Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 77 (1984)

Heft: 3

Artikel: Progradation, cimentation, érosion : évolution sédimentaire et diagénétique récente d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas)

Autor: Davaud, Eric / Strasser, André

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165517

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 25.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 77	Nr. 3	Pages 449–468	Bâle, décembre 1984

Progradation, cimentation, érosion: évolution sédimentaire et diagénétique récente d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas)

Par ERIC DAVAUD et ANDRÉ STRASSER[1])

RÉSUMÉ

La formation holocène qui constitue l'ossature de l'île de Bimini nord est étudiée en détail d'un point de vue sédimentologique et pétrographique. Les structures sédimentaires montrent qu'il s'agit d'une séquence régressive allant du subtidal à l'éolien engendrée par une progradation rapide alors que le niveau marin avait déjà atteint sa cote actuelle.

Cette progradation s'accompagne d'une cimentation vadose et phréatique d'eau douce très récente (moins de 1950 BP) mais peut être localement interrompue par des phases d'érosion très actives (tempêtes). Ces phases érosives alimentent les dépôts subtidaux en endoclastes de taille variable (des sables aux conglomérats) et font apparaître dans la zone du swash des faciès de plage reliques indurés.

Le cycle progradation–cimentation–érosion–progradation à niveau marin constant engendre une séquence sédimentaire et diagénétique caractéristique que l'on retrouve dans des séries plus anciennes.

ABSTRACT

Detailed sedimentological and petrographical studies have been carried out on the Holocene formation which forms the crest of North Bimini Island. Sedimentary structures indicate a regressive sequence ranging from subtidal to eolian facies. The sequence was created during rapid progradation at a time (1950 BP) when the sea had already reached its present level.

Vadose and phreatic freshwater cementation following progradation is well developed. Progradation was locally interrupted by erosional events such as storms which produced lithoclasts of all sizes. These are now found in subtidal sediments. In the swash zone, erosion exposed the lithified beach sediments.

The cycle progradation–cementation–erosion–progradation at constant sea level results in a characteristic sedimentary and diagenetic sequence which is also to be found in ancient sedimentary deposits.

1. Introduction

L'île de Bimini où se situe l'objet de cette étude se trouve sur la bordure nord-ouest du Grand Banc des Bahamas, à proximité du détroit de Floride. Elle doit sa célébrité géologique à sa facilité d'accès ainsi qu'à la variété des faciès actuels que l'on peut observer dans ses environs immédiats (barres oolithiques, récifs, lagon protégé) et sa

[1]) Département de Géologie et de Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, CH–1211 Genève 4.

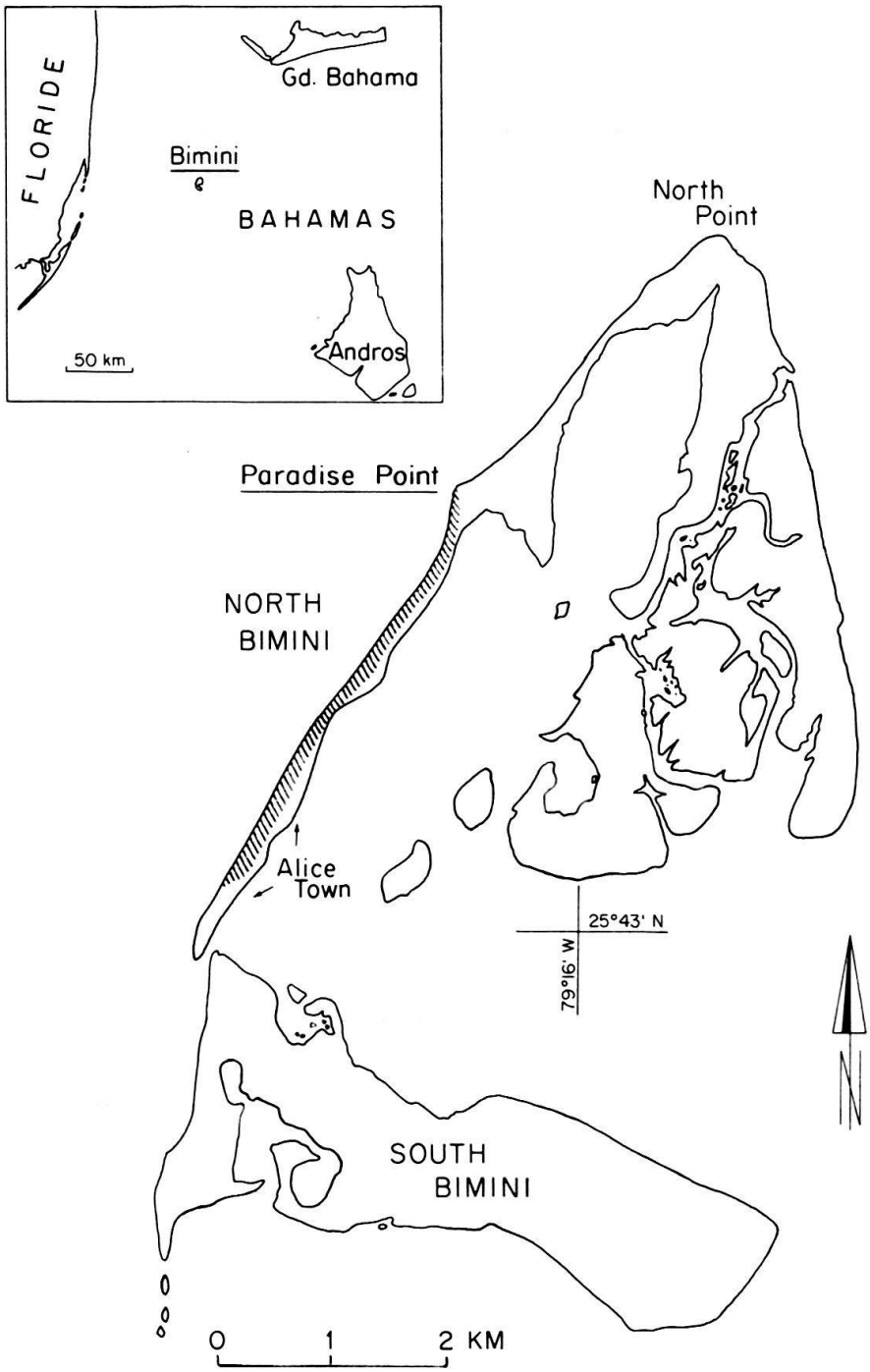


Fig. 1. Extension de la formation étudiée (hachures, «Cliff limestone», MÜLLER 1970; «Holocene biopelsparite II», GIFFORD 1973) sur les îles de Bimini.

célébrité archéologique à la présence d'un alignement de blocs immergés et emboîtés, interprétés hâtivement (VALENTINE 1969, REBIKOFF 1972) comme des constructions d'origine humaine témoignant d'une civilisation mégalithique[2]).

De nombreux travaux ont été consacrés à l'analyse des faciès et des faunes actuels (le lecteur en trouvera une liste exhaustive dans GIFFORD 1973). En revanche, les sédiments indurés qui constituent l'ossature de Bimini nord et Bimini sud, qui forment quelques îlots et affleurent par place le long de la côte nord et dans le lagon (fig. 1) ont suscité nettement moins d'intérêt et moins de polémiques.

KORNICKER (1958) décrit les croûtes laminées qui affleurent sur les îles nord et sud. BALL (1967) mentionne brièvement les formations de ces deux îles qu'il considère comme des éolianites pléistocènes et NEUMANN (in SUPKO et al. 1970) met en évidence des dépôts de plages holocènes surmontant ces formations.

MÜLLER (1970) fait l'analyse pétrographique des dépôts holocènes et conclut qu'il s'agit plutôt d'une dune côtière.

Il faut attendre le travail détaillé de GIFFORD (1973) pour avoir une idée plus précise des formations quaternaires, de leur âge absolu et de leurs relations stratigraphiques.

Cet auteur met en évidence 8 faciès distincts, les interprète en terme de paléoenvironnement et, sur la base de nombreuses datations C 14, propose une reconstitution des événements sédimentaires qui se sont succédés depuis 30000 BP.

Le présent travail concerne la formation la plus récente décrite de manière contradictoire par MÜLLER (1970) et GIFFORD (1973) et apporte quelques éclaircissements sur sa genèse et sur l'évolution récente de l'île.

La séquence sédimentaire qui caractérise cette formation a par ailleurs valeur de modèle et permet une meilleure interprétation des séries anciennes.

2. Le cadre géologique

La position stratigraphique respective des formations décrites par GIFFORD (1973) repose essentiellement sur des datations C 14. En effet les sites où les superpositions stratigraphiques sont observables sont rares du fait de la topographie très réduite de l'île, de la couverture végétale très dense de Bimini sud et du colmatage des substrats immergés par des sédiments actuels. La reconstitution de la figure 2, compilée d'après les observations et les schémas de GIFFORD reste donc interprétative.

La formation la plus ancienne («oopelsparite I» de GIFFORD 1973) est interprétée par cet auteur comme une barre oolithique qui se développe à l'emplacement de l'île nord actuelle. Cette interprétation implique que le niveau marin devait être supérieur (2 m) à sa cote actuelle[3]). De 30000 à 15000 BP, le niveau marin s'abaisse jusqu'à − 40 m; la barre oolithique émerge rapidement; de part et d'autre se développent des faciès différenciés: à l'ouest vers le détroit de Floride se déposent des calcarénites («Pleistocene biopelsparite» de GIFFORD 1973) et localement près de la côte, des sables bien classés à péloïdes («Pleistocene pelsparite»), tandis qu'à l'est, dans les zones plus

[2]) Deux travaux démystificateurs (HARRISSON 1971, SHINN 1978) ont depuis démontré que les pavages prétenduement archéologiques n'étaient que des beach-rocks immergés lors de la dernière transgression holocène.

