

## **Les dépôts carbonatés de tempêtes du « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » (Valanginien inférieur-Marseille, Sud-Est de la France)**

par Aurélien VIRGONE\* et Jean-Pierre MASSE\*

**RÉSUMÉ.** — Le faisceau bioclastique du Mont-Rose, unité lithostratigraphique d'âge Valanginien inférieur *p.p.*, est dominé par des dépôts grossiers de tempêtes. Il se développe au sud de Marseille et passe latéralement, vers le nord, à des sédiments fins. Il est constitué de deux séquences bathydécroissantes développées sur des surfaces émergives. Les variations de la bathymétrie et de l'espace disponible sont sous la dépendance du comblement sédimentaire et du couple eustatisme-subsidence qui tend à modifier l'espace initial. La genèse et la préservation des tempestites sont déterminées par un accroissement de l'espace disponible et les conditions hydrodynamiques, réalisées dans le cadre d'un contexte climatique subtropical.

**MOTS CLÉS.** — Sédimentologie, Tempestites, organisation séquentielle, Valanginien inférieur, Basse Provence, SE France.

### **Sedimentology and sequential organisation of carbonate tempestites : the “Faisceau bioclastique du Mont-Rose” example (Lowermost Valanginian, Marseille, Southeast France)**

**ABSTRACT.** — Coarse grained tempestites predominate in the Faisceau bioclastique du Mont-Rose, a Lower Valanginian *p.p.* lithostratigraphic unit. This unit is located south of Marseille and consists of two shallowing upward sequences starting on early exposure surfaces. Northwards it changes laterally to fine grained sediments. Temporal variation of depth and accomodation are controlled by sediment deposition and the interplay of the eustatism-subsidence couple which tends to reduce the initial accomodation. The origin and preservation of tempestites are determined by the amplitude of accomodation and hydrodynamic conditions in a subtropical climate.

**KEY WORDS.** — Sedimentology, tempestite, accomodation, sequential organisation, Lower Valanginian, Basse Provence, SE France.

---

\* Centre de Sédimentologie et de Paléontologie URA 1208 du CNRS, place Victor Hugo, 13331 Marseille cedex 03.

## ABRIDGED ENGLISH VERSION

The "Faisceau bioclastique du Mont-Rose" is a lithostratigraphic unit of Early Valanginian age (Pertransiens zone *p.p.*) located in the Marseille region, within the Provence carbonate platform. Sediments, erosive surfaces and hydrodynamic structures of tempestites are predominant. Four main types of sedimentary structural assemblages including six types of facies are found :

- centimeter scale hummocky cross stratified (micro-HCS) structures with *Cadosinid* bearing packstones,
- megaripples with packstones-grainstones,
- graded sandy lenses,
- sandy gravelled bundles.

The micro-HCS typify the distal association while the other assemblages characterize the proximal association. These two associations are found in the two sequences present within the "Faisceau bioclastique du Mont-Rose". Each sequence overlies an early exposure surface, begins with an abrupt deepening and is followed by a progressive shallowing.

North towards Marseille, this unit passes laterally to

a continuous marine succession in which the early exposure surfaces are replaced by sediments with ephemeral exposure while the coarse grained tempestites grade to fine grained deposits. The onset of each sequence corresponds with the accommodation maxima, subsequently the accommodation is reduced by the combined effects of sediment deposition enhanced by the eustatism-subsidence interplay which tends to reduce the initial available space. These phenomena are coeval with spacial migrations of the coastline. The regressive phases are correlated with plurimeter or decameter scale modifications of accommodation linked to eustatic changes and regional tilting (basal surface of sequence I) and/or the formation of a gentle slope (basal surface of sequence II). The rate of accommodation (about 20 m/My, on average) is poorly diagnostic relatively to a distinctive genetic process, nevertheless this value is in agreement with the above mentioned mechanisms.

Referred to the sequence stratigraphy concepts, the different terms belonging to the "Faisceau bioclastique du Mont-Rose" are essentially developed in a transgressive phase. Their origin and preservation is controlled by the amplitude of accommodation and hydrodynamism in a climatic context favoring extreme meteorologic conditions.

## 1. - INTRODUCTION

Depuis les travaux de Harms *et al.* [1975], un nombre important d'articles ont décrit des dépôts liés à des phénomènes hydrodynamiques épisodiques résultant de l'action combinée de vagues de tempêtes et de courants (tempestites). La majorité des exemples traités concerne les dépôts siliciclastiques tandis que ceux consacrés aux dépôts carbonatés sont peu nombreux [Aigner, 1982 ; Kreisa, 1981 ; Handford, 1986]. Ce déséquilibre tient essentiellement au fait que, dans les systèmes carbonatés néritiques, la reconstitution des milieux de dépôt est en général surtout fondée sur l'analyse pétrologique des faciès et celle des peuplements associés, les structures hydrodynamiques jouant un rôle subordonné. Une autre raison est peut-être que les figures de ce type y sont moins bien préservées.

L'objectif du présent article est de décrire et d'interpréter un ensemble de dépôts carbonatés, d'âge Valanginien basal, dominé par des faciès de tempête. Cet ensemble est désigné, dans sa localité type de la région de Marseille (fig. 1), sous le nom de « Faisceau bioclastique du Mont-Rose ». Après avoir décrit le contexte stratigraphique et paléogéographique régional, nous étudierons :

- la signification paléoenvironnementale des différents types de dépôts en se basant sur leur

composition, leur texture, leur granulométrie et en mettant l'accent sur les figures sédimentaires propres aux dépôts de tempêtes,

- l'évolution verticale et latérale de ces tempestites en se référant aux variations possibles du régime hydrodynamique et de la profondeur.

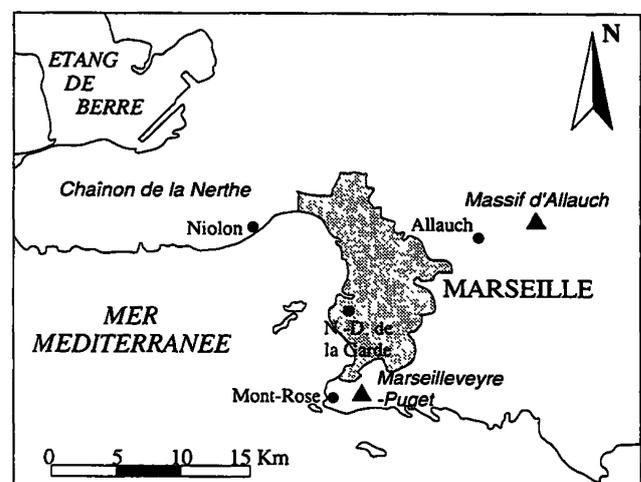


FIG. 1. - Cadre géographique de la région de Marseille.

FIG. 1. - Geographic setting of the Marseille region.

## 2. - LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DU FAISCEAU BIOCLASTIQUE DU MONT-ROSE

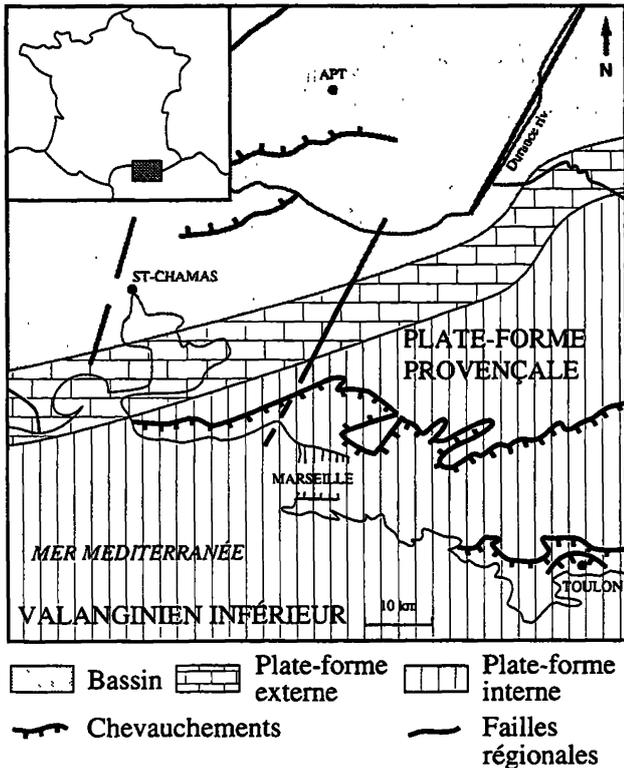


FIG. 2. - Configuration paléogéographique de la Basse-Provence occidentale au Valanginien inférieur.

FIG. 2. - Paleogeographic configuration of the western Basse-Provence during the Lower Valanginian.

La région de Marseille se situe, au Valanginien inférieur, au coeur de la plate-forme carbonatée provençale (fig. 2), dont la limite externe s'étend depuis l'Étang-de-Berre jusqu'au confluent Durance-Verdon [Masse, 1976 ; Virgone, 1997]. Sa localisation en paléolatitudes est 27°N [Dercourt *et al.*, 1993] c'est-à-dire un peu au nord du Tropique. Il s'agit néanmoins d'un dispositif biosédimentaire de mer chaude comme en témoignent sa flore et sa faune [Masse, 1976 ; Lesbros, 1987].

Le Valanginien basal correspond régionalement à une période de réorganisation sédimentaire de la plate-forme, qui se traduit par des phénomènes transgressifs entraînant des changements paléogéographiques et une accentuation de l'hydrodynamisme. Le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » se met en place au cours d'une phase transgressive qui engendre la disposition en onlap de dépôts très peu profonds sur la surface émergée de la limite Pertransiens - Stephanophorus [Virgone, 1997]. Dans ce contexte on peut l'interpréter comme un prisme littoral. Un changement de même nature affecte également la bordure nord du bassin vocontien pour le même intervalle de temps

[Steinhauser 1969 ; Steinhauser et Charollais, 1971 ; Detraz et Steinhauser, 1988 ; Blanc, 1995].

