-U.) et de la situation de la plaine côtière du Rio Doce avant 5 100 ans B.P.

formation d'un système îles barrières/lagune. Par contre il est possible qu'elle corresponde à une des grandes discordances existant dans l'orientation des cordons du deuxième système. Malheureusement l'absence de datations absolues ne nous permet pas de l'affirmer.

La seconde plaine côtière à delta intralagunaire fossile est celle située à l'embouchure du Rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro) (fig. 9). Elle forme un lobe d'environ 120 sur 60 km couvrant une superficie de près de 3 000 km². Elle présente des caractéristiques assez semblables à celles de la plaine côtière du Rio Doce avec toutefois des différences locales dues à des problèmes structuraux. En effet, cette région est caractérisée par l'existence d'importants accidents délimitant divers blocs. Certains de ces accidents semblent avoir joué au Quaternaire comme en témoigne l'abaissement de la terrasse marine pléistocène de la partie sud de la plaine qui est actuellement recouverte par la plage actuelle (fig. 9).

La plaine côtière du Rio Paraíba do Sul est également formée de terrasses marines sableuses d'âge pléistocène et holocène, de sédiments lagunaires et fluviaux. Il a été possible de mettre en évidence l'existence d'une vaste paléolagune en partie comblée par un delta intralagunaire. Les premières datations au ¹⁴C de coquilles et de morceaux de bois prélevés dans les sédiments lagunaires ont indiqué des âges tout à fait comparables à ceux des échantillons de la paléolagune du Rio Doce :

SD 10 A	7010 ± 250	ans B.P.	(Bah. 1005)
SD 03	6860 ± 200	ans B.P.	(Bah. 995)
SD 11	6830 ± 200	ans B.P.	(Bah. 1007)
SD 09 B	6590 ± 200	ans B.P.	(Bah. 1004)
SD 10 B	6000 ± 200	ans B.P.	(Bah. 1006)
SD 09 A	6000 ± 200	ans B.P.	(Bah. 1003)
SD 04	5140 ± 200	ans B.P.	(Bah. 996)

Il existe plusieurs systèmes de cordons littoraux holocènes séparés par de très importantes discordances et par des zones basses anciennement lagunaires. Il est possible que certaines de ces discontinuités correspondent aux phases de submersion de 3 800-3 600 et 2 700-2 500 ans B.P. Mais nous ne possédons pas encore de datations pour vérifier cette hypothèse.

Plaines côtières sans delta intralagunaire fossile

Ce sont les plaines des Rios Jequitinhonha et São-Francisco (fig. 1). Pour des raisons mal définies, la lagune de la phase îles barrières/lagune s'est peu développée dans la direction est-ouest, ce qui explique que le cours d'eau n'ait pu y construire un delta et qu'il ait atteint rapidement la mer ouverte.

La plaine côtière la mieux étudiée est celle du Rio Jequitinhonha située dans la partie sud du littoral de l'état de Bahia (DOMINGUEZ, 1982 et DOMINGUEZ *et al.*, 1982). Installée dans une zone en creux existant dans les sédiments de la Formation Barreiras, elle occupe un secteur d'environ 100 km du littoral, cou-

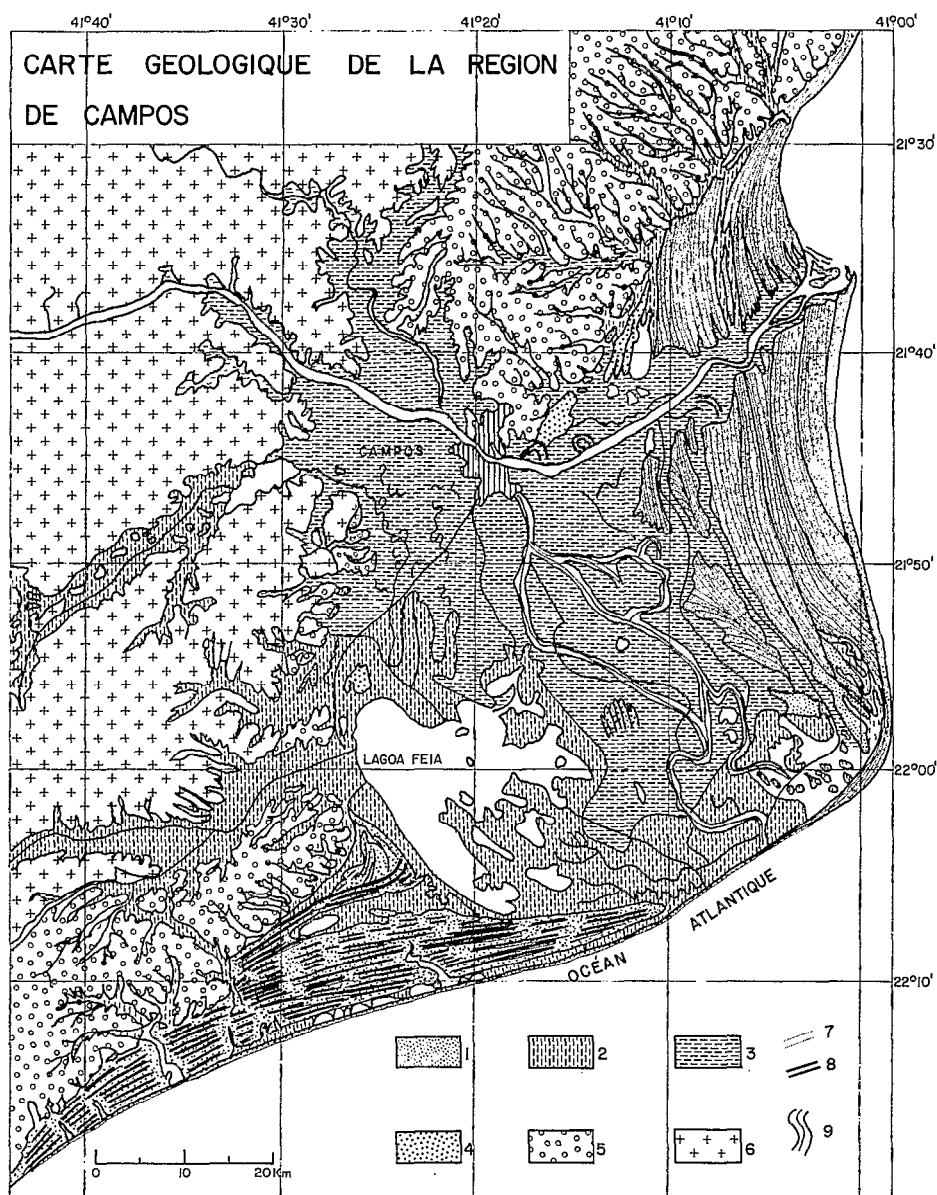


FIG. 9. — Plaine côtière du Rio Paraíba do Sul. 1 : Terrasse marine holocène ; 2 : Sédiments lagunaires ; 3 : Sédiments fluviaux (delta intralagunaire) ; 4 : Terrasse marine pléistocène ; 5 : Sédiments continentaux pliocènes (Fm. Barreiras) ; 6 : Formations précambriennes ; 7 : Alignements de cordons littoraux holocènes ; 8 : Alignements de cordons littoraux pléistocènes ; 9 : Paléochenaux du Rio Paraíba do Sul

vrant une superficie de près de 800 km² (fig. 10). Les dépôts quaternaires suivants y ont été décrits :

- dépôts continentaux Post-Barreiras ;
- terrasses sableuses marines d'âge pléistocène ;
- sédiments lagunaires d'âge pléistocène ;
- terrasses sableuses marines d'âge holocène ;
- sédiments fluviaux d'âge holocène.

Toutes les phases décrites dans le schéma de la sédimentation littorale ont pu être mises en évidence avec une bonne précision.

Phase I. Dépôt des sédiments de la Formation Barreiras (fig. 11 A).

Phase II. Maximum de la Transgression Ancienne (fig. 11 B).

