

Exemple de sédimentation sur une plate-forme externe bioclastique dominée par les marées : l'autochtone de St-Maurice (Valais, Suisse) au Berriasien-Valanginien

Autor(en): **Détraz, Herve**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **82 (1989)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166403>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Exemple de sédimentation sur une plate-forme externe bioclastique dominée par les marées: l'Autochtone de St-Maurice (Valais, Suisse) au Berriasien-Valanginien.

Par HERVE DÉTRAZ ¹⁾

Mots-clés: Alpes occidentales, domaine helvétique, Aiguilles-Rouges, Berriasien, Valanginien, paléogéographie, tectonique synsédimentaire.

Key-words: Western Alps, Helvetic domain, Aiguilles-Rouges, Berriasian, Valanginian, palaeogeography, synsedimentary tectonic.

RÉSUMÉ

Cette étude repose sur une analyse biostratigraphique et sédimentologique des dépôts crétacés appartenant à la couverture sédimentaire autochtone du massif cristallin externe des Aiguilles-Rouges. Ces dépôts affleurent largement dans la région de St-Maurice, sur les deux versants de la vallée du Rhône.

Dès le Berriasien inférieur, la région de St-Maurice était caractérisée par une importante accumulation de sables bioclastiques grossiers dont le dépôt était contrôlé par les courants de marée.

A St-Maurice même, ces sables bioclastiques sont visibles sous la forme de dunes sous-marines de type sand-waves dont l'amplitude pouvait dépasser trois mètres.

Malgré trois épisodes transgressifs, cette sédimentation de plate-forme externe bioclastique dominée par les marées a persisté jusqu'à la fin du Valanginien inférieur. A cette époque, la région de St-Maurice a été affectée par une émergence provoquée par un basculement du substratum vers le nord.

Au sud, la couverture sédimentaire autochtone et réduite du massif cristallin des Aiguilles-Rouges a émergé et son érosion a alimenté en matériaux triasiques, jurassiques et crétacés les microconglomérats de plage visibles au nord de St-Maurice. Ces faciès de plage transgressifs constituent avec les calcaires échinodermiques et les calcaires siliceux à faciès «Kieselkalk» sus-jacents, un prisme d'aggradation côtière d'âge Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur.

En replaçant cette étude dans son contexte paléogéographique que était celui de la marge jurassienne de la Téthys au Berriasien-Valanginien, il est intéressant de constater que ces systèmes dunaires se sont mis en place durant une période d'inondation de la plate-forme jurassienne. En effet ces dunes sous-marines sont également visibles en Chartreuse occidentale (DÉTRAZ & MOJON 1989: figs 14 et 15), sur la bordure orientale de la plate-forme jurassienne qui était alors affectée par un effondrement progressif contrôlé par une tectonique synsédimentaire de type distensif (DÉTRAZ & MOJON 1989, DÉTRAZ 1989).

ABSTRACT

The autochthonous sedimentary cover of the Aiguilles-Rouges basement crops out in the St-Maurice area where Early Cretaceous deposits are well developed.

During early Berriasian times, the St-Maurice area was characterized by an important accumulation of coarse bioclastic sands which show sedimentological features from tide-influenced deposits. In the town of St-Maurice itself, many submarine sand-waves like the ones that are described by ALLEN (1980; class IV; fig. 8, p. 305) are visible on the left bank of the Rhône river. They have a middle amplitude, usually no more than two or three metres.

¹⁾ Adresse actuelle: rue de l'Evêché 1, CH-1204 Genève.

Despite three transgressions, these tide-dominated deposits have persisted until the end of the early Valangian times when the St-Maurice area had been affected by an extensive emersion correlated with a basement tilting movement.

At this time, the autochthonous and reduced sedimentary cover of the Aiguilles-Rouges basement had been eroded. The detrital materials composed of triassic, jurassic and cretaceous extraclasts have been transported down to St-Maurice where they constitute foreshore and shoreface microconglomerates.