[3]) Cette fluctuation positive du zéro marin est acceptée par certains auteurs (HOYT et al. 1965, SHEPARD 1963) mais contestée par d'autres (FLINT 1971).

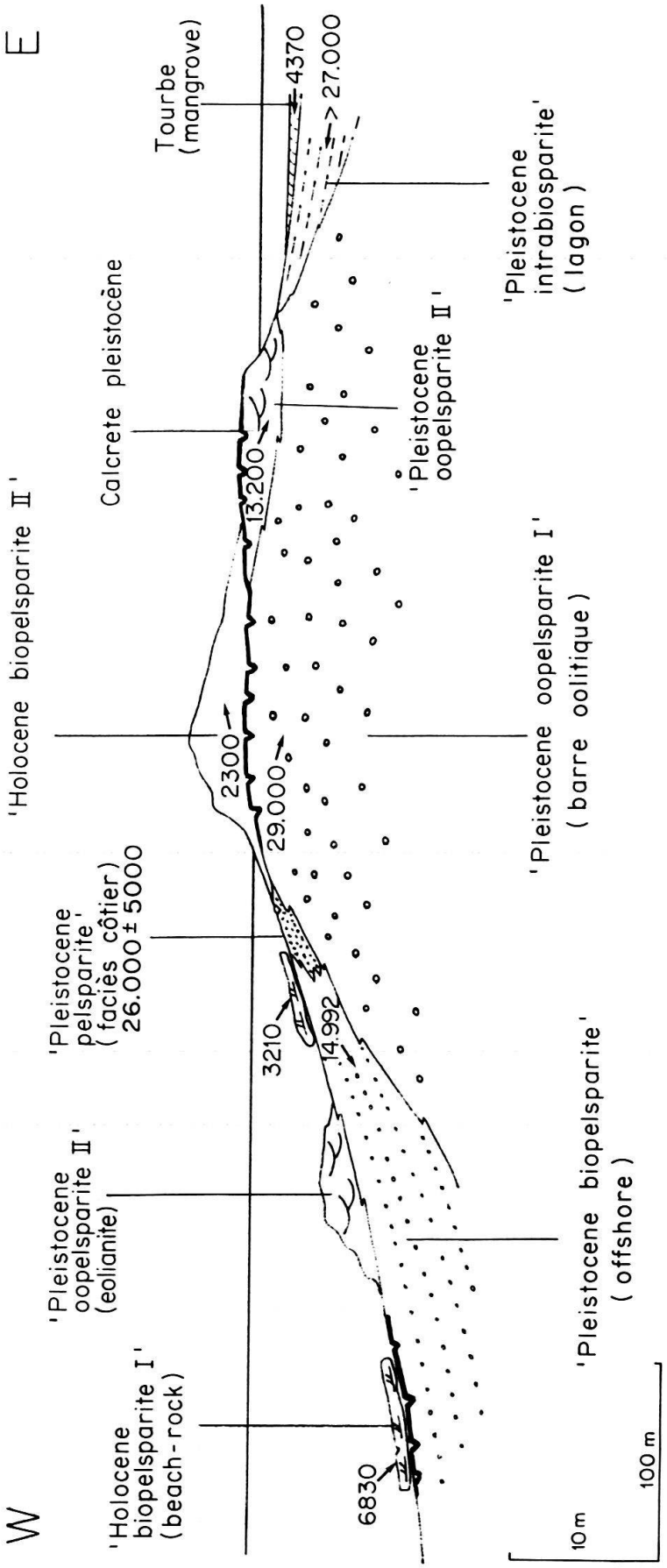


Fig. 2. Coupe synthétique et transversale (W-E) de l'île de Bimini nord et position relative des formations décrites par GIFFORD (1973). Les chiffres représentent les âges obtenus par datation C 14. La coupe est représentative pour le secteur situé entre Alice Town et Paradise Point (fig. 1).

protégées, se déposent des sables à bioclastes mal classés auxquels se mêlent des lithoclastes micritiques («Pleistocene intrabiosparite»). Ce dernier faciès présente de fortes analogies avec les sédiments actuels du lagon de Bimini (NEWELL et al. 1959, BATHURST 1970).

Lorsque ces dépôts sont à leur tour exposés à l'air libre, quelques dunes éoliennes se forment à partir de particules d'origine marine («Pleistocene oopelsparite II») et une pédogenèse active se développe engendrant des croûtes calcaires laminées (KORNICKER 1958).

Dès 15000 BP la transgression holocène s'amorce et la mer envahit progressivement à nouveau le Grand Banc des Bahamas. Elle parvient au voisinage de l'île actuelle vers 6000 BP et y développe une succession diachrone de beach-rocks («Holocene biopelsparite I») – que quelques archéologues rendront par la suite célèbres.

La transgression s'amortit vers 3000 BP (à la cote − 1 m dans le sud de la Floride; WANLESS 1982) et gagne progressivement le niveau actuel. La dernière formation («cliff limestone» de MÜLLER 1970, «Holocene biopelsparite II» de GIFFORD 1973), qui fait l'objet du présent travail, correspond à cet intervalle de temps. Elle affleure sur plusieurs kilomètres de Paradise Point à Alice Town (fig. 1) et forme une petite falaise pouvant atteindre 4 m de haut à proximité de Paradise Point.

L'origine de cette formation est controversée: MÜLLER (1970) y voit une dune éolienne formée en deux temps lorsque le niveau marin était sensiblement plus bas, partiellement cimentée en zone phréatique et vadose.

NEUMANN (in SUPKO et al. 1970) pense qu'il s'agit de dépôts associés à des plages de tempêtes et GIFFORD (1973), réfutant l'interprétation de MÜLLER, considère que cette formation représente uniquement un dépôt de plage. Cette interprétation l'oblige à admettre – pour des raisons topographiques – que le niveau marin est monté récemment à 2 m au-dessus du niveau actuel.

Cette hypothèse se fonde sur les travaux de LIND (1969), mais est en contradiction avec la plupart des travaux relatifs à l'évolution eustatique au cours des derniers millénaires (FLEMMING 1969, WANLESS 1982) qui démontrent que le niveau marin n'a jamais, durant cette période, dépassé sa cote actuelle.

3. Méthodes

La zone la plus favorable à l'étude de cette formation controversée se situe immédiatement au sud de Paradise Point (fig. 1) où l'érosion active de la côte met à jour une section d'environ 4 m de hauteur, exposée sur plusieurs centaines de mètres. La base de la séquence débute à un mètre sous le niveau de basse marée et repose sur des sédiments très peu consolidés.

La plupart des informations utilisées dans ce travail proviennent d'observations de terrain. Les échantillons qui servent de base à l'étude pétrographique ont été imprégnés (époxy). Les déterminations minéralogiques sont fondées sur les méthodes classiques de colorations sélectives et sur quelques analyses ponctuelles aux R.X. et à la microsonde (EDAX).

Une datation a été effectuée par le Radiocarbon Dating Laboratory de Lund sur la columelle d'un strombe prélevé au milieu de la formation (fig. 3).

4. Composition pétrographique

La composition pétrographique de cette formation est à première vue assez constante sur toute son épaisseur. Dans son étude pétrographique, MÜLLER (1970) propose de distinguer dans la partie méridionale de l'île nord deux faciès («lithobiopelsparite» et «lithoclast bearing biopelsparite») mais admet (p. 520) que les particules qui les constituent proviennent du même milieu de dépôt.

Il s'agit de calcarénites composées essentiellement de bioclastes variés (*Halimeda, Sorites,* miliolidés, échinides, mollusques), de péloïdes et de clastes micritiques. A l'exception de lentilles de calcirudites dans la partie inférieure, la granulométrie et le degré de classement ne montrent aucune tendance verticale évidente.

En revanche, les bioclastes (surtout *Sorites, Halimeda* et bivalves) présentent une dégradation progressive vers le haut de la formation: la péripherie des tests est érodée, les loges ou canaux sont cimentés, les parois micritisées. Cette dégradation rend l'identification des bioclastes souvent délicate et suggère qu'une partie des péloïdes et clastes micritiques sont, à l'origine, des bioclastes. Les endoclastes (sensu PURSER 1980), fréquents dans le premier mètre de la section, disparaissent vers le haut.

Ces modifications sont subtiles et ne justifient guère la subdivision pétrographique proposée par MÜLLER (1970). La nature des particules ne permet pas d'interpréter avec précision le mileu de dépôt. En revanche, les ciments et les structures sédimentaires macroscopiques montrent une variété et une évolution séquentielle remarquables. Ils permettent de préciser l'environnement dépositionnel de cette formation et son évolution diagénétique précoce.

