Zeitschrift: Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société

Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève

Band: 41 (1988)

Heft: 1

Artikel: Analyse sédimentologique et séquentielle des terrains les plus anciens du Salève : les traces d'un récif à la base (?) du Kimmeridgien

Autor: Deville, Quentin

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-740376

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: 12.07.2025

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

Archs. Sci. Genève	Vol. 41	Fasc. 1	pp. 65-84	1988

ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES TERRAINS LES PLUS ANCIENS DU SALÈVE: LES TRACES D'UN RÉCIF À LA BASE (?) DU KIMMERIDGIEN

PAR

Quentin DEVILLE [1]

RÉSUMÉ

Si des problèmes de datation ne permettent pas de préciser à quelle partie du Kimmeridgien appartiennent les terrains les plus anciens du Salève, il ressort de cette étude qu'ils ont été mis en place sur la plate-forme externe. Dans cette zone, des fluctuations du niveau marin relatif ont été mises en évidence par le biais d'une analyse sédimentologique et faunistique détaillée. A chaque abaissement du niveau marin correspond une influence marquée des faunes récifales et périrécifales sur la plate-forme externe. Cet apport allochtone indique que les zones internes, et peu profondes, sont soumises à une intense érosion. Cet effet est particulièrement remarquable dans les «Brèches rouges» (niveaux 4 à 7), qui sont le produit du démantèlement d'une construction récifale dont la proximité ne laisse aucun doute. Les resédimentations s'effectuent par des courants de gravité. En position distale, par rapport au récif, s'observent des niveaux bioclastiques («calcaires allodapiques» MEISCHNER, 1964) qui semblent découler de courants de turbidité. En position proximale, le mode de resédimentation est caractérisé par des «grain flow» et «debris flow».

INTRODUCTION

C'est au-dessus du lieu-dit «Le Coin» (à environ 1 kilomètre au sud-est de Collonges-sous-Salève, Haute-Savoie, France) que le cirque des Etiollets (46°07'55'', 6°09'50'') révèle l'affleurement des terrains les plus anciens qu'il est possible d'observer tout au long de la chaîne du Salève (fig. 1). Ces terrains ont été mis à jour par le jeu d'un accident décrochant orienté NW-SE, le décrochement du Coin. Celui-ci passe par le col de la Croisette, la base du cirque des Etiollets et se prolonge vers le NW en traversant la plaine genevoise où il recoupe les falaises de la rive droite du Nant d'Avanchet, pour se poursuivre à travers la première chaîne du Jura, au

[1] Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève, 4.

SW du Colomby de Gex. Le propos tenu ici, va porter sur les 70 premiers mètres de la coupe des Etiollets.

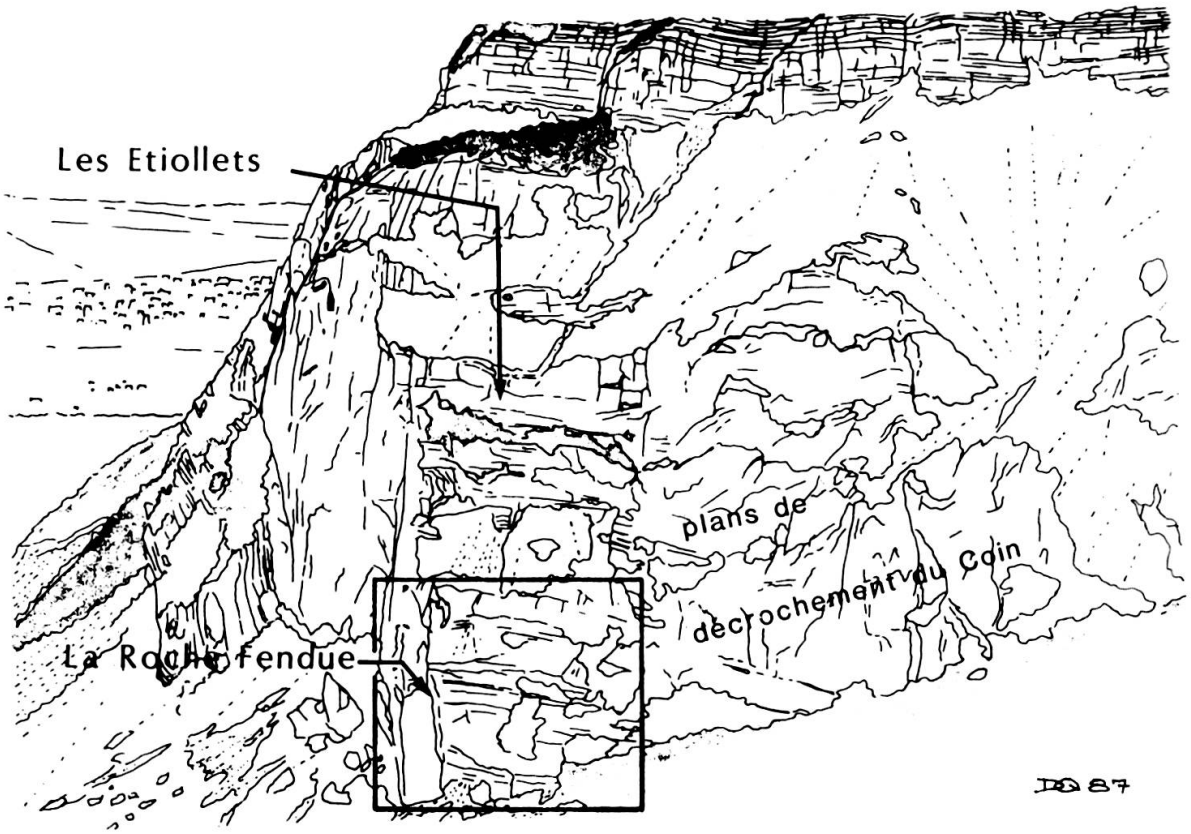

FIG. 1.

Dessin d'après photo aérienne du massif des calcaires du Jurassique supérieur au-dessus du Coin. Encadrée, la zone étudiée.

RAPPEL HISTORIQUE

Ces terrains ont été étudiés à plusieurs reprises déjà et les travaux les plus marquants, y faisant référence, sont l'admirable monographie de JOUKOWSKY & FAVRE (1913) et, au début des années cinquante, les publications de CAROZZI (1950*a*, *b*, 1954, 1955).

JOUKOWSKY & FAVRE (1913) ont donné une description de la coupe sans apporter d'explications quant à la façon dont se sont déposés ces sédiments (alors que, dans de nombreux autres cas, ils ont émis des hypothèses concernant le mode de déposition de certains bancs).

CAROZZI (1950*a*, *b*, 1954, 1955) propose une interprétation sédimentologique basée sur l'aspect rythmique de la sédimentation en milieu récifal. Son approche est

tributaire de l'évolution de l'indice de clasticité générale (CAROZZI, 1954, p. 68) qui sera appelé, dans ce travail, granulométrie moyenne d'un banc, ou d'une passée à l'intérieur d'un banc. Son approche montre aussi un souci de corrélation entre cet aspect granulométrique et le contenu faunistique de la roche, ainsi que des variations de faunes au cours des dépôts sédimentaires successifs. Il établit alors une série idéale dont la répétition, en ordre normal ou renversé, va lui permettre d'interpréter la profondeur de mise en place des sédiments.

Aujourd'hui, après une évolution très rapide de la sédimentologie durant ces vingt dernières années, c'est plutôt parmi une profusion de modèles sédimentaires qu'il faut rechercher celui, ou ceux, qui peuvent correspondre, en totalité ou en partie, à l'enregistrement que restitue une série ancienne.

LES OBSERVATIONS DE TERRAIN

Avant de décrire cette coupe, il faut expliciter la manière dont ont été relevées certaines variables. Les mesures granulométriques ont été effectuées sur des surfaces polies d'échantillons, de même que pour l'évaluation de la fréquence des macroorganismes. La microfaune, et les débris de macrofaune, ont été évalués lors de l'analyse des lames minces.