These transgressive microconglomerates and the overlying echinodermic and siliceous limestones ("Kiesalkalk") constitute a Later Valangianian-Early Hauterivian costal onlap.

By replacing this study back into its palaeogeographic context which was that of the Jura margin of the Tethys during the Berriasian-Valangianian times, it is worth noticing that these tide-dominated deposits developed during a flooding stage on the Jura platform.

In fact, these submarine sand-waves are also noticeable in the western part of the Chartreuse (DÉTRAZ & MOJON 1989: figs. 14 et 15), which corresponded during Berriasian times to the eastern edge of the Jura platform affected at this time by a progressive drowning controlled by syndimentary distensive tectonics (DÉTRAZ & MOJON 1989, DÉTRAZ 1989).

1. Introduction

1.1 Situation géographique et structurale

La vallée du Rhône, d'orientation subméridienne dans la région étudiée (fig. 1), se resserre fortement à St-Maurice (Valais, Suisse) où son versant occidental, très escarpé, montre sur plus de 200 m de hauteur des roches carbonatées d'âge jurassique terminal et crétaé inférieur. Ces dernières sont traditionnellement considérées comme faisant partie de la couverture sédimentaire autochtone du massif cristallin externe des Aiguilles-Rouges qui affleure largement au sud de la région de St-Maurice (fig. 1).

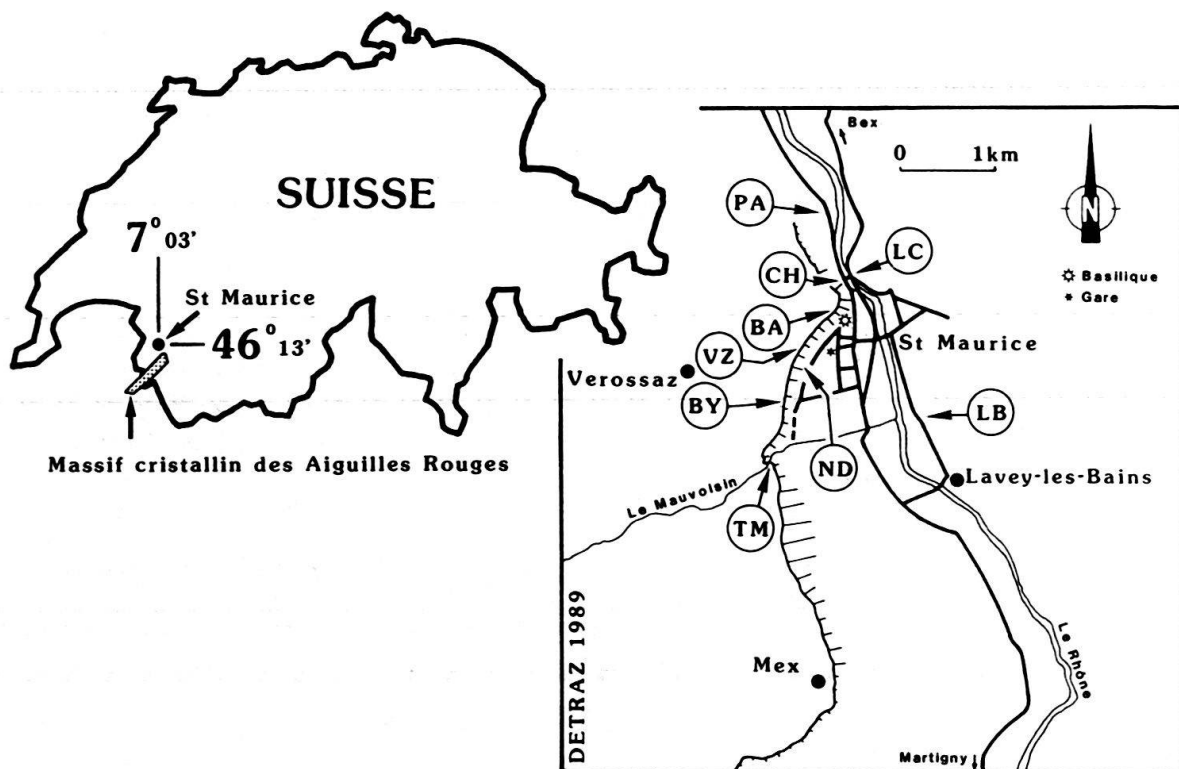


Fig. 1. Situation géographique de l'aire étudiée et position des coupes citées.