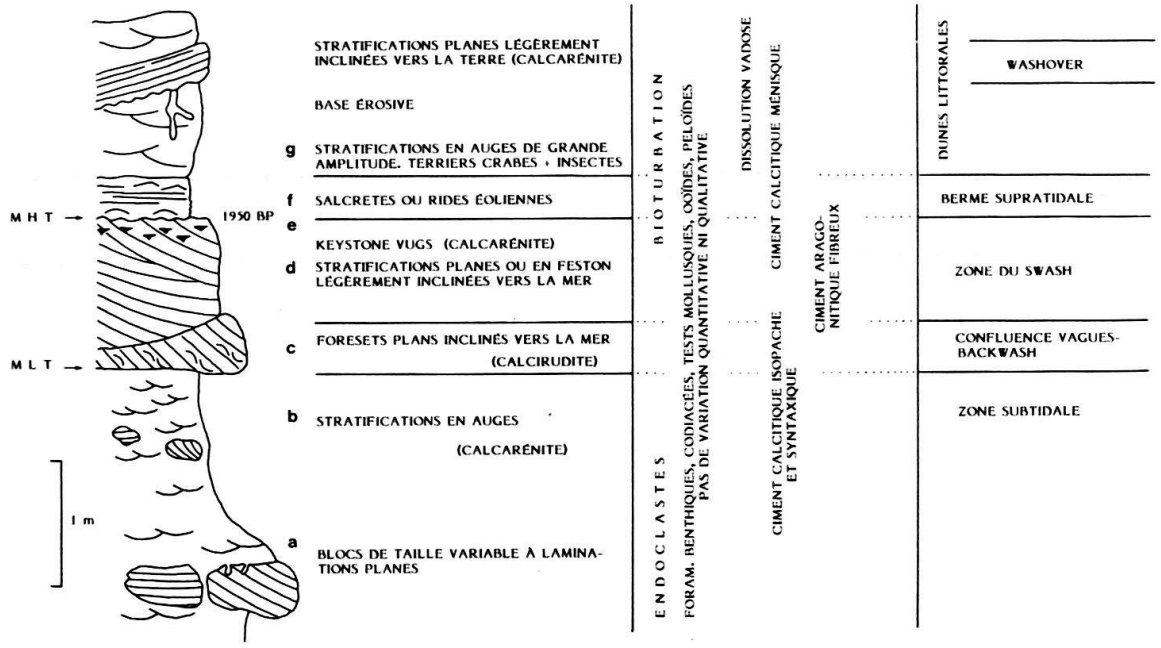


Fig. 3. Séquence sédimentaire observée dans la formation «Holocene biopelsparite II», à proximité de Paradise Point (faciès b à g). MLT: niveau moyen des marées basses actuelles; MHT: niveau moyen des marées hautes actuelles.

5. Structures sédimentaires

La partie inférieure de la formation qui affleure à environ 1 m sous le niveau des marées basses est caractérisée par des laminations en auges (trough cross-laminations) et par des laminations planes parallèles dans le plan perpendiculaire (faciès b, fig. 3). Ces structures correspondent à des rides de houles. Leur amplitude est analogue à celle observée dans les sédiments non consolidés avoisinants. Localement ce faciès subtidal est surmonté par des calcirudites composées de fragments de mollusques et d'endoclastes (faciès c, fig. 3) présentant une stratification plane oblique prononcée (25 degrés, angular planar foresets). La direction des foresets est approximativement parallèle aux lignes de rivage actuel. Cette accumulation correspond tout à fait (par ses structures et sa granulométrie) aux dépôts grossiers résiduels que l'on observe à la base de la zone du swash, là où la confluence des courants liés aux vagues déferlantes et des courants de reflux (backwash) concentre par vannage les particules grossières (MILLER & ZIEGLER 1958). Ces dépôts forment dans l'Actuel un talus de quelques décimètres qui prograde vers le large lors de la marée descendante. Ils se développent le long des côtes à gradient topographique régulier lorsque la «surf zone» est inexistante (INGLE 1966, KOMAR 1976).

Ces premiers faciès sont surmontés par un niveau à laminations planes dont l'obliquité réduite (10 degrés) est orientée vers la mer (facies d, fig. 3 et 4). Dans la partie supérieure de ce niveau, des figures d'échappement d'air («keystone vugs» de DUNHAM 1970) perturbent les laminations et engendrent une porosité intergranulaire importante. Ce troisième faciès correspond sans ambiguïté à des dépôts de plage dans la zone du swash (CLIFTON 1969). La présence de cavités de dégazement limitée à la partie supérieure s'explique par leur peréservation préférentielle dans une zone où l'évaporation

Fig. 4. Stratifications planes obliques de plage (faciès d) tronquées par une surface d'érosion horizontale (faciès e, au sud de Paradise Point, vue prise en direction du nord).

intense induit une précipitation localisée de sel qui prévient leur effondrement (PURSER 1980). Des alignements de valves de Lamellibranches marquent la limite supérieure du swash et engendrent des «effets d'ombrelle» caractéristiques.

Les laminations de plage sont tronquées vers le haut par une surface d'érosion (fig. 4) correspondant probablement à une plage de tempête. Cette surface est surmontée par un niveau d'une trentaine de centimètres présentant de fines laminations horizontales soulignées par une cimentation différentielle (fig. 8a–d, facies f) qui piège des microcristaux de sel (voir cimentation). Par place les laminations sont remplacées par des microrides asymétriques d'amplitude très réduite (0.5 cm) analogues en tout point aux rides éoliennes observées sur la berme supratidale actuelle. Les mesures d'orientation effectuées sur des dalles bien exposées indiquent que les vents ayant engendré ces rides avaient la même orientation que les vents dominants actuels (nord–nord-ouest). La position séquentielle de ce niveau et ses caractéristiques texturales et minéralogiques permettent de l'interpréter comme une berme supratidale soumise à l'influence du spray marin. Les fines laminations représentent une succession de salcretes (YASSO 1978): les particules apportées par les marées de vives eaux (spring tides) ou les tempêtes sont périodiquement redistribuées par le vent (REINSON 1979); les particules fines sont momentanément immobilisées par les embruns qui laissent, après évaporation, des croûtes capables de résister à la déflation éolienne (PYE 1980).

Enfin la partie sommitale de la formation étudiée, d'une épaisseur moyenne de 1,5 m, présente les critères caractéristiques (MCKEE & WARD 1983, LAND 1964) de dépôts dunaires côtiers (faciès g, fig. 3): stratifications en auges de grande amplitude partiellement oblitérées par une intense bioturbation et interrompues par des laminations planes à base érosive légèrement inclinées vers l'intérieur de l'île (fig. 3, 5a). Ces laminations correspondent à des épisodes tempêtueux durant lesquels les vagues submergent les dunes côtières (washover deposits, SCHWARTZ 1975). Deux catégories de terriers peuvent être observées dans ce faciès: 1. des galeries ramifiées de plusieurs centimètres de diamètre (fig. 5a), qui pénètrent parfois dans les niveaux sous-jacents (niveaux à salcretes et keystone vugs), analogues à celles creusées par les crabes terrestres; 2. des conduits de quelques millimètres de diamètre extrêmement abondants et enchevetrés (fig. 5b) sans architecture évidente, qui rappellent les terriers d'insectes décrits par AHLBRANDT et al. (1978). Ce dernier type de bioturbation engendre par son intensité une porosité très élevée.

Les niveaux à laminations planes qui se développent sur quelques décimètres (fig. 5a) tronquent les stratifications et les terriers sous-jacents et sont dépourvus de bioturbation.

La formation étudiée présente donc une séquence régressive complète allant du subtidal à l'éolien. Cette séquence est analogue – à quelques nuances près – à celles décrites dans les sédiments actuels par BARWIS (1976) et par SEMENIUK & JOHNSON (1982) sur les côtes de l'Australie occidentale. Elle correspond parfaitement à l'agencement latéral des faciès que l'on peut observer dans les sédiments non consolidés à proximité de l'affleurement décrit (fig. 6).

Le fait le plus surprenant, déjà signalé par HARRIS (1979) sur les Joulter Cays au nord de l'île d'Andros, est que les termes de la séquence verticale cimentée s'observent *au même niveau topographique* que leurs équivalents actuels non consolidés.