Sur le terrain, la coupe (fig. 2*a*) débute par une partie stratifiée qui est lisible malgré un réseau de fractures débitant la roche en parallélipipèdes. La coupe est ici très proche des plans de fractures successifs du décrochement du Coin. A partir du niveau 4, au sortir de la «Roche Fendue», la stratification disparaît presque totalement pour faire place à des ensembles d'aspect chaotique, de granulométrie très variable (gv) et sans apparente structuration. La taille des éléments, dont certains blocs atteignent plus d'un mètre de diamètre vers le sommet du niveau 6, peut changer brutalement autant latéralement que verticalement. Après un examen minutieux des zones les mieux exposées de l'affleurement, des structures géométriques ont pu être relevées. Il s'agit de lits successifs, dont l'extension latérale est réduite et dont l'épaisseur est très variable. La granulométrie d'un lit peut être homogène mais, dans la plupart des cas, elle est très hétérogène et lithoclastes et bioclastes flottent dans une matrice beaucoup plus fine. Dans certains lits, est relevé un granoclassement positif («fining-upward»). Il faut mentionner ici, parmi les bioclastes, de très nombreux débris pluridécimétriques de coraux (Hexacoralliaires) et de stromatopores dont aucun n'a été retrouvé en position de croissance. Dans certains squelettes de stromatopores bioérodés ainsi qu'entre les corallites de coraux branchus, des remplissages géotropes obliques ou renversés confirment le basculement de ces organismes.

La constante qui regroupe ces lits est leur oblicité par rapport aux plans de stratification des bancs sous- et sus-jacent, ainsi que par rapport au niveau 5, situé à l'intérieur du complexe oblique.

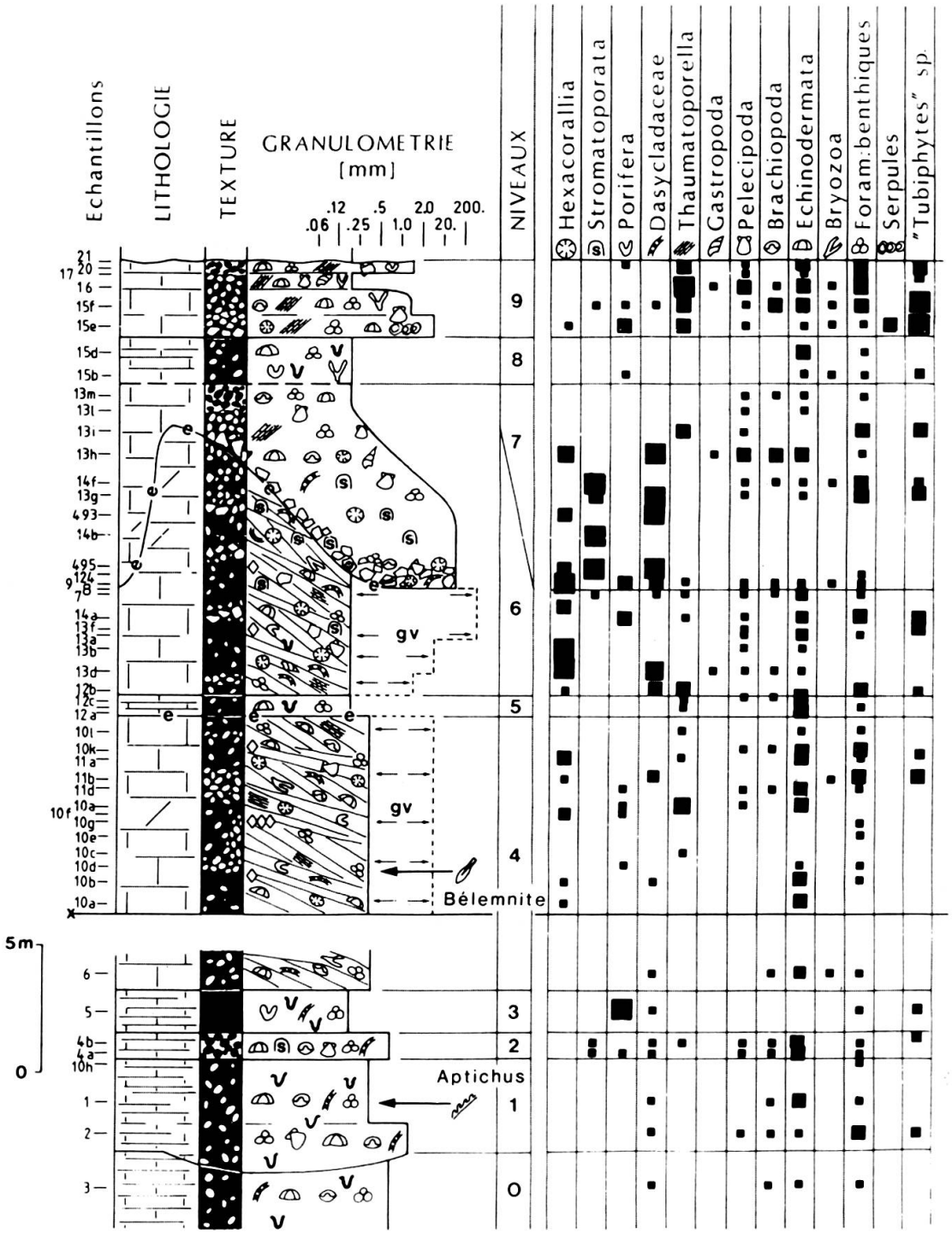

FIG. 2*a*.

Synthèse des observations de terrain et de laboratoire de la partie basale (secteur inférieur) de la coupe des Etiollets. La légende est reportée sur la figure 2*b*.