Ces mêmes roches sont également visibles en rive droite (fig. 1) mais de manière ponctuelle et dans des conditions d'affleurement moins favorables.

1.2 Méthodologie et but de l'étude

Les difficultés d'accès et les rapides variations latérales de faciès rencontrées ont nécessité le lever de trois coupes principales et de six coupes annexes (fig. 1).

Cette étude de terrain a permis de préciser comment s'agençaient verticalement et horizontalement les différents faciès puis de définir quels étaient leur milieu de dépôt respectifs sur la base d'une analyse sédimentologique et micrographique. Enfin, il restait à dater correctement la série, grâce aux calpionelles, pour pouvoir retracer l'évolution sédimentologique de la région de St-Maurice entre le Berriasien inférieur et l'Hauterivien inférieur.

2. L'«Autochtone de St-Maurice»: Historique

La fig. 2 retrace l'historique des recherches effectuées sur l'autochtone de St-Maurice. Pour chaque travail, elle présente le découpage lithostratigraphique et biostratigraphique qui en a été fait tout en respectant la nomenclature ou le code chiffré adopté par son auteur.

De la HARPE & RENEVIER (1856) ont subdivisé le Valanginien helvétique en un «Valanginien vaseux ou Schistes néocomiens inférieurs» surmonté par un «Valanginien calcaire ou Calcaire gris néocomien».

Pour HEIM (1917), les «Schistes néocomiens inférieurs» équivalaient aux «Zementsteinschichten» d'âge Portlandien, des auteurs alémaniques. Dans le «Valanginien calcaire», il a distingué deux ensembles qu'il a nommé respectivement «Oehrlikalk» et «Calcaire échinodermique». Ce dernier a une épaisseur variable car il est transgressif comme les «Calcaires siliceux» de l'Hauterivien qui le surmontent.

Pour de LOYS (1928), les ammonites récoltées dans les «Schistes inférieurs» qui coiffent les «Calcaires compacts en gros bancs» du Malm, ont un cachet à la fois Portlandien supérieur et Valanginien inférieur. Il en a fait du Berriasien et a ainsi contesté leur passage latéral aux «Zementsteinschichten» qu'avait proposé HEIM (1917). Pour le reste, il a conservé la nomenclature proposée par ce dernier mais il a montré que les «calcaires échinodermiques», renommés «Couches à entroques», peuvent être totalement absents.

GAGNEBIN et al. (1934) ainsi que LUGEON & ARGAND (1937) ont repris le même découpage. «Le Valanginien calcaire» (Oehrlikalk) devient «Calcaire à gros bancs organogènes à rudistes et bryozoaires» puis «Calcaire oolithique ou compact» et la «Couche à entroques» change d'appellation pour celle de «Couche à *Pygurus*» ou «Calcaire à *Pygurus*» qu'elle conservera jusqu'à nos jours.

LUGEON & ARGAND (1937) ont aussi démontré que le Valanginien du front de la nappe de Morcles est lithologiquement plus proche de son équivalent stratigraphique dans l'autochtone de St-Maurice que de la série valanginienne moins épaisse et schisto-calcaire du flanc normal. Dans sa notice explicative de la carte géologique de Monthey, BADOUX (1960, 1971) a confirmé les résultats précédents tout en affinant la description de la série.

La thèse, non publiée, de MURAT (1957) a marqué un pas important dans la connaissance de l'autochtone de St-Maurice. D'excellentes observations de terrain complétées par une analyse microscopique rigoureuse ont amené cet auteur aux deux conclusions suivantes:

1. Au-dessus des «Calcaires à grain fin» du Portlandien moyen, la succession «calcaires marno-gréseux/calcaires massifs pseudoolithiques zoogènes» se répète cinq fois entre le Portlandien supérieur et le Valanginien inférieur. MURAT (1957, 1963) y a vu la succession de trois grands cycles sédimentaires à tendance régressive et parfois émer-sive.