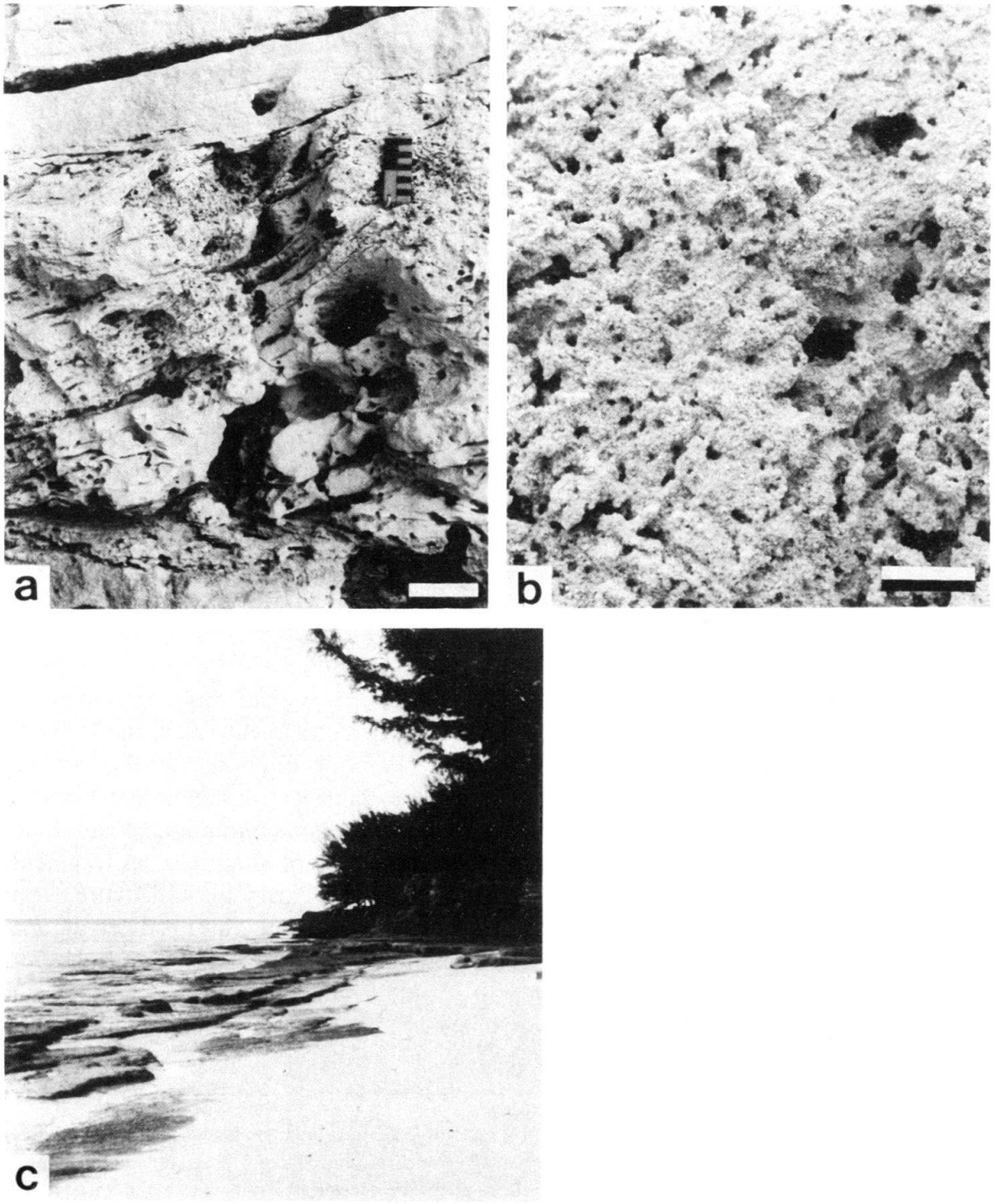


Fig. 5. a: Dune littorale indurée bioturbée par des crabes terrestres et des insectes, tronquée vers le haut par des dépôts de tempête (washover deposits) (échelle 10 cm, faciès g).
b: Vue rapprochée des terriers d'insectes observés dans la partie sommitale de la formation étudiée (échelle 3 cm, faciès g).
c: Dépôts de plage indurés (faciès d) mis à jour dans une zone érosive et par place légèrement déplacés sur le substrat non consolidé (au sud de Paradise Point, vue vers le nord).

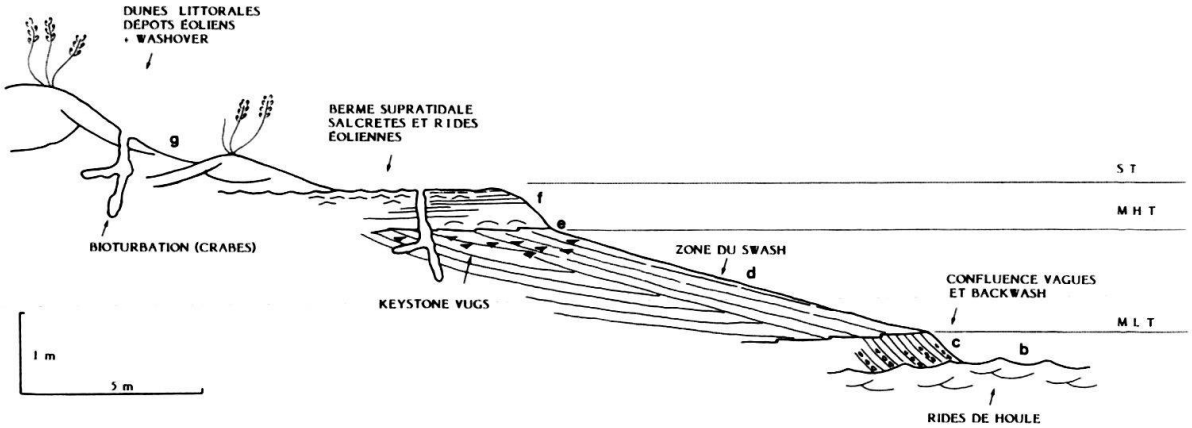


Fig. 6. Succession latérale des faciès actuels (à comparer avec la fig. 3). MLT: niveau moyen des marées basses; MHT: niveau moyen des marées hautes; ST: niveau atteint par les grandes marées de vives-eaux.

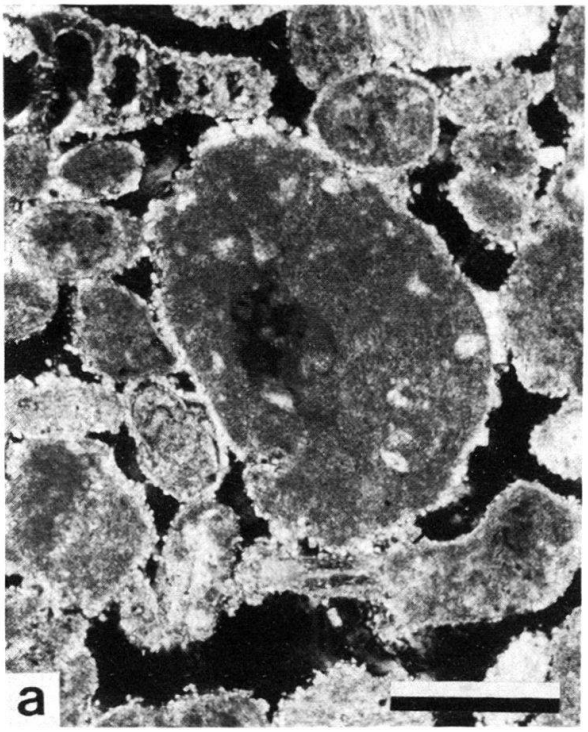
Cette coïncidence faciologique et topographique implique que la formation étudiée s'est formée par progradation alors que les conditions sédimentologiques étaient identiques à celles qui prévalent actuellement et que le niveau de la mer avait atteint sa cote actuelle. Cette déduction est en accord avec les observations de HALLEY & HARRIS (1979, p. 971) aux Joulter Cays et condamne l'interprétation de GIFFORD (1973).

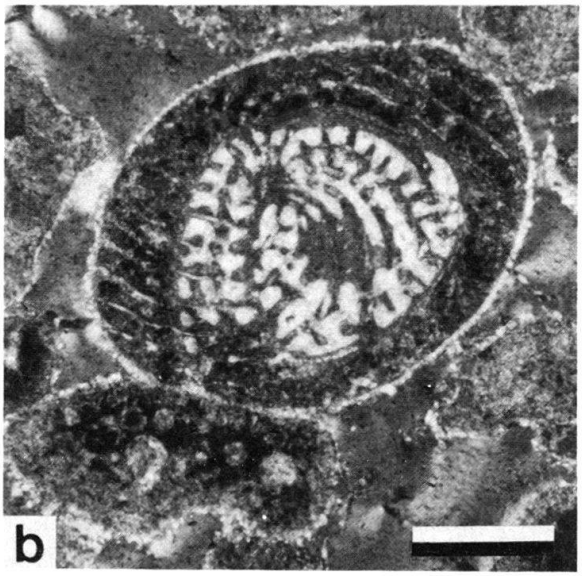
6. Cimentation

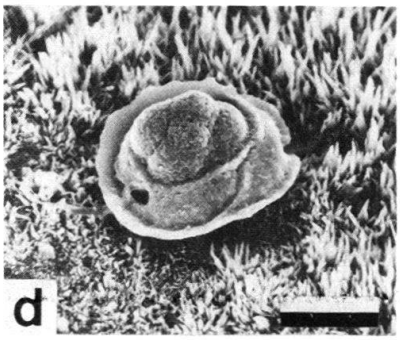
Bien que cette formation forme une falaise, la cimentation y est réduite et la porosité reste très élevée (60–70% selon MÜLLER 1970). La base de la formation (faciès b et c) qui est en permanence immergée est caracterisée par un ciment calcitique isopache tapissant uniformément – mais très discrètement – les parois des pores (fig. 7a, b) et par un ciment syntaxial sur les plaques d'échinides. Ces ciments correspondent parfaitement à ceux décrits par HALLEY & HARRIS (1979) dans la zone phréatique d'eau douce des Joulter Cays. Les loges de foraminifères et les cellules reproductrices des fragments de codiacées sont en revanche totalement cimentées par de l'aragonite aciculaire et par de la calcite magnésienne (fig. 7b). Cette cimentation intragranulaire est d'origine marine (PURSER 1980) et doit être considérée comme héritée.

