

LA LIMITE HOLOCENE–PLEISTOCENE DANS LE RECIF FRANGEANT RICAUDY (NOUVELLE-CALEDONIE). GEOCHRONOLOGIE, FACIES ET DIAGENESE. IMPLICATIONS EUSTATIQUES ET NEOTECTONIQUES

J.F. LECOLLE et G. CABIOCH*

ORSTOM, B.P. A5, Nouméa Cedex Nouvelle-Calédonie

(Reçu le 16 février, 1987; révisé et accepté le 3 décembre, 1987)

Abstract

Lecolle, J.F. et Cabioch, G., 1988. La limite Holocène–Pléistocène dans le récif frangeant Ricaudy (Nouvelle-Calédonie). Géochronologie, faciès et diagénèse. Implications eustatiques et néotectoniques. (The Holocene–Pleistocene unconformity in the Ricaudy fringing reef (New Caledonia.) Geochronology, facies and diagenesis. Eustatic and neotectonic implications.) Mar. Geol., 81: 241–260.

The Holocene–Pleistocene unconformity is identified from radiocarbon dating of coral samples taken from drill holes through the Ricaudy fringing reef at Nouméa (New Caledonia). Analysis of facies and diagenetic features permit the reconstruction of the Recent reef history and allow the recognition of an unconformity between Holocene and Pleistocene coral limestones. The Holocene–Pleistocene boundary appears at different depths in the fringing reef: about –3 m near the shoreline and –5 to –6 m near the seaward reef edge.

This unconformity is related to emergence and subaerial exposure of a Pleistocene reef which has retained freshwater diagenetic features and an overlying paleosol. The overlying Holocene coral reef complex formed during the following transgression.

Radiocarbon dating of the Holocene reef samples indicates that reef growth reached rates of 5 mm/yr. Two ages of 5690 ± 90 yrs B.P. and 4910 ± 420 yrs B.P. are found at low tide level. This indicates the age at which the reef reached sea level.

Two hypotheses can be proposed to explain the cessation of reef growth in the Ricaudy fringing reef at 5500 yrs B.P.: (1) active uplift coeval with Holocene transgression, and (2) high sea level in the Holocene. The occurrence of a high stand in the sea level at 5400 yrs B.P. is the most probable; ample evidence is found in some places on New Caledonia.

Résumé

La limite Holocène–Pléistocène est définie par datations au ^{14}C d'échantillons coralliens carottés sur le récif frangeant Ricaudy (Nouméa, Nouvelle-Calédonie). L'examen faciologique et diagénétique permet de retracer l'histoire récente de cet ensemble récifal et de préciser la position de la limite Holocène–Pléistocène. Cette discontinuité se situe entre –3 m et –5 à –6 m et délimite deux unités distinctes: une unité basale d'âge pléistocène, altérée par les eaux douces et au sommet de laquelle un paléosol a été reconnu et une unité supérieure d'âge holocène.

La datation radiométrique de l'unité holocène a permis de calculer un taux de croissance récifale de 5 mm/an. Des âges de 5690 ± 90 ans B.P. et 4910 ± 420 ans B.P. ont été trouvés au niveau zéro des basses mers de vives eaux.

Des deux hypothèses envisagées pour expliquer l'arrêt de croissance récifale du récif Ricaudy vers 5500 ans B.P. (soulèvement simultané à la transgression holocène ou haut niveau marin holocène), celle faisant référence à l'existence d'un maximum transgressif vers 5400 ans B.P. semble le mieux rendre compte des faits.

*Présent adresse: Laboratoire de Stratigraphie et de Paléontologie, CNRS UA1208, Université de Provence, place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3, France.

Introduction

La Nouvelle-Calédonie (Grande Terre, île des Pins et îles Loyauté) est située dans le Pacifique sud-ouest entre 160° et 170°E et 15° et 25°S. Allongée selon un axe nord-ouest-sud-est, elle constitue la partie émergée de la chaîne sous-marine de Norfolk (Dupont et al., 1975; Daniel et al., 1976) de part et d'autre de laquelle se trouvent à l'ouest le bassin de Nouvelle-Calédonie et à l'est celui des Loyauté (Récy et Dupont, 1982) (Fig.1).

Le vaste ensemble récifal ceinturant la Nouvelle-Calédonie est constitué (1) d'un récif barrière, d'une longueur de 1500 km dédoublé par endroits, et coupé de passes au droit des rivières, et (2) de récifs frangeants, particulièrement bien développés sur le littoral est (Coudray, 1976; Debenay, 1985).

Entre ces unités récifales, existent de vastes lagons, comme celui du sud-ouest (Dugas et Debenay, 1982) (Fig.2), dans lesquels se développent des récifs internes qui peuvent s'orienter parallèlement à la côte (Thomassin et Coudray,

1981; Thomassin et Vasseur, 1981). Un jeu de failles-flexures parallèles au littoral (Dugas et Debenay, 1978; Dugas et al., 1980) aurait provoqué une série d'effondrements en marches d'escaliers créant ainsi dans le lagon des alignements d'îlots (Coudray et al., 1985).

C'est au cours de Quaternaire que se sont installées les différentes unités récifales (Coudray, 1976; Fontes et al., 1977). Leur mise en place est liée à des variations du niveau marin d'origine glacio-eustatique, qui conjuguées au phénomène de subsidence des marges (0.1 mm/an, Coudray, 1976) sont à l'origine du récif barrière actuel. Des mouvements verticaux ont également affecté les parties est et sud-est, se traduisant par la surrection de formations récifales dans la région de Tara-Goro (Grande Terre) (Launay et Récy, 1972), l'île des Pins (Gaven et al., 1979; Launay, 1985) et les îles Loyauté (Bernat et al., 1976; Bourrouilh, 1977, 1985; Marshall et Launay, 1978; Gaven et Bourrouilh, 1981). La datation de marqueurs du niveau marin (coraux, coquilles, encoches marines et sols archéologiques) a permis de

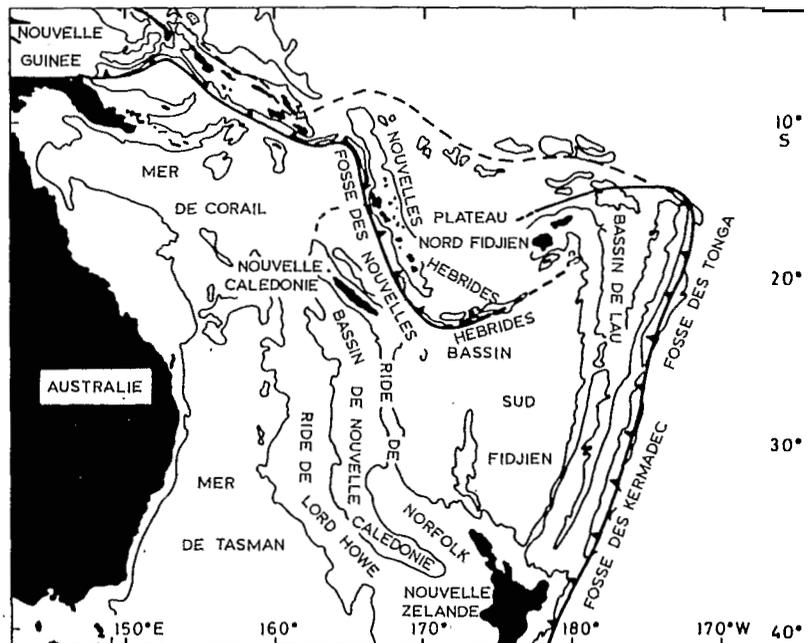


Fig.1. Situation géographique et structurale de la Nouvelle-Calédonie.

Fig.1. Geographical and structural setting of New Caledonia.

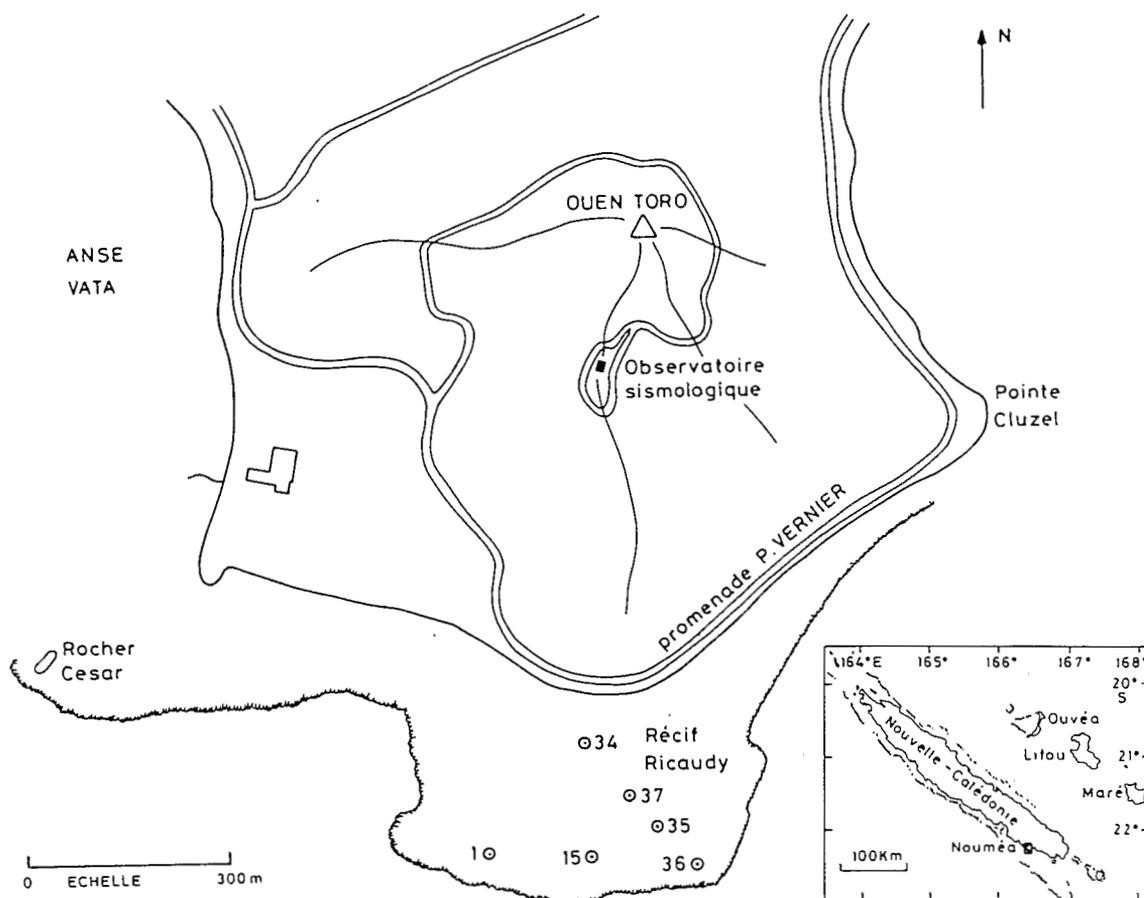


Fig.2. Localisation des forages du récif frangeant Ricaudy (lagon sud-ouest, Nouvelle-Calédonie).