Le premier de ces cycles se termine avec les calcaires marneux zoogènes de l'unité III qu'il a interprétés comme un équivalent latéral marin du purbeckien. Le second est entièrement contenu dans l'unité IV (fig. 2). Il se termine au Berriasien supérieur par ce que MURAT (1957) a interprété comme une discordance angulaire (12 à 15° vers le sud) entre le Berriasien et le Valanginien. Cette interprétation est aujourd'hui erronée mais l'observation reste d'une remarquable précision.

2. Durant le Valanginien inférieur, la tendance générale était à l'installation d'une sédimentation récifale puis à l'émer-sion. Pour MURAT (1957 & 1963), cette dernière est intervenue à la fin du Valanginien inférieur car la surface d'érosion associée est sur-montée par les dépôts du Valanginien supérieur («Couches à *Pygurus*») ou directement par ceux de l'Hauterivien inférieur.

Enfin, cet auteur a noté que la partie inférieure des «Couches à *Pygurus*» était envahie par des apports clastiques. Il en a conclu à l'érosion du Valanginien inférieur sous-jacent et des séries réduites (Dogger, Callovien, Trias dolomitique, Trias quartzitique) du haut-fond des Aiguilles-Rouges. Pour lui, le contrôle de la sédimentation était d'ordre tectonique («mouvement du soubassement cristallin»).

MOUTY (1966) qui disposait des levés inédits de MURAT a proposé une première corrélation des séries stratigraphiques du Crétacé inférieur entre le Jura méridional et la région de St-Maurice.

Plus récemment DECROUEZ & LOMBARD (1980) ont publié un article sur la stratigraphie des couches de St-Maurice. Toutefois et bien que leur inventaire micropaléontologique reste utile, leur interprétation du mode et du milieu de dépôt des «couches de St-Maurice» doit être révisée.

En effet, LATELTIN (1983) a réfuté leur conception d'une accumulation périodique en position de «talus distal». Il a démontré que sa «formation calcarénitique» était un dépôt de plate-forme externe où progradaient des barres sableuses qui protégeaient des milieux de sédimentation lagunaires.

3. Description de la coupe synthétique de la région de St-Maurice (Valais)

L'établissement du log synthétique de la région de St-Maurice (fig. 3) a nécessité l'assemblage de trois coupes principales (fig. 1).

- Coupe de Lavey-les-Bains (LB).
- Coupe de Notre-Dame-du-Scex (ND).
- Coupe du Château (CH).

Pour illustrer la base de la série, il a fallu choisir entre la coupe de Lavey-les-Bains, située en rive droite du Rhône et son équivalent structural en rive gauche, la coupe du

torrent de Mauvoisin. Cette dernière, bien que située sur la même rive que les coupes de Notre-Dame-du-Scex et du Château, n'a pas été retenue car fortement tectonisée, difficile d'accès et discontinue. Elle a toutefois permis de vérifier ponctuellement la valeur de la coupe de Lavey-les-Bains, notamment entre les unités lithologiques 4 et 5.

Ces trois coupes principales ont été complétées ponctuellement par six coupes secondaires (figs. 1 et 3).

- Coupe du torrent-de-Mauvoisin (TM).
- Coupe des Chenalettes (LC).
- Coupe des Palluds (PA).
- Coupe de la Basilique (BA).
- Coupe du plateau de Verossaz (VZ).
- Coupe des Basseys (BY).

La coupe des Chenalettes est la seule à être située en rive droite. Elle fait face à la coupe du Château et apporte un complément d'information au niveau des unités 8 et 9. Toutes les autres, à l'exception de la coupe du torrent de Mauvoisin, prennent place dans la partie sommitale de la série. Elles complètent utilement la coupe du Château au niveau des unités 11 et 12 qui montrent d'importantes variations latérales d'épaisseur et/ou de faciès.