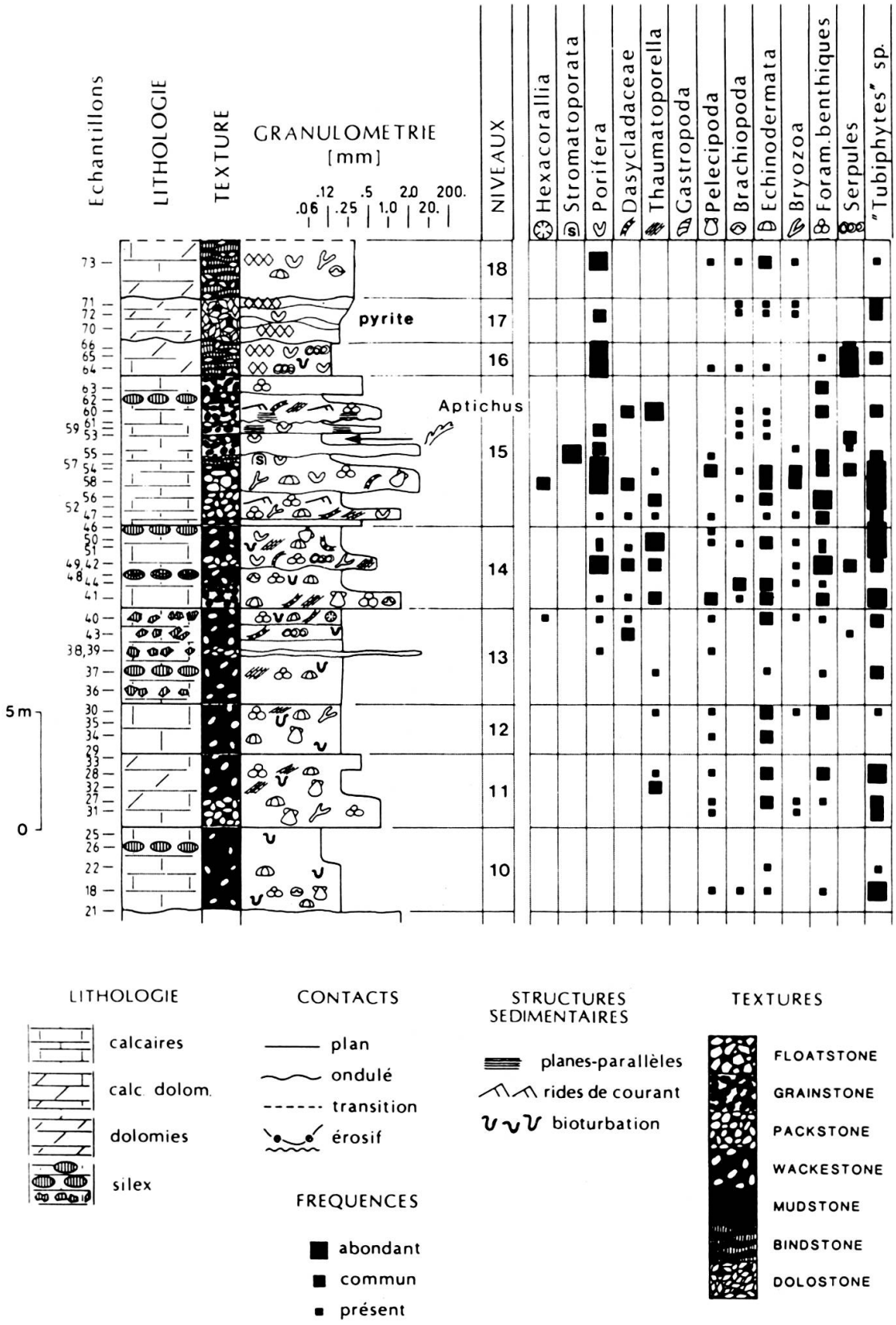

FIG. 2*b*.

Synthèse des observations de terrain et de laboratoire de la partie basale (secteur supérieur) de la coupe des Etiollets.

Ces niveaux sont surmontés par le banc 7 dont la base présente très visiblement un contact érosif. La profondeur de cette surface d'érosion atteint plus de 6 mètres dans les limites de l'affleurement. Elle montre une érosion maximale au NW. Le remplissage de cette structure, en forme de chenal, présente un conglomérat bréchique à la base et une tendance très marquée à la diminution de la taille des particules au cours du remplissage de cette dépression («fining-upward»). Le tout est scellé par le niveau 8, dont les plans de stratification concordent parfaitement avec le reste de la série.

Dans la seconde partie (fig. 2*b*), les faciès deviennent nettement plus fins bien que l'on note quelques récurrences de faciès grossiers. Aux bancs fins sont presque toujours associés des accidents siliceux (silex). Ceci est particulièrement remarquable dans les bancs dont la granulométrie varie verticalement (niveaux 14 et 15, fig. 2*b*). Les accidents siliceux ne se développent jamais lorsque la granulométrie dépasse la fraction silteuse, soit environ 0,2 millimètre. La silice doit trouver son origine dans la dissolution d'Hexactinellides (plus rarement de Lychnistides) qui sont les représentants d'éponges siliceuses dont la quantité devient très importante dans les derniers niveaux de la série.

L'évolution de la granulométrie montre une tendance générale, par petits bancs alternés fins et grossiers, à une augmentation vers le haut. Un épaississement des bancs grossiers est également observable, et le banc 15 révèle même quelques structures de courant dans des sables carbonatés qui sont très bien classés, alors que dans le reste de la série le classement est toujours mauvais.

Les trois niveaux sommitaux de la coupe tranchent d'une façon très prononcée avec ce qui précède. Il s'agit de dolomies et de dolomies calcaires où foisonnent des éponges siliceuses dont le squelette est généralement épigénisé en calcite. Il paraît, de ce fait, fort probable que ces silicisponges soient la source principale de silice des silex sous-jacents. Dans les échantillons de la base du niveau 16, le volume des spongiaires, dans lequel est compris le squelette spiculaire et la masse micritique ayant remplacé les tissus organiques, peut atteindre 50% du volume total de la roche. La majorité des individus se trouve encore en position de croissance.

Alors que les squelettes d'éponges, ainsi que leur masse tissulaire enregistrée en micrite, sont épargnés sélectivement par une dolomitisation secondaire, la matrice est totalement oblitérée par la dolomitisation. Dans le banc 17, le remplacement en dolomite cryptocristalline a été quasi complet, ne laissant apparents que quelques bioclastes dont des fragments de spongiaires (tubéroïdes? FRITZ, 1958). Cependant, dans ce niveau, des fantômes de structures laminées et ondulées sont soulignées par des imprégnations de pyrite-limonite. Ce sont les «flammèches rousses» définies par JOUKOWSKY & FAVRE (1913). Ce banc, qui paraît très stratiforme dans la paroi des Morgans (bien que peu marqué ici) et en remontant les Etiollets, disparaît latéralement, lorsque l'on se déplace horizontalement en direction du SE, après une quarantaine de mètres. La géométrie de ce faciès se présente donc sous la forme d'une lentille décamétrique.

INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE

La série est divisée en 5 séquences (fig. 3). Ce découpage est fondé principalement sur les surfaces d'érosion (discontinuités sédimentaires marquées), l'évolution de la granulométrie des sédiments (séquences de «coarsening-upward» ou «fining-upward»), et, plus accessoirement, l'évolution de la puissance des bancs détritiques (séquence de «thickening-upward» ou «thinning-upward»).

LES FACIÈS

Les faciès ont été réunis en 4 groupes et 2 sous-groupes. Les phénomènes diagénétiques surimposés, tels la dolomitisation, la silicification ou la stylolithisation, ont été volontairement écartés de l'ensemble du propos tenu ici.

Le faciès le plus représenté, proportionnellement (plus de 40%), est le *faciès micritique*. Cette micrite se présente sous forme d'une accumulation de micropéloïdes (50 à 70 microns de diamètre) qui, à fort grossissement, donnent un aspect «floconneux» à cette matrice. C'est dans ce faciès qu'ont été retrouvé (niveaux 1 et 15, fig. 2*a, b*) des débris d'aptichi, rares témoins d'une mer franchement ouverte. La faune de ce faciès a été nommée «faune de base» (voir ci-après) car l'association générale, et certaines espèces plus particulièrement, sont attribuées à la plate-forme externe. Ce faciès, de très faible énergie, correspond vraisemblablement à une sédimentation autochtone dont le mode de mise en place s'effectue verticalement, par décantation ou pluie pélagique. De nombreuses traces de bioturbation dénotent un taux de sédimentation faible car les organismes fouisseurs occupent ces niveaux de façon homogène.

Le second faciès, par ordre de représentativité (35%), est le *faciès bioclastique*. Extrêmement riche en débris d'organismes, il est subdivisé en deux sous-faciès différenciés par la présence d'une matrice micritique (wackestone ou packstone) ou par son absence (grainstone). La micrite est alors remplacée par une cimentation sparitique qui indique l'exercice d'une action hydraulique. Ce faciès montre une faune où l'influence périrécifale est assez bien marquée. Néanmoins, dans le niveau 4 (fig. 2*a*), un spécimen de belemnite a été découvert, semblant bien indiquer le caractère bivalent de ce milieu de dépôts. On se situe à la confluence d'un milieu marin néritique ouvert et d'un système récifal, dont les produits du démantèlement sont resédimentés dans sa zone frontale externe.