Fig.2. Location of boreholes in Ricaudy fringing reef (southwest-lagoon, New Caledonia).

préciser le rôle respectif de l'eustatisme et de la tectonique récente dans les variations relatives du niveau marin et les modalités de la transgression holocène (Baltzer, 1970, 1982; Coudray et Delibrias, 1972; Launay et Récy, 1970, 1972; Coudray, 1976, 1977). Une partie des mouvements verticaux quaternaires a été interprétée (Dubois et al., 1973, 1974, 1975) et confirmée par des études gravimétriques (Collet et Missègue, 1977) comme étant un effet de flexure de la plaque lithosphérique australienne avant sa subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (Fig.1).

Une campagne de forages de sub-surface, entièrement carottés, a été réalisée par l'ORSTOM sur les platiers récifaux frangeants

de Nouvelle-Calédonie en vue d'établir leur chronostratigraphie et leur évolution, de dater les paléoniveaux marins, mais surtout de déterminer les modalités de la néotectonique. L'étude de l'un de ces forages a déjà permis d'établir la limite Holocène-Pléistocène sur le platier de Ounia (sud-est de la Nouvelle-Calédonie) ainsi que les caractéristiques paléoécologiques, sédimentologiques et diagenétiques de chaque unité stratigraphie (Cabiocch et al., 1985).

Quatre forages effectués sur le récif Ricaudy (partie sud de la presqu'île de Nouméa) (Fig.2) ont déjà fait l'objet d'une étude de la microfaune et des paléoenvironnements (Cabiocch et al., 1986). A partir de ces forages, nous

présentons ici de nouveaux résultats relatifs à la limite Holocène-Pléistocène et en discutons des implications tectoniques et eustatiques de l'évolution de ce récif dans le cadre de l'histoire quaternaire de la Nouvelle-Calédonie.

Matériel et méthodes d'études

Les forages ont été implantés (Fig.3) le long de deux radiales: l'une, orientée du rivage vers le large et l'autre, parallèle à la pente externe et proche du tombant (Figs.2, 3 et 4).

Le taux de récupération du matériel carotté donne des indications sur sa nature et son degré de lithification (Fig.5). Dans la partie supérieure des forages, la faiblesse des taux de récupération obtenus, est en grande partie imputable à l'abondance des cavités intrarécifales (Battistini et al., 1975; Montaggioni,

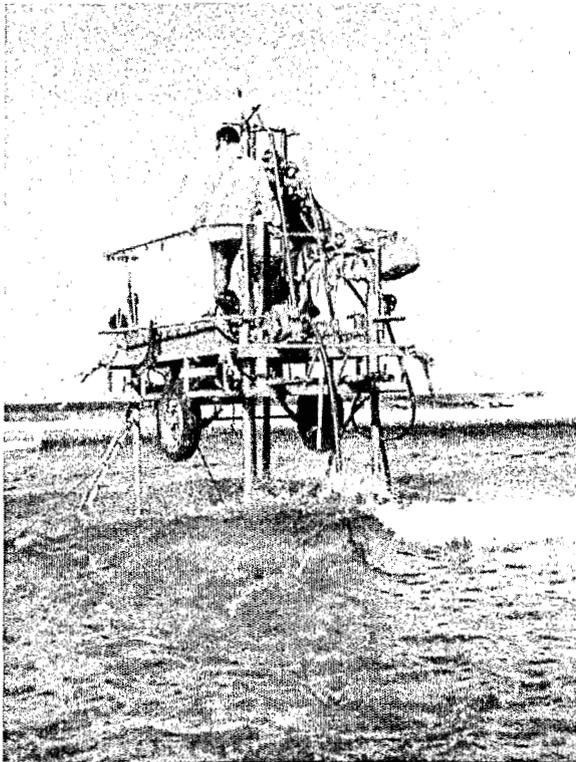


Fig.3. Carottage sur un platier de récif frangeant en Nouvelle-Calédonie.

Fig.3. Borehole apparatus on a fringing reef in New Caledonia.

1977), à la texture initiale du matériel traversé (épandages meubles constitués de scléactiniaires branchus et de mollusques) et à la technique de forage utilisé (élimination des sables, à l'exception de ceux plus ou moins indurés, par lavage sous pression lors du forage). Cependant, une partie des carottes, renfermant des organismes constructeurs (scléactiniaires et algues rouges) correspond à une trame massive (cas des passées à *Porites* sp.). Les taux de récupération sont alors élevés (forage 36, Fig.5).

D'autres parties renferment des débris biogéniques plus ou moins consolidés dans une matrice carbonatée partiellement lithifiée. Dans la partie inférieure des forages, le taux de récupération est plus élevé car les sédiments sont constitués de bioclastes variés, emballés et cimentés dans une matrice carbonatée.

Une étude macroscopique détaillée des six forages suivie de l'analyse des microfaciès (sur les forages 1, 34, 35 et 37) a été réalisée.

Les diverses catégories de bioclastes ont été reconnues à partir des critères classiques établis par Milliman (1974), Lucas et al. (1976) et Flügel (1982). Les ciments marins et météoriques, les matrices et les sédiments internes ont été observés au microscope optique et analysés au microscope électronique à balayage.

La minéralogie des constituants a été déterminée par colorations sélectives (alzarine en solution acide pour la calcite magnésienne et la dolomite, solution de Feigl pour l'aragonite et jaune titane pour la calcite magnésienne) (Friedman, 1959; Choquette et Trusell, 1978), analyses diffractométriques aux rayons X, microanalyses X et obtentions d'images X au microscope électronique à balayage.

Les profondeurs sont données dans le texte en fonction du point zéro du forage. Celui-ci varie peu par rapport aux basses mers de vives eaux (Fig.4).

Résultats

Les macrofaciès

Ceux-ci mis en évidence dans le récif Ricaudy correspondent à des bioconstructions, à

des biocalcarénites ou biocalcirudites plus ou moins grossières et parfois mal cimentées (Figs.4A et B). Parmi ces faciès on distingue: des coraux massifs, en position de croissance; des coraux massifs encroûtés par des algues rouges; des coraux branchus, mollusques et autres organismes brisés, assimilables à des éléments d'épandages biodétritiques; des coraux branchus emballés dans une matrice boueuse carbonatée formée de débris de mollusques, d'échinodermes et de foraminifères; des débris de coraux, mollusques, échinodermes et foraminifères, et des sables bioclastiques.

Les coraux (déterminations de G. Faure) appartiennent à trois populations: (1) Une population à *Porites* sp., de 0 à -2.0 m; (2) une population à *Acropora* sp. 1, *Acropora* du groupe *Hyacinthus* et du groupe *Cytherea*, *Montipora* sp. et *Montipora digitata* de -2.0 à -5.0 à -6.0 m, caractéristique d'un platier récifal soumis à un mode hydrodynamique

calme, et (3) une population à *Acropora* ssp. 2.0 de -5.0 à -6.0 m à la base des forages.

Les textures et les assemblages organiques

La Fig.6 présente une synthèse des observations, soit: (1) des boundstones à sclérectiniaires massifs et algues rouges; (2) des floatstones à débris de sclérectiniaires massifs rares; (3) des floatstones à algues rouges (Mélobésiées) et gastéropodes, avec matrice de texture packstone-grainstone ou packstone-wackestone à wackestone-grainstone renfermant de nombreux organismes (algues rouges, algues vertes *Halimeda*, mollusques, échinodermes et foraminifères); (4) des floatstones à débris d'organismes branchus (sclérectiniaires) et à matrice de texture wackestone-mudstone à nombreux organismes; (5) des grainstones à débris de sclérectiniaires, algues rouges, algues vertes et mollusques; (6) des