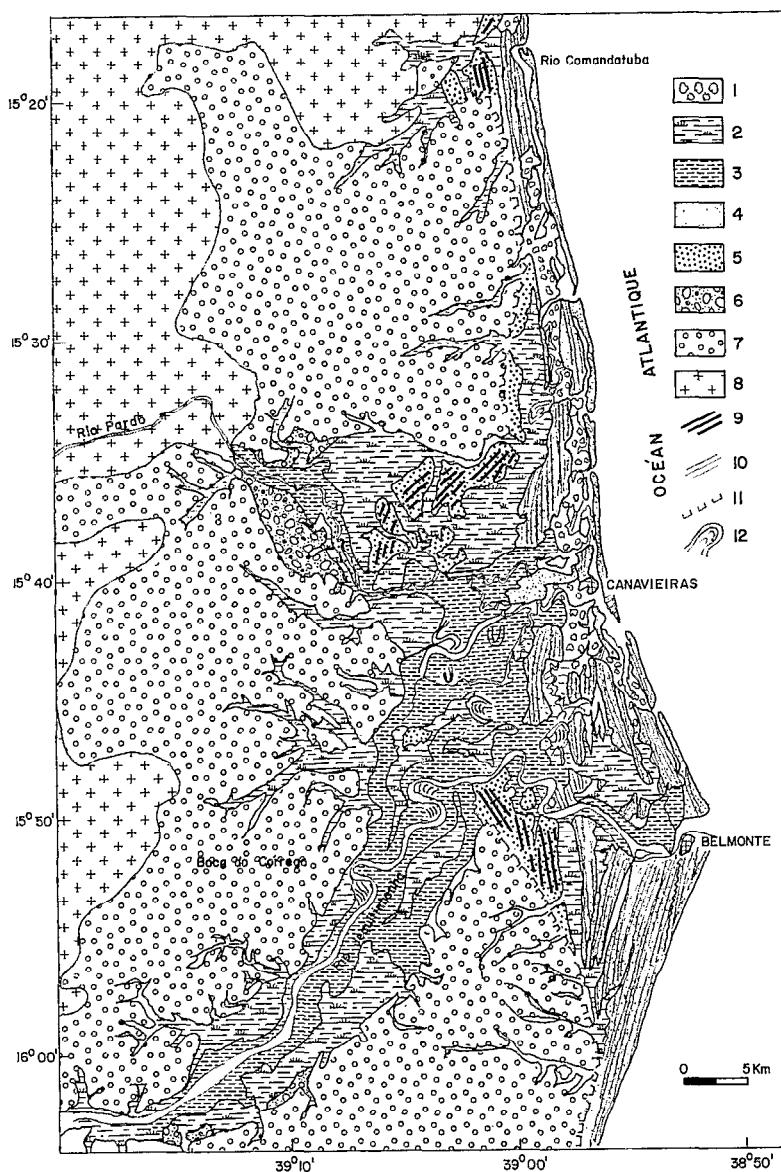


FIG. 10. — Plaine côtière du Rio Jequitinhonha. 1 : Mangrove ; 2 : Sédiments lagunaires ; 3 : Sédiments fluviaux ; 4 : Terrasse marine holocène ; 5 : Terrasse marine pléistocène ; 6 : Sédiments Continentaux Post-Barreiras ; 7 : Sédiments continentaux pliocènes (Fm. Barreiras) ; 8 : Formations précambriennes ; 9 : Alignements de cordons littoraux pléistocènes ; 10 : Alignements de cordons littoraux holocènes ; 11 : Falaises mortes ; 12 : Paléochenaux du Rio Jequitinhonha

Phase III. Dépôt des sédiments continentaux Post-Barreiras (fig. 11 C).

Phase IV. Maximum de l'avant-dernière transgression (fig. 12 A). Celle-ci a provoqué l'érosion de la plus grande partie des dépôts continentaux Post-Barreiras et la formation d'une nouvelle ligne de falaises soit dans les sédiments continentaux Post-Barreiras soit dans les sédiments de la Formation

Barreiras. A cette époque, le climat devait être assez semblable au climat actuel.

Phase V. Construction de la plaine côtière pléistocène, caractérisée par des terrasses sableuses couvertes de cordons littoraux (fig. 12 B). Au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de la mer, un réseau hydrographique s'est installé sur ces terrasses et y a creusé des vallées.

- L. 16 6180 ±140 ans B.P. (Bah. 814)
- L. 78 5850 ±150 ans B.P. (Bah. 910)
- L. 87 5570 ±150 ans B.P. (Bah. 915)
- L. 47 5300 ±140 ans B.P. (Bah. 822)

Ces âges sont tout à fait comparables à ceux obtenus pour les paléolagunes des plaines côtières des Rios Doce et Paraíba do Sul.

Les phases successives d'émersion et de submersion qui se sont ensuite produites ont laissé des traces

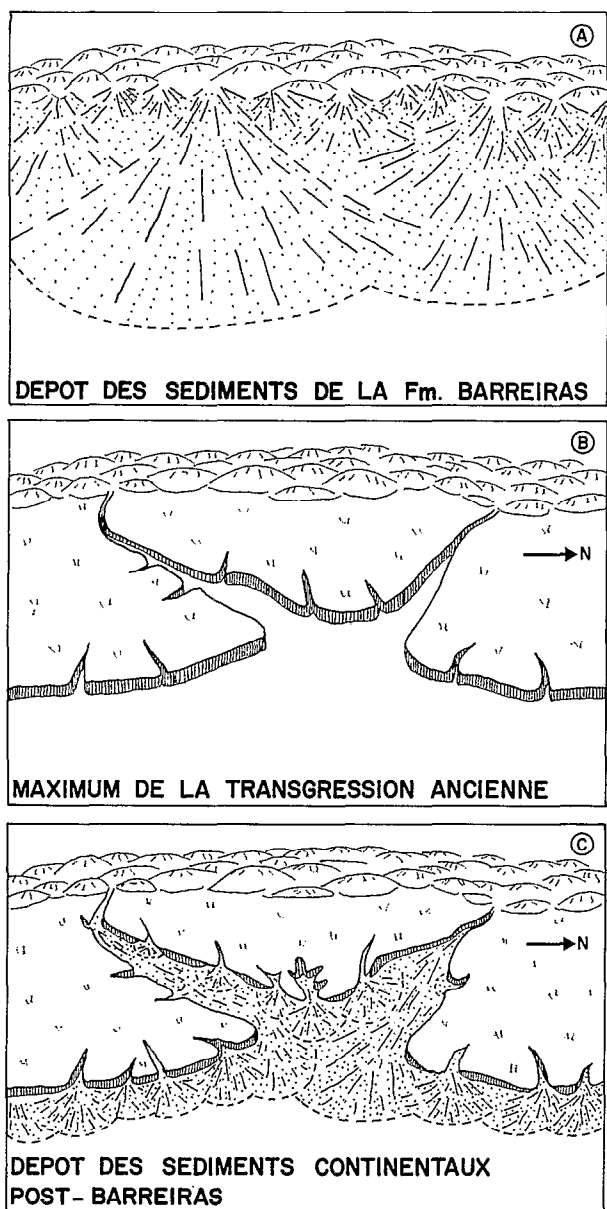


FIG. 11. — Schéma évolutif de la plaine côtière du Rio Jequitinhonha au pléistocène

Phase VI. La phase finale de la dernière transgression a été marquée par la destruction de la partie externe de la plaine pléistocène, l'invasion des zones basses de la partie interne et la formation d'une succession d'îles barrières délimitant une lagune peu étendue dans le sens est-ouest (fig. 12 C). L'existence de celle-ci est confirmée par 4 datations de morceaux de bois prélevés dans des sédiments lagunaires situés entre les terrasses marines pléistocènes et holocènes :