Le *faciès lithoclastique* (environ 15% de la série) représente le terme extrême du faciès bioclastique. L'influence périrécifale, voire récifale, y est très marquée et la taille des débris coralliens peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres. A ces débris organogènes sont associés des lithoclastes anguleux, de taille centimétrique à métrique, qui proviennent de roches carbonatées préexistantes (synonyme d'extraclastes selon FOLK, 1959). Parmi ceux-ci, ont été identifiés des reliques de calcaires

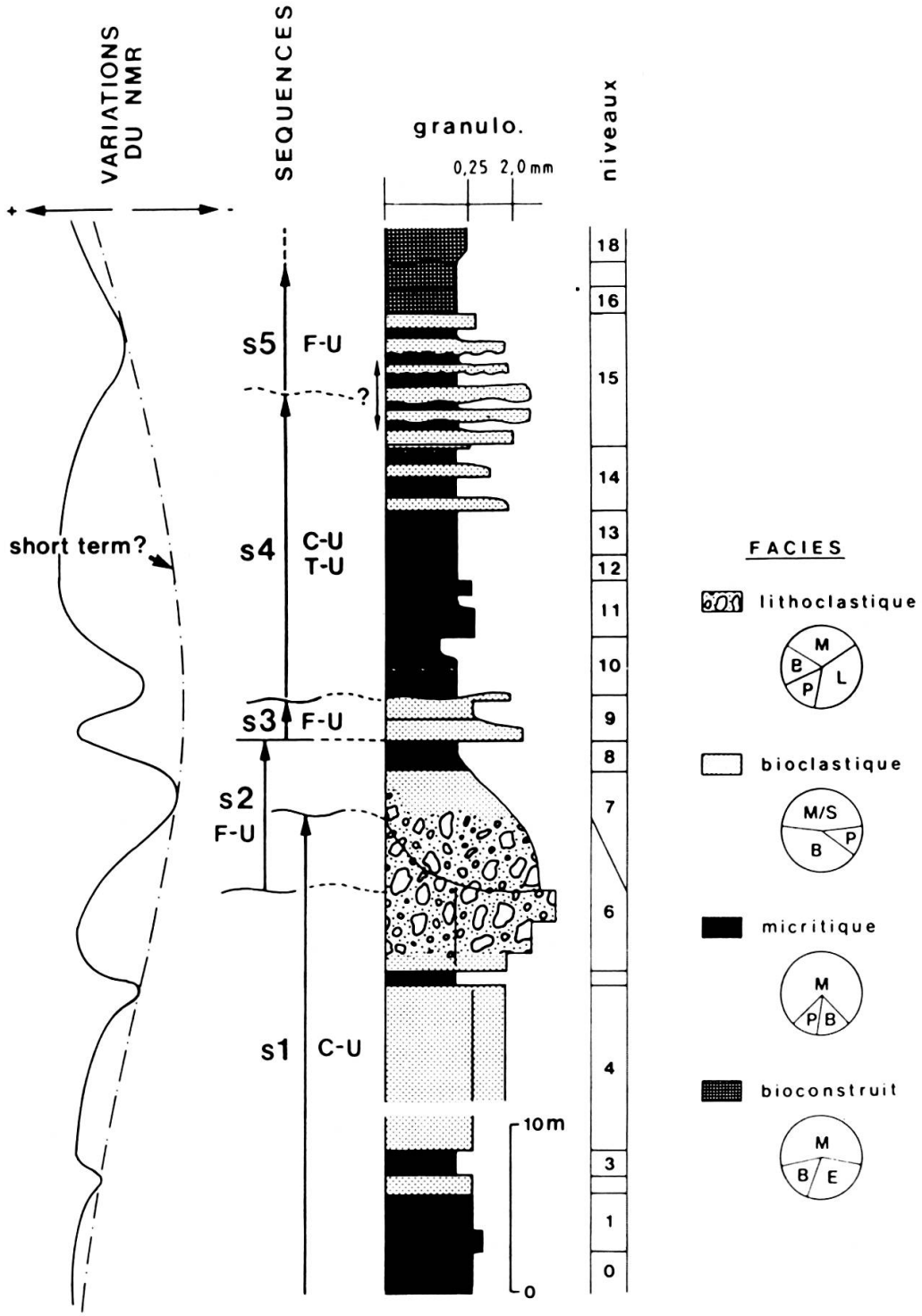

FIG. 3.

Reconstitution hypothétique de l'évolution séquentielle, basée sur l'analyse sédimentologique (voir texte), et essai de reconstitution de l'évolution de la variation du niveau marin relatif (NMR). C-U: séquence «coarsening-upward», F-U: séquence «fining-upward», T-U: séquence «thickening-upward». Analyse de la composition moyenne des différents faciès: M micrite, S sparite, B bioclastes, L lithoclastes, E spongiaires en position de croissance.

coralliens construits, de boues carbonatées de lagon à dasycladacées et gastéropodes, de grainstones bioclastiques de milieu de haute énergie, de biomicrites d'avant-récif comme l'attestent les pelotes de grandes dasycladacées. L'angulosité des lithoclastes ainsi que la préservation parfaite indiquent un transport très court et, de ce fait, un environnement extrêmement proche de la zone de démantèlement du récif et de ses faciès associés.

Le dernier faciès répertorié n'est que faiblement représenté dans la série (moins de 10%). Ce sont des *faciès bioconstruits* dont les éponges siliceuses sont les principaux édificateurs. Il s'agit de bindstone (EMBRY & KLEVAN, 1971). Les éponges reposaient sur le fond vaseux carbonaté meuble et devaient croître à mesure que la micrite se déposait, ne laissant dépasser que leur partie supérieure (GAILLARD, 1983). Répartis sur une surface importante, les spongiaires jouaient le rôle de fixateur de cette micrite, participant activement à l'édification du sédiment. Ces hyalosponges servent de support à une prolifération de serpules et de foraminifères encroûtants. En une seule occasion, les éponges ont été remplacées par des stromatopores (niveau 15, fig. 2*b*). Ces organismes correspondront à un milieu et à une position séquentielle bien différente.

ANALYSE DES SÉQUENCES

La *première séquence* (fig. 3) montre un «coarsening-upward» très prononcé. Les faciès évoluent de micritique à bioclastique, puis deviennent lithoclastique. De même, la faune marque une tendance de plus en plus récifale vers le haut. Il y a un rapprochement progressif du récif, et on pourrait envisager que le récif ait pu s'installer sur les débris de son talus externe en ce lieu. Mais la profonde surface d'érosion, qui termine la séquence, a érodé la partie supérieure et, peut-être bien, l'enregistrement de cette installation corallienne. Dans tous les cas, quelle qu'ait été la situation, un édifice corallien en démantèlement était tout proche du sommet de cette séquence. La surface d'érosion doit être interprétée comme la conséquence d'un abaissement du niveau marin relatif qui abaisse, par là même, le niveau de base d'érosion. Cet abaissement du niveau marin relatif a été la cause principale de l'installation différée vers le large. Le récif effectue une migration sur les produits de son propre démantèlement, en réponse à l'abaissement continuel du niveau de base d'érosion qui replace constamment le récif «amont» en position émersive ou, du moins, très proche de l'émersion (les échantillons remaniés montrent des traces indubitables de diagenèse précoce, mais pas de réelles preuves d'émersion). Proche de l'émersion, le récif se trouve dans un environnement favorable autant à la diagenèse précoce (cimentation, dissolution, transformations minéralogiques) qu'à l'action des agents érosifs qui tendent à araser, à niveler les reliefs dépassant le niveau marin.

Actuellement, ce phénomène est observable dans la Grande Barrière de Corail australienne. Les vestiges d'un platier corallien, édifiés lors de la dernière période

à niveau marin élevé (à environ 2 mètres au-dessus du niveau marin actuel, il y a 2500 ans, ADEY, 1978), ne représentent actuellement plus que quelques pour-cent du volume qu'il devait occuper à l'origine. Ainsi, si la production carbonatée d'un système récifal est très importante, son démantèlement, lors d'une période émersive, n'en est pas moins très rapide et produit un volume considérable de matériaux à resédimenter.

Dans cette première séquence, les processus de mise en place des sédiments bioclastiques et lithoclastiques sont déduits des observations suivantes:

— un contraste de faunes avec les bancs micritiques autochtones;

— la présence permanente d'une matrice micritique;

— un classement toujours mauvais;

— une très grande hétérogénéité granulométrique d'une passée à l'autre. A l'intérieur de certaines passées bioclastiques, une étude détaillée révèle en complément:

— un contact basal très contourné (structures d'injection);

— une orientation des bioclastes allongés, parallèlement aux plans de la passée;

— parfois un granoclassement positif;

— une texture généralement packstone.