Épaisse de 230 m, la coupe synthétique de St-Maurice représente l'ensemble des dépôts compris entre le Berriasien inférieur et l'Hauterivien inférieur. Cet intervalle est caractérisé par une sédimentation, à dominante carbonatée, de micrites hémipélagiques auxquelles succèdent rapidement des dépôts grossiers de sables bioclastiques. Des horizons plus argileux, formant vire, viennent s'interstratifier dans cette série. Leur extension latérale en fait d'excellents repères lithologiques qui permettent de corréler précisément les différentes coupes élémentaires.

Description (fig. 3)

La coupe synthétique de la région de St-Maurice a été découpée en 13 unités lithologiques. Ce découpage respecte, au mieux, la succession des différentes masses lithologiques visibles à l'affleurement. Il permet donc un repérage rapide sur le terrain.

Coupe de Lavey-les-Bains

L'unité 1 est représentée par des biomicrites (wackestones), en bancs massifs, à calpionelles et plaques d'échinodermes. Les associations de calpionelles sont caractéristiques de la Zone B inférieure, soit du Berriasien inférieur-basal.

Après une lacune d'observation de 2 à 3 m, l'unité 2 montre des calcaires micritiques sombres et plaquetés sur 10 m. Ces micrites, pratiquement azoïques, renferment de rares calpionelles (*Calpionella* sp. et *Calpionella alpina* (petite forme parabolique)) et des cristaux de feldspath authigène. Le quartz détritique (2–3%) est présent en fines laminations millimétriques (1 à 2 mm).

L'unité 3 (14 m) enregistre l'arrivée du détritisme argileux. Ces calcaires argileux plaquetés sont recoupés par une récurrence de calcaires micritiques (biomicrites, wackestones) faiblement gréseux à calpionelles, débris d'échinodermes, Textulariidae/Ataxophragmidae, *Lenticulina* sp. et autres foraminifères indéterminés. Les associations de calpionelles indiquent la Zone B supérieure, soit le Berriasien inférieur.

