

## SEDIMENTATION RALENTIE ET DIAGENESE SOUS-MARINE AU SE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE (DOLOMITISATION, FERRUGINISATION, PHOSPHATISATION)

ROGER ANGLADA, CLAUDE FROGET et JACQUES RECY

*Laboratoire de Géologie historique et de Paléontologie, Université de Provence, Marseille (France)*

*Laboratoire de Géologie marine, Centre Universitaire de Luminy, Marseille (France)*  
*O.R.S.T.O.M., Nouméa (Nouvelle-Calédonie)*

(Reçu le 9 octobre 1974; révisé et accepté le 20 mai 1975)

### ABSTRACT

Anglada, R., Froget, C. et Récy, J., 1975. Sédimentation ralentie et diagenèse sous-marine au SE de la Nouvelle-Calédonie (dolomitisation, ferruginisation, phosphatation) [Retarded sedimentation and submarine diagenesis SE of New Caledonia (dolomitization, ferruginization, phosphatization)]. *Sediment. Geol.*, 14: 301—317.

This article is a petrological study of rocks dredged from between 500 and 600 m depth to the SE of New Caledonia. Two facies were distinguished:

(1) Dolomitic and ferruginous facies, comprising a shallow-depth biota (calcareous algae, benthonic foraminifera). Coralline algae are dolomitized and the perforations are filled with planktonic material showing that the rock has been transported to a greater depth. Lastly, they have been impregnated and encrusted by goethite.

(2) Calcareous, ferruginous and phosphatic facies consisting of a series of uncomformable sedimentary units:

*Unit 1*: phosphatic limestone. Most bioclasts are pelagic and are not older than Pliocene in age; they are supported in a micritic, calcitic and phosphatic matrix. This unit is much bored.

*Unit 2*: this is a thick ferruginous crust covering unit 1 and filling some of the bores, built up by many wrinkled laminations. It only contains encrusting organisms (bryozoa, serpula, foraminifera).

*Unit 3*: more or less ferruginous white limestones, which are very rich in probably Pleistocene pelagic foraminifera. This fills the remaining cavities between 1 and 2. It consists of sub-units separated by surfaces of goethite impregnation.

The phosphatization is attributed to the action of up-welling currents. The iron could be derived from the erosion of continental laterites. The ferruginous crust appears to have deposited it in stromatolitic form at great depth. This facies has the textural and mineralogical attributes of a hard-ground. It indicates sporadic sedimentation during the Plio-Pleistocene on this part of the continental slope.

### RESUME

L'article présente une étude pétrologique de roches draguées au SE de la Nouvelle-Calédonie, entre 500 et 600 m de profondeur. On distingue deux faciès:

19 SEP 1975  
O. R. S. T. O. M. EX 2  
Collection de Référence  
7914 Orca.

(1) Faciès dolomitique et ferrugineux, constitué par une association de faible profondeur (algues calcaires, foraminifères benthiques). Les Corallinacées sont dolomitisées; des perforations emplies de matériel planctonique montrent que ces sédiments ont été portés à profondeur importante; en dernier lieu, la roche a été imprégnée et encroûtée par de la goethite.

(2) Faciès calcaire, ferrugineux et phosphaté, constitué par la superposition de plusieurs stades sédimentaires:

*Stade 1*: calcaire phosphaté. Les bioclasts sont en majorité pélagiques et ne sont pas antérieurs au Pliocène; ils sont noyés dans une matrice micritique calcitique et phosphatée. Ce sédiment est profondément perforé.

*Stade 2*: épaisse croûte ferrugineuse supportée par le stade 1 et formée par un grand nombre de laminites festonnées; ce stade ne renferme que des organismes encroûtants (bryozoaires, serpules, foraminifères).

*Stade 3*: calcaires blancs plus ou moins ferruginisés, très riches en foraminifères pélagiques probablement pléistocènes; ces calcaires remplissent les cavités ménagées entre les stades 1 et 2. Ils se divisent en sous-stades limités par des micro-joints à enduits de goethite.

La phosphatisation est rapportée à l'action des remontées d'eau profonde ("up-wellings"). Le fer peut provenir de l'érosion cyclonique des cuirasses latéritiques continentales; l'aspect de la croûte ferrugineuse suggère que cet élément a été fixé par des micro-organismes qui ont ainsi construit, à grande profondeur, une structure de type stromatolitique. Ce faciès possède les caractéristiques texturales et minéralogiques des "hard-grounds". Il traduit une sédimentation très sporadique au Plio-Pléistocène, dans ce secteur de la pente continentale.

#### CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

La Nouvelle-Calédonie est située à la limite de la zone tropicale sud. Les roches ultrabasiques mises en place à l'Eocène supérieur (Guillon et Routhier, 1971) recouvrent plus d'un tiers de l'île et notamment sa partie méridionale; l'érosion chimique sous climat tropical s'est traduite dans ces formations péridotiques par une latéritisation intense (Trescases, 1969).

L'île des Pins, dans le prolongement sud-est de la Nouvelle-Calédonie, se présente comme un massif de péridotites pénéplané à une certaine de mètres d'altitude et entouré d'un platier corallien incliné, descendant jusqu'à la mer. Ce platier, dont le sommet atteint la cote +20, s'est édifié récemment: un échantillon a été daté de 118 000 ans par la méthode Ionium-Thorium (datation M. Bernat, dans Launay et Récy, 1972).

Vers le sud de la Nouvelle-Calédonie, le récif barrière dessine une corne dont l'extrémité est distante du rivage de plus de 65 km (Fig. 1). La zone comprise entre le récif barrière et le sud de la Nouvelle-Calédonie a fait l'objet, en avril 1971, d'une croisière de reconnaissance du N.O. Coriolis, au cours de laquelle ont été effectué des levés bathymétriques et magnétiques, ainsi que des prélèvements de fond.