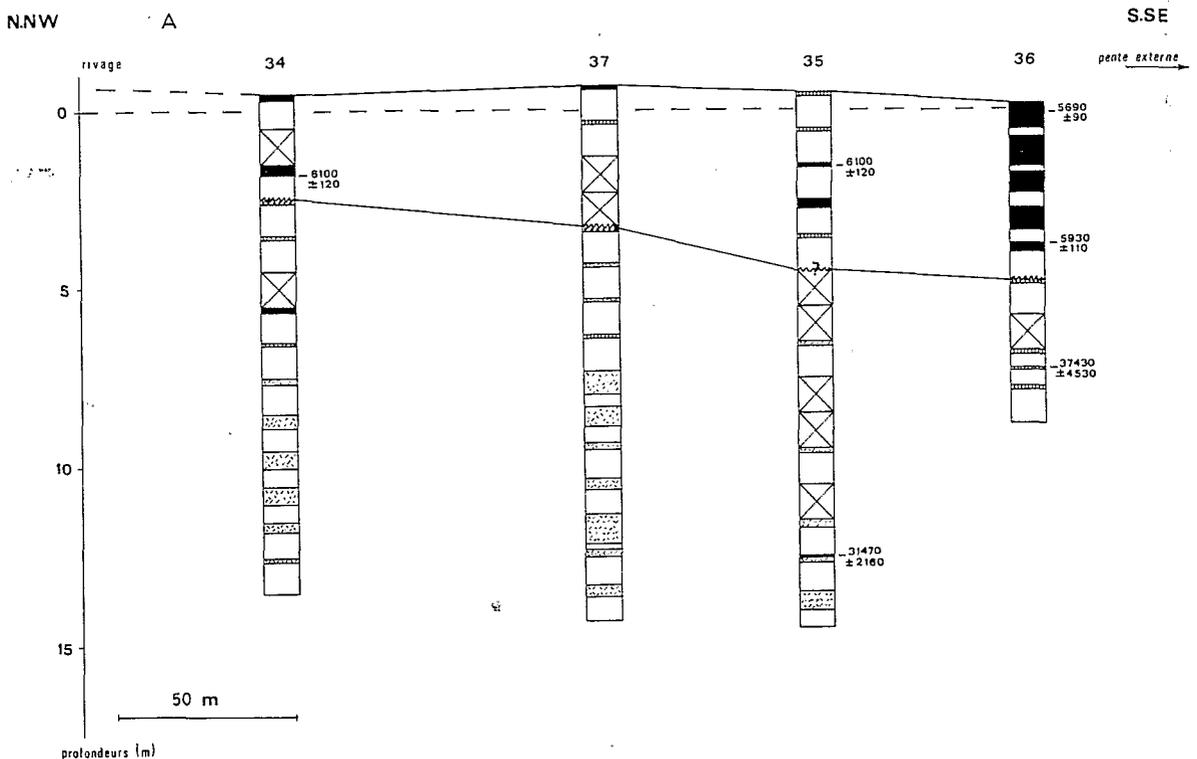
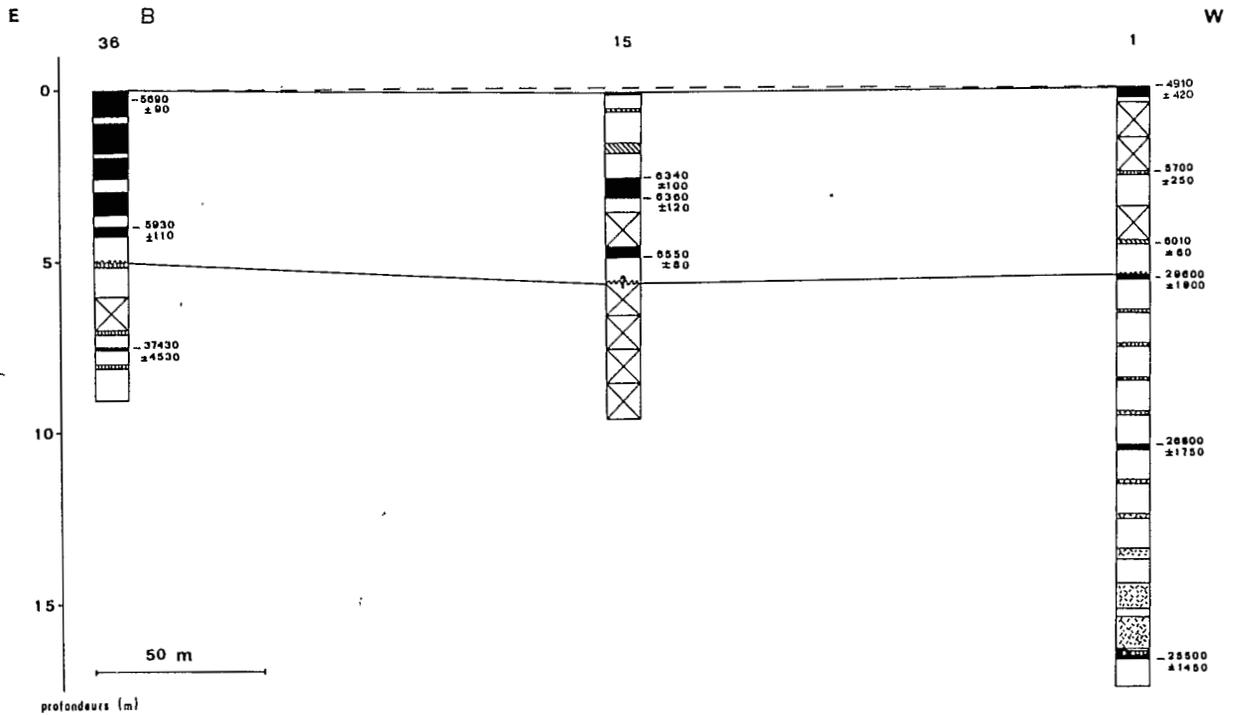


Fig.4.A. (See caption, p. 246)



- ⊠ non-récupération / no recovery
- matériel meuble / soft material
- coraux massifs / massive corals
- ▨ débris squelettiques cimentés / cemented skeletal debris
- ▩ débris bioclastiques / bioclasts debris
- ▧ débris divers / assorted debris
- ▦ calcrète / calcret
- ~ discontinuité / unconformity
- ⌒ coraux branchus / branching corals

Fig.4. Sections transversales nord-nord-ouest à sud-sud-est (A) et est à ouest (B) du récif frangeant Ricaudy avec emplacements des forages montrant la lithologie et la limite Holocène-Pléistocène.

Fig.4. NNW-SSE (A) and E-W (B) transects across the Ricaudy fringing reef, with locations of boreholes shown by lithologic columns and showing the Holocene-Pleistocene unconformity.

wackestones à algues rouges et vertes, échinodermes et foraminifères; (7) des wackestones à algues rouges et vertes, mollusques et échinodermes, et finalement, (8) des mudstones à microdébris et à algues rouges.

La diagénèse

Les tests des organismes récifaux sont composés d'aragonite (coraux, certains gastéropodes et *Halimeda*) ou de calcite (algues rouges

et mollusques) (Milliman, 1974; Flügel, 1982). Des dissolutions sélectives à partir de -6 m et plus bas affectent les scléactiniaires et gastéropodes ainsi que les articles d'*Halimeda* (Fig.7). Tebbutt (1975) en Hopley (1982) décrit de tels phénomènes à la Barbade.

Le comportement diagénétique des scléactiniaires a été étudié en détail par différents auteurs (Cullis, 1904; Schlanger, 1963; James, 1974; Gvirtzman et Friedman, 1977; Pingitore, 1976; Montaggioni, 1978; Marshall, 1983a). Ils reconnaissent plusieurs étapes dans l'évolution diagénétique, et suivant leurs critères, la transformation des coraux s'établit progressivement en fonction de la profondeur croissante. Ainsi à partir de -6 m, se manifeste en premier lieu une dissolution partielle des débris coralliens devenant totale par la suite. La cimentation des vides ainsi crée donne naissance à la texture "fabric selective mosaïque" (Pingitore, 1976), caractéristique de la zone vadose météorique (Fig.8).

Les ciments marins sont de forme et de composition variées, en position intra- ou interparticulaires et concourent à la cohésion de la trame récifale (Macintyre, 1977; Montaggioni, 1978; James et Ginsburg, 1979; Marshall, 1983b). Ils ont été observés sur toute la longueur des forages.

Les ciments aragonitiques se présentent sous forme de franges d'aiguilles et de baguettes, notamment dans les cavités intrasquelettiques des coraux (Fig.9). Ils peuvent également se trouver en microcristallites et constituer des ciments micritiques (Thomassin et Coudray, 1981). Dans certains cas, l'aragonite est observée sous forme sphérolitique et botryoïdale notamment au contact du tissu cellulaire d'algues rouges et des spicules d'alcyonaires. Ils contribuent alors à former de véritables roches (les spiculites) (Montaggioni, 1980; Konishi, 1982).

Les ciments de calcite magnésienne sont plus répandus que les précédents, mais leur répartition verticale dans les forages est similaire. Les formes les plus communes correspondent aux micrites et microsparites. Ils forment une frange isopaque dans de nombreuses cavités ou entre les bioclastes.

Les ciments météoriques coexistent avec des

ciments marins à partir de -5 à -6 m et plus bas. Des ciments d'eaux douces (microsparites à sparites) emplissent des cavités de dissolution, réduisant sans toutefois l'oblitérer une partie de la porosité (en particulier la porosité moldique) (Figs.8 et 11). Leur distribution permet de distinguer deux sous-ensembles au sein de la zone météorique vadose (Longman, 1980 soit: (1) une zone de dissolution préférentielle (Fig.7), dont la partie sommitale est marquée par la présence de croûtes calcaires (cf. section suivante) et (2) une zone de cimentation préférentielle, caractérisée par la présence de ciments d'eaux douces (mosaïques limpides de microsparite et sparite) (Figs.8 et 11) à tendance localement gravitaire.

La porosité

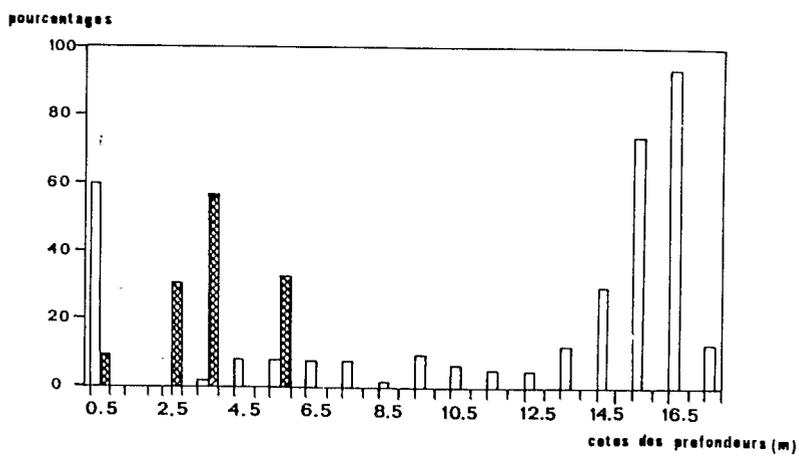
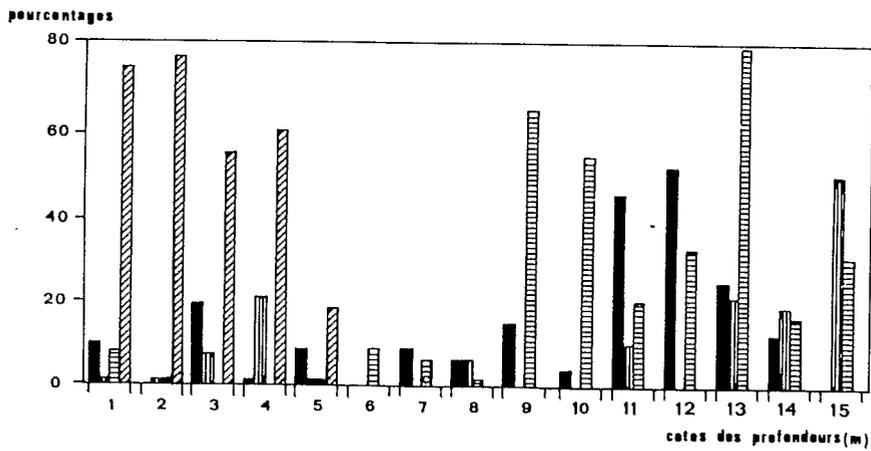
L'absence de matériel dans certains niveaux des forages s'explique par les conditions dans lesquelles s'effectuent la sédimentation et la construction récifale. Elles sont responsables de la mégaporosité observée dans un récif (Battistini et al., 1975; Thomassin et Masse, 1985).