Le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » (noté « F » sur la figure 3) se localise à la base de la « Formation du Calcaire Blanc Supérieur » [*sensu* Denizot, 1934] et coiffe la « Formation des Marnes Vertes Infracrétacées » [*sensu* Babinot *et al.*, 1971]. Sa puissance est de l'ordre d'une dizaine de mètres et il peut être reconnu dans les différents massifs éocrétaés situés au sud de Marseille. Il est marqué par l'apparition du foraminifère benthique *Montsalevia? salevensis* CHAROLLAIS *et al.*, qui indiquerait, d'après Blanc, [1996] le sommet de la zone à Pertransiens ou l'extrême base de la zone à Stephanophorus *sensu* Bulot *et al.*

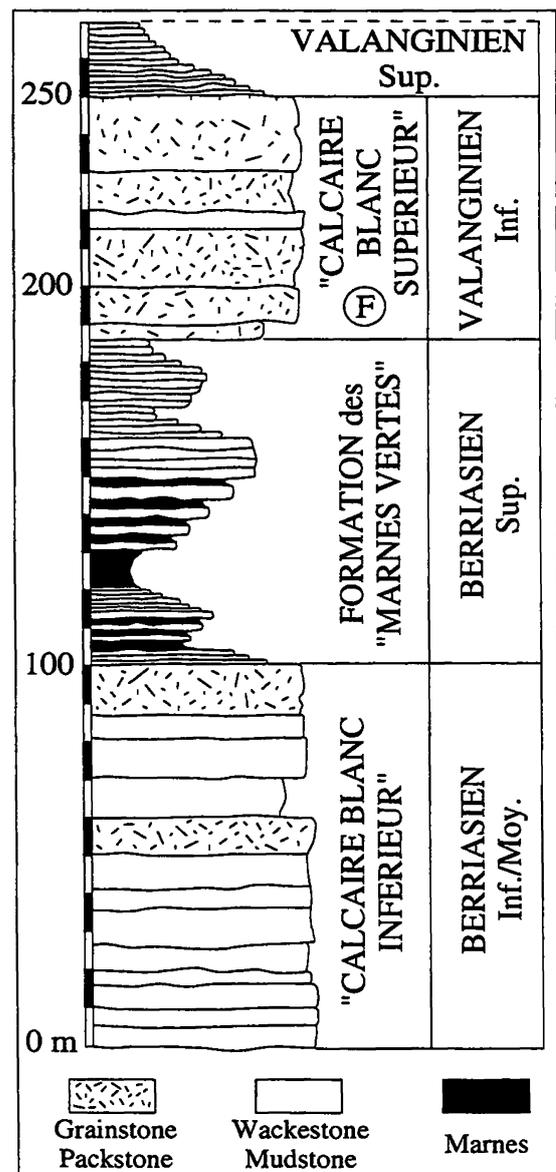


FIG. 3. - Log stratigraphique de l'Éocrétaé de la région de Marseille, montrant la localisation du « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » (F).

FIG. 3. - Stratigraphic log of the lowermost Cretaceous of the Marseille region showing the situation of the « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » (F).

[1993] et Bulot [1995], c'est-à-dire le tiers inférieur du Valanginien inférieur.

Deux localités ont été étudiées en détail. Il s'agit :

- du Mont-Rose, colline dominant le littoral sud de la rade de Marseille et rattachée au chaînon de

Marseilleveyre, la localité type se situant précisément au sud de la colline, au lieu dit « Butte-de-l'Escalette »,

- de Niolon (le « vallon-du-Médecin »), situé au nord-ouest de la ville de Marseille, à l'est du chaînon de la Nerthe.

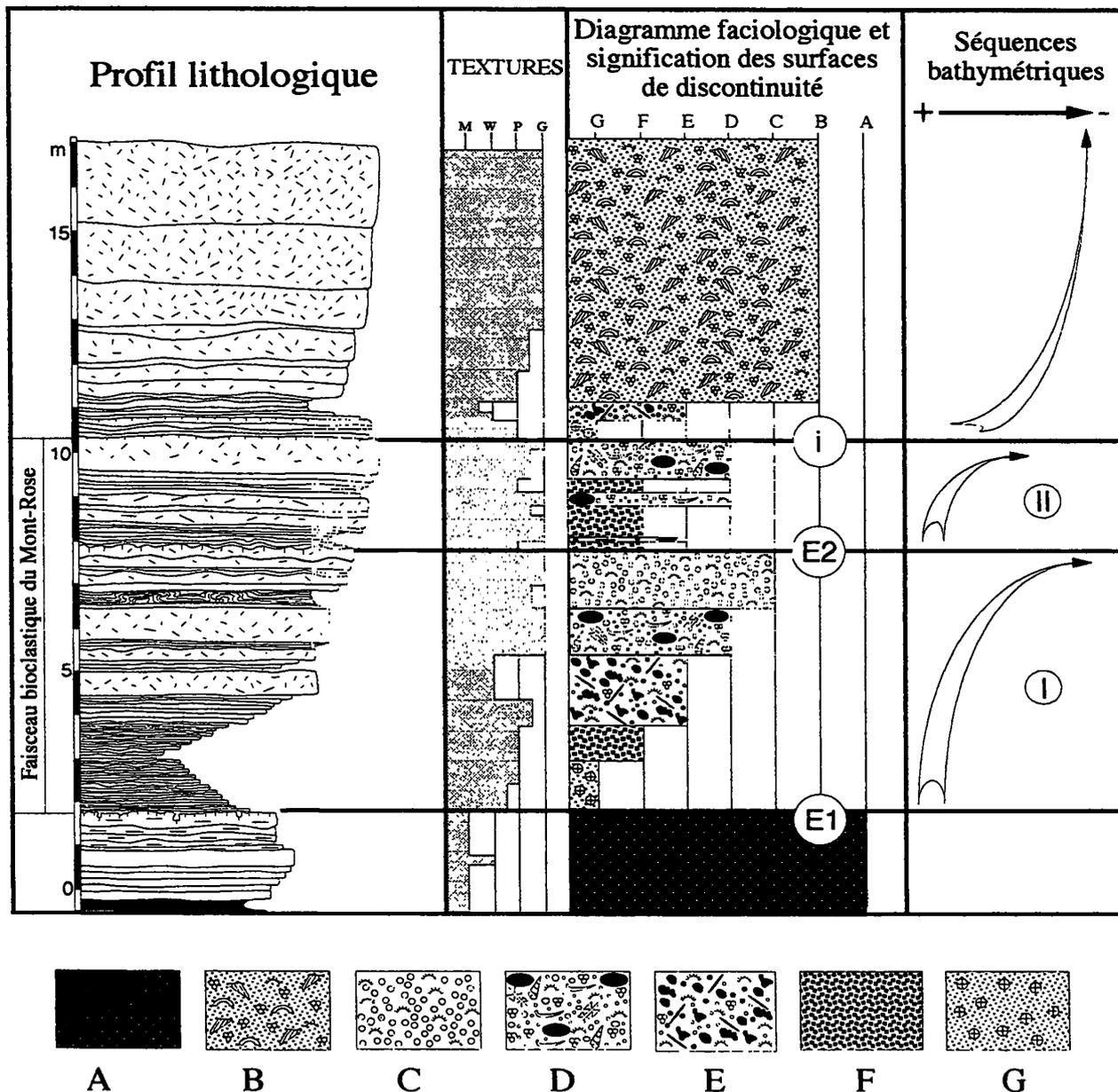


FIG. 4. – Log stratigraphique et sédimentologique du "Faisceau bioclastique du Mont-Rose" dans sa localité type montrant la lithologie, les textures de dépôt (classification de Dunham), la distribution des faciès types, les structures sédimentaires et l'interprétation séquentielle.

**Légende faciologique :** A, mudstone à biophase réduite ; B, wackestone-packstone à débris de rudistes et grands foraminifères ; C, packstone-grainstone à oolites, débris d'échinodermes, foraminifères ; D, grainstone à lithoclastes, débris d'échinodermes, gastéropodes, bivalves, dasycladales et foraminifères ; E, wackestone à éléments ferruginisés, spicules de spongiaires et foraminifères ; F, packstone-grainstone à pellets et petits débris d'échinodermes ; G, micro-packstone à pellets, quartz silteux, calcisphaerulidés et calpionelles.

FIG. 4. – Stratigraphic and sedimentologic log of the Faisceau bioclastique du Mont-Rose in its type locality showing the lithology, the depositional textures (referred to the Dunham's classification), the distribution of type facies, the sedimentary structures and the sequential interpretation.

**Faciologic legend :** A, mudstone with a low biotic diversity ; B, wackestone-packstone with rudist fragments and large foraminifera ; C, packstone-grainstone with ooids, echinoderm fragments and foraminifera ; D, grainstone with lithoclasts, echinoderms, gastropods, bivalve fragments, dasycladales and foraminifera ; E, Wackestone with iron-stained elements, sponge spicules and foraminifera ; F, packstone-grainstone with pellets and echinoderm fragments ; G, micropackstone with pellets, quartz silt, calcisphaerulids and calpionellids.

Ces deux localités (fig. 1) s'alignent sur un transect sud-est - nord-ouest d'une vingtaine de kilomètres environ, à peu près perpendiculaire à la bordure de la plate-forme (fig. 2). Des observations complémentaires ont été réalisées dans les sites suivants : Marseilleveyre-La Cayolle, Notre-Dame-de-la-Garde, Massif de Puget, Allauch (Vallon de Passetemps), Nerthe-Valtrède (près de Châteauneuf-les-Martigues).

### 3. – SÉDIMENTOLOGIE

Dans sa localité type, le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » (fig. 4), comprend deux séquences lithologiques granocroissantes métriques (séquences I et II). Chacune débute par une surface d'émergence (E1 et E2) qui présente de nombreuses figures d'érosions, parfois macroscopiques (surface E2), indiquant des conditions supratidales (voir ci-après). Nous y avons défini huit faciès types (A à H), mais seuls les faciès B à G appartiennent aux séquences qui composent le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose ». La séquence I (6 m) débute par des micropackstones à pellets et *Calcisphaerulidae* et se termine par des grainstones oolithiques. La séquence II (2 m) débute également par des micropackstones à pellets et *Calcisphaerulidae* et se termine par des grainstones grossiers à lithoclastes.

Ces deux séquences présentent des surfaces d'érosions dominées par des phénomènes mécaniques ou biochimiques et s'accompagnent de structures sédimentaires remarquables que nous détaillerons ci-après.

#### 3.1. Surfaces érosives

##### 3.1.1. Erosion dominée par des phénomènes mécaniques

Les figures produites sont de deux types :

- les gouttières d'érosion [*gutter casts sensu* Whitaker, 1973], qui peuvent atteindre une profondeur maximale de 5 cm pour une largeur de 5 à 10 cm. Leur forme en section est très variable, en U ou en V, étroite ou évasée, symétrique ou dissymétrique,

- les sillons d'érosion [*sensu* Dyer, 1970], correspondant à des figures de plus grandes dimensions et entaillant faiblement le substratum sur 5 à 10 cm pour une largeur au moins décimétrique. Certains sont à fond plat et à parois abruptes, d'autres à fond concave.