Dans cette zone, le fond sous-marin dessine une large "vallée" à faible pente NW-SE (Fig. 1). L'axe de cette vallée est dirigé vers la ria constituée par la baie de Prony, mais les constructions récifales et les dépôts pararécifaux masquent vers le nord une éventuelle liaison morphologique entre vallée et ria. L'île des Pins et le grand récif Sud sont entourés par des platiers et récifs

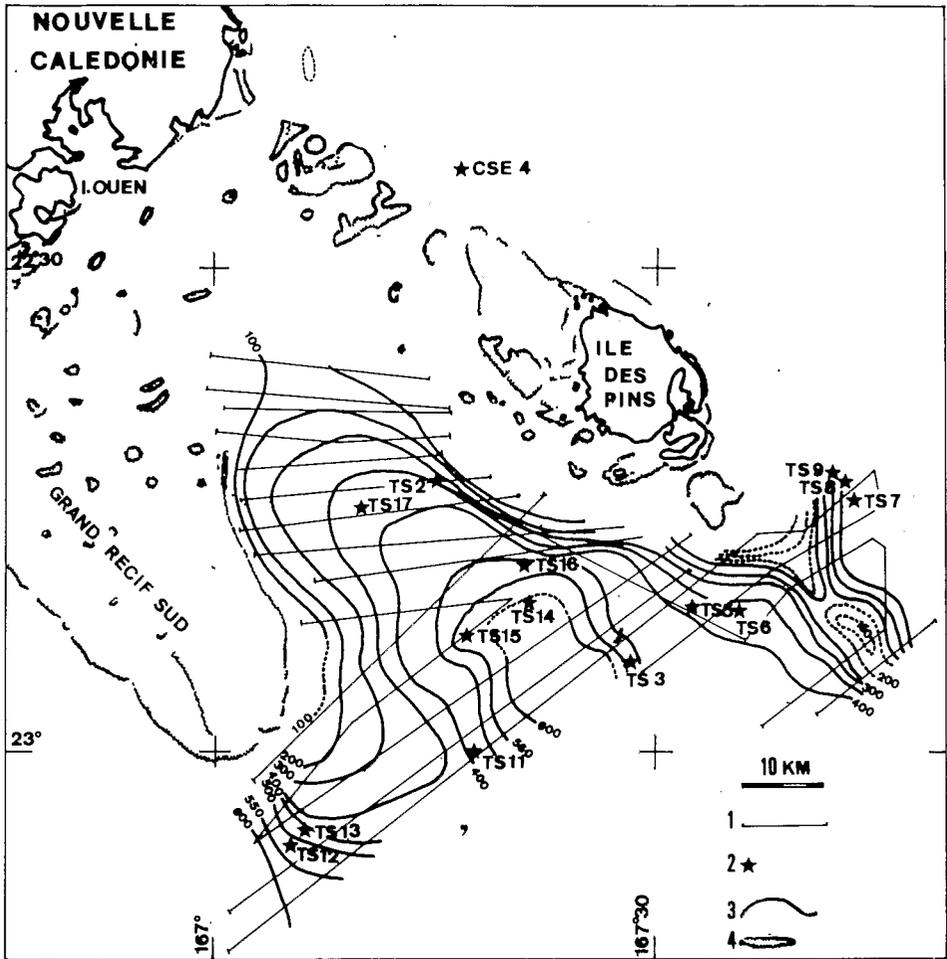


Fig. 1. Morphologie sous-marine et situation des prélèvements; 1 = profils bathymétriques et magnétiques; 2 = points de dragages; 3 = courbes bathymétriques en mètres; 4 = récifs coralliens.

Fig. 1. Submarine morphology and location of samples; 1 = bathymetric and magnetic profiles; 2 = points of dredges; 3 = bathymetric curves in meters; 4 = coral-reefs.

coralliens dont la partie sommitale connaît actuellement une activité ralentie.

Les dragages exécutés sur les flancs de la vallée sous-marine ont ramené un matériel organogène calcaire, peu roulé, composé en grande partie de débris de coraux branchus (TS 5, TS 6); ces débris grossiers, qui recouvrent les pentes ou s'accumulent au pied des talus, n'atteignent pas le fond de la vallée, où quelques dragages ont recueilli des plaquettes de sables organogènes grossiers

faiblement agglomérés et une petite quantité de sables calcaires meubles (TS 2, 11, 13, 14, 15, 17).

En outre, deux dragages (TS 3, TS 16) ont arraché à environ 500 m de gros blocs caverneux de couleur rouille; un autre échantillon de même nature (CSE 4) a été prélevé au NW de l'île des Pins. L'étude de ces roches, présentant des faciès calcaires, dolomitiques, ferrugineux et phosphatés, fera l'objet de cet article.

#### METHODES D'ANALYSE

L'analyse minéralogique a été effectuée par diffractométrie des rayons X, à partir d'échantillons pulvérisés (diffractomètre C.G.R. Thêta 60, anti-cathode au Cu). Cette méthode permet d'identifier les minéraux carbonatés (aragonite, calcite, dolomite) et phosphatés, et d'apprécier leur abondance relative par les rapports des hauteurs des pics, corrigés grâce aux abaques donnés par Griffin (1971). La teneur en  $MgCO_3$  de la calcite (mole %) a été déterminée en utilisant les abaques de Chave (1952) et Goldsmith et Graf (1958). Le rapport Ca/Mg de la dolomite a été évalué au moyen de l'abaque construit par Fùchtbauer et Goldschmidt (1965). Les colorations suivantes: alizarine Red S en solution acide et solution de Feigl (Friedman, 1959) ont permis l'identification optique des minéraux carbonatés.

Quelques analyses chimiques ont été effectuées. L'échantillon broyé et desséché à  $105^\circ C$ , on a mesuré la perte au feu à  $900^\circ C$ , puis après une attaque nitroperchlorique à chaud, on a dosé les principaux constituants par des méthodes classiques telles que bichromate de potassium (oxydes de fer), EDTA (CaO, MgO), colorimétrie Eriochrome cyanine (Al), etc.

La détermination des rapports isotopiques  $^{18}O/^{16}O$ ,  $^{13}C/^{12}C$  a été faite au spectromètre de masse (analyse et commentaires des résultats par J.C. Fontes, Laboratoire de Géologie dynamique, Paris).

#### ETUDE DES ECHANTILLONS

##### *Faciès dolomitique et ferrugineux (dragage TS 3)*

##### *Caractères macroscopiques (Fig. 2)*

La roche extrêmement corrodée en surface montre, en section polie:

(a) des nodules d'algues calcaires noyés dans une matrice brun-sombre, fortement ferrugineuse et parsemée de dendrites noires de sels de manganèse. Les algues calcaires sont blanches ou légèrement teintées de rouille par l'oxyde de fer. Elles évoquent, par leur aspect, les "prâlines" de Mélobésiées décrites par Pérès et Picard (1964) dans le circolittoral de Méditerranée; Siesser (1972) a décrit également de telles structures algales sur le précontinent sud-africain, à la profondeur de 120 m, et en donne de belles illustrations. Ces algues forment des nodules libres sur le fond, où elles peuvent rouler sous l'influence des courants.