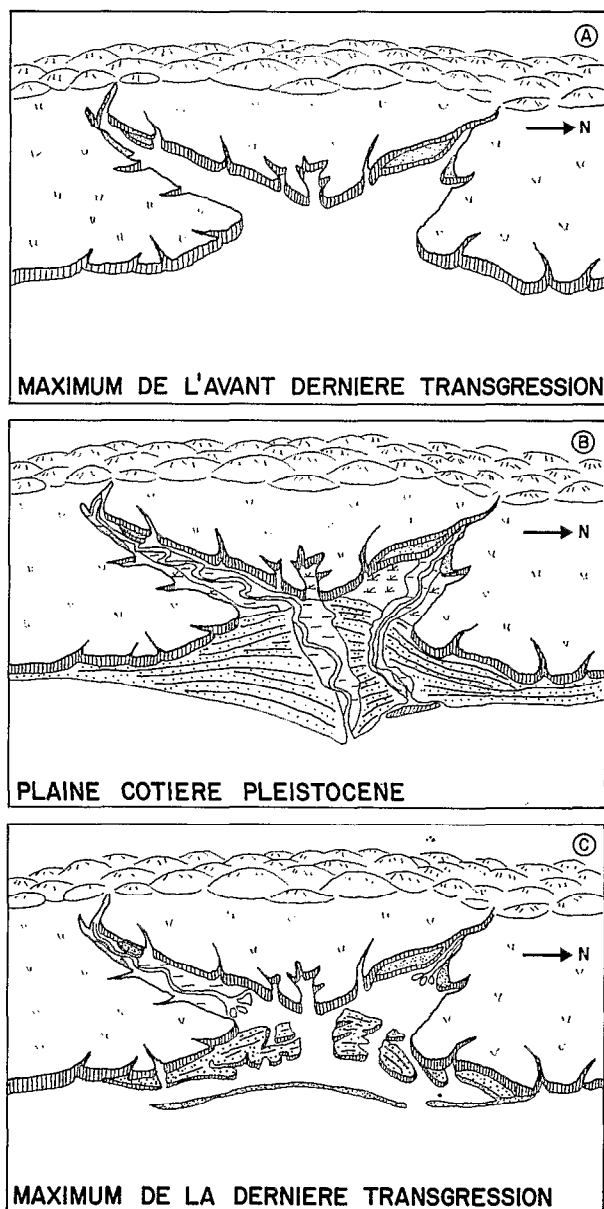


FIG. 12. — Schéma évolutif de la plaine côtière du Rio Jequitinhonha avant 120 000 ans B.P. vers 120 000 ans B.P. et avant 5 100 ans B.P.

très nettes. Il a été possible d'établir une corrélation remarquable entre les différents systèmes de cordons holocènes et les différentes phases d'émersion apparaissant sur la courbe de référence (fig. 2). A partir d'une étude de l'orientation et de la morphologie des cordons littoraux existant à la surface des terrasses holocènes associée à des datations absolues, DOMINGUEZ (1982) a pu mettre en évidence l'existence de 3 systèmes de cordons associés à 3 embouchures successives du Rio Jequitinhonha au cours des 5 000 dernières années. De plus, il existe, associées aux 3 embouchures, 3 bandes parfaitement distinctes de sédiments fluviaux séparées entre elles par des zones basses marécageuses. Des datations effectuées sur des morceaux de bois prélevés dans les sédiments de la bande associée à la troisième embouchure ont donné les âges suivants :

L. 6	2245 ±100 ans B.P.	(Bah. 811)
L. 26	1800 ±100 ans B.P.	(Bah. 817)
L. 8	1700 ±100 ans B.P.	(Bah. 812)
L. 81	1420 ±100 ans B.P.	(Bah. 911)
L. 76	1400 ±100 ans B.P.	(Bah. 909)
L. 40	1350 ±100 ans B.P.	(Bah. 821)
L. 20	1350 ±100 ans B.P.	(Bah. 816)
L. 73	1070 ±100 ans B.P.	(Bah. 908)
L. 81	1040 ±100 ans B.P.	(Bah. 912)
L. 85	790 ± 50 ans B.P.	(Bah. 916)
L. 69	610 ±100 ans B.P.	(Bah. 905)
L. 71	580 ±100 ans B.P.	(Bah. 906)
L. 17	520 ±100 ans B.P.	(Bah. 815)
L. 84	400 ±100 ans B.P.	(Bah. 914)
L. 68	190 ±100 ans B.P.	(Bah. 904)

L'évolution paléogéographique au cours des 5 000 dernières années a pu être reconstruite avec une très bonne précision.

Phase VII. Elle correspond à la période d'émersion qui s'est produite entre 5 100 et 3 900 ans B.P. et qui a été marquée par la construction du premier système de cordons. Celui-ci est associé à une ancienne embouchure du Rio Jequitinhonha qui se situait légèrement au sud de l'emplacement actuel de la cité de Canavieiras (fig. 13 A). Un morceau de bois prélevé dans des sédiments lagunaires recouverts par le cordon le plus interne (île barrière) a été daté de 5 850 ±150 ans B.P. (Bah. 910). Cette datation montre que le premier système est plus récent que cette date.

Phase VIII. Elle correspond à la période de submersion qui s'est produite entre 3 800 et 3 600 ans B.P. Celle-ci a provoqué un déplacement brusque de l'embouchure de son ancienne position pour une nouvelle située plus au sud. Le fait que les terrasses marines couvertes de cordons qui existent entre ces deux positions n'aient pas été détruites montre bien que le déplacement s'est fait de manière brusque et non continue. On peut trouver deux causes expli-

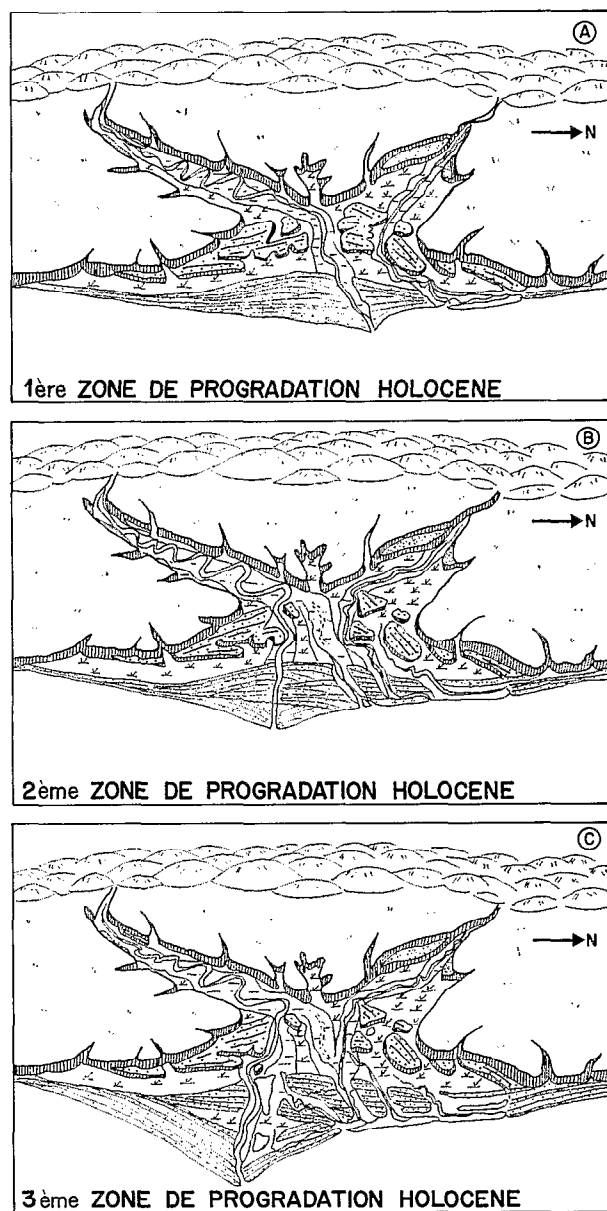


FIG. 13. — Schéma évolutif de la plaine côtière du Rio Jequitinhonha après 5 100 ans B.P.