Ces observations permettent de conclure qu'il s'agit d'une mise en place selon un processus gravitaire de type «grain flow» (LOWE, 1976). Ces avalanches sous-marines constituent la majeure partie des faciès bioclastiques du niveau 4.

Les faciès lithoclastiques montrent un arrangement légèrement différent, et en plus des critères communs mentionnés plus haut:

— les lithoclastes sont généralement anguleux;

— ils sont supportés par une matrice fine;

— ils proviennent de l'érosion de différents milieux de plate-forme peu profonde;

— on n'y observe pas de granoclassement;

— le sommet des passées présente une surface irrégulière où certains blocs de grande taille dépassent largement.

Dans ce deuxième cas, le diagnostic établit, à nouveau, un procédé de mise en place gravitaire mais de type «debris flow» cette fois-ci (ALLEN, 1985).

Ces deux types de coulées, «debris flow» et «grain flow», sont difficiles à délimiter géométriquement. Il s'agit de lentilles superposées qui ont tendance à occuper les reliefs déprimés laissés par les coulées précédentes. Cherchant à mesurer une direction préférentielle d'écoulement, l'orientation des bioclastes allongés de plusieurs «grain flow» a été relevée. La tectonique n'ayant pratiquement pas basculé la série en ce lieu, une nette tendance est apparue, induisant une paléopente orientée dans un quadrant compris entre le SW et le SE. Comme le confirme FLÜGEL (1982, p. 504): «Debris flow and grain flow seem to be more common transport mechanisms, especially for calcareous bank-margin talus deposits».

La *deuxième séquence* débute au-dessus de la profonde surface d'érosion et va combler puis sceller horizontalement (plongement apparent?) la dépression. Cette séquence, à granoclassement positif («fining-upward»), montre l'inverse des phénomènes décrits dans la précédente; de lithoclastique, elle devient micritique à faune autochtone. Les faciès coralligènes tendent donc à s'éloigner de ce lieu de dépôt. Cette séquence indique une élévation du niveau marin relatif, qui, obligeant le récif à transgresser sur la plate-forme ennoyée, diminue l'influence périrécifale dans les zones d'avant-récif. Au sommet du niveau 7, il convient de remarquer un faciès bioclastique de type grainstone, dont la faune est qualifiée d'autochtone. Comme il l'a été décrit, les faciès micritiques montrent un taux de sédimentation généralement faible, à l'inverse des autres faciès. Vu leur importante composante micritique, ils doivent se situer au-dessous de la limite d'action des vagues. Mais, dans ce contexte d'approfondissement graduel, il se peut qu'ils se situent encore dans la zone d'action des vagues de tempêtes. Il devient alors possible de vanner la fraction fine du sédiment, pour ne laisser que les particules grossières dont les bioclastes autochtones. Puis, l'approfondissement se poursuivant (niveau 8), le sédiment, sous la limite de l'action des vagues de tempêtes, conserve sa fraction fine (SPECHT & BRENNER, 1979).

La *séquence 3* se présente d'une façon assez semblable à la précédente. Elle montre une récurrence sporadique des faciès détritiques périrécifaux. Le passage, du niveau 8 au niveau 9, des faciès micritiques à lithoclastiques, est brutal, puis la séquence montre un «shallowing-upward» qui se termine par des grainstones. Cet épisode peut être interprété comme l'enregistrement d'une variation du niveau marin de second ordre. Ces fluctuations sont régies par les cycles climatiques, qui sont eux-mêmes tributaires des éléments de l'orbite de la Terre (STRASSER, 1988*b*). Cependant, il pourrait s'agir de causes non eustatiques. Le talus récifal, zone éminemment métastable, a pu se trouver en rupture d'équilibre et libérer ainsi quelques coulées bioclastiques assez loin sur la plate-forme externe. Mais cette seconde hypothèse semble, dans la majorité des cas, être subordonnée à la première, car un abaissement du niveau marin relatif augmente la resédimentation dans le talus récifal et, de ce fait, intensifie l'instabilité des sédiments de cette zone.

La *séquence 4* est, sous bien des aspects, comparable à la première. Cependant, les faciès micritiques y sont très nettement prépondérants (environ 75% de la

séquence). De même l'influence des organismes récifaux y est moindre. La séquence évolue en coarsening-upward et en thickening-upward. Le sommet est composé d'une alternance de bancs micritiques et bioclastiques. Il est très intéressant de constater, dans la partie sommitale, que les faunes contenant des dasycladacées ou des spongiaires (qui sont ici des débris de calcisponges) sont étroitement corrélées avec les passées bioclastiques, marquant bien par là leur caractère importé. Ces calcisponges, si on compare leurs exigences écologiques avec celles décrites par GAILLARD (1983) dans l'Oxfordien: «... recherchaient un milieu caractérisé par un certain hydrodynamisme et la présence de substrats durs». Il ajoute: «... qu'elles n'ont abondé dans de tels milieux que lorsqu'elles se trouvaient à relativement faible profondeur». Le talus récifal semble convenir car elles ont la possibilité de trouver des débris pouvant leur servir de substrat. Il faut cependant que le taux de sédimentation n'y soit pas trop élevé.

De nouveau, se dessine un contraste marqué entre faunes autochtone et allochtone, liées à des faciès fins et grossiers respectivement, qui permettent de déduire un mode de mise en place vertical, dans le premier cas, et à forte composante horizontale, dans le second. Les passées bioclastiques contenues dans les niveaux 14 et 15 (fig. 2*b*) révèlent, à l'intérieur de certaines d'entre elles:

— un granoclassement positif;

— un classement qui varie de mauvais, dans la partie basale grossière qui contient passablement de micrite, à bon, voire excellent, dans la partie supérieure lorsque la granulométrie avoisine 0,2 millimètre;

— dans les granulométries proches de 0,2 mm, développement de fines laminations planes, horizontales ou de structures obliques de petite taille, current ripple laminations;

— le contact basal est généralement franc et parfois érosif, il peut être plan ou onduleux;

— le contact supérieur s'effectue progressivement (s'il n'a pas été érodé) vers les faciès micritiques autochtones;

— l'épaisseur des passées covarie bien avec la granulométrie maximale de celles-ci.

L'ensemble de ces observations conduit à interpréter ces passées bioclastiques en «calcaires allodapiques » (MEISCHNER, 1964). Cet auteur entend par là des calcaires fabriqués quelque part ailleurs, dans un environnement peu profond (récifal et périrécifal dans ce cas), puis transportés dans un bassin par des courants de turbidité. Dans les calcaires, la totalité de la séquence de Bouma est très rarement observée (FLÜGEL, 1982), cependant, l'ordre de la succession verticale, entaché de l'omission (ou de la non-observation) de certains termes, est toujours respecté.

Il n'a pas été possible, dans les structures sédimentaires, de trancher, de façon certaine, entre des épisodes de turbidites ou de tempestites. Les microrides de courants

relevées sont bien monodirectionnelles, ce qui attesterait la présence de courants de turbidité. Mais l'étendue trop restreinte de la surface d'observation conduit à rester prudent. La surimposition d'une faune de plate-forme peu profonde (liée aux faciès bioclastiques) fait pencher en faveur de calcaires allodapiques. Il se peut, d'ailleurs, que le mécanisme de déclenchement de ces coulées, originaires d'une partie métastable de la pente récifale, soit à rechercher dans des événements «catastrophiques» auxquels il convient de joindre les tempêtes (AIGNER, 1985) ou les tsunamis.

Ainsi cette séquence présente bien des parallèles avec la première. Elle montre clairement, après une quinzaine de mètres de calcaires fins (wackestones) de plate-forme externe, une augmentation du volume des produits de l'érosion de la plate-forme peu profonde. Il semble qu'une variation du niveau marin relatif vers le bas soit la cause de ce retour des faciès bioclastiques. Cependant, cette séquence dénote une influence périrécifale bien moindre que la première. Ceci permet de se situer dans un environnement nettement plus distal, par rapport à la première séquence. Le type de courant gravitaire, procédant à la resédimentation, confirme cette idée, «debris flow» et «grain flow» étant proximaux par rapport à la source détritique, les courants turbiditiques se propageant dans des régions plus distales (ENOS & MOORE, 1983).