Ces deux structures résulteraient d'écoulements hélicoïdaux induits par un flux mixte combiné unidirectionnel/oscillatoire [Kreisa, 1981 ; Dott et Bourgeois, 1982 ; Aigner, 1985], ce qui, sur la plate-forme, correspondrait à des courants de tempêtes. La figure 5 illustre les figures d'érosions affectant la surface émergée E1.

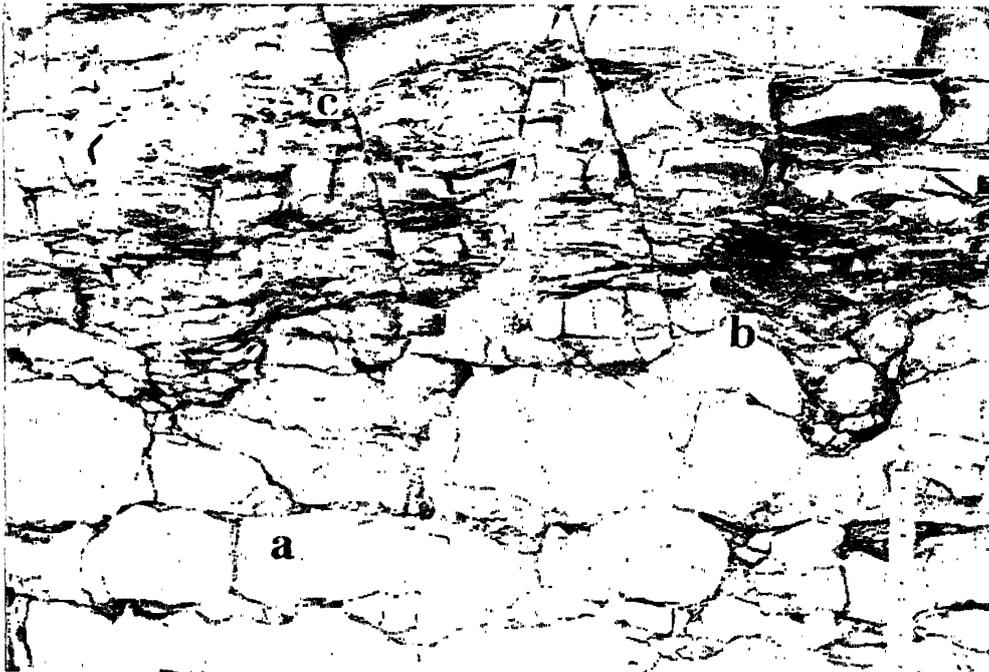


FIG. 5. – Vue d'affleurement montrant la section verticale de la surface E1. a : mudstone à biophase réduite ; b : gouttière d'érosion ; c : micropackstone à pellets, quartz silteux, calcisphaerulidés et calpionelles.

FIG. 5. – Outcrop view showing a vertical cross section of E1 surface. a : mudstone with a low biotic diversity ; b : gutter cast. c : micropackstone with pellets, quartz silt, calcisphaerulids and calpionellids.

### 3.1.2. Érosion dominée par des phénomènes biochimiques (cuvettes supratidales)

Les figures correspondantes sont de larges dépressions (50 cm de diamètre environ), de profondeur comprise entre 10 et 15 cm. Elles présentent une section en queue d'arronde typique (angles vifs) et entaillent essentiellement le sommet de la séquence I, comme dans le cas de la surface émergible E2 (fig. 6).

Aucune figure sédimentaire de ce type ne semble avoir été observée jusqu'ici dans les formations géolo-

giques. Une comparaison est à rechercher dans l'actuel où des dépressions similaires ont été décrites et correspondent à des « cuvettes supratidales » [Guilcher, 1954 ; Froget, 1963]. Ces « mares de dissolution », dont la géométrie est identique à celle des dépressions observées au Mont-Rose, sont caractérisées par un fond plat et horizontal, généralement colonisé par des organismes carriants qui façonnent les cuvettes. Elles sont circonscrites par une bordure en surplomb pouvant atteindre parfois 50 cm de profondeur. Elles affectent généralement des substrats indurés carbonatés en climat tempéré et chaud.



FIG. 6. – Vue d'affleurement montrant la section naturelle verticale d'une cuvette supratidale située le long de la surface E2 de la base de la séquence II (sur la figure 4). a : substratum coquillier, granoclassé, lithifié précocément ; b : galbe en queue d'arronde.

FIG. 6. – Outcrop view showing a natural cross section of a supratidal pond (Mont-Rose). a : shelly graded substrate with an early lithification, b : trapezoidal shape.

## 3.2. Faciès et structures sédimentaires

Quatre modes structuraux associant des figures d'accrétion et d'érosion peuvent se rencontrer dans le faisceau bioclastique du Mont-Rose.

### 3.2.1. Faisceaux sablo-graveleux

Ces figures sédimentaires (fig. 7-I, 7-II, 8 et 9) se localisent dans des strates discontinues, d'extension latérale plurimétrique. Les sédiments constitutifs sont soit des grainstones essentiellement oolithiques, soit des grainstones hétérométriques riches en éléments lithoclastiques centimétriques anguleux ou émoussés, en péloïdes, oolithes, fragments de coquilles, foraminifères benthiques et dasycladales. Les bancs montrent une grano-décroissance verticale et sont couronnés par des

litages obliques souvent frustes. Parfois, des horizons de laminites fines contournées (déformations thixotropiques) se localisent à la base des faisceaux sablo-graveleux (fig. 7-II g). Le caractère infralittoral du matériel constitutif est attesté par la nature des constituants tels que les dasycladales et les oolithes. Le sédiment correspond :

- soit à une redistribution d'éléments contemporains (exprimée notamment par la concentration sélective de gastéropodes),

- soit à un remaniement du substratum sédimentaire induré sous-jacent, sous forme de blocs parallélépipédiques décimétriques à texture grainstone et de débris décimétriques de madréporaires (fig. 7-I i) ou de lithoclastes centimétriques roulés et perforés (fig. 7-II h).

Ainsi, ces faisceaux sablo-graveleux peuvent être assimilées à des dépôts de tempêtes relativement proximaux marqués par :

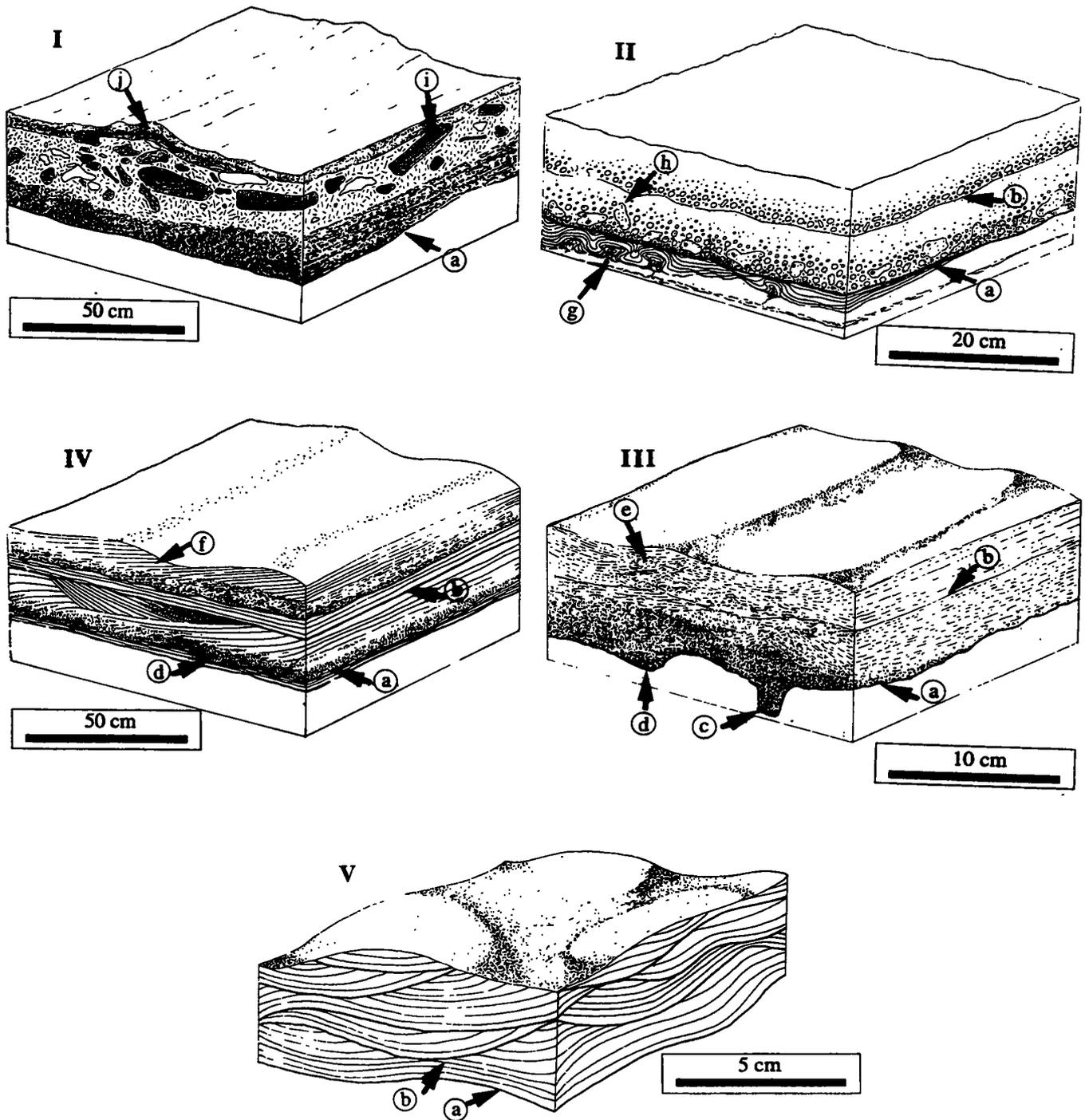


FIG. 7. – Vue synoptique des assemblages structuraux majeurs du Faisceau bioclastique du Mont-Rose. I : faisceaux sablo-graveleux à blocs ; II : faisceaux sablo-graveleux à galets perforés ; III : mégarides ; IV : lentilles sableuses granoclassées ; V : mamelons centimétriques ou micro-HCS.

Légende : a : surface basale d'érosion ; b : surface d'érosion interne ; c : gouttière d'érosion ; d : sillon d'érosion ; e : ride de vague ; f : lamination oblique ; g : figure de thixotropie ; h : lithoclaste perforé ; i : blocs décimétriques ; j : stromatolithe.