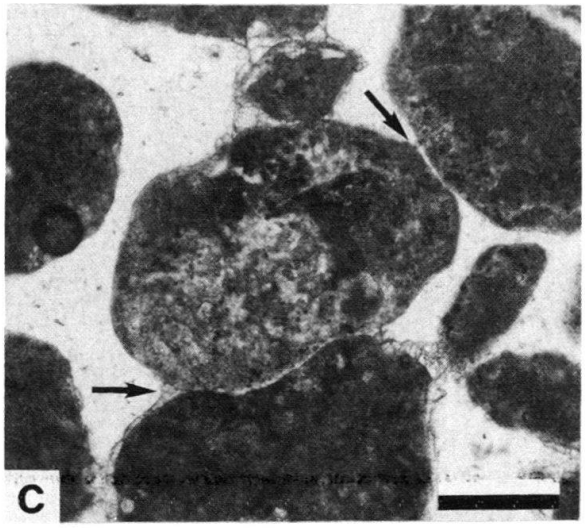
On signalera enfin – et ceci s'observera sur toute l'épaisseur de la formation – que les loges de *Sorites* présentent systématiquement les deux types de ciments intragranu-

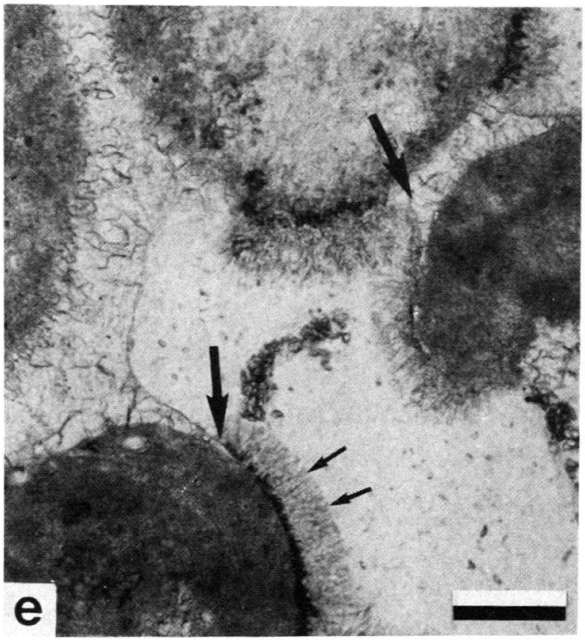
Fig. 7. a: Calcite isopache microgranulaire cimentant le faciès b (échelle 0,3 mm, lame mince, lumière polarisée).
b: Cimentation différentielle des foraminifères: calcite magnésienne au centre (blanc), aragonite fibreuse dans les loges externes (sombre) et calcite microgranulaire à la périphérie (échelle 0,3 mm, lame mince traitée à la solution de Feigl, nicols croisés à 45 degrés).
c: Dissolution vadose provoquant l'emboîtement des grains (flèches) dans le faciès sommital de la séquence (g) (échelle 0,3 mm, lame mince).
d: Aragonite fibreuse se développant à la surface d'un péloïde; le test de foraminifère semble inhiber la croissance de l'aragonite (MEB, échelle 20 μm).
e, f: L'aragonite se développe sur les surfaces laissées libres par la phase de cimentation vadose et ne se superpose que rarement aux ménisques (grandes flèches, e). La couche noire située à la base de l'aragonite fibreuse est enrichie en matière organique (discussion dans le texte, échelles: e: 0,1 mm, f: 0,05 mm).

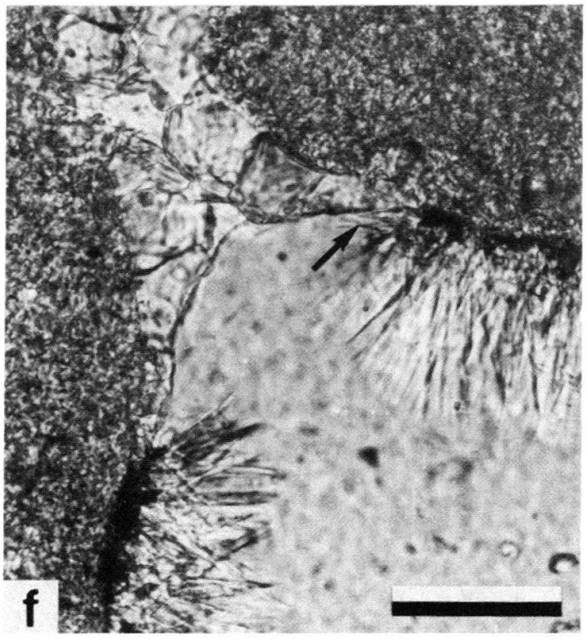

a


b


d


c


e


f

laires: les loges centrales sont remplies de calcite magnésienne et les loges périphériques d'aragonite fibreuse (fig. 7b).

Les échantillons qui proviennent des niveaux à laminations obliques (zone du swash, faciès d) sont caractérisés par l'apparition de ciments ménisques calcitiques bien développés qui marquent le passage à la zone vadose (sous-saturation en eau des vides interstitiels). A cette cimentation vadose s'ajoutent des revêtements d'aragonite fibreuse analogues à ceux qui se développent dans la zone subtidale et dans les beach-rocks. Bien que ces deux ciments ne soient qu'exceptionnellement superposés (fig. 7e), le caractère tardif de l'aragonite est démontré par le fait qu'elle occupe les surfaces laissées libres par la première phase de cimentation. L'aragonite fibreuse recouvre uniformément les surfaces des particules aragonitiques mais ne se développe pas sur des particules constituées de calcite magnésienne (foraminifères) ni sur les ciments ménisques (fig. 7d–f).

Cette disposition suggère que la phase de cimentation aragonitique s'effectue lorsque les pores sont saturés en eaux marines, et que les substrats constitués d'un autre polymorphe inhibent son développement. Le comblement progressif des pores par l'aragonite fibreuse est très certainement actuel: les niveaux d'où proviennent ces échantillons affleurent dans l'intertidal inférieur et leur porosité permet une bonne circulation de la nappe phréatique marine. La précipitation d'aragonite est probablement stimulée par l'évaporation à marée basse et la libération de CO_2 (HANOR 1978).

On remarquera par ailleurs qu'une couche sombre marque systématiquement le contact entre les grains et le ciment aragonitique (fig. 7e et f). Le même phénomène a été observé par DAVIES & KINSEY (1973) dans des beach-rocks de l'Australie. Ces auteurs ont démontré par colorations sélectives que la couche sombre se compose d'aragonite micritique et de matière organique. Ils voient à l'origine de ces liserés noirâtres un mucus algaire dans lequel l'aragonite précipiterait ou serait piégée par adhésion. Cette couche organique-aragonitique pourrait créer un micromilieu facilitant ultérieurement la nucléation des aiguilles d'aragonite (KITANO & HOOD 1965)[4]).

On notera enfin que ces liserés micritiques ne tapissent pas uniformément les parois de pores (fig. 7e et f), mais se limitent aux surfaces dépourvues de ciment. Cette disposition, qui corrobore l'interprétation de DAVIES & KINSEY (1973), peut s'expliquer par l'installation préférentielle des microorganismes sur des substrats riches en substances métabolisables plutôt que sur des substrats stériles (ciment).

Dans les niveaux à keystone vugs, correspondant à l'intertidal supérieur, les enduits aragonitiques fibreux sont très rares. Il est probable que le temps d'immersion et d'imprégnation totale des pores est trop bref pour permettre le développement de ciment aragonitique.

Les niveaux correspondant au supratidal à *salcretes* (faciès f, fig. 3) présentent une cimentation très particulière: les lamines constituées de particules fines (liées probablement à des apports éoliens) sont cimentées par une calcite grenue de type phréatique qui comble totalement les pores (fig. 8d). En revanche les lamines constituées de particules plus grossières sont cimentées par des ménisques et la porosité y reste élevée.

---

[4]) D'autres auteurs (ALEXANDERSON 1972, SCHROEDER 1973, PIERSON & SHINN sous presse) signalent les liserés micritiques analogues constitués de calcite magnésienne.