La porosité primaire est représentée en partie par des cavités intrasquelettiques (Fig.9). Souvent ces cavités sont partiellement oblitérées, notamment dans la partie supérieure des forages, par des ciments micritiques, des sédiments internes ou même par des algues rouges et des organismes tels que bryozoaires et foraminifères encroûtants. Dans les parties basales des forages, les cavités sont presque entièrement occultées par des ciments microsparitiques à sparitiques.

La porosité secondaire est due principalement à la diagenèse qui se manifeste sous l'action des eaux météoriques dans la zone vadose (Fig.7); elle est particulièrement importante à partir de -5 à -6 m et plus profondément. Elle est en partie masquée par les cimentations météoriques postérieures (Figs.10 et 11).

Les croûtes calcaires (ou caliches)

Dans les forages de Ricaudy un niveau d'encroûtements calcaires a été trouvé dans les deux forages suivants: numéro 34 vers -3.0 m



- NC 1 PV
- ▣ NC 15 PV
- NC 34 PV
- ▤ NC 35 PV
- ▥ NC 37 PV
- ▦ NC 36 PV

Fig.5. Taux de récupération des carottages du récif Ricaudy.

Fig.5. Percent recovery for cores from Ricaudy reef.

et dans le numéro 37 vers -4.0 m (Fig.4). Cette croûtefaction de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, mieux souligné dans l'un des deux forages, est constitué par des laminations. Sa finesse et son faible degré de lithification peuvent expliquer qu'elle n'ait été récupérée que dans les deux forages les plus proches de la côte.

Les croûtes calcaires observées sont constituées de très fines laminations micritiques de couleur gris-brun. Elles sont également caractérisées par de la micrite en réseaux donnant à l'ensemble une texture alvéolaire (Esteban, 1976; Marshall, 1983a). Ces alvéoles et certaines cavités intrabioclastiques peuvent être totalement ou partiellement colmatées par des ciments.

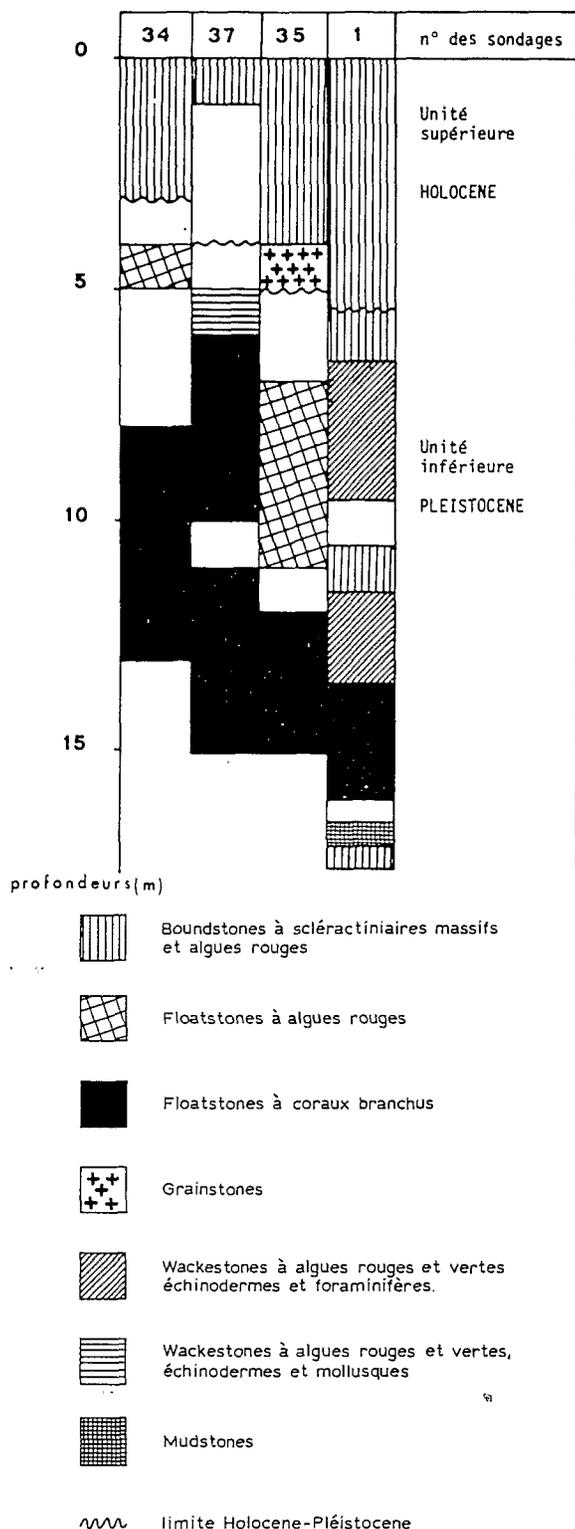


Fig.6. Analyse texturale dans les forages du récif Ricaudy.

Fig.6. Textural analysis from the boreholes of Ricaudy reef.

De très nombreux péloïdes bruns, également trouvés correspondent à l'altération et à la micritisation des bioclastes lors des processus diagénétiques subaériens (Coudray, 1976; Harrison, 1977; Harrison et Steinen, 1978). On observe une très nette tendance à la création de particules carbonatées sphériques typiques de la croûtéfaction calcaire (Coudray, 1976).

Ces horizons présentent de nombreux vides dont certains sont cimentés par de la microsparite. Outre les péloïdes, beaucoup de bioclasts sont en voie de micritisation. Des fractures et fissures, parfois en réseaux affectent ces niveaux ainsi que les formations sous-jacentes, et peuvent également séparer des bioclastes de leur matrice. Cette particularité a été signalée aussi dans les caliches de la Barbade (James, 1972).

En résumé, la séquence suivante apparaît dans le récif Ricaudy: (1) De 0 à -3.0 m (près de la côte) et -6.0 m (vers la pente externe), diagénèse marine. Vers -3.0 à -4.0 m, un encroûtement calcaire de type caliche présent, marque une phase d'émersion. Cette évidence est également constatée dans la Grande Barrière Australienne (Davies et Montaggioni, 1985). (2) De -3.0 ou -6.0 m à la base des forages et se surimposant à la lithification sous-marine: d'abord la zone vadose météorique à dissolution préférentielle; puis la zone vadose météorique à cimentation préférentielle.

Les datations radiochronologiques

Celles-ci permettent de situer dans le récif Ricaudy (Tableau 1).

La limite Holocène-Pléistocène

Celle-ci est située à: forage 1 entre -5.0 et -6.0 m, forage 35 entre -3.0 et -13.0 m, et dans le forage 36 entre -4.0 et -7.50 m. Dans le forage 34, seul un échantillon entre -2.0 à -3.0 m a pu être daté. L'écart entre ces différentes côtes est dû à la disponibilité d'échantillons susceptibles d'être datés; en revanche les critères mineralogiques, texturaux, paléocéologiques, diagénétiques, etc. per-

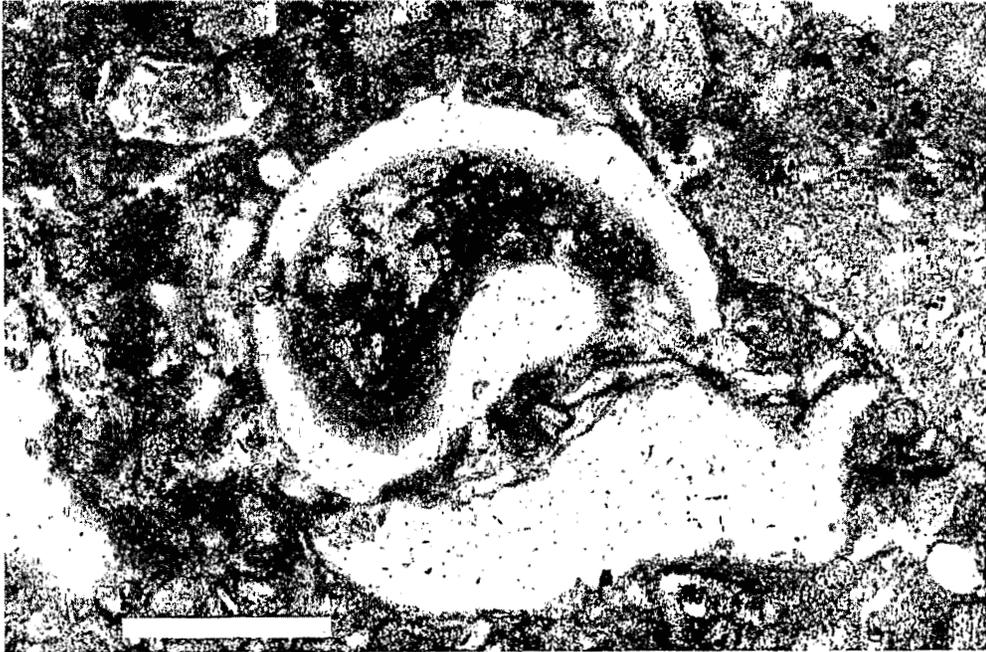


Fig.7. Dissolution totale d'un test de gastéropode créant une porosité moldique (échelle barre = 230 μm).

Fig.7. Total dissolution of gastropod test with moldic porosity (scale bar = 230 μm).