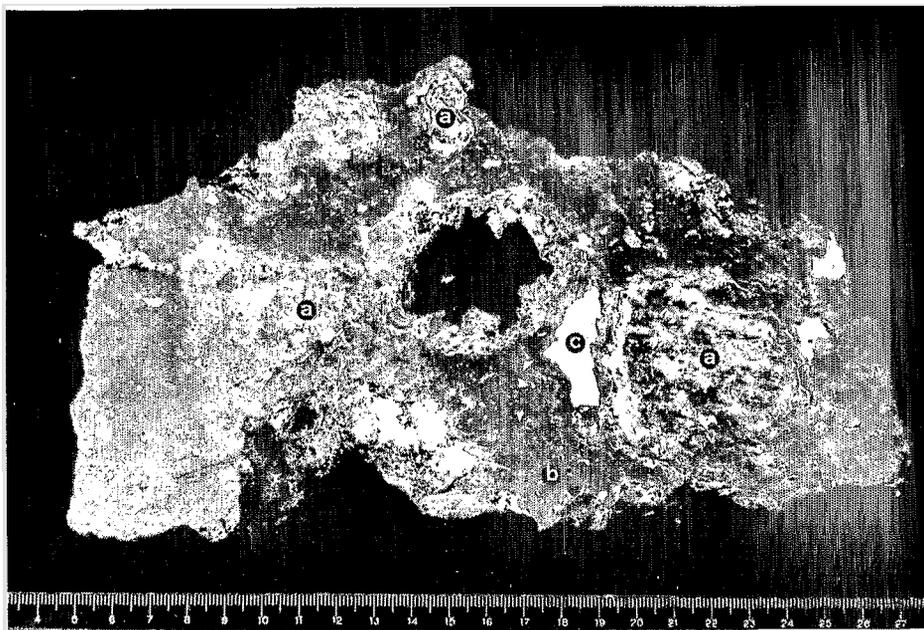


Fig. 2. Echantillon *TS 3* (section polie): les rhodolites dolomitisés (*a*) sont noyés dans la micrite ferrugineuse (*b*); les calcaires blancs (*c*), non dolomitiques, sont des sédiments internes.

Fig. 2. Sample *TS 3* (polished section): dolomitized rhodolites (*a*) are drowned in the ferruginous micrite (*b*); non-dolomitic white limestone (*c*) are internal sediments.

(b) des éléments calcaires blancs qui se détachent sur le fond sombre de la roche; ils sont souvent couronnés par une géode de calcite sparitique et correspondent donc au remplissage de cavités par des sédiments internes. Ces calcaires blancs semblent comparables à ceux qui constituent une grande partie de l'échantillon *TS 16* décrit plus loin.

#### *Minéralogie et caractères microscopiques*

L'élément ferrugineux est la goéthite. L'analyse des nodules aux rayons X donne les résultats suivants:

40% de calcite magnésienne, contenant 12 mole % de  $MgCO_3$ .

60% de dolomite, dont la composition est  $Ca_{55}Mg_{45}$ ; ce dernier minéral appartient donc au groupe des protodolomites, caractérisé par un excès de calcium, ainsi que par l'absence de certaines réflexions sur les diffractogrammes.

Les algues sont donc dolomitisées de façon incomplète: les cellules sont emplies de dolomite cryptocristalline, mais les parois cellulaires demeurent calcitiques. On observe en outre des cristaux de dolomite à tendance euhédrale, développés à la périphérie des lames algaires, et des rhomboèdres de dolomite

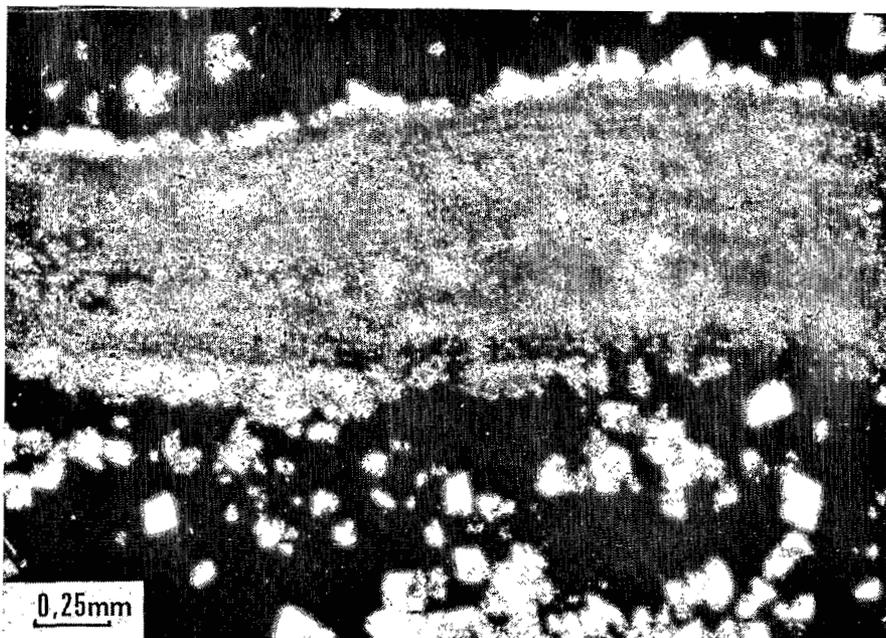


Fig. 3. Echantillon *TS 3* (microfaciès): rhomboédres de dolomite à la périphérie d'une lame d'algue calcaire dont le remplissage des cellules est dolomitisé; rhomboédres de dolomite dispersés dans la matrice ferrugineuse. L. N.

Fig. 3. Sample *TS 3* (thin section): dolomite rhombs surround coralline algal fragment, of which cellular infillings are dolomitized; dolomite rhombs dispersed in ferruginous matrix.

isolés ou en agrégats, dispersés dans la matrice ferrugineuse, et plus ou moins corrodés par celle-ci (Figs. 3 et 4). Ces cristaux ont des dimensions comprises entre 25 et 100  $\mu\text{m}$ .

Les foraminifères appartiennent à deux associations distinctes:

(a) Une association littorale, généralement au voisinage des nodules algaux. Elle est composée essentiellement de foraminifères benthiques avec une dominance du SO *Miliolina*: *Quinqueloculina*, *Triloculina* et de nombreux *Rotaliformes*.