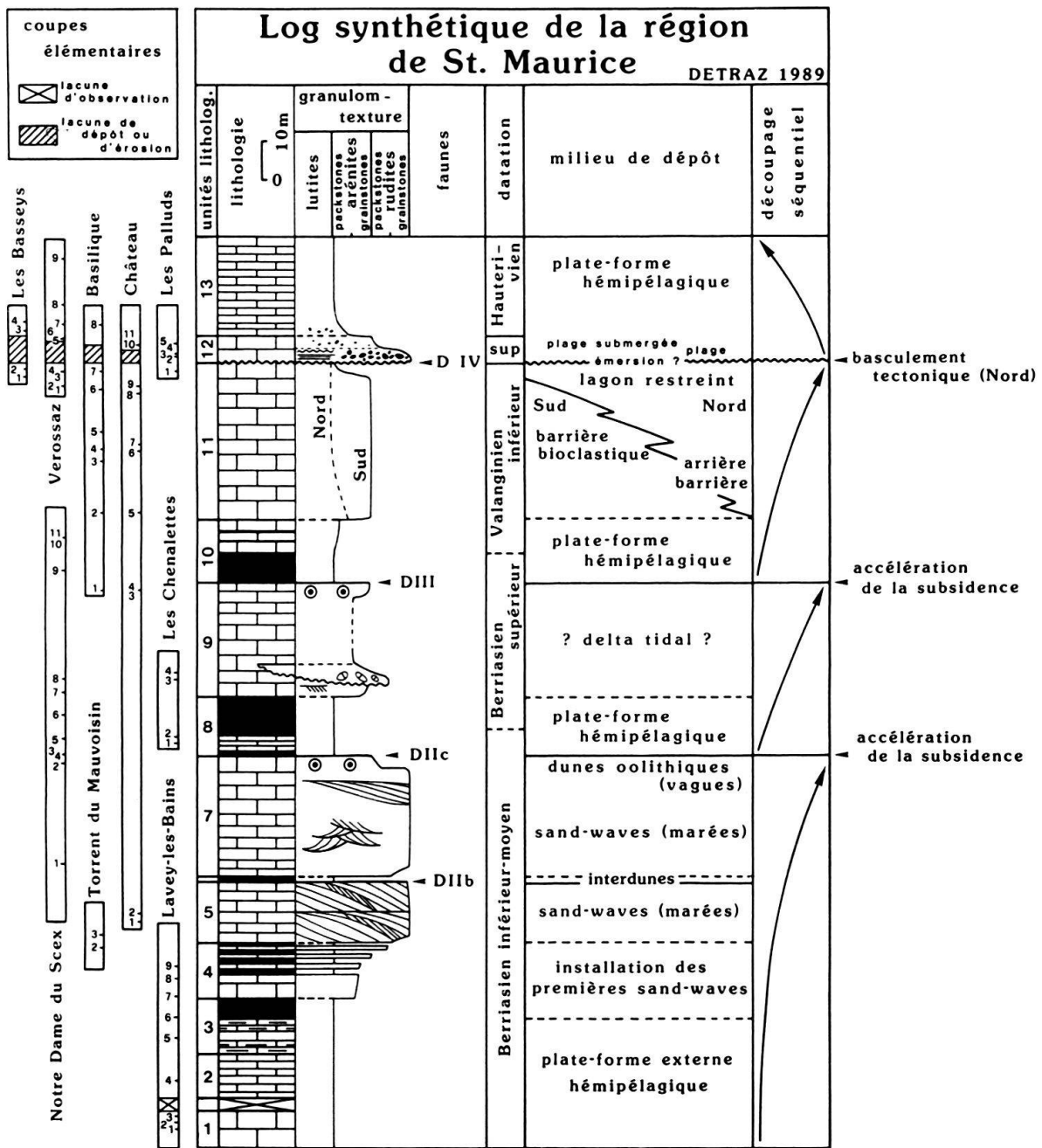


Fig. 3. Log synthétique de la région de St-Maurice.

La partie supérieure de cette troisième unité est plus argileuse et riche en cristaux de pyrite. Elle prend une teinte très sombre et s'enrichit progressivement d'une phase bioclastique très fine.

Elle passe ainsi progressivement à l'unité 4 (14–15 m) caractérisée par une succession de bancs décimétriques de calcarénites bioclastiques (wackestones/packestones, biomicrites, biointramicrites puis intrabiomicrites) à très rares calpionelles (*Calpionella alpina* (forme moyenne sphérique et petite forme parabolique)), plaques d'échinodermes, gastéropodes, bivalves, Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae, *Trocholina* sp., *Trocholina elongata*, *Nautiloculina* sp., *Lenticulina* sp. associés à de gros

foraminifères agglutinants (*Everticyclammina* sp.) et plus rarement à des algues (*Clypeina* sp.). Ces bioclastes présentent tous une enveloppe micritique plus ou moins bien développée. Les lithoclastes ont une forme arrondie et une taille variant entre 100 µm et 2,5 mm. Ils peuvent représenter jusqu'à 30–35% en volume, du sédiment mais la plupart d'entre eux sont probablement d'anciens bioclastes totalement micritisés. Les oïdes, de type bahamite, restent rares.

Ces dépôts bioclastiques, mal classés, mais granocroissants (calcarénites fines puis grossières), alternent avec des récurrences, de plus en plus réduites, d'un faciès argilo-carbonaté sombre identique à celui présent au sommet de l'unité 3.

Ce développement progressif du détritisme bioclastique atteint son paroxysme avec l'unité 5. Dans cette dernière, les interbancs argilo-carbonatés sombres ont disparu pour ne subsister que sous la forme de petites lamines (<1 mm) noires. Elles séparent des bancs centimétriques ou décimétriques de sables bioclastiques à lithoclastes. Les premiers dépôts calcarénitiques (packstones, intrabiomicrites), à patine sombre, passent rapidement à des sables plus grossiers (calcirudites) et plus propres (grainstones, intrabiosparites) de teinte plus claire.