TABLEAU 1

Datations radiochronologiques d'échantillons coralliens des forages du récif frangeant Ricaudy

Forages	Côtes des profondeurs (m)	Âges (^{14}C , ans B.P.)
NC1PV	0.30	4910 \pm 420
	3.40	5700 \pm 250
	5.00	6010 \pm 60
	6.00	29600 \pm 1900
	10.50	26800 \pm 1750
	17.00	25500 \pm 1450
NC15PV	2.50-3.50	6340 \pm 100
	2.50-3.50	6360 \pm 120
	4.50-5.50	6550 \pm 80
NC34PV	2.00-3.00	6100 \pm 120
NC35PV	2.00-3.00	6100 \pm 120
NC36PV	13.00	31470 \pm 2160
	0.30	5690 \pm 90
	4.00	5930 \pm 110
	7.50	37430 \pm 4530

NC1PV: Datations effectuées par J.-C. Fontes à l'Université de Paris-sud (Orsay, France) et M. Fournier à l'ORSTOM (Bondy, France). NC15PV, NC34PV, NC35PV et NC36PV: Datations effectuées par l'Université du Texas à Austin (Etats-Unis).

mettent de déterminer avec précision la discontinuité.

La base de la transgression holocène

L'édification récifale holocène aurait débuté vers 6550 \pm 80 ans B.P.

La valeur du taux de croissance

Un taux de croissance récifale holocène de 5 mm/an a été calculé pour le forage 1 entre -5.0 et -3.40 m (ce même ordre de grandeur a été trouvé par ailleurs pour des récifs frangeants de la côte est de la Nouvelle-Calédonie à partir de datations inédites) et un taux de croissance corallienne (les forages 15 et 36, ayant traversé une même colonie corallienne) variant entre 11.9 et 15.4 mm/an, a été calculé. Ces taux sont donnés à titre indicatif, car de nombreux paramètres écologiques déterminent les conditions de croissance des sclérectiniaires.

Le substratum pré-holocène

Des âges de 25,500-37,430 ans B.P. dans la partie inférieure des forages (vers -6 m et



Fig.8. Diagenèse météorique vadose. Dissolution et cimentation partielles d'algue rouge et recristallisation des parois coralliennes (échelle barre = 570 μm).

Fig.8. Meteoric vadose diagenesis. Partial dissolution and cementation in red algae and recrystallization in a wall of coral (scale bar = 570 μm).

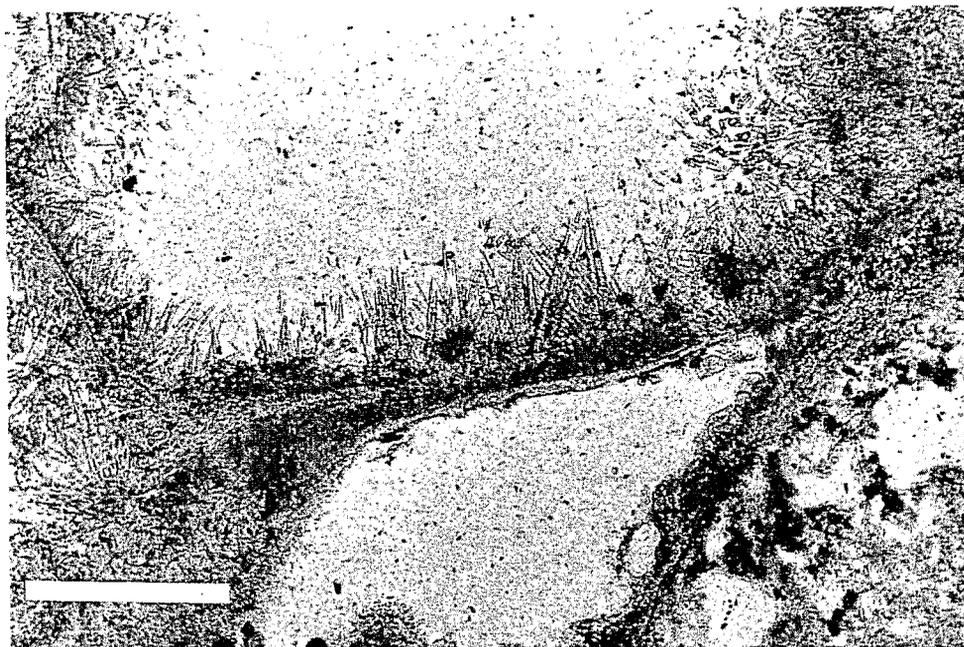


Fig.9. Porosité primaire et frange d'aiguilles aragonitiques dans une loge corallienne (échelle barre = 230 μm).

Fig.9. Primary porosity and a fringe of aragonitic needles in a coral pore (scale bar = 230 μm).

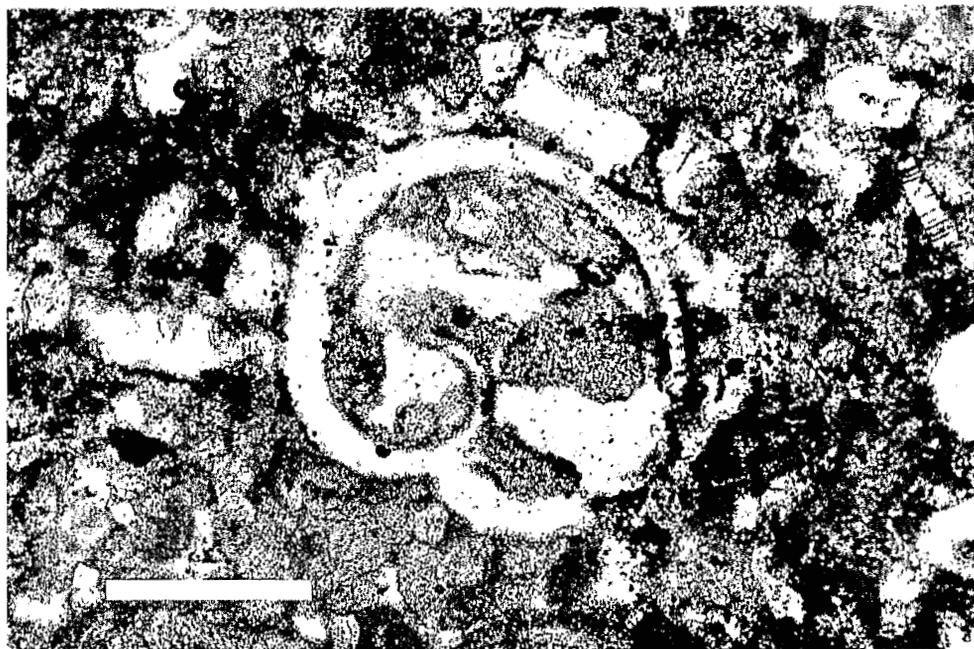


Fig.10. Diagenèse vadose météorique: Début de cimentation centrifuge (échelle barre= 230 μm).

Fig.10. Meteoric vadose diagenesis: The commencement of centrifugal partial cementation (scale bar= 230 μm).



Fig.11. Diagenèse vadose météorique: Occlusion de la porosité moldique par cimentation (échelle barre=570 μm).

Fig.11. Meteoric vadose diagenesis: Cementation closing moldic porosity (scale bar= 570 μm).

plus) sont certainement sous-estimés du fait des limites d'application de la méthode au ^{14}C et de la contamination diagénétique météorique. Toutefois ils indiquent un âge nettement plus ancien que l'Holocène.

Discussion

Structure interne du platier Ricaudy

La distribution des organismes et l'étude de la diagénèse dans le récif Ricaudy montre l'existence de deux unités récifales que les datations permettent de confirmer.

L'unité supérieure (du sommet à -5 à -6m)

Les faciès dominants sont de type boundstone à scléactiniaires massifs et algues rouges encroûtantes (Fig.6). Ils sont caractéristiques de récifs de milieu ouvert ou "coral head facies" (Marshall et Davies, 1982). La présence de grainstones rend compte également d'un certain degré d'agitation du milieu de sédimentation. L'association microfaunistique est dominée par des ostracodes et foraminifères (calcarines) caractéristiques des milieux d'herbiers récifaux. Des cimentations marines, aragonitiques et calcitiques magnésiennes contribuent à assurer la cohésion de cet ensemble. La coloration bleutée caractérisant cette formation récifale proviendrait de phénomènes de réduction.

L'unité inférieure (de -5 à -6 m à la base des forages)

Les faciès sont de types floatstone à scléactiniaires branchus dans une matrice de texture mudstone-wackestone à grainstone-packstone à mollusques, échinodermes, grands foraminifères, algues rouges et vertes; ils peuvent également être de texture mudstone-wackestone à grainstone-packstone avec le même type d'assemblage (Fig.6). Les textures montrent que les niveaux d'énergie sont relativement faibles. L'assemblage "foramol" (Masse et al., 1983) où dominent foraminifères et mollusques est caractéristique de la zone d'arrière-récif ou d'alguaeries.

La cimentation

L'étude des ciments carbonatés et des transformations permet de reconnaître les environnements diagénétiques dans lesquels ont évolué les formations récifales (Longman, 1980). Leur interprétation est utilisée dans l'optique des variations du niveau de la mer au cours du Quaternaire (Montaggioni, 1978; Montaggioni et Pirazzoli, 1984; Strasser et Davaud, 1985; Coudray et Montaggioni, 1986; Pirazzoli et Montaggioni, 1986). Les stades de l'évolution diagénétiques divisent l'ensemble en deux unités stratigraphiques:

Au sommet, correspondant à l'unité récifale supérieure, se présente un matériel initial non encore consolidé suivi d'une diagénèse marine, entraînant des cimentations et des micritisations (dans les premiers des forages).

En position inférieure, différents niveaux se succèdent: (1) Un premier niveau, dans la partie supérieure de la zone vadose, montre des croûtes calcaires peu épaisses. De tels horizons ont été mis en évidence sur des éolianites quaternaires de Nouvelle-Calédonie (Coudray, 1968, 1976; Baltzer et Dugas, 1977). (2) Un second niveau présente des dissolutions préférentielles de certains bioclastes. (3) Enfin apparaît un dernier niveau dans lequel se surimposent des cimentations d'eaux douces.

Les caractéristiques majeures de cette zonation sont soulignées par une diagénèse d'eaux douces avec successivement des pertes progressives de magnésium des algues rouges notamment et une augmentation de la dissolution des tests aragonitiques entraînant la création d'une porosité moldique importante (Fig.7). Un remplacement de l'aragonite par de la calcite et une cimentation partielle à totale des vides sont observées. Une telle évolution des carbonates est conformée à celle des ensembles émergés (Land, 1966 en Bathurst, 1971; Montaggioni, 1978; Longman, 1980; Purser, 1980; Marshall, 1983a).