Un autre argument vient appuyer l'hypothèse d'une diminution de la tranche d'eau. Dans un intervalle micritique du niveau 15 (échantillon 55, fig. 2*b*), apparaît, pour la première fois, un organisme constructeur en position de croissance. Il s'agit d'un stromatopore qui luttait d'une façon singulière contre un taux de sédimentation élevé, bien que micritique. En effet, cet organisme, comme de nombreux coraux fossiles ou actuels, avait la possibilité de changer de morphologie en fonction de l'environnement (organismes eurybiontiques). Cet individu, de forme subsphérique à la base, montre qu'il a été menacé d'envasement. Pour survivre, il s'est mis à croître verticalement, très rapidement sans doute, sous forme de quelques colonnades. Puis, le taux de sédimentation redevenu faible, il a pu reprendre une croissance à forte composante horizontale. Cette observation indique que, même dans les intervalles micritiques intercalés entre les faciès bioclastiques, le taux de sédimentation pouvait être élevé. Il paraît vraisemblable, qu'une proportion de cette boue carbonatée provienne de la plate-forme peu profonde.

La limite entre les séquences 4 et 5 n'a pu être localisée avec précision. En l'absence de structures érosives prononcées, cette limite est rattachée au sommet du «coarsening-» et du «thickening-upward», qui marquent la période d'érosion (sur la plate-forme interne) et de resédimentation maximale (dans le talus récifal externe).

La *séquence 5* s'exprime par un «fining-upward» bien marqué. Les passées bioclastiques, qui enregistrent cette diminution granulométrique, sont encore entrecoupées de lits à faciès micritiques. Les structures internes des passées grossières sont semblables à celles décrites dans la séquence précédente. Le processus de dépôt est donc analogue, c'est-à-dire une resédimentation de la zone haute du talus récifal par des courants gravitaires. Il s'agit, de nouveau, de calcaires allodapiques. Dans les

intervalles micritiques, les organismes constructeurs en position de croissance n'ont plus été rencontrés. La sédimentation y était-elle trop importante, ou la profondeur a-t-elle augmenté, outrepassant la limite bathymétrique d'adaptabilité de ceux-ci? Il semble que cette seconde hypothèse soit plus probable. En effet, au-dessus du dernier épisode resédimenté, se développent des niveaux à spongiaires (niveaux 16 à 18, fig. 2*b*). Ces éponges, des hexactinellides en majorité, accompagnées accessoirement de lychnistides, sont des silicisponges. Dans l'étude de GAILLARD (1983), ce dernier attribue, aux associations de spongiaires à hexactinellides dominantes, une position en bordure externe de plate-forme externe. Il convient de rappeler ici que ces organismes, parmi les plus primitifs des métazoaires, sont des filtreurs, et que leur site d'implantation doit être un lieu de passage suffisamment riche en nutriments.

Les éponges reposent dans une matrice micritique, parfois à très fins péloïdes. L'hydrodynamisme situe le milieu bien au-dessous de la zone d'action des vagues. Le taux de sédimentation, dont dépend la turbidité de l'eau (qui trop forte perturbe l'activité filtrante des organismes), a permis le développement des spongiaires sur plusieurs mètres d'épaisseur. Un taux trop élevé aurait entraîné un envasement des colonies; trop faible ou nul, il n'aurait permis qu'un très faible développement vertical. En aucun endroit de cette coupe n'ont été observées des morphologies bombées. Il s'agit de strates massives délimitées par des joints faiblement marqués. L'expression des spongiaires, à l'affleurement, ne permet pas de matérialiser sur de grandes surfaces leur répartition géométrique. De surcroît, l'intense dolomitisation surimposée, particulièrement importante dans le niveau 17, contribue à masquer cette géométrie.

Du point de vue séquentiel, cet épisode, marqué par ces constructions à spongiaires, s'inscrit bien dans un contexte d'approfondissement. Selon GAILLARD (1983), la profondeur, à laquelle vivaient ces spongiaires, les situe dans la zone euphotique profonde, voire en zone oligophotique, ce qui correspond à une tranche d'eau comprise entre −50 et −150 mètres.

REMARQUES CONCERNANT LA FAUNE

La première remarque qui vient, à la vue des logs de données (fig. 2*a*, 2*b*), est l'influence tout au long de la coupe d'une faune de base composée de brachiopodes, de lamellibranches, de foraminifères benthiques et de débris d'échinidés. Parmi les brachiopodes, il faut citer *Zeillerina humeralis* (ROEMER), présent dans la partie basale de la coupe ainsi qu'une vingtaine de mètres au-dessus de son sommet. Selon BOULLIER (1980, 1984), cette espèce fait partie de l'association à brachiopodes qui prend place dans les faciès vaseux, c'est-à-dire un environnement calme de plate-forme externe, ce qui correspond avec l'interprétation qui a été proposée plus haut.

Si l'on se réfère aux travaux de GWINNER (1976), cet auteur adopte une subdivision de faciès dont celle utilisée dans ce travail se rapproche beaucoup. Il qualifie l'équivalent des faciès micritiques autochtones, de «normal faciès» et la faune qu'il

décrit, ressemble très fortement à celle du Salève. Cet auteur est parvenu à estimer la bathymétrie optimale de l'association à lamellibranches et echinoïdes, association qui est presque totalement dépourvue d'ammonites. Il situe cette profondeur entre – 20 et – 50 mètres. Cette estimation correspond bien à la profondeur probable des faciès micritiques, c'est-à-dire au-dessous de la zone d'action des vagues.

Les grainstones intercalés sont à interpréter soit comme l'action temporaire des vagues de tempêtes, soit comme une fluctuation de faible amplitude du niveau marin, qui entraîne avec elle la limite de base d'action des vagues. Les débris d'aptichi découverts dans les niveaux 1 et 15 (figs 2*a*, 2*b*) sont associés à cette faune.

A cette faune de base est surimposé périodiquement un assemblage faunistique que l'on peut qualifier de périrécifal. Deux séquences (s1 et s4, fig. 3) s'organisent de la façon suivante (de bas en haut):

— Apparition, sous forme de segments isolés, des dasycladacées *Salpingoporella pygmea* (GÜMBEL 1891) et *S. annulata* CAROZZI 1953, ainsi que *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922), une algue classée incertae sedis. Ces algues sont généralement sous forme de débris, cette constatation est particulièrement marquée pour *T. parvovesiculifera* dont le squelette paraît extrêmement fragile. Ces débris algaires sont tous surlignés d'une enveloppe micritique, ce qui contraste avec les bioclastes de la faune de base qui en sont exempts. Cette observation confirme l'origine différente de ces deux faunes; les algues, provenant d'un environnement peu profond, favorable à leur propre développement et à celui des enveloppes micritiques, et la faune de base, produite dans le talus récifal, ou au bas de celui-ci, dans un environnement peu ou pas propice au développement de ces enveloppes. Certains débris de dasycladacées montrent même qu'ils ont été fracturés, probablement durant leur transport, postérieurement à la phase de micritisation superficielle. La taille, très réduite de ces articles d'algues, leur permet d'être exportées et resédimentées relativement loin de l'environnement d'arrière récif qui est leur lieu de production (FLÜGEL, 1979, DEVILLE, 1985).

— En second, viennent s'additionner des débris de coraux et d'éponges calcaires fortement usés et roulés, généralement de faible dimension (de l'ordre du millimètre).

— Plus haut encore, les débris coralliens deviennent de plus en plus grossiers et de moins en moins abîmés par un quelconque mode d'érosion. A ce stade apparaissent des stromatopores sphériques ou hémisphériques attestant d'une adaptation à un milieu modérément agité (TSIEN, 1984). Leur état de préservation est également excellent.