FIG. 7. – Synoptic view of the main structural assemblages of the Faisceau bioclastique du Mont-Rose. I : sandy-gravelled bundle with blocks. II : sandy gravelled bundle with bored cobbles. III : megaripple. IV : graded sandy lenses, V : micro hummocky cross stratified bodies.

Legend : a : basal erosive surface ; b : internal erosive surface ; c : gutter cast ; d : erosive groove ; e : wave ripple ; f : oblique bedding ; g : thixotropic feature ; h : bored lithoclast ; i : decimeter scale blocks ; j : stromatolite.

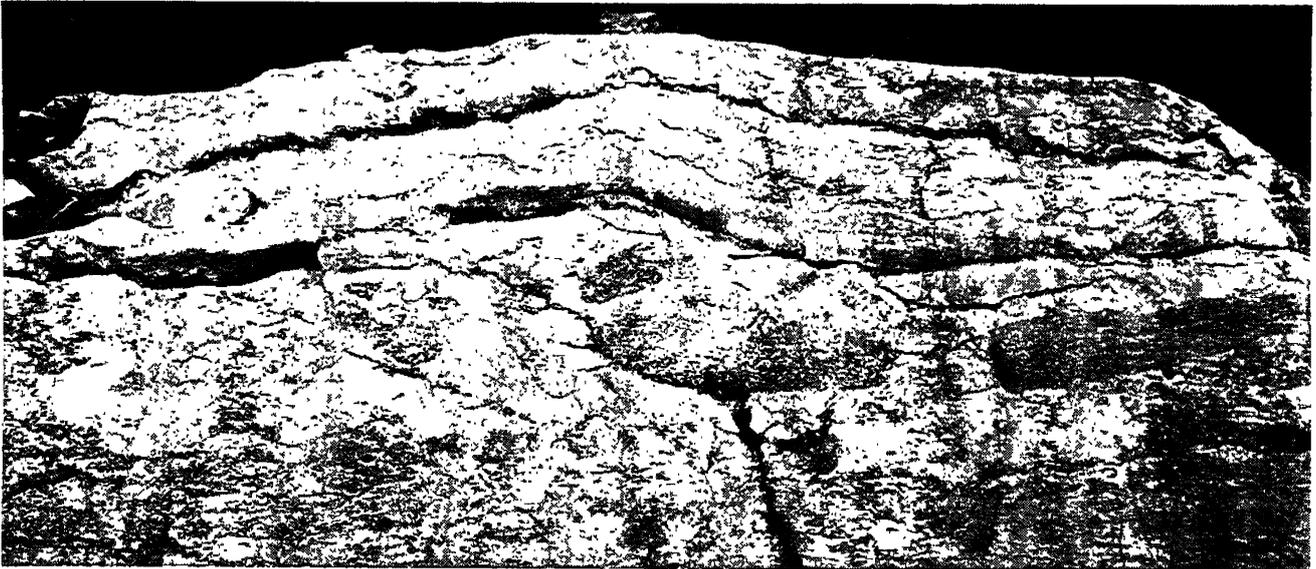


FIG. 8. – Vue d’affleurement montrant une section verticale d’un faisceau sablo-graveleux à blocs.

FIG. 8. – *Outcrop view showing a cross section of a sandy-gravelled bundle with blocks.*

- l’arrivée brutale de matériel grossier, d’origine infralittorale, sur un substrat meuble capable d’induire des figures de charge,

- le démantèlement d’un substratum carbonaté en cours d’induration par affouillement des dépôts

meubles latéraux non indurés et incorporation dans la sédimentation des blocs déchaussés suivant les modalités discutées par Strasser et Davaud [1986] pour certains beach-rocks récents.

Nous les interprétons comme des sédiments de basse-plage (partie haute du prisme littoral).

### 3.2.2.- Lentilles sableuses granoclassées

Il s’agit de lentilles concavo-convexes d’extension latérale décimétrique à métrique, limitées à leur base par une surface érosive (gouttières et sillons d’érosions, fig. 7-III d et c et fig. 10). Le sédiment constitutif est un grainstone de granulométrie moyenne, composé de nombreux lithoclastes de taille millimétrique, de débris d’échinodermes, de gastéropodes, de bivalves, d’algues dasycladales, de *Miliolidae* et de rares *Lenticulina* sp. Ces lentilles se caractérisent également par une granodécroissance verticale nette, avec parfois, à la base, des accumulations lumachelliennes orientées, de coquilles de bivalves ou de gastéropodes. Le sommet est marqué par la présence de rides interférentes, pluridirectionnelles, centimétriques, dont la crête est généralement sub-parallèle à la direction des gouttières d’érosion de la base du banc (fig. 7-III e).

Ces faciès et structures sont interprétés de la manière suivante :

- les accumulations de coquilles orientées de gastéropodes ou de bivalves traduiraient un courant unidirectionnel rapide [Morton, 1981],

- la granodécroissance semble conforme aux types d’accumulations liés aux tempêtes, tels qu’ils ont été décrits par Aigner [1982], et tels qu’ils peuvent être



FIG. 9. – Vue d’affleurement montrant une section verticale d’un faisceau sablo-graveleux à galets perforés.

FIG. 9. – *Outcrop view showing a cross section of a sandy-gravelled bundle with bored cobbles.*



FIG. 10. – Vue d’affleurement montrant une section verticale de mégarides.

FIG. 10. – *Outcrop view showing a cross section of a mega-ripple.*

observés dans les chenaux d’arrachements [*rip current channels sensu Gruszczynski et al., 1993*],

- les rides interférentes pluridirectionnelles du sommet de la lentille granoclassée résulteraient du couplage de rides de vagues et de rides de courant [Mount, 1983].

Ainsi, ces sables granoclassés à base érosive pourraient correspondre à des remplissages de chenaux de « rip » et s’identifieraient donc aux structures de tempêtes décrites par Aigner [1982] et Handford [1986]. Du fait de la finesse du matériel incorporant des dasycladales [indiquant des conditions photophiles infralittorales, Masse, 1988], ils pourraient être légèrement moins proximaux que les faisceaux sablo-graveleux mentionnés précédemment, c’est-à-dire situés dans la partie distale du prisme littoral. L’absence d’intercalation de dépôts de « beau temps » ne nous permet pas de préciser la paléoprofondeur de ces structures sédimentaires.

### 3.2.3. Mégarides structurant des packstones-grainstones

Le sédiment constitutif est un packstone-grainstone fin à pellets, petits débris d’échinodermes et rares Calcisphaerulidae. Vu la présence d’éléments planctoniques, le milieu de genèse de ces grains pourrait correspondre à l’étage circalittoral. Macroscopiquement (fig. 7-IV et fig. 11) on observe :

- une morphologie de surface ondulée, de longueur d’onde métrique et d’amplitude décimétrique,

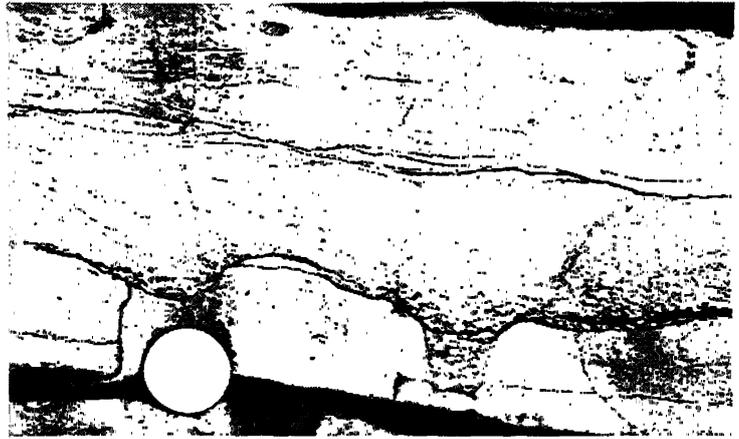


FIG. 11. – Vue d’affleurement montrant une section verticale d’une lentille sableuse granoclassée.

Fig. 11. – *Outcrop view showing a cross section of a graded sandy lens.*

- une lamination interne monodirectionnelle oblique, de 5 à 15° d’inclinaison (fig. 7-IV f),
- des litages croisés à forte pente (jusqu’à 27°),
- une surface basale correspondant parfois à une surface de ravinement presque horizontale (fig. 7-IV a et b).

L’interprétation de telles mégarides [*sensu Reineck et al., 1973*] en tant que dépôt de tempête [de type « hummocks » *sensu Harms, 1975*] est discutée dans la littérature. Swift *et al.* [1987] mettent l’accent sur le rôle des courants unidirectionnels dans leur genèse. Duke [1985] ajoute qu’un aplanissement systématique, consécutif au rétablissement d’un courant alternatif post-tempête, pourrait dégrader la topographie de la ride et engendrer des structures de sens opposés entre les rides. Ces phénomènes postulent l’existence d’une tranche d’eau significative qui exclut le prisme littoral.

### 3.2.4. Mamelons centimétriques (ou micro-HCS) structurant des packstones fins et packstones-grainstones fins

L’association faciologique comprend des packstones fins à pellets, quartz silteux, rares grains de glauconite, et des packstones-grainstones plus grossiers à pellets et petits débris d’échinodermes. L’absence de macrobenthos et de bioturbations est un fait remarquable. Le microbenthos, peu abondant, est constitué de foraminifères de petite taille (*Nodosariidae, Miliolidae*) et de divers arénacés (*Nautiloculina*). Les microfaunes planctoniques dominent et sont représentées principalement par des Cadosines (*Cadosina fusca fusca* WANNER) et des Calpionelles (*Calpionellites darderi*). Le milieu de dépôt pourrait être de type circalittoral modérément agité.

Les figures sédimentaires (fig. 7-V et fig. 12) montrent une alternance millimétrique de lamines sombres (micropackstone) et claires (packstone-grainstone), formant des faisceaux de 2 et 3 cm d'épaisseur, avec les caractères suivants :

- une morphologie de surface mamelonnée,
- une inclinaison des lamines ne dépassant guère 15°, avec une continuité latérale d'une dizaine de centimètres, à ondulations concaves ou convexes, conformes à la topographie en dôme, de longueur d'onde décimétrique, pour une amplitude d'ordre millimétrique (fig. 7-V a),
- un contact entre les lamines progressif (pas de dépôts grossiers à la base des faisceaux),
- un recouplement à l'emporte pièce des structures sous-jacentes (fig. 7-V b) par chaque faisceau de lamines encadré par des surfaces d'érosion.



FIG. 12. – Vue d'affleurement montrant une section verticale de mamelons centimétriques (ou micro HCS).