La couleur souligne les processus diagénétiques, en effet du sommet de la formation inférieure à sa base, on distingue d'abord des faciès de couleur blanche puis des faciès

rubéfiés. Une telle succession a été constatée dans le forage Ténia où "l'influence de la diagénèse tend à éclaircir la teinte par élimination de la matière organique et à rubéfier les zones exondées par oxydation du fer ferreux contenu dans la roche" (Coudray, 1976). Ce type de faciès compose donc le sommet de la formation récifale exposée à l'air libre que l'on retrouve également dans la Grande Barrière Australienne (Davies et Montaggioni, 1985).

Toutes ces observations mettent en évidence: d'une part, une émergence généralisée de l'unité récifale inférieure qui exposée à l'air libre a subi des processus de diagénèse vadose météorique; et d'autre part, une certaine aridité du climat lors de la période d'émergence, traduite par la faible épaisseur des caliches et une évolution diagénétique particulière.

De nombreux auteurs signalent la persistance de minéraux carbonatés instables dans des formations récifales ayant été émergées et montrant des phénomènes de diagénèse météorique. À la Barbade, Harrison (1975) signale une stabilisation minérale inachevée dans des sédiments de 300,000 ans B.P. et démontre également l'existence d'une relation inverse entre la porosité et cette stabilisation minérale. Au Belize, Tebbutt (1975) en Hopley (1982) décrit des calcaires récifaux de 125,000 ans B.P. dans lesquels l'aragonite et même la calcite magnésienne sont encore présentes. Dans un atoll des Bahamas, Pierson et Shinn (1985) et dans la Grande Barrière Australienne, Thom et al. (1978) constatent une stabilisation minérale incomplète des calcaires récifaux pléistocènes due à l'aridité du climat qui devait régner lors de la période d'exposition. Enfin, en Nouvelle-Calédonie, Coudray (1976) montre que le sommet du Pléistocène à 125,000 ans B.P. est composé, conjointement, de minéraux stables (calcite) et instables (aragonite et calcite magnésienne).

La présence des phénomènes de diagénèse météorique vadose (dissolutions sélectives, lessivages et cimentations d'eaux douces) et la coexistence de minéraux instables (présence partielle d'aragonite) et stables dans les forages de Ricaudy à partir de -5.0 à -6.0 m

supposent une certaine aridité du climat lors de l'émergence. En effet le maintien de l'instabilité minérale est en relation directe avec une faible pluviosité. La présence partielle d'aragonite de la cote -5.0 à -6.0 m jusqu'à la base des forages, confirme cette observation.

La discontinuité

La limite entre les deux unités est mise en évidence par les datations au ^{14}C (Fig.4, Tableau 1) et matérialisée par des changements paléocéologiques, sédimentologiques et des figures diagénétiques différentes. Deux tranches d'âges distinctes apparaissent donc:

L'une appartient à l'Holocène; l'autre est attribuée au Pléistocène par similitude des données diagénétiques et paléoclimatiques constatée entre le forage Ténia (Coudray, 1976) et les forages de Ricaudy, et par concordance observée, des résultats de datations (passant de 6,000-37,300 ans) entre la Nouvelle-Calédonie (platier Ricaudy) et la Grande Barrière Australienne (Bewick Island), étudiés de Thom et al. (1978) qui emploient le terme de "major disconformity". Le substratum pré-Holocène correspond au dernier haut niveau marin, supérieur de +6.0 m à l'actuel (daté de 125,000 ans) (Bloom et al., 1974).

Dans le forage de Ténia (Baie de Saint-Vincent, côte ouest), Coudray (1976) situe cette discontinuité à -8.0 m, la base de l'Holocène ayant été datée de 7000 ± 1000 ans B.P. et le Pléistocène terminal de $125,000 \pm 20,000$ ans B.P. Sur la côte sud-est, l'étude du forage de Ounia (Cabioch et al., 1985) a permis de la déterminer vers -7.0 m. Dans le sud de la Grande Barrière Australienne, la discontinuité a été trouvée de -7.40 à -14.30 m dans les forages (Thom et al., 1978; Marshall, 1983a). À Mururoa (Polynésie française), la plateforme d'âge 100,000 ans B.P. sur laquelle s'est édifiée il y a 8600 ans B.P. l'unité récifale holocène est située entre -6.0 et -11.0 m (Lalou et al., 1966; Trichet et al., 1984).

Toutes ces données concordent pour localiser la limite Holocène-Pléistocène entre -5.0 et -7.0 m sur la Grande Terre, plus profondé-

ment en Australie et sensiblement à la même cote à Mururoa.

Le niveau marin à l'Holocène

Les successions géochronologiques dans la partie supérieure du forage permettent d'établir les modalités de la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène. L'âge holocène le plus ancien (6550 ans B.P.) se situe à -5.5 m dans le forage 15 (Fig.4). C'est une profondeur proche de la discontinuité Holocène-Pléistocène également retrouvée dans les autres forages.

La discordance entre les deux unités est marquée par un arrêt de la construction récifale faisant suite à l'émergence. Des vides se forment entre les deux étages lors de l'apparition du récif holocène. Les poches résiduelles, remplies de sédiments meubles difficiles à extraire, sont marquées dans le log par une absence de récupération.

La remontée du niveau marin a été datée de 7300 ans B.P. sur des échantillons de tourbe (Baltzer, 1970) et de 7000 ans B.P. sur le récif barrière (Coudray, 1976). La transgression holocène a été donc plus tardive au niveau du récif frangeant Ricaudy. La phase de construction finale du récif est datée de 5690 ± 90 ans B.P. à -0.30 m (forage 36) et de 4910 ± 420 ans B.P. à -0.30 m (forage 1). Dans la Grande Barrière Australienne, l'initialisation récifale s'est produite vers 8000-9000 ans B.P. (Davies et Hopley, 1983; Davies et al., 1985; Davies et Montaggioni, 1985) et à la même époque dans les îles de la Société (Polynésie française) (Montaggioni et Delibrias, 1986). Ces différences d'âge seraient dues au comportement tectonique différentiel des diverses provinces récifales lors de la déglaciation, se traduisant par un enfoncement hydro-isostasique de la Nouvelle-Calédonie (Dubois et al., 1973; Baltzer, 1982) et de la Grande Barrière Australienne (Hopley, 1982; Davies et Hopley, 1983).

Les différences observées entre les âges d'installation des récifs sont la cause de facteurs tels que: substrats, influences continentales, conditions climatiques ou océanogra-

phiques et peuplements larvaires (Davies et al., 1985). Gachon et Buigues (1985) et Buigues (1985) montrent également l'importance du substrat dans l'édification récifale.

Taux de croissance

Il faut distinguer la croissance corallienne, variable en fonction de l'espèce et des conditions de milieu et la croissance récifale englobant l'ensemble de l'édifice.

La vitesse moyenne de croissance récifale d'un platier de l'île de la Réunion est de 4 mm/an (Montaggioni, 1977). Dans la Grande Barrière Australienne, des taux de croissance de 1-4 mm/an ont été trouvés pour les récifs frangeants (Davies et Hopley, 1983; Hopley et al., 1983). Ces taux de croissance sont tout à fait comparables à celui trouvé sur le récif frangeant Ricaudy (5 mm/an).

Il est d'ailleurs difficile de quantifier cette vitesse de croissance, car les espèces coralliennes observées dans les forages peuvent avoir des taux de développement différents. De même, certaines d'entre elles s'agrandissent en couronnes et forment des microatolls. L'examen d'une carotte ne rend pas compte de ces différences.

Implications tectoniques en Nouvelle-Calédonie

L'interruption de la croissance corallienne entre 5500 et 5000 ans B.P. (datations forages 1 et 36) pourrait être liée: soit à un mouvement tectonique récent, non-exceptionnel et corrélatif avec la montée du niveau marin holocène laissant ainsi le platier de 5500-5000 ans B.P. émergé ou au niveau de la mer; soit à l'existence d'un niveau marin plus haut que l'actuel, suivi d'une baisse entraînant l'abrasion du platier à son niveau présent.

Dans la première hypothèse, il faut admettre qu'un soulèvement aurait affecté la Nouvelle-Calédonie et les îles voisines à partir de 5500 ans B.P. avec une vitesse maximum vers 3200 ans B.P. et un arrêt vers 500 ans B.P. (Baltzer, 1982). Parallèlement, se serait manifestée une

transgression de la mer qui aurait dépassé le niveau actuel vers 3200 ans B.P. Une régression d'une ampleur de -0.50 m aurait suivi, le niveau revenant ensuite progressivement à sa position actuelle. Dans le détail, il y aurait eu en fait deux périodes de stabilité: l'une entre 5500 et 3400 ans B.P. et l'autre entre 3000 et 500 ans B.P., liées à l'action concomitante d'un soulèvement tectonique et de la remontée eustatique.

Dans la seconde hypothèse, la montée du niveau marin entraîne une croissance récifale et corallienne (type "keep up") (Neumann et Macintyre, 1985) qui atteint son apogée au maximum de la transgression holocène. L'ensemble est stoppé lors de l'inversion du phénomène qui est suivi d'une période d'érosion. Le niveau marin aurait alors atteint sa position altimétrique maximale vers 5690–5000 ans B.P. ou au delà (Coudray et Delibrias, 1972; Coudray, 1976). Les microatolls actuellement émergés entre $+0.50$ et $+1.0$ m sont datés de 5600–5000 ans B.P.

Dans le Pacifique sud-ouest, les variations du niveau marin au cours de l'Holocène et du Pléistocène supérieur, ont fait l'objet d'une étude exhaustive par Nakiboglu et al. (1983); qui mettent en évidence l'existence d'un haut niveau marin à 6000 ans B.P. Les variations altimétriques de ce niveau dépendent du comportement rhéologique du manteau et de l'épaisseur de la lithosphère (Lambeck et Nakada, 1985; Nakada, 1986).

En Nouvelle-Calédonie, des âges de 5750 ± 150 ans B.P. et de 5400 ± 120 ans B.P. ont été trouvés respectivement à -0.50 m sur la côte sud-ouest par Baltzer (1970) et à 0 ± 0.50 m sur la côte est à Touho par Coudray et Delibrias (1972). Ces auteurs en déduisent que le niveau marin était plus haut que l'actuel il y a 5400 ans B.P., grâce à une datation dont l'altitude exacte n'a pu être précisée. Mais à Tara (côte sud-est), un âge de 5400 ans B.P. (datation inédite de J.-Ch. Fontes, J. Récy (commun. pers., 1986)) a été trouvé pour un corail en place à $+2$ m.