(b) Une association de type bathyal, contenue dans la matrice ferrugineuse ainsi que dans les fissures et perforations des algues; elle comprend 90% de formes planctoniques: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Orbulina*, *Globorotalia*, *Sphaeroidinella* (cf. stade 1 de l'échantillon *TS 16*). Ces micro-organismes pélagiques ne sont pas dolomitisés, non plus que les rares débris benthiques qui les accompagnent.

Les cristaux en mosaïque de calcite magnésienne sparitique obturant certaines micro-cavités ont une extinction ondulante, due à leur texture fibreuse.

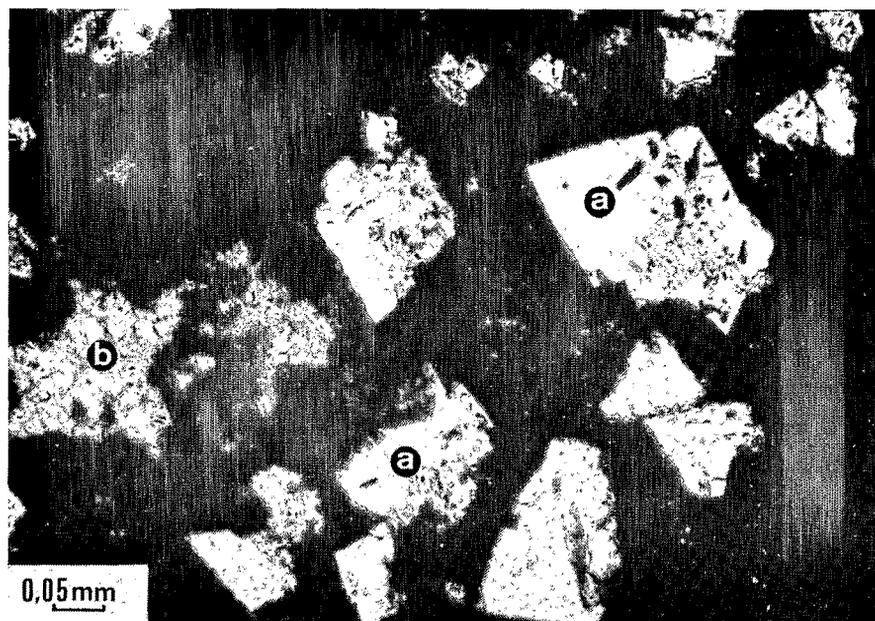


Fig. 4. Echantillon TS 3 (microfaciès): détail des rhomboédres de dolomite corrodée par la goéthite (a); en b, calcite magnésienne cristallisée après la ferruginisation. L.N.

Fig. 4. Sample TS 3 (thin section): detail of dolomite rhombs partially replaced by goethite (a); magnesian calcite (b) has crystallized after ferruginization.

### Commentaires

Les observations pétrographiques montrent que:

(a) Le sédiment initial est composé d'organismes vivant dans la zone photique, donc à profondeur très inférieure à celle à laquelle se trouve actuellement la roche.

(b) La dolomitisation n'affecte que ces organismes benthiques peu profonds, respectant les organismes planctoniques localisés à la matrice ferrugineuse. On peut en déduire que la cristallisation de la dolomite, première étape de la diagenèse, s'est également effectuée dans la zone photique. Il faut noter à ce propos que la dolomitisation s'exerce surtout aux dépens des corallinacées qui se comportent d'une part en hôte, d'autre part en noyau de cristallisation de la dolomite. Ce fait, déjà souligné par Friedman (1964) et Marlowe (1971) paraît lié à la richesse originelle de ces organismes en  $MgCO_3$ , ainsi qu'à leur structure cellulaire favorisant les échanges avec le milieu.

(c) La présence de cristaux de dolomite hétérométriques flottant dans la matrice ferrugineuse est en faveur de leur remaniement.

En résumé, on peut interpréter ce faciès de la façon suivante: les sédiments initiaux ont été dolomités dans la zone littorale au sens large; aucun critère ne permet de préciser si cette dolomitisation s'est effectuée dans la zone intertidale

ou en milieu marin franc (circalittoral). Ces éléments, sans doute faiblement cimentés par la dolomite, ont été postérieurement effrités et transportés par les courants dans la zone bathyale, où ils ont subi une intense ferruginisation, sur laquelle nous reviendrons plus loin.

*Faciès calcaire, ferrugineux et phosphaté (TS 16)*

*Caractères macroscopiques (Fig. 5)*

Comme la précédente, la roche est profondément corrodée. Elle résulte de la superposition d'un certain nombre de stades sédimentaires dont l'importance relative est très variable suivant les sections. On distingue de bas en haut, en fonction des critères de polarité:

Stade 1: calcaire roux dont les contours extrêmement sinueux correspondent probablement à d'anciennes perforations. Ces contours sont soulignés par une frange de glauconie affectant la roche sur un millimètre d'épaisseur. Cette frange rappelle les croûtes qui se développent à la surface des roches sous-marines envasées (Froget 1972a, 1974). Le stade 1 est affecté par des

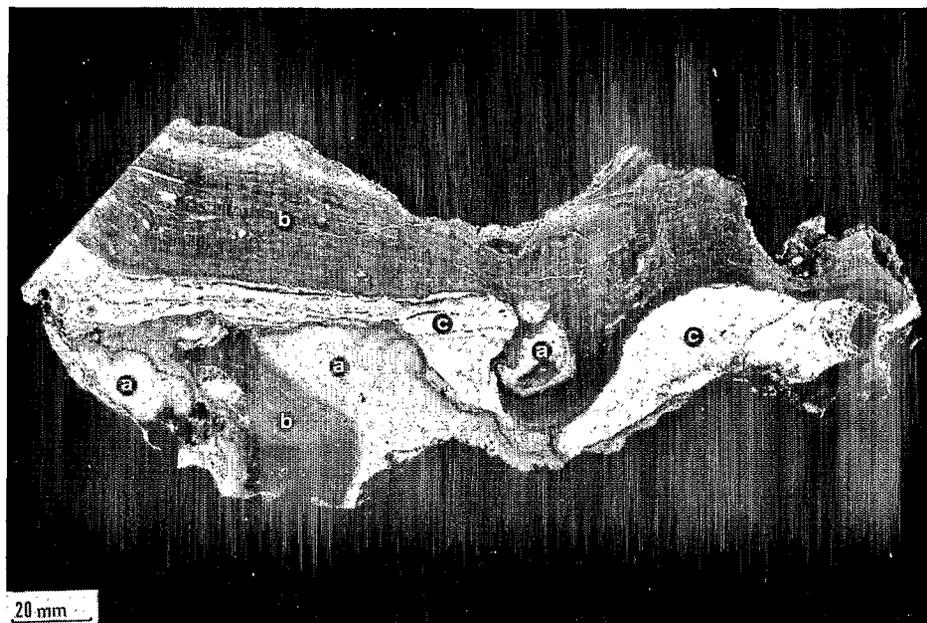


Fig. 5. Echantillon TS 16 (section polie); a = calcaire roux couronné par une frange glauconieuse (stade 1); b = croûte ferrugineuse laminaire à organismes encroûtants (stade 2); c = calcaires blancs à blanc-rouille à micro-joints ferrugineux (stade 3).