quant un déséquilibre dynamique susceptible de provoquer ce déplacement brusque : a) perte de compétence du Rio Jequitinhonha en conséquence de l'augmentation du cours inférieur par suite de la progradation ; b) perte de compétence en conséquence d'une brusque remontée du niveau relatif de la mer. Le fait que la progradation s'accompagne d'un abaissement du niveau relatif de la mer montre que celle-ci n'a pu entraîner une diminution de la compé-

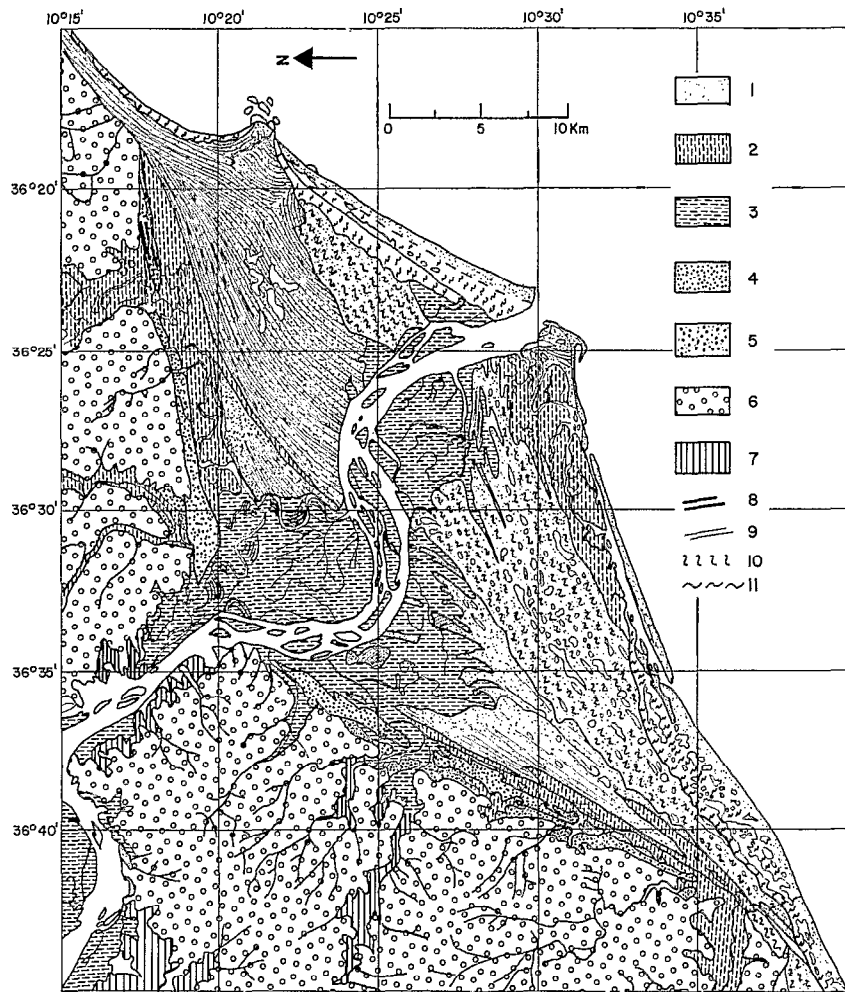


FIG. 14. — Plaine côtière du Rio São-Francisco. 1 : Terrasse marine holocène ; 2 : Sédiments lagunaires ; 3 : Sédiments fluviaux ; 4 : Terrasse marine pléistocène ; 5 : Sédiments continentaux Post-Barreiras ; 6 : Sédiments continentaux pliocènes (Fm. Barreiras) ; 7 : Formations mésozoïques et paléozoïques ; 8 : Alignements de cordons littoraux pléistocènes ; 9 : Alignements de cordons littoraux holocènes ; 10 : Dunes fixées ; 11 : Dunes actives

tence du Rio Jequitinhonha et que par conséquent le déplacement de l'embouchure du cours d'eau a bien été provoqué par une période de submersion.

Phase IX. Elle correspond à la période d'émersion qui s'est produite entre 3 600 et 2 900 ans B.P. et qui a été marquée par la construction du deuxième système de cordons associé à la deuxième embouchure du Rio Jequitinhonha (fig. 13 B).

Phase X. Elle correspond à la période de submersion qui s'est produite entre 2 700 et 2 500 ans B.P. Cette nouvelle submersion a provoqué un nouveau déplacement brusque de l'embouchure de la position 2 pour une nouvelle située légèrement plus au sud.

La datation d'un morceau de bois, provenant d'une couche de débris végétaux intercalés dans le cordon le plus interne du troisième système de cordons, a indiqué un âge de $2\,570 \pm 100$ ans B.P. (Bah. 907). De plus, ce cordon présente les caractéristiques morphologiques des cordons situés près des embouchures. Il est donc évident que le déplacement de l'embouchure de la position 2 vers la position 3 s'est fait entre 2 770 et 2 500 ans B.P. et que ce déplacement a bien été provoqué par la submersion.

Phase XI. Elle correspond à la période d'émersion qui s'est produite après 2 500 ans B.P. et qui a été marquée par la construction du troisième système de cordons (fig. 13 C). Nous venons de voir que la

construction de ce troisième système avait bien commencé vers 2 500 ans B.P. Deux autres datations effectuées sur des échantillons provenant de ces cordons ont donné les âges suivants : 1 800 \pm 160 ans B.P. (Bah. 817) et 1 775 \pm 100 ans B.P. (Bah. 820). Il est également intéressant de noter qu'aucun échantillon provenant de la bande de sédiments fluviaux liée à la troisième embouchure n'a indiqué un âge supérieur à 2 500 ans B.P.

La deuxième plaine côtière sans delta intralagunaire fossile est celle du Rio São-Francisco. Elle forme un triangle de 50 sur 25 km, à cheval sur les états de Sergipe et Alagoas (fig. 1), couvrant une superficie d'environ 750 km². Le Rio São-Francisco débouche dans une zone en creux de la Formation Barreiras dont l'origine est indiscutablement tectonique (PONTE, 1969). De plus, le cours inférieur du Rio São-Francisco se trouve à la limite de deux blocs décalés verticalement (Ministerio das minas e energia, 1975), ce qui explique que celui-ci se soit très peu déplacé latéralement (fig. 14). L'existence des diverses formations quaternaires décrites dans les autres plaines côtières a pu y être mis en évidence :

Formation Continentale Post-Barreiras ;
Terrasses sableuses marines d'âge pléistocène ;
Sédiments lagunaires d'âge holocène ;
Sédiments fluviaux d'âge holocène ;
Terrasses sableuses marines d'âge holocène.

Cependant, à la différence des autres plaines côtières, il existe dans celle du São-Francisco plusieurs systèmes de dunes d'âges différents.

L'existence d'une paléolagune, entre les terrasses marines pléistocènes et holocènes, a pu être mise en évidence. Deux datations de morceaux de bois prélevés dans les sédiments de celle-ci ont donné des âges (5 730 \pm 200 ans B.P. — Bah. 985 — et 5 415 \pm 200 ans B.P. — Bah. 987) en accord avec les résultats obtenus pour les paléolagunes des Rios Paraíba do Sul, Doce et Jequitinhonha. Cette lagune étant très étroite, le Rio São-Francisco n'a pu y construire un delta intralagunaire. Dans ses grandes lignes, le schéma de formation de la plaine est très comparable aux précédents. Toutefois il n'a pas été possible de mettre en évidence l'existence de plusieurs systèmes de cordons holocènes. Ceci est probablement dû au fait que le cours inférieur du Rio São-Francisco s'est très peu déplacé latéralement et que les cordons littoraux ont gardé la même orientation.

ZONES EN PROGRADATION NE POSSÉDANT AUCUNE LIAISON AVEC UN COURS D'EAU

Il est possible d'en distinguer deux catégories : les plaines côtières ouvertes du type de celle de Caravelas et les plaines côtières fermées du type de celle de Valença.