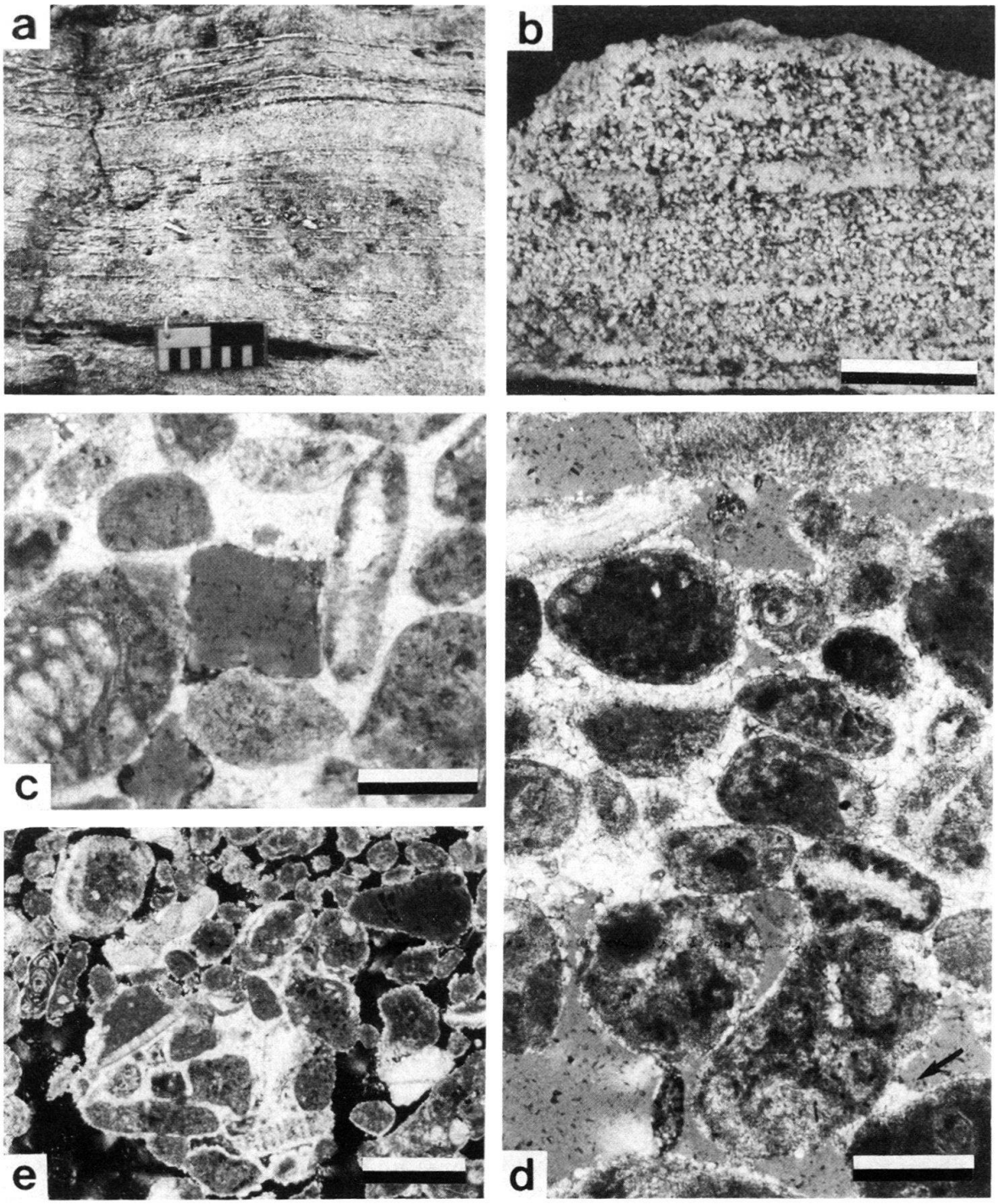


Fig. 8. a: Horizon à salcretes (niveaux blancs, échelle 10 cm, faciès f).
b: Vue rapprochée de l'horizon à salcretes. Grainstone à péloïdes et bioclastes (échelle 1 cm).
c: Pore cubique développé dans un niveau de salcrete par dissolution tardive d'un cristal de halite (échelle 0,15 mm, lame mince, nicols à 45 degrés).
d: Cimentation différentielle typique des horizons à salcretes: juxtaposition de ciment de type phréatique (zone centrale) et ménisque (flèche) (échelle 0,2 mm, lame mince, nicols croisés à 45 degrés).
e: Grainstone subtidal à endoclaste; ciment phréatique peu développé (échelle 0,5 mm, lame mince, lumière polarisée).

La cimentation préférentielle des sables fins (fig. 8a et b) en zone vadose s'explique par la saturation en eau des micropores (PURSER 1980) liée aux phénomènes de tension superficielle. Il est probable par ailleurs que les croûtes de sel, engendrées par l'évaporation des embruns, modifient, avant d'être partiellement dissoutes, la circulation des eaux vadoses et les concentrent en certains niveaux. La présence de pores cubiques (fig. 8c) observables en lames minces dans les lamines bien cimentées et la présence d'agrégats polycristallins de halite révélée par microanalyse confirment cette interprétation.

L'alternance de laminations cimentées et poreuses (ou remplies postérieurement de sédiment interne) pourrait constituer un excellent critère permettant de reconnaître la zone du spray dans l'enregistrement fossile.

Enfin la cimentation des faciès éoliens (faciès g, fig. 3) est de type vadose. Les ménisques sont bien développés et donnent souvent, comme le notent HALLEY & HARRIS (1979), des roches moins friables que celles consolidées par des ciments phréatiques.

La dissolution vadose (PURSER 1980) est active au point de contact entre les grains où stagnent des eaux météoriques corrosives. Ce phénomène qui se manifeste par un emboîtement partiel des particules (fig. 7c) est plus accentué vers le haut de la séquence.

7. Datation

La datation C 14 effectuée sur une columelle de strombe prélevée au sommet du niveau à laminations de plage (faciès d) indique un âge absolu de 1950 ± 50 BP. Cet âge concorde avec les âges absolus obtenus par MÜLLER (1970) et par NEUMANN (données non publ. citées in GIFFORD 1973) dans la partie méridionale de l'île nord.

8. Discussion

L'interprétation de la séquence sédimentaire et l'étude de la diagenèse précoce permettent aisément de déchiffrer l'histoire récente de cette formation: il y a 2000 ans, alors que le niveau marin a approximativement atteint sa cote actuelle (WANLESS 1982), la côte nord de l'île prograde localement sous l'action d'une forte production sédimentaire et des courants côtiers. Cette *progradation à niveau marin constant* entraîne la superposition stratigraphique de tous les faciès juxtaposés et agencés selon un gradient topographique croissant. Les faciès occupant le même niveau topographique (p.ex. salcretes et rides éoliennes) se trouvent enregistrés dans le même horizon stratigraphique mais s'excluent mutuellement. La nappe phréatique, réalimentée par les pluies saisonnières abondantes, suit cette progradation et envahit progressivement les sédiments situés à la base de la séquence. La cimentation peut alors s'opérer, favorisée par l'immobilisation des grains et la sursaturation des fluides interstitiels réalimentés en substances dissoutes par la dissolution des polymorphes instables de la calcite.

En zone vadose, la cimentation, quantitativement moins importante, est plus efficace puisqu'elle s'opère préférentiellement aux points de contacts entre les grains.

Cette progradation locale qui induit une cimentation phréatique et vadose précoce est interrompue par une *phase d'érosion active* qui entaille la séquence préalablement consolidée. Cette inversion brutale ou progressive peut être réalisée dans les circonstances suivantes:

1. lorsque la zone d'accrétion entre par progradation dans un milieu hydrodynamiquement plus actif;
2. lorsque la modification des lignes de rivage due aux zones d'accrétion modifie la circulation des courants côtiers et la réfraction des vagues: les zones situées entre deux lobes d'accrétion deviennent des zones de dépôts et les anciennes zones d'accrétion des sites d'érosion;
3. au cours de tempêtes ou d'ouragans.

La séquence progradation–cimentation–érosion à niveau marin constant n'est pas exceptionnelle: elle doit s'observer sur la plupart des côtes au vent ou sont réalisées les deux conditions suivantes:
1. forte production sédimentaire carbonatée ou apports côtiers importants;
2. présence de nappes phréatiques saturées ou tout au moins pluies suffisantes pour favoriser une cimentation vadose.

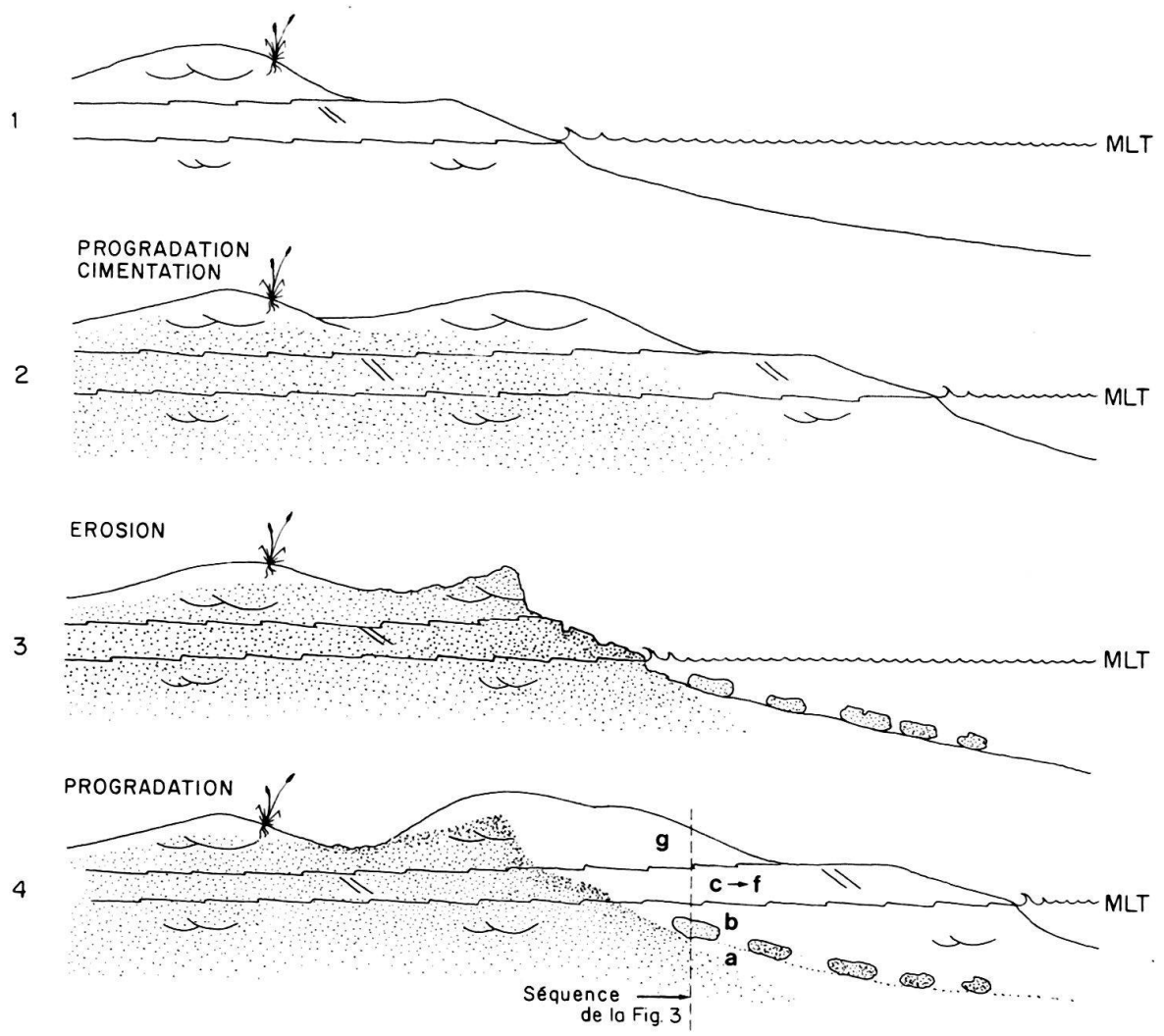


Fig. 9. Cycle progradation–cimentation (en pointillé)–érosion–progradation et séquence sédimentaire associée. Le schéma 4 montre l'emplacement des faciès étudiés.

La phase érosive de ce processus engendre des endoclastes (fig. 8e, 9, 10b) par désagrégation des niveaux cimentés. Ces endoclastes se retrouvent dans les faciès subtidaux de la séquence lorsqu'une nouvelle phase progradante fait suite à une période d'érosion.