Fig. 5. Sample TS 16 (polished section); a = reddish limestone surrounded by glauconitic rim (unit 1); b = laminar ferruginous crust with incrusting organisms (unit 2); c = white to reddish white limestones, with ferruginous micro-joints (unit 3).

micro-fractures emplies par les stades postérieurs (goethite et calcaires blancs).

Stade 2: croûte ferrugineuse pouvant atteindre 5 cm d'épaisseur. La goethite brun-sombre qui la compose pénètre également dans les profondes perforations du stade 1. Sur des coupes sériées, elle apparait ainsi indifféremment au-dessus ou au-dessous de ce stade 1 dont certains éléments semblent parfois noyés dans le stade 2 et donnent, de ce fait, la fausse impression d'être remaniés.

Stade 3: calcaire de teinte blanche à rouille. On peut distinguer plusieurs faciés limités par des microjoints ferrugineux, très irréguliers, marquant des arrêts de sédimentation. Cette irrégularité semble provenir d'une érosion chimique consécutive à la lithification de chaque microstade.

### *Résultats des analyses minéralogique, chimique, isotopique*

*Minéralogie.* Les données concernant les minéraux carbonatés sont résumées dans le Tableau I.

Les phosphates sont abondants à la périphérie du stade 1, abondants à peu abondants suivant les micro-lits du stade 3, absents dans le stade 2.

La goethite est très abondante dans 2, assez abondante dans 1, en traces dans 3.

*Analyse chimique.* Les stades 1 et 2 ont été analysés. Les résultats en pourcentages pondéraux sont consignés dans le Tableau II.

Les pertes au feu importantes résultent pour une part de l'abondance de la goethite, minéral hydraté. Les autres résultats sont conformes aux données diffractométriques, notamment en ce qui concerne la richesse en oxydes de fer du stade 2 par rapport au stade 1.

*Analyse isotopique.* Le Tableau III donne les résultats de l'analyse isotopique, ainsi que l'évaluation des températures apparentes de l'eau dans laquelle s'est produite la précipitation des carbonates.

Les températures isotopiques apparentes ont été calculées en supposant qu'il y avait équilibre isotopique lors de la précipitation des carbonates, suivant l'équation de Craig:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,2 (\delta - A) + 0,13 (\delta - A)^2$$

TABLEAU I

#### Minéralogie des minéraux carbonatés

Stades	% Aragonite	% Calcite	Mole % MgCO <sub>3</sub> dans calcite
Stade I	53	47	9
Stade 2	traces	traces	
Stade 3	25-45	55-75	7-10

TABLEAU II

Résultats de l'analyse chimique

	Stade 1	Stade 2
Perte au feu à 850°C	37,1	21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	traces
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8	53,6
MnO <sub>2</sub>	0,06	traces
CaO	39,9	19,9
MgO	4,9	3,1
SiO <sub>2</sub>	1,16	1,3
Insolubles	1,32	indéterminé

Les valeurs adoptées pour la composition isotopique de l'eau, comprises entre -0,2 et + 0,3 SMOW, sont compatibles avec cette région de l'Océan Pacifique.

Les températures isotopiques montrent que les roches analysées résultent d'une précipitation en milieu océanique ouvert, ce qui est conforme au site et aux microfaciès. On remarque qu'elles décroissent du stade le plus ancien au stade le plus récent. Si on se reporte à la Fig. 6, on constate que seules les températures isotopiques du stade 1 sont analogues à celles qui règnent à la profondeur actuelle de l'échantillon (12-14°C entre 450 et 500 m). Les températures du stade 3 correspondent à celles des eaux comprises entre 800 et 1000 m.

#### *Caractères microscopiques* (Figs. 7 et 8)

Les faciès calcaires 1 et 3 sont presque exclusivement bio-détritiques et leur texture est du type packstone (Dunham, 1962). Les organismes sont en majorité pélagiques (foraminifères, ptéropodes); les débris benthiques (corallinacées, foraminifères, bryozoaires, échinodermes, mollusques) sont rares et de petites dimensions.

TABLEAU III

Températures isotopiques

Stade	Composition isotopique		<i>t</i> <sup>o</sup> isotopique <sup>18</sup> O		
	<sup>18</sup> O PDB	<sup>13</sup> C PDB	<i>t</i> <sup>o</sup> éq. A = -0,2/SMOW	<i>t</i> <sup>o</sup> éq. A = 0/SMOW	<i>t</i> <sup>o</sup> éq. A = +0,3/SMOW
1	+1,19	+3,18	12,0	13,0	14,0
2	+2,58	+3,30	7,0	7,5	8,5
3	+3,17	+2,86	4,5	5,0	6,0

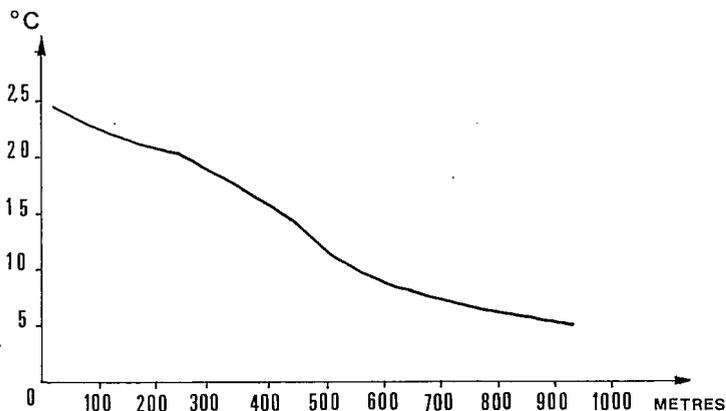


Fig. 6. Graphique de variation des températures en fonction de la profondeur. Données Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