Zone en progradation de Caravelas

La plaine côtière de Caravelas, située dans le sud de l'état de Bahia, forme un triangle de près de 100 km de base sur 20 km de hauteur. A son sommet débouche un vaste canal de marée ne possédant aucune liaison avec un cours d'eau important (fig. 15). A l'exception de la Formation Continentale Post-Barreiras, les diverses formations quaternaires décrites dans les autres plaines côtières ont pu y être mises en évidence :

— terrasses marines sableuses d'âge pléistocène ;
— sédiments lagunaires d'âge holocène ;
— sédiments fluviaux d'âge holocène (très peu développés et liés aux apports de petits cours d'eau côtiers) ;
— terrasses marines sableuses d'âge holocène.
Des coquilles ou des morceaux de bois prélevés dans des sédiments lagunaires et datés au ¹⁴C ont donné deux séries d'âge :

a)	B. 225	7010 \pm 120 ans B.P.	(Bah. 768)
	B. 254	6650 \pm 120 ans B.P.	(Bah. 767)
	B. 262	5760 \pm 160 ans B.P.	(Bah. 772)
	B. 258	5700 \pm 120 ans B.P.	(Bah. 769)
	B. 241	5400 \pm 120 ans B.P.	(Bah. 761)
b)	B. 316	3670 \pm 120 ans B.P.	(Bah. 808)
	B. 265	3640 \pm 120 ans B.P.	(Bah. 775)

Les cinq premières datations sont tout à fait en accord avec les âges obtenus pour la première phase lagunaire dans les plaines côtières des Rios Paraíba do Sul, Doce, Jequitinhonha et São-Francisco. Les deux autres datations peuvent correspondre à la seconde phase lagunaire qui a été mise en évidence dans la plaine côtière du Rio Doce. Dans la moitié nord de la plaine, là où les cordons littoraux holocènes sont bien développés, on note l'existence de deux grandes discordances dans la direction de ceux-ci. Ces discordances délimitent trois systèmes de cordons holocènes qui doivent probablement correspondre aux trois systèmes mis en évidence dans la plaine côtière du Rio Jequitinhonha. Malheureusement nous n'avons pas pu obtenir de datations absolues nous permettant de vérifier cette hypothèse.

Zone en progradation de Valença

La plaine côtière de Valença, située dans la partie centrale du littoral de l'état de Bahia, forme une unité fermée de 20 sur 8 km couvrant une surface d'environ 150 km². Elle est située dans un creux existant dans les formations crétacées du sud du bassin sédimentaire du Recôncavo. Aucun cours d'eau notable n'y débouche (fig. 16). A l'exception de la Formation Continentale Post-Barreiras, les

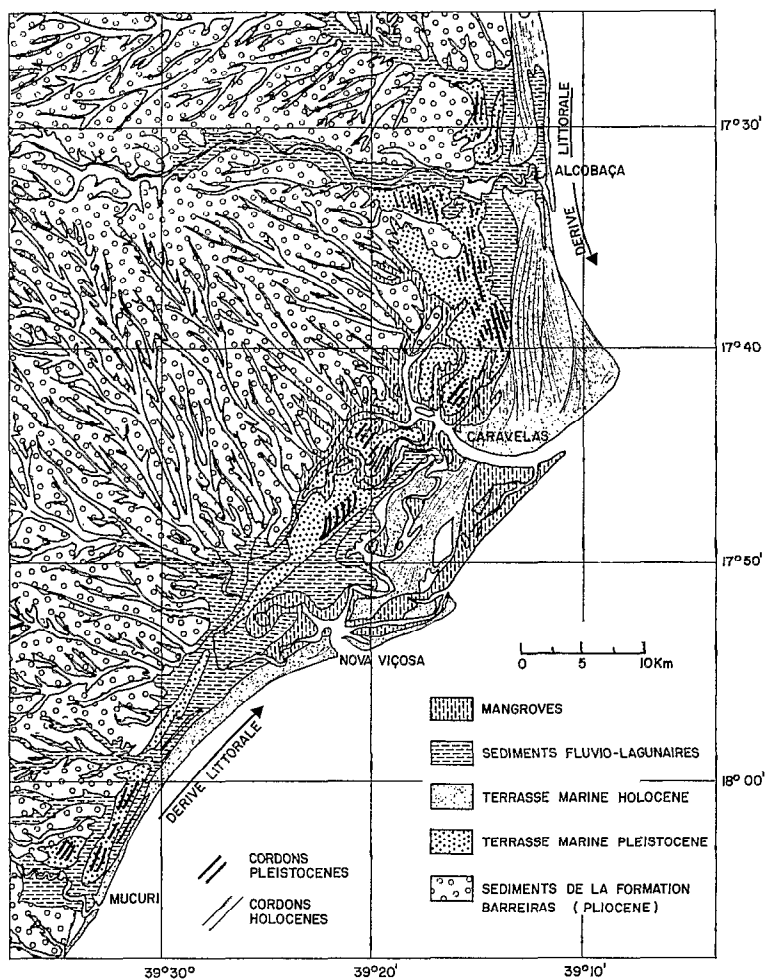


FIG. 15. — Plaine côtière de Caravelas

diverses formations quaternaires décrites dans les autres plaines ont pu être mises en évidence :

- terrasses marines sableuses d'âge pléistocène ;
- sédiments lagunaires d'âge holocène ;
- sédiments fluviaux d'âge holocène (très peu développés) ;
- terrasses marines sableuses d'âge holocène.

Les phases principales décrites dans le schéma général de la sédimentation côtière peuvent être mises en évidence dans la plaine de Valença.

Dans les diverses plaines côtières étudiées, il a donc été possible de mettre en évidence, d'une manière plus ou moins complète selon les cas, les diverses phases de construction décrites dans le schéma général de la sédimentation côtière. Cependant, la source des sédiments grossiers et leur manière de s'accumuler ne peuvent être les mêmes dans tous les cas.

SOURCES DES SÉDIMENTS GROSSIERS DES ZONES EN PROGRADATION

Sédiments grossiers apportés par les cours d'eau

Jusqu'à il y a peu de temps, toute la région littorale étudiée était couverte par une épaisse végétation peu favorable au transport par les cours d'eau de sédiments grossiers. Cependant, le déboisement, depuis l'arrivée des colons portugais, a modifié ce cadre. Il est donc bien évident que les quantités de sédiments grossiers actuellement transportées ne sont absolument pas représentatives de celles qui l'étaient dans un passé récent. Cependant, les estimations faites, dans les conditions actuelles, sur les quantités de sédiments grossiers transportés par le Rio Doce, montrent que celui-ci n'a pu transporter tous les sédiments nécessaires à la construction de la plaine côtière (Projeto Rio Doce, 1975). Si nous considérons le tableau suivant où apparaissent la

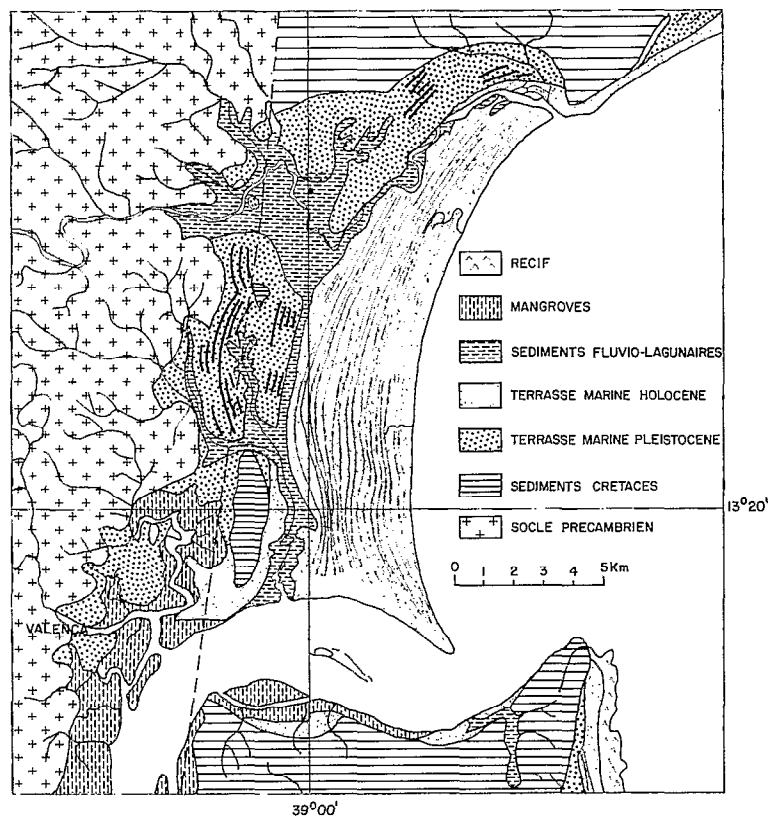


FIG. 16. — Plaine côtière de Valença

Nom du Rio	Longueur en km	Surface du bassin versant en km ²	Surface de la plaine côtière en km ²	Climat
Paraíba do Sul.....	950	45 000	3 000	humide
Doce.....	750	83 000	2 500	humide
Jequitinhonha.....	800	103 000	800	humide
São-Francisco.....	2 700	630 000	750	en partie sec