L'étude des carottages réalisés sur les platiers de Touho (côte est) et de Poya (côte ouest)

(Fontes et al., 1977) a mis en évidence la disparité entre différentes parties de la Nouvelle-Calédonie. Ces auteurs en déduisent que l'installation du récif holocène s'est effectuée à Touho vers -8.0 m à 6025 ± 200 ans B.P. alors qu'elle est trouvée à Ricaudy vers -6.0 m à 6550 ± 80 ans B.P. La surface du platier est datée de 1540 ± 120 ans B.P. à Touho et de 5690 ± 90 ans B.P. et 4910 ± 420 ans B.P. à Ricaudy où elle serait donc plus ancienne. Ce fait est à considérer avec prudence car dans un site, un seul échantillon a été daté.

D'autre part, la structure interne et les âges des récifs de la côte est sont très différents de ceux situés sur les côtes sud-est et sud-ouest. Fontes et al. (1977), évoquant les récifs de la côte est et se basant sur l'étude du forage de l'îlot Ténia situé sur le récif barrière (Coudray, 1976) émettent l'hypothèse d'une unité récifale pléistocène sous-jacente à celle de l'Holocène. Or celle-ci n'a pas été retrouvée sur la côte est (carottages ORSTOM, données inédites), mais elle a été mise en évidence sur la côte sud-est (Cabioch et al., 1985), datée à Ricaudy (cette note) sur la côte sud-ouest et à Ténia (Coudray, 1976) sur la côte ouest.

Toutes ces différences dans les récifs frangeants montrent que la Nouvelle-Calédonie réagit tectoniquement de manière variée et très certainement par compartiments. Si des différences minimales existent à l'intérieur d'un même compartiment, ou à l'échelle d'un platier, par contre les corrélations d'une région à l'autre apparaissent aléatoires.

L'existence d'un haut niveau marin holocène autour de 5500 ans B.P. sur la Grande Terre ne fait aucun doute. Il correspondrait à celui de 6000 ans B.P. trouvé dans le Pacifique sud-ouest consécutif à la déglaciation. Le déphasage chronologique observé en ici par rapport aux autres régions du Pacifique sud-ouest pourrait s'expliquer par le comportement spécifique de la lithosphère à l'aplomb de la Nouvelle-Calédonie, entraînant un léger soulèvement de la région sud.

À la lumière des résultats précédents, l'hypothèse faisant appel à une transgression suivie d'un retrait marin semble cependant la plus

plausible. Un jeu tectonique ayant soulevé le sud de la Nouvelle-Calédonie ne peut toutefois être totalement exclu. Des forages récemment réalisés sur des îlots coralliens du lagon sud-ouest et sur les récifs frangeants de la Grande Terre, compléteront nos connaissances en ce domaine.

Conclusions

L'étude par forage du récif frangeant Ricaudy a permis la mise en évidence d'un niveau d'émersion, matérialisant la limite Holocène-Pléistocène. Ce niveau est marqué par de nets changements diagénétiques et paléoécologiques.

Les datations ont permis de préciser l'âge d'installation du récif frangeant actuel; il semble légèrement plus récent ici (6550 ans B.P.) que celui du récif barrière (îlot Ténia, 7000 ans \pm 1000 ans B.P.). L'étude chronostratigraphique d'autres récifs frangeants néo-calédoniens (datations inédites) confirme ce fait. Mais cet âge d'initialisation récifale est par contre de 8000 ans B.P. en Australie septentrionale (Davies et al, 1985).

De nombreux arguments plaident en faveur de l'existence d'un haut niveau marin vers 5500 ans B.P. dans la région néo-calédonienne, vers 6000 ans B.P. dans le Pacifique sud-ouest (Nakiboglu et al., 1983) et vers 6500 ans B.P. dans l'est de l'Australie (Davies et Montaggioni, 1985).

La reconstitution de l'histoire du récif frangeant Ricaudy permet d'avancer l'hypothèse suivante: La remontée du niveau marin s'accompagne d'un léger soulèvement du socle calédonien. Un maximum est atteint vers 5400-5500 ans B.P. et la croissance corallienne est à son apogée. Une baisse du niveau de la mer intervient alors stoppant la croissance du récif.

Les études actuellement en cours permettront d'apporter des renseignements supplémentaires sur les variations du niveau marin dans la région et sur leur décalage dans le temps par rapport à d'autres régions du Pacifique sud-ouest pendant le maximum de la transgression holocène.

Remerciements

Les auteurs remercient M.G. Faure (Université de la Réunion) pour la détermination des échantillons coralliens ainsi que MM. F. Taylor et J. Récy pour leurs discussions fructueuses, MM. J.-Y. Collot et M. Monzier pour leurs critiques constructives, M.L. Montaggioni pour toutes ses corrections et commentaires apportés à notre manuscrit ainsi que toutes les personnes qui de près ou de loin ont participé au bon déroulement de ce travail.

Cette recherche a été réalisée dans le cadre d'une convention entre l'ORSTOM et le Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie (Université de Provence, Marseille) et financée par l'ORSTOM et par la commission CORDET.

Bibliographie

- Baltzer, F., 1970. Datation absolue de la transgression holocène sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie sur des échantillons de tourbes à palétuviers. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 271: 2251-2254.
- Baltzer, F., 1982. Géodynamique de la sédimentation et diagénèse précoce en domaine ultrabasique — Nouvelle-Calédonie. Trav. Doc. ORSTOM, 152: 1-283.
- Baltzer, F. et Dugas, F., 1977. Age of slope breccia and caliche capping the aeolianites in the Bay of Saint-Vincent, west coast of New Caledonia. Int. Symp. Geodyn. Southwest Pacif. (Nouméa, 1976). Technip, Paris, pp.301-306.
- Bathurst, R.G.C., 1971. Carbonate Sediments and their Diagenesis. (Developments in Sedimentology, 12.) Elsevier, Amsterdam, 658 pp.
- Battistini, R. et al., 1975. Eléments de terminologie récifale indopacifique. Téthys, 7(1): 1-111.
- Bernat, M., Launay J. et Récy, J., 1976. Datation à l'ionium de quelques formations coralliennes émergées de Nouvelle-Calédonie et des îles Loyauté. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 282: 9-12.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappel, J.M.A., Matthews, R.K. et Mesollela, K.J., 1974. Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: new Th 230/U 234 dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quat. Res., 4: 185-205.
- Bourrouilh, F., 1977. Géomorphologie de quelques atolls dits "soulevés" du Pacifique W et SW, origine et évolution des formes récifales actuelles. Mém. B.R.G.M., 89: 417-439.
- Bourrouilh, F., 1985. Essai de datation par stratigraphie isotopique des encoches et dépôts holocènes à pléistocènes de quelques îles hautes carbonatées. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.125-130.
- Buigues, D., 1985. Principal facies and their distribution at