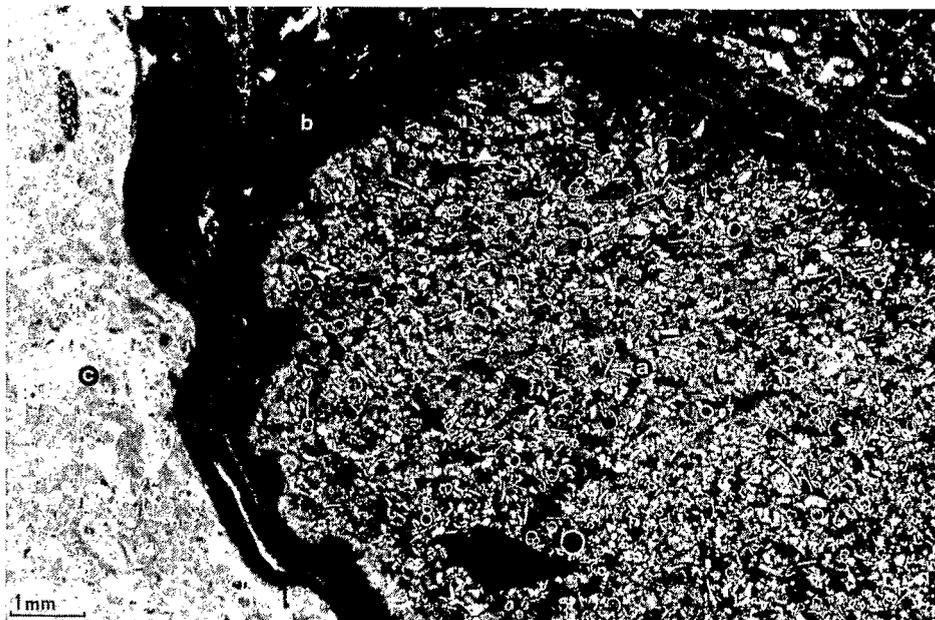


Fig. 7. Echantillon *TS 16* (microfaciès); *a* = stade 1; riche en organismes pélagiques, secondairement ferruginisé, *b* = stade 2, croûte ferrugineuse; *c* = stade 3, calcaire blanc à foraminifères pélagiques. L. N.

Fig. 7. Sample *TS 16* (thin section); *a* = unit 1, secondarily ferruginized, with numerous pelagic organisms; *b* = unit 2, ferruginous crust; *c* = unit 3, pelagic foraminiferal white limestone.

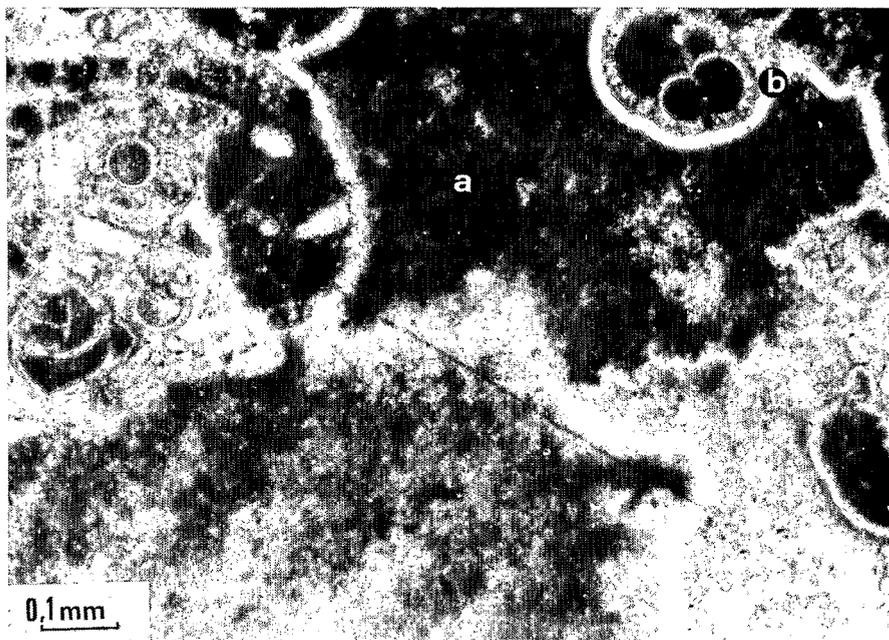


Fig. 8. Echantillon *TS 16* (microfaciès). Micrite phosphatée (*a*) et lisérés de phosphate biréfringent (*b*) cimentant les organismes pélagiques (stade 3). L. N.

Fig. 8. Sample *TS 16* (thin section): phosphatic micrite (*a*) and birefringent phosphatic rims (*b*) cementing pelagic organisms (unit 3).

*Microfaune.* Stades 1 et 3: dans les faciès calcaires, les foraminifères planctoniques représentent 70% des associations (stade 1) et 90% dans certains calcaires blancs du stade 3.

Il est impossible de préjuger de la répartition des différents genres car certains d'entre eux ne peuvent être distingués en lames minces que sur des sections privilégiées. On peut néanmoins définir un "groupe" dominant au sein duquel les taxons suivants ont été identifiés:

*Globigerina* gens

*Globigerinoides* dont une section avec une dernière loge caractéristique

*G. ex gr. sacculifer*

*Orbulina* dont plusieurs grandes *O. universa* à test mince (stade microsphérique).

Dans le reste de l'association, on note la fréquence des formes à cortex très épais: *Sphaeroidinellopsis* et *Sphaeroidinella* et de nombreux *Globorotalia* que l'on peut subdiviser en:

*Turborotalia*: espèces non carénées.

*Globorotalia* s.s.: de forme biconvexe: *Gl. ex gr. menardii* qui sont surtout abondants dans le stade 1.

*Globorotalia* s.s. à carène acute et face spirale plane attribuables à *Gl. truncatulinoides* dans le stade 3.

Ces associations planctoniques, très riches et très diverses fournissent plusieurs types de renseignements:

L'abondance des formes à cortex (*Sphaeroidinella*) et la valeur élevée du rapport plancton—benthos montrent que les sédiments correspondants se sont déposés à une profondeur importante, du même ordre que celles auxquelles les roches ont été draguées.

La diversité des associations indique que, dans les deux stades, les eaux superficielles étaient chaudes ou tempérées chaudes. Indépendamment des données isotopiques qui concernent surtout les paléotempératures des eaux profondes, on peut conclure de la fréquence élevée des *Globorotalia* biconvexes dans le stade 1, que la température moyenne de ce dernier était supérieure à celle du stade 3.