longueur, la surface du bassin de drainage et la surface de la plaine côtière des quatre grands cours d'eau étudiés, nous constatons immédiatement un fait anormal.

Le Rio São-Francisco qui aurait dû construire la plaine la plus importante possède dans la réalité la plaine la plus petite. De même les Rios Paraíba do Sul et Doce qui auraient dû construire des plaines plus petites que celle du Rio São-Francisco possèdent des plaines côtières nettement plus grandes. Il est donc bien évident que les sédiments transportés par les cours d'eau ne peuvent être l'unique source des sédiments grossiers existant dans les zones en progradation. Ceci est corroboré par le fait qu'il

existe des zones en progradation très importantes ne possédant aucune liaison avec un cours d'eau actuel ou ancien.

Sables de la proche plate-forme apportés sur la plage à la suite de l'abaissement du niveau relatif de la mer

Une zone littorale sableuse possède un équilibre qui est fonction de la dynamique et de la granulométrie. La dynamique variant sans cesse (amplitude des marées, hauteur de la houle, etc.), cet équilibre est sans cesse détruit. Cependant, si on considère une période de temps assez longue, on peut admettre

qu'il existe un profil d'équilibre moyen. Il est bien évident qu'un abaissement ou une élévation du niveau relatif de la mer vont rompre cet équilibre et que des mécanismes entreront en jeu pour le rétablir. Dans le cas d'une élévation du niveau relatif de la mer, le profil d'équilibre sera rétabli par une érosion de la haute plage et du continent et par un remblayage de l'avant plage à partir des matériaux grossiers érodés (Principe de BRUNN, 1962). Le mécanisme inverse se produira lors de l'abaissement du niveau relatif de la mer. Dans ce cas, l'avant plage devenant trop haute, elle sera érodée et le matériel ainsi libéré sera transporté sur la haute plage. A l'échelle d'un cycle de marée qui correspond à une petite transgression (vive-eau) et à une petite régression (morte-eau), ces phénomènes peuvent être facilement observés. En effet, en période de vive-eau, on note une érosion de la haute plage et un engraissement de l'avant plage. Par contre, en période de morte-eau, on note un engraissement de la haute plage et une érosion de l'avant plage. Ainsi, le seul abaissement du niveau relatif de la mer va fournir de grandes quantités de sédiments grossiers qui seront transportés sur la haute plage. Naturellement, plus la pente de l'avant plage sera faible, plus grande sera la quantité de sédiments grossiers transportés sur la haute plage. Il est bien évident que ceci suppose que la proche plate-forme soit formée de sables.

Rôle de la dérive littorale

Sur une plage sableuse, le transport est essentiellement le fait de la dérive littorale. Celle-ci est fonction de l'angle sous lequel le front de houle atteint la plage. Si celui-ci arrive sur la plage parallèlement à celle-ci, il ne se produit aucun transport. Par contre, s'il arrive sur la plage avec un angle supérieur à zéro, il se produit un transport en dents de scie dont la résultante est parallèle à la plage. Il est donc bien évident qu'en période d'abaissement du niveau relatif de la mer, une partie des sables fournie par le rétablissement du profil d'équilibre va transiter le long de la plage en conséquence de ce phénomène. Ce transport va se poursuivre jusqu'à ce que le sable soit pris dans un piège ou bloqué par un obstacle. Ceci explique les grandes différences qui peuvent exister dans une même région ayant souffert un abaissement du niveau relatif de la mer uniforme : les formations quaternaires marines seront peu développées ou absentes dans les zones de transit et importantes dans les zones où un piège ou un obstacle aura permis leur accumulation. Ces pièges ou obstacles peuvent être de différents types :

— zones en creux de la côte ;

— îles ou hauts fonds créant des zones de faible énergie entraînant la déposition des sédiments transportés ;

— présence d'un cours d'eau qui, par son flux, va bloquer le transit littoral à la manière d'un épi.

Blocage du transport littoral par le flux d'un cours d'eau

En période de fort débit du cours d'eau, le flux de celui-ci va constituer un obstacle tendant à bloquer le transport des sables à la manière des épis artificiels construits sur les plages. Il va donc se produire une accumulation de sable du côté de l'embouchure dans le courant et une possible érosion de l'autre côté ; cependant, dans la plupart des cas, celle-ci sera compensée par les apports de sédiments grossiers du propre cours d'eau (fig. 17 B). En période de faible débit, l'obstacle formé par le flux du cours d'eau va pratiquement disparaître et la dérive littorale va provoquer la construction d'une langue sableuse qui va tendre à fermer l'embouchure. Il se produira également une érosion partielle du dépôt qui s'était formé lors de la période précédente et qui se trouvait en saillie par rapport à l'alignement de la plage (fig. 17 C). Si la période de faible énergie du cours d'eau dure assez de temps, la langue sableuse pourra atteindre une largeur suffisante lui permettant de résister en partie à la période de haute énergie suivante. Dans certains cas, seule l'extrémité de la langue sableuse sera détruite et le barrage provoqué par le flux du cours d'eau se sera déplacé dans le sens de la dérive littorale. Une nouvelle accumulation va se produire (fig. 17 D). On devrait donc noter une dissymétrie entre les parties de la plaine côtière situées de part et d'autre de l'embouchure. La partie dans le courant devrait être formée d'une succession de cordons sableux tandis que la partie sous le courant devrait être formée d'une alternance de cordons sableux et de zones basses argilo-sableuses. De plus, les déplacements de l'embouchure devraient être marqués par une succession d'échelons soulignés par des discordances dans la direction des cordons.

Discussion

Nous pouvons essayer de voir pour chaque type de plaine côtière quelle a été la source principale des sédiments grossiers.

Plaines côtières situées à l'embouchure d'un cours d'eau

Nous avons vu qu'il était possible d'en distinguer deux types :