FIG. 12. – *Outcrop view showing a cross section of a micro hummocky cross stratified bodies.*

Ces structures sont conformes à la définition des micro-HCS (*Hummocky Cross Stratification*) donnée par Harms [1975] et Brenchley [1985] en sédimentation siliciclastique et attribués à des dépôts de tempêtes. Handford [1986] décrit des figures sédimentaires analogues, qualifiées de distales (sous 5 à 30 m de profondeur), dans le Mississippien carbonaté de l'Arkansas. Pour cet auteur, l'absence de dépôt grossier à la base de chaque faisceau de lamines est un argument en faveur d'un écoulement turbulent et d'un vannage systématique des particules. L'érosion de chaque faisceau est aussi l'indice d'un état relativement cohésif des lamines, caractère traduisant l'empilement de dépôts événementiels à taux sédimentaire élevé [de l'ordre du centimètre par heure, d'après Allen, 1973 et Allen *et al.*, 1989], séparés par de longues périodes à taux de sédimentation faible. Ainsi, les rides mamelonnées centimétriques du Faisceau bioclastique du Mont-

Rose correspondraient à des micro-HCS liés à une sédimentation de tempête, structurant des faciès circalittoraux situés plus profondément que les mégarides décrites ci-dessus.

#### 4. – GÉOMÉTRIE DES DÉPÔTS ET AGENCEMENT SÉQUENTIEL

##### 4.1. Organisation verticale

Les deux séquences (I et II) qui caractérisent le Faisceau bioclastique du Mont-Rose (fig. 4) montrent une gradation dans l'évolution verticale des figures sédimentaires. Deux associations de faciès et de structures sédimentaires peuvent être définies (fig. 13) :

- *une association distale*, monotone, constituée de sédiments fins à éléments pélagiques (faciès F et G). Elle succède à une émergence et à une surface d'érosion basale et montre un empilement relativement monotone de micro-HCS de longueur d'onde croissante vers le haut (fig. 13 a), ce qui indique une augmentation graduelle de l'énergie hydrodynamique et une réduction de la profondeur,

- *une association proximale* constituée par un assemblage beaucoup plus diversifié de faciès grossiers riches en oolithes, bioclastes, foraminifères benthiques et lithoclastes (faciès C, D et E). Elle se caractérise par des changements latéraux rapides de faciès et une succession verticale stratocroissante de bancs à texture packstone-grainstone. L'enchaînement vertical des faciès et des figures élémentaires est le suivant :

- packstones-grainstones en mégarides (fig. 13 b),
- grainstones en lentilles granoclassées (fig. 13 c),
- faisceaux sablo-graveleux à galets perforés ou à blocs (fig. 13 d).

Cette succession d'énergie hydrodynamique croissante est bathydécroissante. Dans le cas de la séquence I, la surface sommitale correspond à une érosion aérienne soulignée par des « cuvettes supratidales » (fig. 13 e) ; dans le cas de la séquence II, cette surface, affectée par des perforations de bivalves lithophages, est d'origine sous-marine.

##### 4.2. Variations latérales du Faisceau bioclastique du Mont-Rose

Dans sa localité type, le Faisceau bioclastique se caractérise par une continuité latérale hectométrique des deux séquences bathydécroissantes (I et II), l'épaisseur totale des couches ne variant guère. Dans le détail (fig. 13), l'ensemble sédimentaire de l'association distale ne présente aucun changement majeur de lithologie ni de stratofaciès et peut être suivi latéralement à

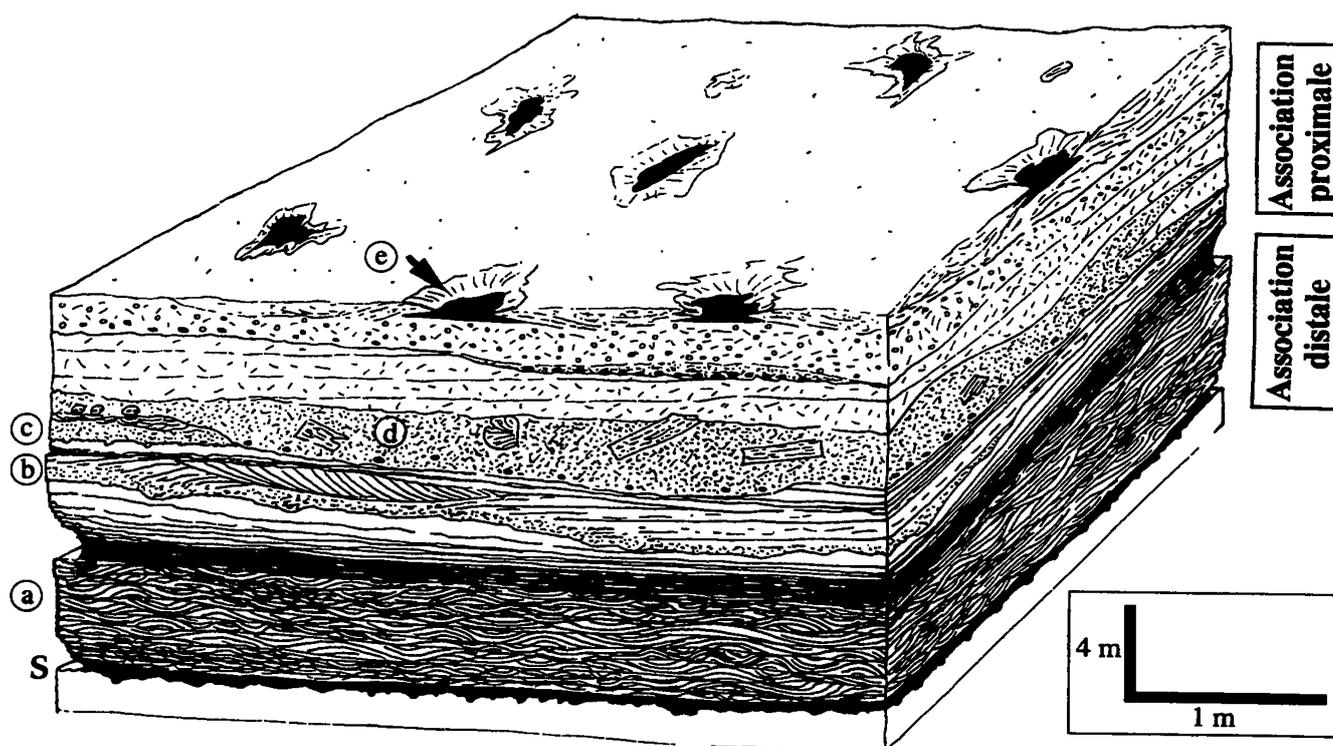


FIG. 13. – Organisation verticale et latérale des associations proximales et distales. a : Mamelons centimétriques ou micro-HCS ; b : Lentilles sableuses granoclassées et mégarides ; c : Faisceaux sablo-graveleux à galets perforés ; d : Faisceaux sablo-graveleux à blocs ; e : Cuvette supratidale.

FIG. 13. – Synoptic view of the proximal and distal associations. a : micro hummocky cross stratified bodies, b : graded sandy lenses and megaripples, c : sandy gravelled bundle with bored cobbles, d : sandy-gravelled bundle with blocks, e : Supratidal pond.

l'échelle du massif du Mont-Rose et sur une dizaine de kilomètres en direction du nord. En revanche, l'association proximale se caractérise par d'importantes variations latérales si bien qu'il est très difficile de suivre une strate au-delà de la dizaine de mètres. Cette intrication complexe des sédiments et des figures sédimentaires peut être liée à l'action répétée de tempêtes successives dont les dépôts peuvent être remobilisés périodiquement. Ces observations sont valables à l'échelle kilométrique, pour la région de Marseille (Notre-Dame-de-la-Garde, massifs de Marseillevyre et Puget). Vers le nord et le nord-ouest (Niolon, Allauch), le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » n'est plus identifiable.

Les corrélations que l'on peut établir avec la région nord de Marseille, basée sur l'identification des surfaces remarquables et l'apparition de *Montsalevia salevensis*, montrent (fig. 14) :

- la disparition des surfaces d'émersion basale et sommitale de la séquence I et de la surface indurée coiffant la séquence II,

- la disparition des associations sédimentaires proximales à faciès grossiers,

- l'apparition de nouvelles séquences (I', II' et III') constituées surtout de sédiments vaseux tels que des micrites à birds'eyes, des mudstones à biophase réduite ou des wackestones à Miliolidae associés à des niveaux marneux, représentant des milieux de dépôt à la limite de l'émersion,

- la persistance des faciès lutitiques distaux à micro-HCS.

Ainsi, dans la série de Niolon, on peut reconnaître dans la série marine continue les phases de sédimentation qui font défaut dans le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » : il s'agit des faciès supratidaux générés pendant la période d'exondation de la région sud de Marseille. En effet, les faciès distaux surmontent directement les faciès proximaux quasi émergents. Ces sauts bathymétriques semblent se corréler précisément aux surfaces d'émersions du « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » et à leur couverture de dépôts distaux.