— En dernier lieu, se rencontrent des dasycladacées de grande taille, *Teutloporella obsoleta* CAROZZI 1954, dont le milieu de croissance se situe en zone calme d'avant-récif (M. A. Conrad, communication orale).

Cette variation faunistique verticale, tirée de la première séquence (niveau 0 à 7, fig. 2*a*), est étroitement corrélée avec une augmentation très prononcée de la granulométrie. La séquence 4 (niveaux 10 à 15, fig. 2*b*) reprend cette succession, d'une façon moins marquée, dans un environnement sédimentaire plus distal comme il l'a été démontré plus haut.

LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF

Une reconstitution des fluctuations du niveau marin est proposée (fig. 3). Deux courbes y sont figurées: l'une exprimant de relativement fines variations, l'autre enveloppant la première et montrant l'amorce d'un cycle de plus grande amplitude. Cette seconde courbe doit correspondre à celle de HAQ *et al.* (1987), définie comme «short term». La reconstitution présente les tendances relatives entre les différentes séquences, mais volontairement les variations en profondeur absolue n'ont pas été quantifiées.

Il convient de relever ici une différence fondamentale, et complémentaire, entre une situation de plate-forme externe et une situation de plate-forme interne peu profonde (STRASSER, 1988*a*). Dans ce second cas, la surface marine joue le rôle d'un plan au-dessus duquel l'accumulation des sédiments est très réduite, voire inexistante. Un abaissement du plan d'eau s'accompagne d'une intense érosion des zones émergées créant, *in situ,* une lacune sédimentaire. Ces sédiments, produit de l'érosion, sont redistribués dans le système sédimentaire. Ce sont ceux que l'on trouve remaniés sous forme de bioclastes et de lithoclastes dans les séries de plate-forme externe, suite à un abaissement du niveau marin.

Etudions maintenant la sédimentation au cours de la remontée du plan d'eau. En milieu peu profond, c'est une reprise de la production carbonatée qui ne sera limitée, à l'extrême, que par la position de la surface marine. Dans un environnement plus profond, l'érosion s'étant stoppée sur la plate-forme interne, les apports détritiques cessent et ne subsiste qu'une faible sédimentation autochtone, généralement fine puisque à l'abri de la zone d'action de la houle. Il y a donc une complémentarité entre les deux environnements sédimentaires, ainsi qu'une inversion des taux de sédimentation au cours d'une même séquence. Cette conséquence, dans un environnement paléogéographique bien établi, devra permettre de tenter des corrélations séquentielles assez fines entre des faciès de plate-formes interne et externe.

AGE DE LA SÉRIE

Dans leur monographie, JOUKOWSKY & FAVRE (1913) sont restés prudents à l'égard du problème de l'âge. A défaut d'arguments paléontologiques solides, ils ont attribué la base de la coupe des Etiollets au Kimmeridgien inférieur. Ils notent cependant que, par analogie de faciès avec l'ensemble du Jura, les niveaux de «Calcaires à silex» pourraient être rattachés au Séquanien, partie terminale de l'Oxfordien. Le Jurassique supérieur, dans le contexte général jurassien, était marqué par le déplacement latéral des faciès au cours du temps. Cette migration ferait plutôt pencher en

faveur d'un développement latéral diachrone, et par là renforcerait l'hypothèse d'un âge relatif plus récent au Salève.

En 1954, CAROZZI affirmait la présence du Séquanien au Grand-Salève. Il basait son argumentation sur l'observation d'une association faunistique dont *Pseudocyclammina sequana* (MERIAN 1851), marqueur de ce sous-étage, était l'élément principal. Mais, à la lumière des connaissances paléontologiques actuelles, cette argumentation ne tient plus.

Depuis lors, *P. sequana* a été mis en synonymie (MAYNC, 1958) avec *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT 1894). Actuellement, la limite supérieure de l'extension d'*A. jaccardi* se situe au milieu du Portlandien inférieur (BERNIER, 1984). Ce foraminifère n'est donc pas un marqueur du Séquanien.

A la lumière des récentes études concernant les brachiopodes (BOULLIER, 1980, 1984), il est apparu intéressant de reprendre les faunes décrites par JOUKOWSKY & FAVRE (1913). Ils y mentionnent: *Zeillerina humeralis* (ROEMER), *Septaliphoria pinguis* (ROEMER), *Juralina bauhini* (ETALLON), ainsi que deux autres espèces définies par affinité. Mais, lorsque ces données sont intégrées dans les reconstitutions de BOULLIER, une incompatibilité autant en datation qu'en environnements se dessine. *Z. humeralis* appartient aux faciès vaseux de plate-forme externe (voir remarques concernant la faune), alors que *S. pinguis* et *J. bauhini* prennent place dans un environnement péri-récifal, cette dernière espèce se situant «... au toit ou à la périphérie des masses récifales...» (BOULLIER, 1980). En ce qui concerne la datation, ces espèces se situent de la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur, au sommet de la zone à *Transversarium* pour *J. bauhini*; dans la partie supérieure de l'Oxfordien supérieur, zone à *Planula* pour *S. pinguis*; et dans le Kimmeridgien inférieur, zone à *Hypselocyclum* pour *Z. humeralis*!... Les espèces les plus anciennes appartiennent aux faciès périrécifaux et elles sont en désaccord avec l'environnement de la plate-forme externe caractérisé par *Z. humeralis*. S'agit-il d'un remaniement? Très probablement, car JOUKOWSKY & FAVRE précisent que: «Les Brachiopodes sont assez abondants... mais ils sont mal conservés», ce qui confirme un transport assez important jusqu'en ce lieu. De la sorte, il semble se dessiner une plate-forme externe d'âge kimmeridgien inférieur, zone à *Hypselocyclum,* où s'accumulent les débris du démantèlement d'une plate-forme interne à constructions récifales d'âge oxfordien supérieur, comprenant les zones à *Transversarium* (partie supérieure) à *Planula.*

D'un autre côté, l'étude micropaléontologique (DEVILLE, 1985) a révélé une association de dasycladacées qui comprend: *Salpingoporella pygmea* (GÜMBEL 1891), *S. annulata* CAROZZI 1953, et *Teutloporella obsoleta* CAROZZI 1954. Cette dernière a été observée autant isolée que dans des lithoclastes pluricentimétriques anguleux. Elle se présente alors sous forme de colonies d'une à plusieurs dizaines d'individus étroitement enchevêtrés, qui contrastent avec un fond micritique. Ces lithoclastes, vestiges d'un niveau marin précédemment plus élevé (voir séquence 1), postérieurement démantelés et remaniés ne seront naturellement pas pris en compte

pour dater la mise en place de ces dépôts. Ces algues datent probablement de la dernière période à niveau marin relatif élevé. A ces algues, il faut ajouter la présence abondante de *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) PIA 1927, une algue classée incertae sedis.

Dans l'étude régionale la plus récente (BERNIER, 1984), cette association caractérise nettement le Kimmeridgien. En effet, aucune des algues reconnues n'est présente dans l'Oxfordien supérieur du Jura méridional décrit par cet auteur.

Parmi les foraminifères benthiques, les plus marquants sont: *Valvulina* aff. *lugeoni* SEPTFONTAINE 1977, *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1938, «*Conicospirillina*» *basiliensis* MOHLER 1938, *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE 1974, «*Tubiphytes*» *morronensis* CRESCENTI 1969, auxquels s'adjoignent *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., *Trocholina* sp., des Miliolidae, Ophtalmididae, Lituolidae dont malheureusement l'état de préservation ne permet pas une détermination générique. *P. sequana* (synonyme *A. jaccardi*) et *Ammobaculithes coprolithiformis* (SCHWAGER 1867), pourtant notés comme étant abondants dans certains niveaux par CAROZZI (1950), n'ont pas été retrouvés.