La phase érosive à niveau marin constant aboutit également à l'exposition dans la zone intertidale de dalles inclinées présentant les mêmes caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques (laminations planes, keystone vugs) que les plages non consolidées.

Ces dalles considérées par SCOFFIN (1970) et GIFFORD (1973) comme des beach-rocks actuels sont en fait des plages reliques cimentées en zone phréatique puis réexposées à l'air libre (fig. 5c). La présence d'artéfacts d'origine humaine (fragments de bouteilles) généralement piégés et fixés dans les petites vasques qui se développent à la surface des dalles ne constitue pas un argument suffisant en faveur d'une induration contemporaine. En effet ces dalles encore très poreuses sont impregnées d'eau de mer renouvelée constamment par le swash et sont le siège à marée basse d'une évaporation intense. Ces circonstances engendrent une deuxième phase de cimentation (aragonitique cette fois-ci, fig. 7e et f) susceptible d'intégrer des particules plus récentes piégées dans des anfractuosités.

La formation de beach-rocks par cimentation de dépôts de plage en zone phréatique puis érosion a déjà été proposée par TRICHET (1965) et envisagée par PURSER (1980, p. 217). Cette interprétation qui remet en question le caractère strictement comtemporain des beach-rocks a l'avantage d'éviter le caractère paradoxal des autres hypothèses génétiques qui admettent implicitement qu'une cimentation intertidale efficace peut se développer entre des grains constamment déplacés par le swash.

Dans les zones où l'érosion est très active, les faciès situés au-dessous des beach-rocks se désagrègent. Les dalles, rendues plus cohérentes par la deuxième phase de cimentation, se disloquent en blocs de taille métrique et, par affouillage continu, dérivent progressivement vers le large sur des dépôts non consolidés plus récents (GIFFORD 1973) (fig. 9). Ce processus proposé par SHINN (1978) est en partie à l'origine des alignements de blocs, prétenduement anthropogéniques, que l'on observe jusqu'à 5 m de profondeur.

Ce faciès conglomératique constitué de blocs à laminations planes intertidales dans un milieu subtidal à rides de houle peut être inclu dans l'enregistrement sédimentaire lors d'une ultime phase de progradation. Il représente alors le terme inférieur de la séquence complète présentée à la figure 3 (faciès a).

Cette séquence traduit une progradation globale interrompue sporadiquement par des phases érosives qui alimentent les termes subtidaux de la séquence en endoclastes et en niveaux conglomératiques.

8. Equivalents pleistocènes

GARRET & GOULD (1984) signalent des niveaux conglomératiques à blocs laminés dans le Pleistocène de l'île de New Providence (illustrés dans HALLEY et al. 1983) et les interprètent comme des remaniements de beach-rocks en milieu subtidal. L'examen des affleurements décrits par ces auteurs au sud-est de Clifton Point (New Providence, Bahamas) montrent que ces conglomérats s'inscrivent à la base d'une séquence en tout point analogue à celle qui vient d'être décrite.

Dans le Pleistocène de Tunisie orientale (près de Ksiba el Mediouni), nous avons également pu observer une séquence progradante dans laquelle tous les termes rencontrés dans l'Holocène de Bimini se trouvent remarquablement préservés (fig. 10). Le niveau conglomératique a été initialement interprété comme une discontinuité impor-

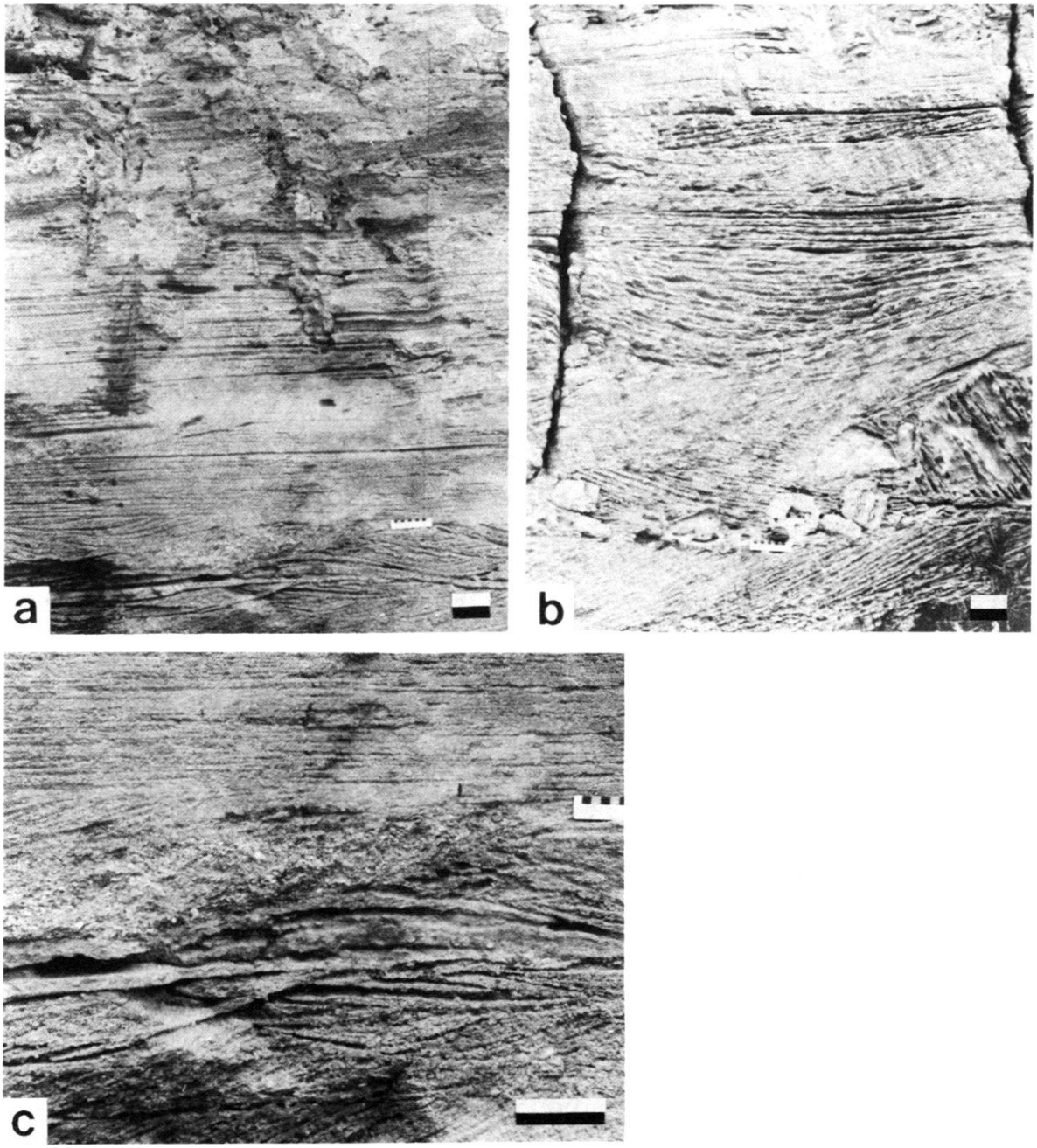


Fig. 10. Pleistocène de Tunisie (Ksiba el Mediouni).
a: équivalents de la séquence des faciès b à g (échelle 10 cm).
b: équivalents des faciès subtidaux a et b. Les blocs à laminations planes proviennent du démantèlement de dépôts de plage indurés (échelle 10 cm).
c: détail de la figure 10a. De bas en haut: rides de vagues (faciès b, subtidal), calcirudite à foresets fortement inclinés (faciès c, confluence vagues et backwash), laminations planes parallèles (faciès d, zone du swash) (échelle 10 cm).

tante liée à une fluctuation positive du niveau marin (CASTANY et al. 1956). PASKOFF & SANLAVILLE (1981) et OUESLATI et al. (1982) réfutent cette interprétation et considèrent ces niveaux conglomératiques comme des discontinuités intraformationnelles dues à des oscillations mineures du niveau marin remaniant des beach-rocks.

Au vu des observations et déductions présentées dans cet article il est probable que ces niveaux ne représentent que le terme basal d'une séquence progradante à niveau marin constant.

9. Conclusions

La formation holocène qui constitue l'ossature de l'île de Bimini nord et dont l'origine demeurait controversée représente en fait une remarquable séquence où tous les termes du «foreshore» au «backshore» se trouvent enregistrés.

La proximité de faciès actuels équivalents permet une comparaison démonstrative et didactique entre l'Actuel et son enregistrement sédimentaire. La coïncidence topographique entre les termes actuels et fossiles indique clairement que la séquence sédimentaire s'est formée par progradation alors que le niveau marin avait atteint sa cote actuelle et que l'environnement sédimentaire était identique à celui que l'on observe aujourd'hui.

La nature des ciments montre que l'induration s'est effectuée en milieu vadose et phréatique par migration de la nappe d'eau douce au cours de la progradation.

La progradation peut être localement interrompue par des phases érosives. Ces dernières sont liées soit à des périodes d'hydrodynamisme exceptionnel (tempête, ouragan), soit à une modification progressive des courants côtiers induite par l'évolution des lignes de rivage.

L'érosion à niveau marin constant fait apparaître dans la zone intertidale des faciès de plage reliques, indurés, sous forme de dalles inclinées (beach-rocks).

L'intense circulation des eaux marines liée au balancement des marées et au swash accentue superficiellement l'induration de ces dalles et leur permet de mieux résister à l'érosion.

La destruction des faciès sous-jacents moins bien consolidés favorise la dislocation des dalles et la migration des blocs dans des faciès subtidaux.