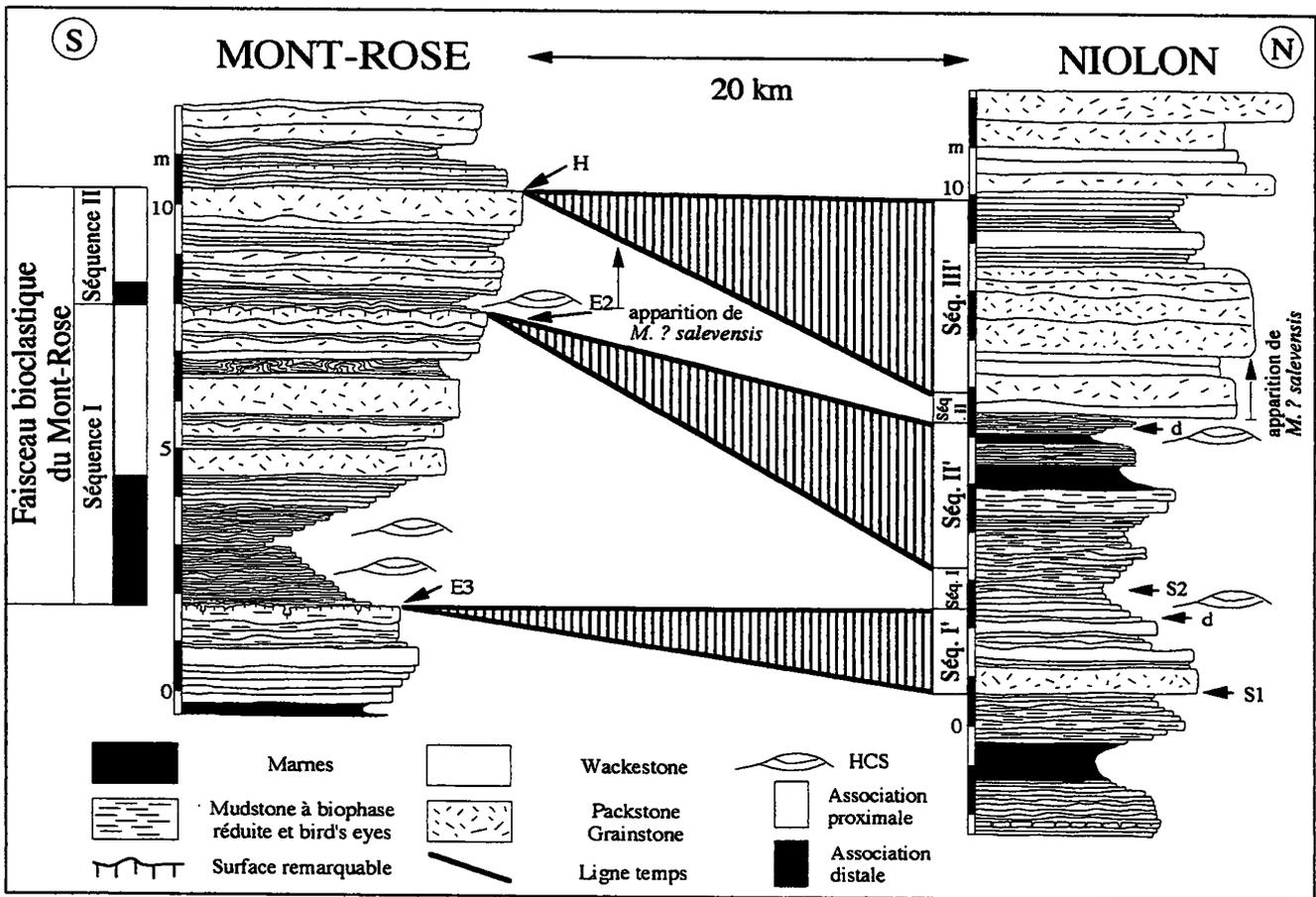


FIG. 14. – Variations latérales du Faisceau bioclastique du Mont-Rose : corrélations entre les secteurs méridional et septentrional de la région de Marseille montrant la réduction des termes bioclastiques vers le nord et l'individualisation concomitante des prismes sédimentaires correspondant aux surfaces émerives. E1, E2 : surfaces émerives, S1, S2 : discontinuités basales.

FIG. 14. – *Lateral variations of the Faisceau bioclastique du Mont-Rose : correlations between the southern and northern zones of the Marseille region, showing the reduction of the bioclastic terms northward and the occurrence of sedimentary wedges corresponding to early exposure surfaces. E1, E2 : early exposure surfaces, S1, S2 : basal discontinuities.*

### 4.3. Signification paléoenvironnementale et interprétation séquentielle

#### 4.3.1.-Le problème de la fossilisation des dépôts de tempêtes

Les figures sédimentaires reconnues dans le Faisceau bioclastique du Mont-Rose étant interprétées comme résultant de tempêtes, la question se pose de savoir comment des dépôts quasi instantanés à l'échelle géologique peuvent être préservés sans altération.

Depuis les travaux de Gagan *et al.* [1988] sur le cyclone Winifred (qui dévasta la grande barrière australienne en février 1986), on sait que les dépôts exceptionnels ne subsistent souvent que de manière éphémère. Ceux-ci sont rapidement démantelés, soit par l'action de la houle moyenne qui tend à aplanir les reliefs antérieurement formés, soit par l'action d'organismes fouisseurs. Ainsi le régime hydrodynamique local doit être de basse énergie moyenne pour

permettre la préservation de dépôts de haute énergie temporaire. Dott [1983], souligne que l'action des tempêtes est un phénomène itératif à l'échelle des temps géologiques, dont l'enregistrement sédimentaire dépend du taux de création d'espace disponible qui compense ou non le comblement lié aux dépôts de tempêtes. Ainsi, le problème est de savoir à quel moment et dans quelles conditions l'enregistrement de ces dépôts devient possible.

#### 4.3.2. Interprétation séquentielle

##### a) Relations entre l'évolution de l'espace disponible et les variations bathymétriques

La mise en place des deux séquences bathydécroissantes du « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » correspond à une augmentation brutale de l'espace disponible. Ceci se traduit par une fort approfondissement puisque des dépôts cicalittoraux surmontent une surface d'émergence. L'évolution sédimentaire de

chacune de ces séquences correspond à une diminution graduelle de la profondeur. Sachant que le maximum de profondeur est atteint dès la base de la séquence, l'espace disponible ainsi créé diminue progressivement soit sous l'effet du comblement sédimentaire, soit sous l'action conjuguée de ce phénomène et de la réduction de l'espace initial par variation du niveau de la mer et/ou une déformation du substratum. Si l'on prend par exemple la première séquence, dont la puissance est de 6 mètres, on constate que la paléoprosfondeur des dépôts de base est d'ordre décimétrique et celle des niveaux sommitaux de quelques mètres seulement. Il s'ensuit une différence significative d'environ 15 mètres entre l'espace disponible initial (pour lequel on pourrait admettre une paléoprosfondeur de l'ordre de 20 m) et l'accumulation sédimentaire nette. Une partie de cette différence est imputable à l'épaisseur même de la tranche d'eau résiduelle sous laquelle s'est effectué le dépôt du faciès sommital. Pour expliquer le déficit d'accumulation observé, d'une dizaine de mètres, il faut admettre une diminution équivalente de l'espace disponible initial sous l'effet de l'eustatisme et/ou de la subsidence. Un phénomène de même amplitude peut être admis, suivant le même raisonnement, pour la deuxième séquence.

*b) Modalités de l'enregistrement sédimentaire au sein des tempestites*

A l'échelle du faisceau bioclastique du Mont-Rose, les modalités de l'enregistrement sédimentaire

indiquent que les modifications de l'espace disponible s'effectuent de différentes manières. Aussi, quatre périodes de dépôts peuvent être mise en évidence pour expliquer le passage graduel observé entre chacune des figures sédimentaires (fig. 15) :

- entre les dépôts qui succèdent à la phase d'inondation initiale et la surface basale, émergitive, E1, existe un hiatus d'enregistrement sédimentaire qui pourrait être lié à une augmentation brutale de l'espace disponible,

- la sédimentation ne reprend que lorsque la profondeur devient suffisante, c'est-à-dire en dessous de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Les environnements les plus profonds et les micro-HCS de l'association distale correspondent alors à une période de stabilité du niveau marin relatif où création d'espace et comblement sédimentaire s'équilibrent. Durant cette période le nombre de tempestites par mètres de sédiments est assez élevé,

- les différentes figures sédimentaires de l'association proximale associées à une augmentation de la granulométrie (grainstone oobioclastique) enregistrent un nombre réduit de tempestites par mètres. L'intrication complexe des dépôts pourraient traduire une réduction de l'espace disponible,

- l'installation des faciès de basse plage et des figures sédimentaires correspondantes associé à de nombreuses surfaces d'érosions émergives (cuvettes supratidales de la surface E2) pourrait être la traduction d'une variation négative de l'espace disponible prédisant la répartition des sédiments dans un bassin,

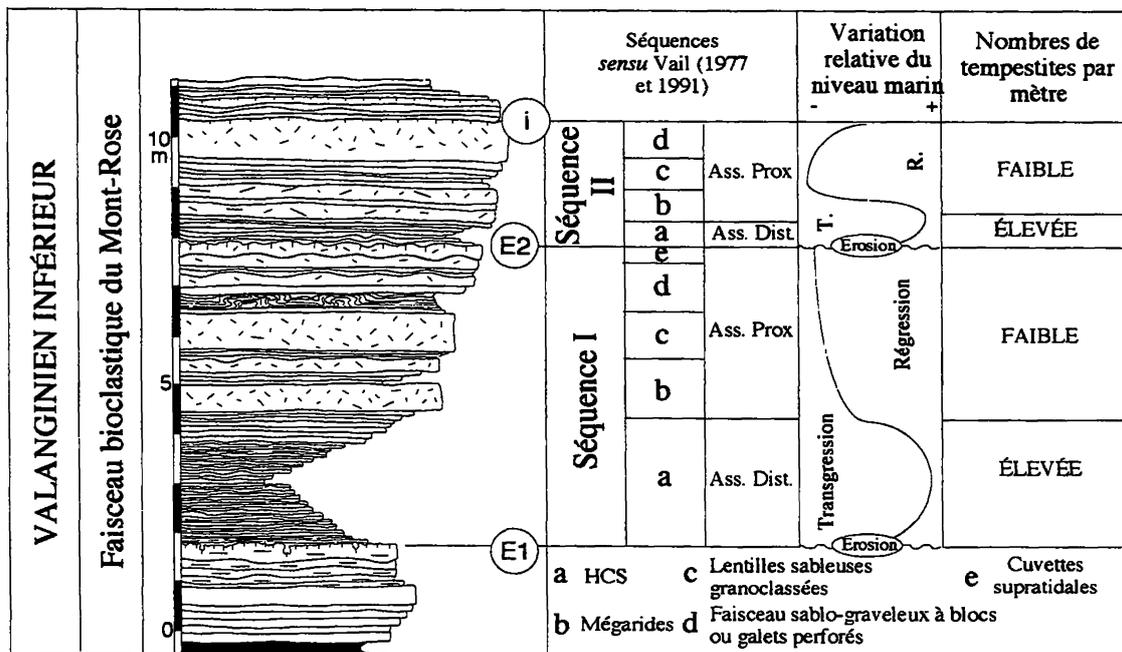


Fig. 15. - Organisation séquentielle du Faisceau bioclastique du Mont-Rose. Implications sédimentologiques.

Fig. 15. - Stratal pattern of the Faisceau bioclastique du Mont-Rose. Sedimentary implications.

par rapport à une éventuelle variation d'accommodation, ont été développés [Pitman, 1978 ; Mc Ghee et Bayer, 1986 ; Morrow, 1986 ; Jervey, 1988 ; Cross, 1988]. Cependant, le modèle proposé par Cross [1988] semble plus adapté aux séquences à hautes résolutions telles que l'on peut les observer dans le faisceau bioclastique du Mont-Rose :

- durant la montée du niveau relatif (transgression), le littoral est en permanence détruit. Le paroxysme de ce processus est atteint au maximum de transgression, ce qui se traduit ici par un télescopage entre la surface d'émersion antécédente et la surface maximale d'inondation (cas de la surface E1 notamment),

- durant la baisse du niveau marin relatif (régression), la tendance à la progradation d'abord faible se traduit par une période d'accumulation sédimentaire assez forte (association distale). Par la suite, la progradation devient importante et correspond d'abord à une période d'accumulation sédimentaire plus réduite (partie inférieure de l'association proximale), puis à une émersion (partie supérieure de l'association proximale).