Les premières espèces citées, intégrées dans le contexte régional décrit par BERNIER (1984), font de nouveau apparaître un âge kimmeridgien.

Il faut toutefois rester très critique quant à cette manière de procéder, car nombre de ces algues ou micro-organismes, sont liés à un ou plusieurs faciès spécifiques. Ainsi leur apparition, ou disparition, ne correspond bien souvent qu'à un changement de faciès, le milieu favorable au développement d'un organisme spécifique ayant dérivé latéralement ou éventuellement disparu d'une aire géographique plus ou moins étendue. Mais, les coupes relevées par BERNIER (1984) n'étant distantes que d'une vingtaine de kilomètres du Salève, la marge d'erreur doit être assez réduite.

CONCLUSIONS

Cette étude a permis de comprendre les mécanismes de mise en place des sédiments et de les replacer dans leur contexte sédimentologique. Les contrastes de faunes et de faciès montrent deux tendances distinctes. L'une autochtone, qui correspond aux faciès micritiques, l'autre allochtone qui comprend les faciès bioclastiques et lithoclastiques provenant du démantèlement de la plate-forme interne peu profonde. Les mécanismes de resédimentation sont des processus gravitaires. Proche du récif, les sédiments sont remobilisés sous forme de «debris flow» et de «grain flow», alors qu'en position plus distale il semble que des courants de turbidité sont à l'origine des passées bioclastiques. Ces remaniements sont l'effet d'abaissements successifs du niveau marin. Au cours d'un épisode d'abaissement, la plate-forme interne peu profonde est exondée, et soumise alors à une intense érosion. Les produits de cette érosion sont redistribués au front du récif selon les procédés décrits plus haut.

Dans cette étude, la position stratigraphique de la série étant encore insuffisamment assurée, il n'était pas permis de la rattacher à un système récifal régional. Elle montre assurément des affinités avec les «Calcaires de Tabalcon». Cette formation du Jura méridional, décrite par BERNIER (1984), se caractérise par la présence de «*Tubiphytes*» *morronensis* CRESCENTI, de spongiaires et de silex, dans des faciès à forte composante micritique. Dans la région méridionale du Jura, cette formation débute dans la zone à *Acanthicum,* c'est-à-dire à la base du Kimmeridgien supérieur!

Cependant, dans le Kimmeridgien, au vu des courbes de fluctuation du niveau marin (HAQ *et al.,* 1987), et surtout en examinant celle de la régression-transgression de la ligne de rivage, le seul épisode, où l'abaissement du niveau marin a provoqué une régression marine importante ayant découvert une bonne partie de la plate-forme peu profonde, se situe proche de la base du Kimmeridgien (– 144 millions d'années). Cette constatation n'est, bien évidemment, qu'une *hypothèse,* fondée sur des constatations sédimentologiques. Il sera intéressant de voir si cette «intuition sédimentologique», aidée par l'instrument solide et déjà confirmé qu'est la «Mesozoic-Cenozoic cycle chart» (HAQ *et al.,* 1987), se trouvera à l'avenir infirmée, ou confirmée...

REMERCIEMENTS

Avant de terminer, il convient de remercier Mme L. Zaninetti de l'aide qu'elle a apportée lors de la détermination des microfaunes benthiques, MM. A. Strasser et E. Davaud des discussions ainsi que de la lecture critique du manuscrit, M. J. Charollais de la confiance qu'il a accordée en proposant cette étude, et MM. P. Desjacques et F. Gischig, sans qui une partie du matériel récolté sur le terrain ne révélait pas tous ses secrets...

BIBLIOGRAPHIE

ADEY, W. H. (1978): Coral reef morphogenesis: a multidimensional Model. *Science 202,* pp. 831-837.

AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. *Lect. Notes in Earth Sci. vol. 3,* Springer-Verlag Berlin: 174 p.

ALLEN, J. R. L. (1985): Principles of physical sedimentology. George Allen & Unwin, Londres: 272 p.

BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimmeridgien et du Portlandien dans le Jura méridional: stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, vol. 92,* 2 fasc.: 803 p.

BOULLIER, A. (1980): Essai de zonation de l'Oxfordien et du Kimméridgien français au moyen des Térébratulidés (Brachiopodes). *Bull. Soc. Géol. Fr. vol. 22/4:* pp. 77-83.

—— (1984): in Synthèse géologique du sud-est de la France, Stratigraphie et Paléogéographie. *Mém. BRGM Fr. n° 125:* pp. 230-232.

CAROZZI, A. (1950*a*): «Graded bedding» et rythmes sédimentaires dans le Séquanien supérieur du Grand-Salève (Haute-Savoie). *Arch. Sci. 3,* Genève: pp. 439-442.

—— (1950*b*): Présence du Séquanien supérieur au Grand-Salève (Haute-Savoie), *Arch. Sci. 3,* Genève: pp. 228-231.

—— (1954): Le Jurassique supérieur récifal du Grand-Salève, essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels. *Eclogae geol. Helv. 47,* Bâle: pp. 373-376.

—— (1955): Sédimentation récifale rythmique dans le Jurassique supérieur du Grand-Salève. *Sonderd. Geol. Rund. 43,* Stuttgart: pp. 433-446.

DEVILLE, Q. (1985): Etude sédimentologique et paléontologique du Jurassique supérieur du Grand-Salève, dans la région du Coin (Haute-Savoie, France). *Trav. Dipl. Univ. Genève* (inédit).

EMBRY, A. F. & J. E. KLEVAN (1971): A Late Devonian reef tract on north eastern Bank Island, N.W.T. *Bull. Canad. Petrol. Geol. 19:* pp. 730-781.

ENOS, P. & C. M. MOORE (1983): Fore-reef Slope Environment. In *Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir 33,* Tulsa: pp. 507-537.

FLÜGEL, E. (1979): Palaeoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of Platform and Reef Carbonates from the Alps. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 3/2:* pp. 569-587.

—— (1982): Microfacies Analysis of Limestones. Springer Verlag, Berlin: 633 p.

FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 43,* Tulsa: pp. 1-38.

FRITZ, G. K. (1958): Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im weissen Jura der Schwäbischen Alb. *Arb. Geol. Paläont. Inst. T. H., N. F., vol. 13,* Stuttgart: 118 p.

GAILLARD, C. (1983): Les biothermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, vol. 93:* 515 p.

GWINNER, M. P. (1976): Origin of the Upper Jurassic Limestones of the Swabian Alb (Southwest Germany). *Contrib. Sedim. n° 5,* Stuttgart: 75 p.

HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Sciences, vol. 235:* pp. 1156-1167.

JOUKOWSKY, E. & J. FAVRE (1913): Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. de Genève 37:* pp. 295-523.

LOWE, D. R. (1976): Grain flow and grain flow deposits. *J. Sed. Petrol. 46,* Tulsa: pp. 188-199.

MAYNC, W. (1958): Note sur *Pseudocyclammina jaccardi* et sa synonymie. *Rev. Micropal. vol. 1:* pp. 9-16.

MEISCHNER, K. D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken. *Dev. Sed. 3,* Amsterdam: pp. 156-191.

SEPTFONTAINE, M. (1981): Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Rev. Micropal. vol. 23:* pp. 169-203.

SPECHT, R. W. & R. L. BRENNER (1979): Storm-Wave Genesis of Bioclastic Carbonates in Upper Jurassic Epicontinental Mudstones, East-Central Wyoming. *Jour. Sed. Petrology vol. 49/4,* Tulsa: pp. 1307-1322.

STRASSER, A. (1988*a*): Shallowing-upward sequence in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology (sous presse),* Amsterdam.

—— (1988*b*): Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et le Pürbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. ce volume.*

TSIEN, H. H. (1984): Constructeurs de Récifs dévoniens: Stromatoporoïdes, Coraux tabuleux et rugueux et Micro-organismes. In *Géologie et Paléoécologie des Récifs, 3e Cycle Rom. Sci. Terre,* Berne: pp. 26.1-26.21.