Le cycle *progradation–cimentation–érosion–progradation* engendre la séquence sédimentaire suivante (cf. fig. 3 et 9): a) conglomérat à blocs à laminations planes; b) calcarénites riches en endoclastes à stratification en auge; c) calcirudite à foresets fortement inclinés; d) calcarénites à laminations planes ou en festons, riches en keystone vugs vers le haut; e) surface d'érosion; f) calcarénites à fines lamines horizontales (salcretes) ou rides éoliennes; g) calcarénites à stratification en auges de grande amplitude, fortement bioturbées, interrompues par des niveaux laminés à base érosive.

Il est intéressant de noter que la composition pétrographique ne présente aucune variation significative de bas en haut. Cette séquence s'observe clairement dans d'autres dépôts quaternaires. Cependant son identification dans des séries plus anciennes peut être rendue délicate en raison de l'oblitération partielle des structures sédimentaires par une cimentation tardive.

Ce phénomène de *progradation «hésitante»* n'est pas exceptionnel. Il peut être mis en évidence sur des côtes carbonatées là où la pluviosité favorise une cimentation vadose et phréatique qui suit de près les fronts de progradation.

Enfin il faut relever que deux termes de la séquence présentent un intérêt particulier:

1. l'intervalle séparant le sommet des calcirudites à foresets (faciès c, fig. 3) de la surface d'érosion (faciès e) surmontant les keystone vugs permet d'estimer l'amplitude des marées;
2. le niveau à salcretes correspondant à la zone du spray s'enregistre sous forme d'une alternance de fines lamines horizontales (faciès f) caractérisées par une cimentation différentielle. Ce critère peut probablement être utilisé pour identifier la base du domaine supratidal dans les séries anciennes.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier vivement le Prof. J. Charollais et Y. Billaud pour les stimulantes discussions qu'ils ont eues avec eux sur le terrain, les Drs R. Ginsburg, E. Shinn et A. Droxler du R.S.M.A.S (Miami) pour leur accueil et leurs judicieux conseils. Ce travail a été partiellement réalisé avec l'aide financière du Fonds National Suisse de la Recherche (projets 2.677.080 et 2.897.083).

BIBLIOGRAPHIE

AHLBRANDT, T.S., ANDREWS, S., & GWYNNE, D.T. (1978): Bioturbation in eolian deposits. – J. sediment. Petrol. *48*/3, 839–848.

ALEXANDERSON, T. (1972): Intragranular growth of aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersaturated sea water. – J. sediment. Petrol. *42*/2, 441–460.

BALL, M.M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. – J. sediment. Petrol. *37*/2, 556–591.

BARWIS, J.H. (1976): Internal geometry of Kiawah Island beach ridges. In: HAYES, M.O., & KANA, T.W. (Ed.): Terrigenous clastic depositional environments. Some modern examples. – Tech. Rep. amer. Assoc. Petroleum Geol. Field Course, Univ. South Carolina *2*, 115–125.

BATHURST, R.G.C. (1970): Bimini Lagoon. In: MULTER, H.G.: Field guide to some carbonate environments (p. 62–66). – Miami geol. Soc.

CASTANY, G., GOBERT, E.G., & HARSON, L. (1956): Le Quaternaire marin de Monastir. – Ann. Mines Géol. Tunisie *19*.

CLIFTON, H.E. (1969): Beach lamination: nature and origin. – Marine Geol. *7*, 553–559.

DAVIES, P.J., & KINSEY, D.W. (1973): Organic and inorganic factors in Recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. – J. sediment. Petrol. *43*, 59–81.

DUNHAM, R.J. (1970): Keystone vugs in carbonate beach deposits (Abstr.). – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *54*/5, 845.

FLEMMING, N.C. (1969): Archaeological evidence for eustatic change of sea level and earth movements in the western Mediterranean during the last 2000 years. – Spec. Pap. geol. Soc. Amer. *109*.

FLINT, R.F. (1971): Glacial and Quaternary geology. – Wiley and Sons, New York.

GARRET, P., & GOULD, S.J. (1984): Geology of New Providence Island, Bahamas. – Bull. geol. Soc. Amer. *95*, 209–220.

GIFFORD, J.A. (1973): A description of the geology of the Bimini Islands, Bahamas. – Unpubl. M. sci. thesis Univ. Miami.

HALLEY, R.B., & HARRIS, P.M. (1979): Fresh-water cementation of a 1000-year-old oolite. – J. sediment. Petrol. *49*/3, 969–988.

HALLEY, R.B., HARRIS, P.M., & HINE, A.C. (1983): Bank margin environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., & MOORE, C.H. (Ed.): Carbonate depositional environments (p. 463–506). – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. *33*.

HANOR, J.S. (1978): Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO_2-degassing. – J. sediment. Petrol. *48*/2, 489–501.

HARRIS, P.M. (1979): Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal. – Sedimenta *7*, Comparative Sedimentol. Lab. Univ. Miami.

HARRISON, W. (1971): Atlantis undiscovered – Bimini, Bahamas. – Nature *230*, 287–289.

HOYT, J.H., HENRY, V.J., & LEIMEN, R.J. (1965): Age of late Pleistocene coastal deposits, coastal Georgia. In: Means of correlation of Quaternary successions (p. 381–393). – INQUA *8*.

INGLE, J.C. (1966): The movement of beach sand. – Dev. Sedimentol. *5*, Elsevier, Amsterdam.

KITANO, Y., & HOOD, D.W. (1965): The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate. – Geochim. cosmochim. Acsta *29*, 29–41.

KOMAR, P.D. (1976): Beach processes and sedimentation. – Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

KORNICKER, L.S. (1958): Bahamian limestone crusts. – Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Soc. *8*, 167–170.

LAND, L.S. (1964): Eolian cross-bedding in the beach dune environment, Sapelo Island, Georgia. – J. sediment. Petrol. *34*/2, 389–394.

LIND, A.O. (1969): Coastal landforms of Cat Island, Bahamas. – Dept. Geogr. Res. Pap. *122*. Univ. Chicago.

MCKEE, E.D., & WARD, W.C. (1983): Eolian environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., & MOORE, C.H. (Ed.): Carbonate depositional environments (p. 131–170). – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. *33*.

MILLER, R.L., & ZIEGLER, J.M. (1958): A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore. – J. Geol. *66*, 417–441.

MÜLLER, G. (1970): Petrology of the cliff limestone (Holocene), North Bimini, Bahamas. – N. Jb. Mineral. (Mh.) *11*, 507–523.

NEWELL, N.D., IMBRIE, J., PURDY, E.G., & THURBER, D.J. (1959): Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. – Bull. Amer. Mus. nat. Hist. *117*/4, 176–228.

OUESLATI, A., PASKOFF, R.P., & SANLAVILLE, P. (1982): Le thyrrhénien de Tunisie: essai de synthèse. – Bull. Soc. géol. France *24*/2, 173–178.

PASKOFF, R.P., & SANLAVILLE, P. (1981): Tyrrhenian deposits and neotectonics at Monastir, Tunisia. – Z. Geomorph. *40* (suppl.), 183–192.

PIERSON, B.J., & SHINN, E.A. (sous presse): Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Hogsty reef, Bahamas. – Spec. Publ. amer. Assoc. Petroleum Geol. *37*.

PURSER, B.H. (1980): Sedimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, 1. – Technip, Paris.

PYE, K. (1980): Beach salcrete and eolian sand transport: evidence from North Queensland. – J. sediment. Petrol. *50*/1, 257–261.

REBIKOFF, D. (1972): Precision underwater photomosaic techniques for archeological mapping: interim experiment on the Bimini «cyclopean» complex. – Int. J. nautical Archaeol. *1*, 184–186.

REINSON, G.E. (1979): Facies model 6. Barrier Island system. In: WALKER, R.G. (Ed.): Facies models (p. 57–74). – Repr. Ser. Geosci. Canada *1*.

SCHROEDER, J.H. (1973): Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock. – Sediment. Geol. *10*, 179–204.

SCHWARZT, R.K. (1975): Nature and genesis of some storm washover deposits. – Tech. Mem. US Army Corps of Engineers *61*.

SCOFFIN, T.P. (1970): A conglomeratic beachrock in Bimini, Bahamas. – J. sediment. Petrol. *40*/2, 756–759.

SEMENIUK, V., & JOHNSON, D.P. (1982): Recent and Pleistocene beach/dune sequences, Western Australia. – Sediment. Geol. *32*, 301–328.

SHEPARD, F.P. (1963): Thirty-five thousand years of sea level. In: Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery (p. 1–10). – Univ. of Southern Calif.

SHINN, E.A. (1978): Atlantis: Bimini Hoax. – Sea Frontiers *24*/3, 130–141.

SUPKO, P.R., BOCK, W.D., & MARSZALEK, D.S. (1970): Sedimentary environments and carbonate rocks of Bimini, Bahamas. – Miami geol. Soc.

TRICHET, J. (1965): Essai d'explication de l'origine des grès de plage. Cas des grès de plage coralliens. – C.R. Acad. Sci. (Paris) *261*, 3176–3178.

VALENTINE, J.M. (1969): Archeological enigmas of Florida and the western Bahamas. – Mus. News *1*/2, 26–29.

WANLESS, H.R. (1982): Sea level is rising – so what? Editorial. – J. sediment. Petrol. *52*/4, 1051–1054.

YASSO, W.E. (1978): Salcrete. In: FAIRBRIDGE, R.W., & BOURGEOIS, J. (Ed.): The encyclopedia of sedimentology (p. 640). – Dowden, Hutchinson and Ross, Stoudsberg, Pa.