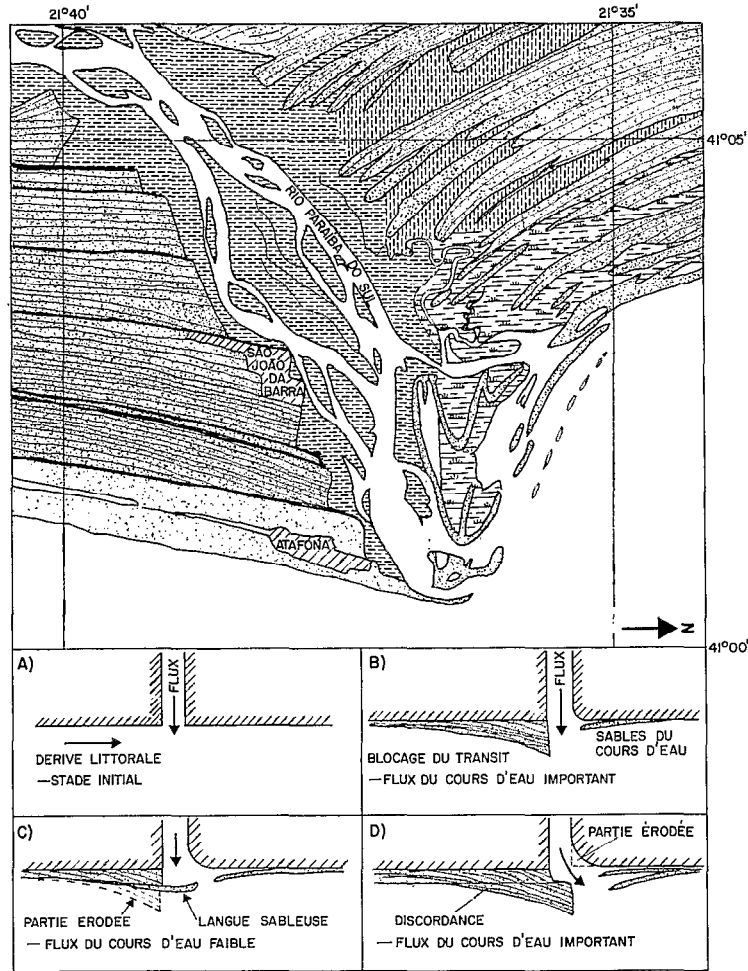


FIG. 17. — Carte de l'embouchure du Rio Paraíba do Sul. Schéma du blocage du transit littoral par le flux du cours d'eau

Plaines côtières à delta intralagunaire fossile.

La construction de la partie holocène de ces plaines a commencé par la formation d'un système îles barrières/lagune. Pendant toute la période lagunaire, les cours d'eau ont construit des deltas intralagunaires. Il est donc bien évident que le matériel transporté par les cours d'eau (piégé dans les lagunes) n'a pu contribuer à la construction des terrasses sableuses qui se sont accolées à la partie extérieure des îles barrières. Seul le sable de la proche plateforme, apporté à la plage à la suite de l'abaissement du niveau relatif de la mer, a pu contribuer à la construction de la première génération de terrasses holocènes. Par contre, après l'assèchement de la lagune, le cours d'eau va jouer un rôle important dans la construction de la plaine côtière, premièrement en bloquant le transit littoral, deuxièmement

en fournissant du matériel à la partie de la plaine située sous le courant de dérive littorale par rapport à l'embouchure. Le plus bel exemple de ce mécanisme est fourni par la partie de la plaine côtière du Rio Paraíba do Sul située de part et d'autre de l'embouchure actuelle (fig. 17). On y voit très nettement la dissymétrie entre les deux parties situées de part et d'autre de l'embouchure et les discordances dans la direction des cordons de la partie située dans le courant de dérive littorale. Le rôle d'épi occasionnel et mobile joué par le flux du cours d'eau est parfaitement visible.

Dans le cas du Rio Doce, le rôle d'épi joué par le flux du Rio est plus difficile à mettre en évidence. Par contre le delta intralagunaire étant très important, il est bien évident que l'abaissement du niveau de la mer a joué un rôle essentiel dans la fourniture du sable des terrasses holocènes.

Plaines côtières sans delta intralagunaire. Le cours d'eau ayant atteint la mer ouverte très rapidement, le rôle joué par celui-ci dans le blocage du transit littoral et dans l'apport de sédiments grossiers à la partie de la plaine située sous le courant de dérive, va apparaître dès le début de la période d'émergence. Dans le cas des Rios Jequitinhonha et São-Francisco, la dissymétrie entre les deux parties de la plaine situées de part et d'autre de l'embouchure est très visible (fig. 10 et 14). De plus, dans le troisième système de cordons du Rio Jequitinhonha, les discordances dans l'alignement des cordons sont très nettes.

Plaines côtières ne possédant pas de liaison avec un cours d'eau

Nous avons vu qu'il était possible d'en distinguer deux types :

Plaines côtières ouvertes (Caravelas). Dans ce cas, il est évident que seul l'abaissement du niveau relatif de la mer associé à la dérive littorale a pu fournir les sables des terrasses holocènes. Les récifs des Abrolhos ont, dans un premier stade, engendré une zone de faible énergie qui a entraîné le dépôt des sables transportés par la dérive littorale. Dans un deuxième stade, l'important canal de marée, installé dans la partie centrale de la plaine, va jouer le rôle d'épi à la manière des cours d'eau. Si on examine la figure 15, on note parfaitement l'existence d'une dissymétrie entre les deux parties de la plaine située de part et d'autre du canal de marée. Cependant, le canal de marée ne transportant pas de sédiments grossiers, on ne note pas, dans la partie sous le courant, l'existence de bancs sableux au milieu de zones basses comme c'est le cas par exemple dans la partie de la plaine côtière du Rio Paraíba do Sul située sous le courant.

Plaines côtières ouvertes (Valença). Dans ce cas, seul le sable fourni par l'abaissement du niveau relatif de la mer peut expliquer la formation de la plaine côtière.

CONCLUSION

L'existence de grandes plaines côtières quaternaires est une des caractéristiques de la partie centrale du littoral brésilien. Ces plaines sont situées soit à l'embouchure de cours d'eau importants, soit ne possèdent aucune liaison avec un cours d'eau actuel ou ancien. Une seconde caractéristique de ce littoral est d'avoir été, contrairement à ce qui s'est produit en d'autres régions du monde, en sub-

mergence jusque vers 5 100 ans B.P. et en moyenne en émergence par la suite (la phase d'émergence a été entrecoupée par deux périodes rapides de submergence). Une troisième caractéristique de cette région est d'être un littoral de haute énergie où le courant de dérive littorale joue un rôle essentiel dans le transport des sédiments grossiers. La période de submergence qui s'est produite avant 5 100 ans B.P., s'est souvent traduite par la formation d'îles barrières qui ont isolé de la mer ouverte des lagunes plus ou moins vastes. Quant celles-ci étaient suffisamment larges, les cours d'eau y débouchant ont construit des deltas intralagunaires. La période d'émergence qui s'est produite après 5 100 ans B.P. s'est traduite par l'apport de sables de l'avant plage sur la haute plage et donc par la formation de cordons littoraux qui se sont accolés à la partie externe des îles barrières pour former de vastes terrasses sableuses. La période d'émergence s'est également traduite par l'assèchement des lagunes. Ce n'est qu'à partir de ce moment que les cours d'eau qui débouchaient dans les lagunes ont atteint directement la mer. Les plaines côtières situées à l'embouchure de cours d'eau importants tels les Rios Paraíba do Sul, Doce, Jequitinhonha et São-Francisco ont été classées jusqu'ici dans la catégorie des « *deltas hautement destructifs dominés par les vagues* ». Il est bien évident que l'application du terme delta à ces plaines côtières est pour le moins excessif. En effet, nous avons vu que des plaines côtières présentant des caractéristiques très proches ne possédaient aucune liaison avec des cours d'eau actuels ou anciens. De plus, nous avons pu montrer que les plaines côtières situées à l'embouchure d'un cours d'eau important avaient été construites en grande partie à partir des sédiments grossiers fournis par l'abaissement du niveau relatif de la mer. Ceci est corroboré par le fait que pendant toute la phase lagunaire, les sédiments transportés par le cours d'eau ont été piégés dans la lagune et n'ont donc pas pu contribuer à l'édification des terrasses sableuses qui se sont formées à l'extérieur des îles barrières. Ce n'est que, lorsque le cours d'eau a atteint directement la mer, qu'il a joué un rôle important dans la construction des plaines côtières situées à une embouchure. En effet, dans ce cas, le flux du cours d'eau bloque le transit littoral et fournit des sédiments grossiers à la partie de la plaine située sous le courant de dérive littorale par rapport à l'embouchure. Par contre le cours d'eau ne fournit pas de sédiments à la partie de la plaine située dans le courant de dérive.

*Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.,
le 26 janvier 1983.*

BIBLIOGRAPHIE

- BACCOCOLI (G.), 1971. — Os deltas marinhos holocênicos brasileiros : uma tentativa de classificação. *Bol. Técn. Petrobrás*, 14 : 5-38.
- BIGARELLA (J. J.), ANDRADE (G. O.), 1964. — Consideração sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozoicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Univ. Recife, Arg. Inst. Ciên. Terra* 2 : 2-14.
- BITTENCOURT (A. C. S. P.), MARTIN (L.), VILAS-BOAS (G. S.), FLEXOR (J.-M.), 1979 a. — The marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). Proceedings of « 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary », Suguio, Fairchild, Martin, Flexor Ed. : 232-253.
- BITTENCOURT (A. C. S. P.), VILAS-BOAS (G. S.), FLEXOR (J.-M.), MARTIN (L.), 1979 b. — Geologia dos depositos quaternarios do litoral do Estado da Bahia. *Tercos Basicos*, vol. 1 : 1-21, Salvador.
- BITTENCOURT (A. C. S. P.), DOMINGUEZ (J. M. L.), MARTIN (L.), FERREIRA (Y. de A.), 1982 a. — Evolução do « delta » do Rio São-Francisco (SE-AL) durante o Quaternario. Influência das variações do nível do mar. Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil : 49-68, Rio de Janeiro.
- BITTENCOURT (A. C. S. P.), MARTIN (L.), DOMINGUEZ (J. M. L.), FERREIRA (Y. de A.), 1982 b. — O Quaternário costeiro do estado de Sergipe. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Bol. 2, Breves comunicações : 92.
- BRUNN (P.), 1962. — Sea level rise as a cause of shore erosion. *Amer. Soc. Civil Engineers Proc. Journ. Waterways and Harbors Div.* 88 : 117-130.
- DOMINGUEZ (J. M. L.), 1982. — Influência das variações do nível relativo do mar durante o Quaternário na construção da planície costeira do Rio Jequitinhonha (Ba). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador : 73.
- DOMINGUEZ (J. M. L.), MARTIN (L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), 1982 a. — Evolução paleogeografica do « delta » do Rio Jequitinhonha (Ba) durante o Quaternário : influência das variações do nível do mar. Atas do IV Simpósio do Quaternario no Brasil : 69-92, Rio de Janeiro.
- DOMINGUEZ (J. M. L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), MARTIN (L.), 1982 b. — Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São-Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (Ba), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 11, n. 4 : 225-237.
- FISHER (W. L.), 1969. — Facies characterization of Gulf Coast basin delta system, with holocene analogues : Transactions of Gulf Coast Assoc. *Geol. Soc. s.* 19 : 239-261.
- GALLOWAY (W. E.), 1975. — Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Deltas models for exploration. M. L. Broussard ed. Houston Geological Society : 87-98.
- CHIGNONE (J. I.), 1979. — Geologia dos sedimentos fanerozoicos do estado da Bahia. In: Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. SME/CPM INDA ed., vol. 1 : 24-117, Salvador.
- MARTIN (L.), SUGUIO (K.), 1975. — The state of São-Paulo coastal marine quaternary geology. The ancient shorelines. International Symposium on the Quaternary, Curitiba. In: *An. Ac. Brasil. Ciênc.*, nº 47 (Suplemento) : 249-263.
- MARTIN (L.), SUGUIO (K.), 1976 a. — Étude préliminaire du Quaternaire marin : comparaison du littoral de São-Paulo et de Salvador de Bahia (Brésil). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. VIII, nº 1 : 33-47.
- MARTIN (L.), SUGUIO (K.), 1976 b. — O Quaternário marinho do estado de São-Paulo. XXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, vol. 1 : 281-294.
- MARTIN (L.), SUGUIO (K.), 1978. — Excursion route along the coastline between the town of Cananeia (State of São-Paulo) and Guanabara outlet (State of Rio de Janeiro). « 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary », Special publication nº 2 : 97, São-Paulo.
- MARTIN (L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), VILAS-BOAS (G. S.), FLEXOR (J.-M.), 1978. — Introdução ao estudo do Quaternário do litoral da Bahia, trecho Salvador Ilheus. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 9, nº 4 : 309-320.
- MARTIN (L.), SUGUIO (K.), FLEXOR (J.-M.), 1979 a. — Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananeia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). Proceedings of « 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary », Suguio, Fairchild, Martin, Flexor ed. : 296-331, São-Paulo.
- MARTIN (L.), FLEXOR (J.-M.), VILAS-BOAS (G. S.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), GUIMARAES (M. M. M.), 1979 b. — Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). Proceedings of « 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary », Suguio, Fairchild, Martin, Flexor ed. : 264-274, São-Paulo.

- MARTIN (L.), SUGUIO (K.), FLEXOR (K.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), VILAS-BOAS (G. S.), 1980 a. — Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. XI, n° 1 : 96-125.
- MARTIN (L.), VILAS-BOAS (G. S.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), FLEXOR (J.-M.), 1980 b. — Origine des sables et âges des dunes situées au nord de Salvador (Brésil). Importance paléoclimatique. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, vol. XI, n° 1 : 125-132.
- MARTIN (L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), VILAS-BOAS (G. S.), FLEXOR (J.-M.), 1980 c. — Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia. Governo do Estado da Bahia, SME, 2 feuilles au 1/250 000, texte explicatif français et portugais : 57.
- MARTIN (L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), VILAS-BOAS (G. S.), 1981. — Différenciation, sur photographies aériennes, des terrasses sableuses marines pléistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil). *Photo interprétation*, n° 3, fasc. 4-5.
- MARTIN (L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), VILAS-BOAS (G. S.), 1982. — Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira. Datação do máximo da penultima transgressão. *Ciências da Terra*, n° 1 : 16-17.
- PONTE (E. C.), 1969. — Estudo morfo-estrutural da bacia Alagoas-Sergipe. *Bul. Téc. Petrobrás*, 12 (4) : 439-474.
- Ministerio das minas e energia, 1975. — Carta geológica da Bacia Scrgipe Alagoas.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), 1975. — Brazilian coastline quaternary formations. The states of São-Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. International Symposium on Continental margins of Atlantic type, São-Paulo. In : *An. Ac. Brasil. Ciên.*, n° 48 (suplemento) : 325-334.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), 1976. — Mecanismos de genêse das planícies sedimentares quaternarias do litoral do estado de São-Paulo. Anais XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 1 : 295-305.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), 1978 a. — Quaternary marine formations of the states of São-Paulo and Southern Rio de Janeiro. « 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary », *Special publication*, n° 1 : 55, São-Paulo.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), 1978 b. — Mapas das formações quaternarias do litoral paulista. Governo do Estado de São-Paulo, Secretaria de Obras e do Meio Ambiente, Departamento de Aguas e Energia Electrica : 8 feuilles en couleur au 1/100 000.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), FLEXOR (J.-M.), 1980. — Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São-Paulo (Brazil). In : *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, N. A. Morner ed., John Wiley and Sons : 471-486.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), 1981. — Progress in research on Quaternary sea level changes and coastal evolution in Brazil. Symposium Holocene sea level fluctuations, magnitude and causes. Colquhoun ed. Department of Geology, University of South Carolina, Columbia : 116-181.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), DOMINGUEZ (J. M. L.), 1982. — Evolução do « delta » do Rio Doce (ES) durante o Quaternário : influência das variações do nível do mar. Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil : 93-116, Rio de Janeiro.
- SUGUIO (K.), MARTIN (L.), 1982. — Significance of Quaternary sea level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast : *Geo Marine letters* vol. I, n° 3-4 : 181-185.
- VILAS-BOAS (G. S.), MARTIN (L.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), FLEXOR (J.-M.), 1979. — Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary of the part of the coast of the state of Bahia between Ilheus and north of Salvador (Brazil). Proceedings of « 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary » Suguió, Fairchild, Martin, Flexor, ed. : 254-263, São-Paulo.
- VILAS-BOAS (G. S.), BITTENCOURT (A. C. S. P.), MARTIN (L.), 1981. — Leques aluviais pleistocênicos da região costeira do estado da Bahia. XXXVIII Reunião da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, Salvador. *A parattre* dans la revue *Ciências da Terra*.