La présence de *Sphaeroidinella* dans le stade 1 et de *Globorotalia truncatulinoides* dans le stade 3, permettent de préciser que la roche est, au moins en partie, d'âge quaternaire et que le stade le plus ancien ne peut être antérieur au Pliocène. En effet, le datum à *Sphaeroidinella* est souvent utilisé dans le Pacifique pour marquer la limite Mio-Pliocène et *Globorotalia truncatulinoides* est considérée comme un bon indicateur de Quaternaire car elle dérive de *Globorotalia (Turborotalia) tosaensis* par acquisition d'une carène dans les horizons très proches de la base du Calabrien stratotypique.

Parmi les rares foraminifères benthiques identifiables, on relève quelques *Textulariina*, des *Miliolina* avec quelques sections de *Pyrgo* qui est un genre bathyal, et de *Rotaliina*: buliminidés, discorbidés et amphistégines.

Stade 2: les croûtes ferrugineuses renferment très peu de foraminifères et les espèces benthiques y sont proportionnellement beaucoup moins rares que les pélagiques, mais il est difficile d'en déduire la bathymétrie du dépôt. En effet, les rares formes recensées en section appartiennent à deux stocks: des formes littorales: *Amphistegina*, *Quinqueloculina* qui sont probablement remaniées et des formes sessiles, identiques à celles que l'on peut observer à la surface de l'échantillon: *Placopsilina*, *Carpenteria balaniformis*.

L'absence de foraminifères planctoniques dans les croûtes ferrugineuses est probablement liée à l'action des courants sous-marins. Ceux-ci peuvent empêcher le dépôt de micro-organismes tombant très lentement à partir de la surface. Par contre, les espèces fixées (foraminifères, serpules, bryozoaires, coraux ahermatypiques, spongiaires) et les formes lourdes, pouvant être remaniées à partir du circalittoral et piégées dans les anfractuosités de la roche, s'intègrent au dépôt. L'installation de ce régime courantologique peut être contemporain d'un abaissement du niveau de la mer.

*Matrices et ciments* (stades 1 et 3). Les débris organogènes sont, d'une façon générale, emballés dans un ciment micritique; la calcite magnésienne spartique est limitée aux microcavités, telles que les loges d'organismes ou certains pores extra-particulaires.

Les micrites du stade 1 sont constituées par une association intime de calcite et de phosphate, ce dernier n'étant généralement pas discernable optiquement. Certaines zones du stade 3 sont particulièrement enrichies en phosphates qui se présentent alors sous deux phases: la première est micritique, jaune en lumière naturelle, d'aspect isotrope en lumière polarisée (colophanite); la seconde forme des franges isopaques autour des débris ainsi que des lisérés séparant les microstades de sédimentation; cette dernière phase polarise la lumière; le minéral, jouant le rôle de ciment, appartient au groupe de la francolite. Les débris d'organismes ne sont pas affectés par la phosphatisation.

La coloration de Feigl montre que l'aragonite provient exclusivement de débris d'organismes (bryozoaires, ptéropodes etc.); la calcite magnésienne est due essentiellement aux micrites; les foraminifères planctoniques, faiblement magnésiens, ont pour effet d'abaisser les teneurs en  $MgCO_3$  de la calcite, évaluées sur les analyses globales.

*Structure des croûtes ferrugineuses.* Les croûtes ferrugineuses (stade 2) résultent de la superposition de couches d'épaisseur millimétrique, dont les contours sont extrêmement festonnés. Ces couches sont formées de globules boursoflés de goethite, parfois calcifiés, se développant de bas en haut ou de haut en bas. Certaines laminites sont recouvertes par des organismes encroûtants (cf a), ce qui montre que le dépôt ou l'accrétion de la goethite a dû se faire de façon très lente et sans doute sporadique. Les couches de goethite alternent parfois avec des films de sédiment marin micritique et elles sont coupées par des filonnets emplis de calcaire blanc du stade 3.

#### *Commentaires*

Les teneurs de la calcite en carbonate de magnésium indiquent que la lithification s'est effectuée en milieu sous-marin. La sédimentation apparaît très irrégulière, entrecoupée de périodes sans dépôt, au cours desquelles les stades lithifiés ont été érodés. Cela est particulièrement net pour le stade 1, qui est profondément perforé et le stade 3 dont les micro-joints caractérisent une sédimentation lente et sporadique, sans doute sous l'influence des courants qui parcourent la pente continentale. L'ensemble de la roche a fonctionné, tout au long de sa construction, comme un fond durci (hard-ground). La présence des phosphates dans les sédiments et roches marines est classiquement attribuée, depuis Kazakov (1937), à l'action de remontée d'eau profonde (up-welling) froide et riche en phosphates. Les températures isotopiques relevées pour les différents stades, et confirmées par la microfaune, inclinent à adopter cette interprétation. La plupart des auteurs qui ont étudié les dépôts de phosphates récents, actuellement en position sous-marine, admettent que la phosphatisation résulte de la transformation d'une phase calcitique de texture micritique, sous l'action des eaux profondes (D'Anglejan 1967, 1968; Marlowe 1971; Parker et Siesser 1972). Ce processus peut être vraisemblablement retenu dans le cas des mélanges micritiques de calcite et de

phosphate du stade 1. Par contre, la présence des ciments de francolite dans le stade 3 indique que ce phosphate a précipité directement, au moins localement, car les débris cimentés ne sont pas transformés. En résumé, le phosphate aurait précipité directement au cours du dépôt du stade 3 dont les basses températures dénoteraient l'action des eaux profondes, épigénisant simultanément la micrite calcitique du stade 1.

Le dépôt du fer à l'état oxydé, en milieu marin, est un phénomène controversé. Deux types d'interprétations peuvent être retenus:

(1) Le fer proviendrait du lessivage de sols continentaux riches en cet élément (cuirasses latéritiques ou limons rouges) et précipiterait en mer au contact eau douce-eau salée, car il est très peu soluble dans l'eau de mer normale (théorie de la biorhéxistase d'Erhart, 1956).

(2) Le fer serait mis en solution dans une couche océanique moyenne riche en  $\text{CO}_2$ , et les oxydes de fer précipiteraient à la faveur d'échanges avec la couche de surface riche en  $\text{O}_2$  (Borchert, 1960). En ce qui concerne la provenance du fer, la proximité des cuirasses latéritiques recouvrant l'île des Pins fait pencher pour la première interprétation. La sporadicité des dépôts peut être liée à des crues cycloniques importantes qui, seules, ont la capacité d'érosion et de transport permettant de tels apports en mer. Des phénomènes comparables ont d'ailleurs été observés dans la baie de la Dumbéa, près de Nouméa (Launay, 1972). Les sédiments les plus grossiers sont déposés à proximité des lignes de rivage actuelles alors que le fer, sous forme de flocculats ferriques, est transporté plus loin.