#### c) Implications régionales

La comparaison de la première séquence dans les secteurs sud et nord de Marseille fait apparaître que :

- des dépôts calmes, marins, très superficiels identifiés au nord, correspondent à la phase émergitive du sud,
- des dépôts de haute énergie (proximaux) au sud font défaut au nord,
- les faciès distaux, présents dans les deux secteurs, sont toutefois moins développés au nord.

Du point de vue paléogéographique et physiographique (fig. 16) :

- la localisation exclusive des dépôts de haute énergie au sud passant à des faciès distaux au nord traduit des conditions physiographiques particulières, à savoir, l'existence probable d'un prisme littoral à pente dirigée vers le nord, conformément aux schémas paléogéographiques proposés récemment [Virgone, 1997].

- les faciès supratidaux du nord seraient contemporains de l'émersion du secteur sud et représenteraient donc des dépôts littoraux *sensu stricto*, de milieu calme, mis en place lors d'une nouvelle migration transgressive de la ligne de rivage.

Cette configuration est la meilleure hypothèse pour expliquer la présence notable de faciès supratidaux en direction du bassin alors que les faciès plus externes sont mieux enregistrés en direction des zones proximales. Cependant, l'amplitude des réductions d'espace disponible dans les 2 séquences est difficile à estimer.

#### d) Discussion

Les variations de l'espace disponible relèvent de plusieurs mécanismes génétiques. La réduction progressive de la profondeur dans les deux séquences du Mont-Rose pourrait s'expliquer par le comblement sédimentaire, conjugué à l'action du couple eustatisme/subsidence qui tendrait à réduire l'espace disponible.

Ce phénomène pourrait intervenir dans la première régression qui génère la surface E1 et le déplacement corrélatif du prisme littoral correspondant vers le bassin. Il n'est cependant pas suffisant pour expliquer la diagenèse subaérienne de cette surface, ni le changement de régime sédimentaire constaté au nord. Considérant que les sédiments sous-jacents au Faisceau bioclastique du Mont-Rose sont identiques dans les deux secteurs (sédiments quasi émergents) et que la création d'espace au nord est contemporaine d'une émersion au sud, la réalisation d'une pente liée à une déformation du substratum pourrait expliquer cette dualité géographique.

En ce qui concerne la deuxième régression, on doit tenir compte du fait qu'elle intervient sur une surface déclinée antécédente, d'origine sédimentaire. Le gauchissement du substratum n'est donc pas, dans ce cas, une explication unique et l'on pourrait invoquer une oscillation eustatique négative associée ou non à une déformation.

#### 4.3. Les variations d'espace disponible dans leur cadre géodynamique

Des hypothèses génétiques que l'on vient de discuter, il découle qu'un contrôle eustatique peut-être admis soit comme agent prédominant, soit comme agent complémentaire de la tectonique, dans les phénomènes brutaux de création ou de réduction d'espace. La durée de l'intervalle stratigraphique étudié, de l'ordre de 300 000 à 400 000 ans (par comparaison avec les séries pélagiques alternantes où la cyclostratigraphie permet de proposer une telle durée) permet d'envisager des vitesses de modification d'espace proches de 20 mètres par million d'années, ce qui correspond, tant en ce qui concerne la subsidence [Drummond *et al.*, 1993] que les oscillations du niveau marin [Goldhammer *et al.*, 1994] à des valeurs relativement basses, donc peu discriminantes vis-à-vis de l'origine géodynamique des phénomènes. Cette vitesse moyenne n'a qu'une signification très relative et l'on peut admettre qu'elle a pu varier notablement durant la période qui nous intéresse.

Néanmoins, quelle que soit la cause de création ou de diminution de l'espace disponible, il est possible d'appliquer au modèle étudié les principes de la stratigraphie séquentielle [Vail *et al.*, 1977, 1991]. Dans le cadre de ce concept, on constate que les tempestites se localisent surtout dans un intervalle transgressif, c'est-à-dire lors d'une période où la création d'espace

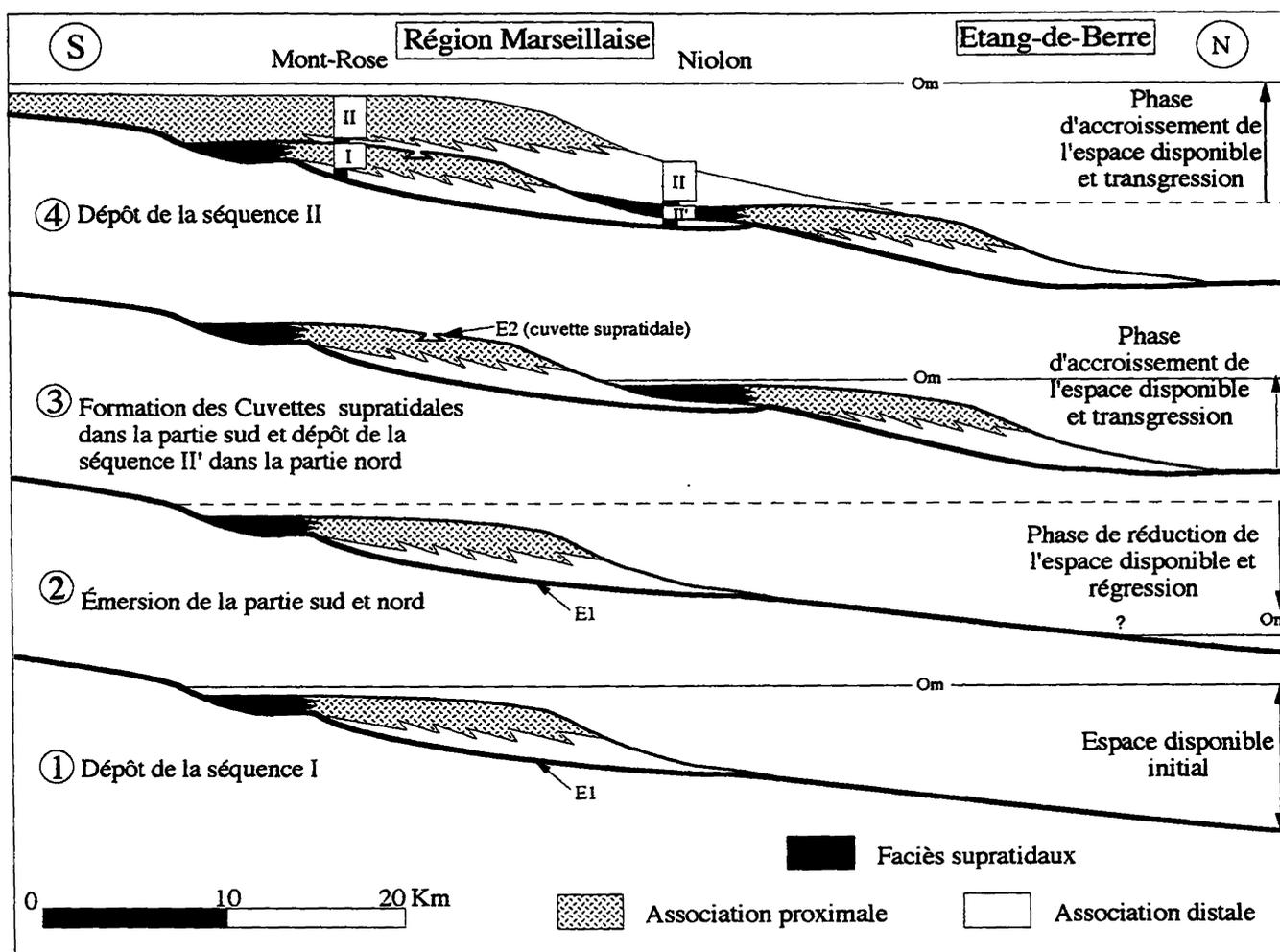


FIG. 16 – Evolution sédimentaire du système littoral sud-provençal et étapes de mise en place du Faisceau bioclastique du Mont-Rose.

FIG. 16. – Sedimentary evolution of the southern Provence littoral system and main steps of the settlement of the Faisceau bioclastique du Mont-Rose.

disponible va permettre, indirectement, une conservation optimale des figures sédimentaires sans que celles-ci soient démantelées.

En ce qui concerne le régime hydrodynamique, on note que la direction de la houle moyenne (N40) est parallèle à la bordure de la plate-forme, c'est-à-dire conforme à l'orientation moyenne (du Nord-Est vers le Sud-Ouest) reconnue en Provence pendant la plus grande partie du Crétacé inférieur [Masse, 1976]. Cette direction ne cadre pas avec les modèles numériques de Barron *et al.* [1982 et 1990] pour le Crétacé moyen, qui mettent l'accent sur des directions de vents et de courants dominants dirigés vers le nord-est. Elle cadre mieux avec les reconstitutions de Lloyd [1981] et Follmi *et al.* [1991] qui privilégient une direction est-ouest et/ou vers le sud-est. Les courants de tempêtes que nous enregistrons sont orthogonaux à la direction des houles moyennes, c'est-à-dire perpendiculaires à la bordure de la plate-forme (N150). De tels changements de direction entre le régime hydrodynamique moyen et les régimes

de tempête sont communément observés dans les milieux néritiques actuels et anciens [Davis, 1978].

## 5. – CONCLUSION

• Le « Faisceau bioclastique du Mont-Rose » est une unité lithostratigraphique d'âge valanginien inférieur (zone à Pertransiens p.p.) développée dans la région de Marseille, au cœur de la plate-forme carbonatée provençale. Il est dominé par des sédiments qui présentent des faciès, des surfaces érosives et des structures hydrodynamiques caractéristiques de dépôts de tempêtes. Quatre types principaux de figures sédimentaires, associant six faciès types, sont reconnus :

- les mamelons centimétriques (ou micro-HCS) structurant des micropackstones à Cadosines,

- les mégarides structurant des packstones-grainstones,
- les lentilles sableuses granoclassées,
- les faisceaux sablo-graveleux.