- Mururoa atoll (French Polynesia). Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.249-256.
- Cabioch, G., Philip, J., Montaggioni, L., Thomassin, B.A. et Lecolle, J., 1985. First sedimentological and paleontological results from a drill-hole through a fringing coral reef, SE. of New Caledonia: evidence of the Holocene-Pleistocene discontinuity. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 6, pp.569-574.
- Cabioch, G., Anglada, R. et Babinot, J.-F., 1986. Microfaunes et paléoenvironnements des récifs frangeants Quaternaires de Mamié et Ricaudy (Nouvelle-Calédonie). Cah. Micropaléontol., N.S., 1(1/2): 5-36.
- Choquette, P.W. et Trusell, F.C., 1978. A procedure for making the titan-yellow stain for Mg-calcite permanent. J. Sediment. Petrol., 48(2): 639-641.
- Collot, J.Y. et Missègue, F., 1977. Gravity measurements in Loyalty archipelago, southern New Caledonia and the Isle of Pines. Int. Symp. Geodyn. Southwest Pacif. (Nouméa, 1976). Technip, Paris, pp.125-134.
- Coudray, J., 1968. Données préliminaires sur la valeur des croûtes calcaires en tant que niveau-repère dans la stratigraphie du Quaternaire de Nouvelle-Calédonie. Hypothèses relatives à leur âge. C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr., Fasc., 9: 307-308.
- Coudray, J., 1976. Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène. Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Fond. Singer-Polignac, Paris, 8, pp.1-276.
- Coudray, J., 1977. Recherches sur le Quaternaire marin de la Nouvelle-Calédonie: contribution à l'étude des récifs coralliens et des éolianites associées à la reconstitution de l'histoire climatique et structurale. Bull. Assoc. Fr. Étude. Quat., Suppl., 50: 331-340.
- Coudray, J. et Delibrias, G., 1972. Variation du niveau marin au-dessus de l'actuel en Nouvelle-Calédonie depuis 6000 ans. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 275: 2623-2626.
- Coudray, J. et Montaggioni, L., 1986. The diagenetic products of marine carbonates as sea-level indicators. En: O. van de Plassche (Rédacteur), Sea-level Research: A manual for the Collection and Evaluation of Data. Geobooks, Norwich, pp.311-360.
- Coudray, J., Thomassin, B.A. et Vasseur, P., 1985. Géomorphologie comparée des récifs barrières de Nouvelle-Calédonie et de Mayotte. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 6, pp.427-432.
- Cullis, G.C., 1904. The mineralogical changes observed in the cores of the Funafuti borings. En: T.G. Bonney (Rédacteur), The Atoll of Funafuti. R. Soc., London, pp. 392-420.
- Daniel, J., Dugas, F., Dupont, J., Jouannic, C., Launay, J., Monzier, M. et Récy, J., 1976. La zone charnière de Nouvelle-Calédonie-ride de Norfolk (SW Pacifique). Résultats de dragages et interprétation. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., 8(1): 95-105.
- Davies, P.J. et Hopley, D., 1983. Growth fabrics and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. Bur. Miner. Resour., J. Aust. Geol. Geophys., 8: 237-251.
- Davies, P.J. et Montaggioni, L., 1985. Reef growth and sea level change — the environmental signature. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.477-515.
- Davies, P.J., Marshall, J.F. and Hopley, D., 1985. Relationships between reef growth and sea level in the Great Barrier Reef. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.95-104.
- Debenay, J.P., 1985. Sédimentologie et thanatocénoses des foraminifères de grande taille dans le lagon Sud-Ouest et sur la marge insulaire de Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct., Univ. Aix-Marseille II, Marseille, 200 pp. (avec annexes).
- Dubois, J., Launay, J. et Récy, J., 1973. Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., 5(1): 3-24.
- Dubois, J., Launay, J. et Récy, J., 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty islands area and their plate tectonics interpretation. Tectonophysics, 24: 133-150.
- Dubois, J., Launay, J. et Récy, J., 1975. Some new evidence on lithospheric bulges close to island arcs. Tectonophysics, 26: 189-196.
- Dugas, F. et Debenay, J.P., 1978. Interférence des failles flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes: le lagon de Nouvelle-Calédonie. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 287: 1091-1094.
- Dugas, F. et Debenay, J.P., 1982. Carte sédimentologique et carte annexe du lagon de Nouvelle-Calédonie à 1/50000. Feuille Nouméa, notice explicative. ORSTOM, Paris, No. 95, 45 pp., 2 cartes.
- Dugas, F., Ville, P. et Coudray, J., 1980. Étude sismique du lagon de la Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique). Paléomorphologies successives et comportement au Quaternaire supérieur de l'île. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 290: 963-966.
- Dupont, J., Launay, J., Ravenne, C. et De Broin, C.E., 1975. Données nouvelles sur la ride de Norfolk, sud-ouest Pacifique. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 289: 245-248.
- Esteban, M., 1976. Vadose pisolite and caliche. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 60: 2048-2057.
- Flügel, E., 1982. Microfacies analysis of limestones. Springer, Berlin, 633 pp.
- Fontes, J. Ch., Launay, J., Monzier, M. et Récy, J., 1977. Genetic hypothesis on the ancient and recent reef complexes in New Caledonia. Int. Symp. Geodyn. Southwest Pacif. (Nouméa, 1976). Technip, Paris, pp.289-300.
- Friedman, G.M., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. J. Sediment. Petrol., 34: 777-813.
- Gachon, A. et Buigues, D., 1985. Volcanic erosion and reef growth (atoll of Mururoa, French Polynesia). Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.185-193.
- Gaven, C. et Bourrouilh, F., 1981. Géochronologie (230Th-234U-238U) sédimentologie et néotectonique des faciès récifaux pléistocènes à Maré, archipel des Loyauté, SW Pacifique. Oceanis, 7(4): 347-365.
- Gaven, C., Launay, J. et Bernat, M., 1979. Datation 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, Sér. D, 289: 765-768.
- Gvirtzman, G. et Friedman, G.M., 1977. Sequence of progressive diagenesis in coral reefs. En: S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (Rédacteurs), Reefs and Related Carbonates. Ecology and Sedimentology. (American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 4). Am. Assoc. Pet. Geol., pp.357-380.
- Harrison, R.S., 1975. Porosity in Pleistocene grainstones from Barbados: some preliminary observations. Bull. Can. Pet. Geol., 23(3): 383-392.
- Harrison, R.S., 1977. Caliche profiles: indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies. Bull. Can. Pet. Geol., 25(1): 123-173.
- Harrison, R.S. et Steinen, R.P., 1978. Subaerial crusts, caliche profiles, and breccia horizons: comparison of some Holocene and Mississippian exposure surfaces, Barbados and Kentucky. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 385-396.
- Hopley, D., 1982. The Geomorphology of the Great Barrier Reef: Quaternary Development of Coral Reefs. Wiley-Interscience, New York, pp.453.
- Hopley, D., Slocombe, A.M., Muir, F. et Grant, C., 1983. Nearshore fringing reefs in North Queensland. Coral Reefs, 1: 151-160.
- James, N.P., 1972. Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. J. Sediment. Petrol., 42(4): 817-836.
- James, N.P., 1974. Diagenesis of scleractinian corals in the subaerial vadose environment. J. Paleontol., 48: 785-799.
- James, N.P. et Ginsburg, R.N., 1979. The Seaward Margin of Belize Barrier and Atoll Reefs. Morphology, Sedimentology, Organism Distribution and Late Quaternary History. (International Association of Sedimentologists, Spec. Publ. 3.) Blackwell, Oxford, 191 pp.
- Konishi, K., 1982. Alcyonarian spiculite: limestone of soft corals. Proc. Int. Coral Reef Symp., 4th (Manila, 1981). 1, pp.643-649.
- Lalou, C., Labeyrie, J. et Delibrias, G., 1966. Datation des calcaires coralliens de l'atoll de Mururoa (archipel des Tuamotu) de l'époque actuelle à 500,000 ans. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 263: 1946-1949.
- Lambeck, K. et Nakada, M., 1985. Holocene fluctuations in sea-level: constraints on mantle viscosity and melt-water sources. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.79-84.
- Launay, J., 1985. Paléoniveaux marins et néotectonique à l'île des Pins (Nouvelle-Calédonie). Géol. Fr., 1: 77-81.
- Launay, J. et Récy, J., 1970. Nouvelles données sur une variation relative récente du niveau de la mer dans la région Nouvelle-Calédonie-îles Loyauté. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 270: 2159-2161.
- Launay, J. et Récy, J., 1972. Variations relatives du niveau de la mer et néotectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 14(1): 47-65.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 64(4): 461-487.
- Lucas, G., Cros, P. et Lang, J., 1976. Les Roches Sédimentaires. 2. Étude Microscopique des Roches Meubles et Consolidées. Doin, Paris, 503 pp.
- Macintyre, I.G., 1977. Distribution of sub-marine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. J. Sediment. Petrol., 47: 503-516.
- Marshall, J.F., 1983a. Lithology and diagenesis of the carbonate foundations of modern reefs in the southern Great Barrier Reef. Bur. Miner. Resour., J. Aust. Geol. Geophys., 8(3): 253-265.
- Marshall, J.F., 1983b. Submarine cementation in a high-energy platform reef: One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef. J. Sediment. Petrol., 53(4): 1133-1149.
- Marshall, J.F. et Davies, P.J., 1982. Internal structure and Holocene evolution of One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef. Coral Reefs, 1: 21-28.
- Marshall, J.F. et Launay, J., 1978. Uplift rates of the Loyalty Islands as determined by $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of raised coral terraces. Quat. Res., 9: 186-192.
- Masse, J.P., Acquaviva, M., Thomassin, B.A. et Vernier, E., 1983. Bioclastic sedimentary environments in the coral reef lagoon of Nouméa (S.W. New Caledonia). Int. Soc. Reef Studies, Colloq. Annu., Nice (abstr.).
- Milliman, J.D., 1974. Recent Sedimentary Carbonates. Part 1, Marine Carbonates. Springer, Berlin, 375 pp.
- Montaggioni, L.F., 1977. Structure interne d'un récif corallien holocène (île de la Réunion, océan indien). Mém. B.R.G.M., 89: 456-466.
- Montaggioni, L.F., 1978. Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'archipel des Mascareignes (océan indien occidental). Thèse Doct. Sci., Univ. Aix-Marseille II, Marseille, 217 pp. (avec annexes).
- Montaggioni, L.F., 1980. Alcyonarian spiculites in coral reefs. Int. Congr. Géol. 25^{ème} (Paris). 2, p. 251.
- Montaggioni, et Delibrias, 1986. Holocene reef growth, Moorea and Tahiti islands, Central Pacific. Int. Sediment. Congr., 12th (Canberra, 1986). p. 215 (abstr.)
- Montaggioni, L.F. et Pirazzoli, P.A., 1984. The significance of exposed coral reef conglomerates from French Polynesia (Pacific Ocean) as indicators of recent sea-level changes. Coral Reefs, 3: 29-42.
- Nakada, M., 1986. Holocene sea levels in oceanic islands: implications for the rheological structure of the earth's mantle. Tectonophysics, 121: 263-276.
- Nakiboglu, S.M., Lambeck, K. et Ahorn, P., 1983. Post-glacial sea levels in the Pacific: implications with respect to deglaciation regime and local tectonics. Tectonophysics, 91: 335-358.
- Neumann, A.C. et Macintyre, I., 1985. Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.105-110.
- Pierson, B.J. et Shinn, E.A., 1985. Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Horsty Reef, Bahamas. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 36: 153-168.
- Pingitore, N.E., 1976. Vadose and phreatic diagenesis:

- processes, products and their recognition in corals. *J. Sediment. Petrol.*, 46(4): 985-1006.
- Pirazzoli, P.A. et Montaggioni, L.F., 1986. Late Holocene sea-level changes in the Northwest Tuamotu Islands, French Polynesia. *Quat. Res.*, 25: 350-368.
- Purser, B.H., 1980. Sédimentation et Diagénèse des Carbonates Néritiques Récents. Technip, Paris 1, 366 pp.
- Récy, J. et Dupont, J., 1982. Le Sud-Ouest du Pacifique: données structurales. Notice explicative. ORSTOM, Paris, No. 97, 25 pp., 1 carte.
- Schlanger, S.O., 1963. Subsurface geology of Eniwetok atoll. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 260(B-B): 991-1038.
- Strasser, A. et Davaud, E., 1985. Recognition of ancient sea-levels using sedimentological and diagenetic criteria (examples from the Bahamas and the Maldives). *Proc. Int. Coral Reef Congr.*, 5th (Tahiti, 1985). 3, pp.157-162.
- Thom, B.G., Orme, G.R. et Polach, H.A., 1978. Drilling investigations of Bewick and Stapleton islands. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 291: 37-54.
- Thomassin, B.A. et Coudray, J., 1981. Presence of wide hard-ground areas on lagoonal bottoms of the coral reef complex of Noumes (SW New Caledonia). *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, 4th (Manila, 1981). 1, pp.511-522.
- Thomassin, B.A. et Masse, J.P., 1985. Les récifs coralliens actuels et leur contrôle sur l'environnement: aspects morphologiques, biologiques et sédimentologiques. *Téthys*, 11(3-4): 288-301.
- Thomassin, B.A. et Vasseur, P., 1981. The coral reef complexes of the S.W. coast of New Caledonia: building and geomorphology. *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, 4th (Manila, 1981). 1, 596 pp. (abstr.).
- Trichet, J., Reppelin, P. et Oustrière, P., 1984. Stratigraphy and subsidence of the Mururoa atoll (French Polynesia). *Mar. Geol.*, 56: 241-257.