En ce qui concerne la fixation de ce fer, nous pensons qu'elle peut résulter de l'action de microorganismes. En effet Monty (1971) a montré que, dans certaines conditions, et en particulier dans un milieu riche en fer, les bactéries et les algues cyanophycées peuvent proliférer à grande profondeur, même en l'absence de lumière. Ces organismes fixeraient alors sous forme de croûtes les oxydes de fer présents à l'état dissous ou finement dispersé dans l'eau de mer. Du fait de leur absence de polarité, qui est incompatible avec un remplissage mécanique géopète, et de leur structure en laminations festonnées très comparables à celle de stromatolites algaux de faible profondeur, ces croûtes ferrugineuses seraient un bel exemple de stromatolite profond, tel que le prévoit Monty, demeuré en son lieu de formation.

## CONCLUSIONS

Les roches draguées sur la pente continentale au Sud-Est de la Nouvelle-Calédonie se sont formées au cours du Plio-Quaternaire. Les sédiments qui les constituent se sont déposés pour la plupart dans l'étage bathyal, où ces roches se trouvent encore actuellement. Les variations du niveau de la mer semblent avoir eu peu d'influence sur la sédimentation, sauf peut-être en ce qui concerne l'élaboration des croûtes ferrugineuses; le fait n'est pas surprenant, puisque des sédiments déposés à 500 m restent dans l'étage bathyal si le niveau de la mer s'abaisse d'une centaine de mètres, ordre de grandeur des

régressions pléistocènes. Par contre, les variations eustatiques, en modifiant le régime courantologique, sont peut-être responsables de certaines périodes d'absence de sédimentation au cours desquelles les fonds se comportent en hard-grounds.

La lithification s'est accompagnée de modifications diagénétiques des sédiments carbonatés originels: dolomitisation, ferruginisation, phosphatisation. Ces phénomènes, déjà observés dans d'autres mers (Caraïbes: Marlowe, 1971; Atlantique: Parker et Siesser, 1972; Siesser 1972; Méditerranée: Froget, 1972a,b, 1974) semblent être des traits caractéristiques de la pétrogenèse sur les pentes continentales, dans les secteurs où les apports terrigènes sont faibles. Il est probable que les épisodes diagénétiques similaires relevés dans la littérature, qu'ils soient synchrones ou non, sont dus au régime courantologique particulier aux pentes continentales. Ainsi la phosphatisation serait due à l'action des eaux froides profondes; les croûtes ferrugineuses s'édifieraient à la faveur de courants assez rapides pour contrecarrer la sédimentation, permettant ainsi la prolifération d'organismes ou de microorganismes qui, fixant le fer, construisent des structures du type stromatolitique. Les fluctuations des courants, qui peuvent être dûs à de nombreux facteurs eux-mêmes interdépendants, tels que les changements de climat et les variations du niveau de la mer, paraissent en tout cas responsables d'une sédimentation sporadique et à faible taux, de telle sorte qu'une petite épaisseur de sédiments lithifiés peut représenter une période de durée considérable.

#### BIBLIOGRAPHIE

- Borchert, H., 1960. Genesis of marine sedimentary iron ores. *Bull. Inst. Min. Metal. Trans. Sec. B*, 69 (640): 261-279.
- Chave, K.E., 1952. A solid solution between calcite and dolomite. *J. Geol.*, 60: 190-192.
- D'Anglejan, B.F., 1967. Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico. *Mar. Geol.*, 5: 15-44.
- D'Anglejan, B.F., 1968. Phosphate diagenesis of carbonate sediments as a mode of in situ formation of marine phosphorites: observations in a core from the eastern Pacific. *Can. J. Earth Sci.*, 5: 81-87.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Dans: W.E. Ham (Rédacteur), *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Pet. Geol., pp. 108-121.
- Erhart, H., 1956. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhéostasie. Masson, Paris, 90 pp.
- Friedman, G.M., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. *J. Sediment. Petrol.*, 29: 87-97.
- Friedman, G.M., 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 34: 777-813.
- Froget, C., 1972a. Exemples de diagenèse sous-marine dans les sédiments pliocène et pléistocènes: dolomitisation, ferruginisation (Méditerranée, sud de Marseille). *Sedimentology*, 19: 59-83.
- Froget, C., 1972b. Sur la présence de couches phosphatées pléistocènes en Méditerranée nord-occidentale (Sud de Marseille, B-d-Rh). *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.*, 1: 34-35.

- Froget, C., 1974. Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse, Univ. Aix-Marseille, 219 pp.
- Füchtbauer, H. et Goldschmidt, H., 1965. Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Géol. Rundsch.*, 55: 29-40.
- Goldsmith, J.R. et Graf, D., 1958. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *J. Geol.*, 66: 678-693.
- Griffin, G.M., 1971. Interpretation of X-ray diffraction data. Dans: H.E. Carver (Rédacteur), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley, New York, N.Y., pp. 541-569.
- Guillon, J.H. et Routhier, P., 1971. Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Sér. 2, Sec. IV, No. 2*: 5-37.
- Kazakov, A.V., 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. Dans: *Int. Geol. Congr.*, 17ème, Leningrad, 1937. *Sci. Fertilizers and Insecto-Fungicides Transl.* No. 142: 95-113.
- Launay, J., 1972. La sédimentation en baie de Dumbéa (côte ouest, Nouvelle-Calédonie). *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., IV (I)*: 25-51.
- Launay, J. et Récy, J., 1972. Variations relatives du niveau de la mer et néo-tectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XIV (IV): 47-65.
- Marlowe, J.I., 1971. Dolomite, phosphorite, and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. *J. Sediment. Petrol.*, 41 (3): 809-827.
- Monty, C.L.V., 1971. An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94: 265-276.
- Parker, R.J. et Siesser, W.G., 1972. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin. *J. Sediment. Petrol.*, 42: 434-440.
- Péres, J.M. et Picard, J., 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la Méditerranée. *Rec. Trav. Stn. Mar. Endoume*, 47 (31): 137 pp.
- Siesser, W.G., 1972. Relict algal nodules (rhodolites) from the South African continental slope. *J. Sediment. Petrol.*, 42 (3): 694-699.
- Trescases, J.J., 1969. Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., I (I)*: 27-57.