Les micro-HCS identifient l'association distale, les autres figures correspondent à l'association proximale. Ces deux associations sont présentes dans les deux séquences qui constituent le Faisceau bioclastique du Mont-Rose. Chaque séquence s'appuie sur une surface émergitive et débute par un approfondissement brutal, suivi d'une bathydécroissance graduelle.

Au nord de Marseille, le faisceau bioclastique du Mont-Rose passe latéralement à une série marine continue dans laquelle les surfaces émergitives sont remplacées par des sédiments à émergitions temporaires et les tempestites grossières par des dépôts fins circalittoraux.

- Au début de chaque séquence correspond l'accroissement maximal de l'espace disponible qui se réduit

ensuite sous l'action conjuguée du comblement sédimentaire amplifié par le jeu du couple eustatisme-subsidence. Ces phénomènes transgressifs ou régressifs sont concomitants de migrations spatiales d'un prisme littoral. Les phases régressives correspondent à des modifications d'espace disponible d'ordre plurimétrique à décimétrique, générées surtout par des variations eustatiques et un basculement tectonique régional (surface basale de la séquence I) engendrant des pentes sédimentaires (surface basale de la séquence II). Les vitesses de réduction de l'espace disponible (environ 20 m/Ma en moyenne) peu discriminantes sur le plan génétique, sont compatibles avec les mécanismes invoqués. Aussi, si la mise en place des tempestites est contrôlée par l'amplitude de l'espace disponible et l'hydrodynamisme, en se référant aux concepts de la stratigraphie séquentielle, il apparaît que les différents termes sédimentaires du Faisceau bioclastique du Mont-Rose représentent essentiellement les dépôts de « l'intervalle transgressif ».

## Références

- AHR W. M. (1973). – The carbonate ramp, an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **23**, 221-225.
- AIGNER T. (1982). – Calcareous tempestites : storm-dominated stratification in upper Muschelkalk limestone (Middle Trias, SW Germany). In Einsele G. and Seilacher A. (eds.) : *Cyclic and Event Stratification*, 108-198, Berlin, Springer Verlag.
- AIGNER T. (1985). – Storm depositional systems, *Lecture Notes in Earth Sci.*, **3**, Springer Verlag, Berlin, 174 p.
- ALLEN J.R.L. (1973). – A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Jour. geol. Soc.*, London, **129**, 537-541.
- ALLEN P.A. & UNDERHILL J.R. (1989). – Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Jour. geol. Soc.*, London, **146**, 241-252.
- BABINOT J.-F., GERVAIS J., MASSE J.-P. & TRONCHETTI G. (1971). – Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique de la formation des « marnes vertes infracrétacées » de la basse-provence occidentale (sud-est de la France), *Ann. Univ. Prov. Sc.*, **XLVI**, 189-208.
- BARRON E. J. & WASHINGTON W. M. (1982). – Cretaceous climate : a comparison of atmospheric simulation with the geologic record. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **40**, 103-133.
- BARRON E. J. & PETERSON W. H. (1989). – Model simulation of the Cretaceous ocean circulation. *Science*, **244**, 684-686.
- BLANC E. (1995). – Transect Plate-forme-Bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien), *Géologie Alpine*, Grenoble Mém. H.S. **25**, 311 p.
- BRENCHLEY P.J. (1985). – Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, **9**, 369-702.
- BULOT L.G. (1995). – Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le sud-est de la France (Berriasien à Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires. Thèse MNHN, Paris, 375 p.
- BULOT L.G., BLANC E., THIEULOY J.-P. & REMANE J. (1993). – La limite Berriasien-Valanginien du Sud-Est de la France, données biostratigraphiques nouvelles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316**, II, 1771-1778.
- CROSS T.A. (1988). – Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. In Sea-level change, an integrated approach, Wilgus C. et al., Eds. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists*, Spec. Publ., **42**, 371-380.
- DAVIS R. A. JR. (1978). – Coastal sedimentation environments. *Springer Verlag*, New York Heidelberg Berlin, 413 p.
- DENIZOT G. (1934). – Description des massifs de Marseilleveyre et du Puget. *Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille*, **V** (XXVI), 1-236.
- DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK (EDS) (1993). – Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, *Gauthier-Villars*, Paris, 307 p. 15 pl.
- DETRAZ H. & STEINHAUSER N. (1988). – Le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. *Eclogae geol. helv.*, Bâle, **81/1**, 125-154.

- DOTT R.H.JR. & BOURGEOIS J. (1982). – Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 663-680.
- DOTT R.H.JR. & BOURGEOIS J. (1983). – Philosophy of models. Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. America Bull.*, **93**, 663-680.
- DRUMMOND C. N. & WILKINSON B. H. (1993). – On the use of cycle thickness diagrams as record of long term sea level change during accumulation of carbonate sequences, *Journ. of Geol.*, **101**, 687-702.
- DUKE W.L. (1985). – Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**, 167-194.
- DYER K. R. (1970). – Linear erosional furrows in Southampton Water. *Nature*, **225**, 56-58.
- FOLLM K. B. & DELAMETTE M. (1991). – Model simulation of Mid-Cretaceous Ocean circulation, *Science*, **251**, 94-95.
- FROGET C. (1963). – La morphologie et les mécanismes d'érosion du littoral de la Provence occidentale. *Rec. Trav. St. Mar. Endoume*, Marseille, **30**, 45, 165-243.
- GAGAN M., JOHNSON D.P. & CARTER R.M. (1988). – The cyclone Winifred storm bed, central Great Barrier reef shelf, Australia. *Jour. Sed. Petrology*, **58**, 5, 845-856.
- GOLDHAMMER R. K., OSWALD E. J. & DUNN P. A. (1994). – High frequency glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pennsylvanian of the Paradox basin : an evaluation of Milankovitch forcing. In « Orbital forcing and cyclic sequences », Boer P. L. and Smith D. G. eds. *Int. Assoc. sediment.*, Blackwell Scientific Publ., Oxford, 243-283.
- GOLDRING P.W. & AIGNER T. (1982). – Scour and fill : the significance of event separation. In Einsele G. and Seilacher A. (eds.) : *Cyclic and Event Stratification*, 354-362, Springer Verlag.
- GRUSZCZYNSKI M., RUDOWSKI S., SEMIL J., SLOMINSKI J. & ZROBEK J. (1993). – Rip currents as a geological tool. *Sedimentology*, **40**, 217-236.
- GUILCHER A. (1954). – Morphologie littorale et sous-marine, Presses Univ. France, Paris, 216 p.
- GUILLOCHEAU F. (1990). – Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse 3e cycle, Univ. Bretagne Occidentale (Brest), 223 p.
- HANDFORD C. (1986). – Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates : Fayetteville shale and Pitkin limestone (Mississippian). *Arkansas Journ. of Sed. Petrology*, **56**, 123-137.
- HARMS J.C., SOUTHARD J. R., SPREARING D. R. & WALKER R.G. (1975). – Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, short course n°2, 161 p.
- JERVEY M.T. (1988). – Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Sea-level change, an integrated approach, Wilgus C. et al., Eds. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists*, Spec. Publ., **42**, 47-69.
- KREISA R.D. (1981). – Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. *Jour. Sed. Petrology*, **53**, 1295-1317.
- LESBROS R. (1987). – Un modèle de sédimentation carbonatée de plate-forme : les calcaires valanginiens provençaux. Thèse sci. Marseille, 208 p.
- LLOYD C. R. (1982). – The Mid-Cretaceous Earth : paleogeography, ocean circulation and temperature, atmospheric circulation. *Journ. Geol.*, **90**, 393-413.
- MASSE J.-P. (1976). – Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien - Aptien inférieur). Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse sci. Marseille, 445 p.
- MASSE J.-P. (1988). – L'étagement bionomique des milieux benthiques néritiques actuels : signification bathymétrique et implications paléobathymétriques, *Géologie Méditerranéenne*, **XV**, 1, 91-102.
- MC GHEE G.R.JR. & BAYER U. (1986). – The local signature of sea-level changes. In *Sedimentary and Evolutionary Cycles*, Bayer U. & Seilacher A., Eds. *Lect. Notes Earth Sci.*, 1, Springer Verlag, New York, 98-112.
- MORROW D.W. (1986). – The sea-level rise stair case on continental margins and the origin of upward-shoaling carbonate sequences. *Bull. Canadian Petroleum Geology*, **34**, 284-285.
- MORTON R.A. (1981). – Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea. In Nio, S.D., *Marine Sedimentation in the North Sea Basin* : *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 5, 385-396.
- MOUNT J. (1983). – Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified inits of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (lower Cambrian), White-Inyo Mountains, Eastern California. *Jour. Sedim. Petrology*, **52**, 941-958.
- PITMAN W.C. (1978). – Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. America Bull.*, **89**, 1389-1403.
- REINECK H. E. & SINGH I. B. (1973). – *Depositional Sedimentary Environments*, Spinger-Verlag, Berlin, 439 p.
- SASS E., YEHEZKIEL W. & AMITAI K. (1972). – Recent sedimentation and oolite formation in the Ras Matarma Lagoon (gulf of Suez), In « The Mediterranean Sea : a natural sedimentation laboratory », ed. Dowden S. D. J., Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvanie, 279-292.
- STEINHAUSER N. (1969). – Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France), Thèse n° 1506 Univ. Genève.
- STEINHAUSER N. & CHAROLLAIS J. (1971). – Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du « Valanginien » de la région neuchâteloise et ses rapport avec le Jura méridional, *Geobios*, **4/1**, 7-59.
- STRASSER A. & DAVAUD E. (1986). – Formation of Holocene limestone sequences by progradation, cementation and erosion : two examples from the Bahamas. *Jour. Sed. Petrology*, **56**, 3, 422-428.
- SWIFT D.J.P. & NUMMEDAL D. (1987). – Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms : discussion. *Sedimentology*, **34**, 338-344.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M.JR., TODD R.G., WIDMERI J. W., THOMSON S., SANGREE J. B., BUBB J.N. & HATELID W.G. (1977). – Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*, Payton C.E. Ed, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **26**, 49-212.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ C. (1991). – The stratigraphic signature of tectonics, eustacy and sedimentology - an overview. In : *Am. Ass. Petrol. Geol.*, éd., *Cycles and events in stratigraphy*, Springer verlag, Mem. **26**, 1, 617-659.
- VIRGONE A. (1997). – Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée : le Berriasien supérieur-Valanginien basal de Basse-Provence Occidentale (S. E. France). Thèse sci. Marseille, 196 p, 10 ann., 12 pl.
- WHITAKER J. H. MC. D. (1973). – « Gutter casts », a new name for scour and fill-structure ; with examples from the Llandoverian of Ringerike and Malmaya, southern Norway, *Norsk Geol. Tidsskr.*, **53**, 403-417.