La coupe du torrent de Mauvoisin, en rive gauche du Rhône, montre exactement la même évolution.

Coupes du Château et de Notre-Dame-du-Scex

Le corps principal de l'unité 5 (16 m) affleure largement à la sortie nord de St-Maurice, sur le tronçon de la route nationale (rive gauche) compris entre l'Abbaye et le parking du Château (fig. 4a).

Sa base n'y est pas visible mais cet affleurement permet de suivre son développement latéral sur plus de 250 mètres.

Au sein de cette cinquième unité, le microfaciès montre une faible variabilité. Dans le détail, le ciment sparitique (40–50%) lie une microfaune (20–30%) très diversifiée où se côtoient de nombreux foraminifères benthiques (*Miliolidae*, *Lituolidae*, *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Conicospirillina basiliensis*, *Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Mesoendothyra* sp., *Haplophragmoides* sp., *Placopsilina* sp.) associés à de nombreux fragments d'échinodermes, serpules, bivalves, bryozoaires, gastéropodes, éponges, ostracodes et à des algues (*Clypeina jurassica*, *Cayeuxia* sp., *Bacinella irregularis*, *Dasycladaceae*). Une importante bioérosion affecte l'ensemble de ces bioclastes.

Les lithoclastes (30–40%; D. (diamètre) moy. 1 à 2 mm; D. max. 10 mm (rare)) sont représentés par des biomicrites, biopelmicrites, bio-oomicrites (algues, gastéropodes, éponges) et plus rarement par des micrites ou des dolomicrites généralement azoïques. Toutefois, certains de ces lithoclastes renferment des fragments de thalles de charophytes (*Clavator reidi*, dét. P. O. Mojon) que MURAT (1952) avait déjà remarqués. Il s'agit donc manifestement d'extraclastes en provenance de milieux de dépôt peu profonds, abrités et localement confinés (laguno-lacustres).

La cimentation est assurée par un ciment précoce isopaque (mal développé) ou syntaxial (épitaxie des plaques d'échinodermes) puis par une sparite à gros cristaux.

D'un point de vue sédimentologique, l'unité 5 est un assemblage de corps sédimentaires asymétriques dont l'extension latérale est d'ordre décamétrique à pluridécamé-

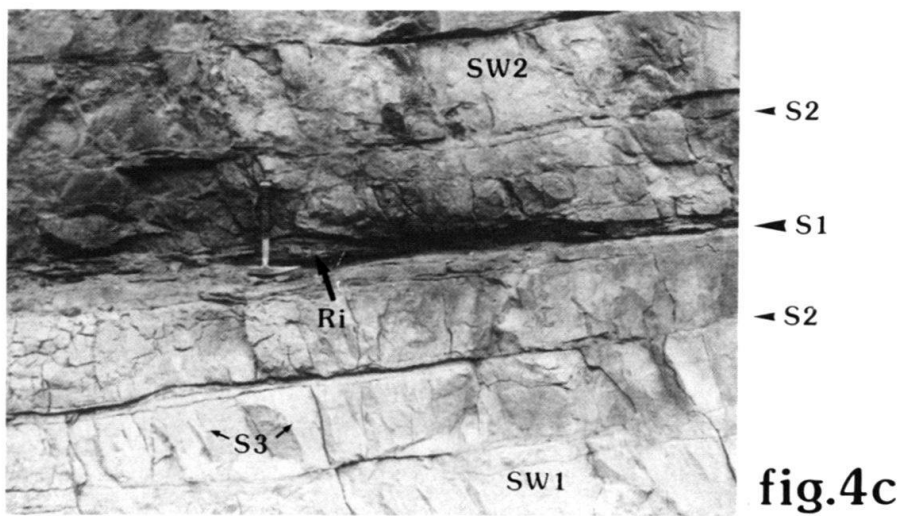
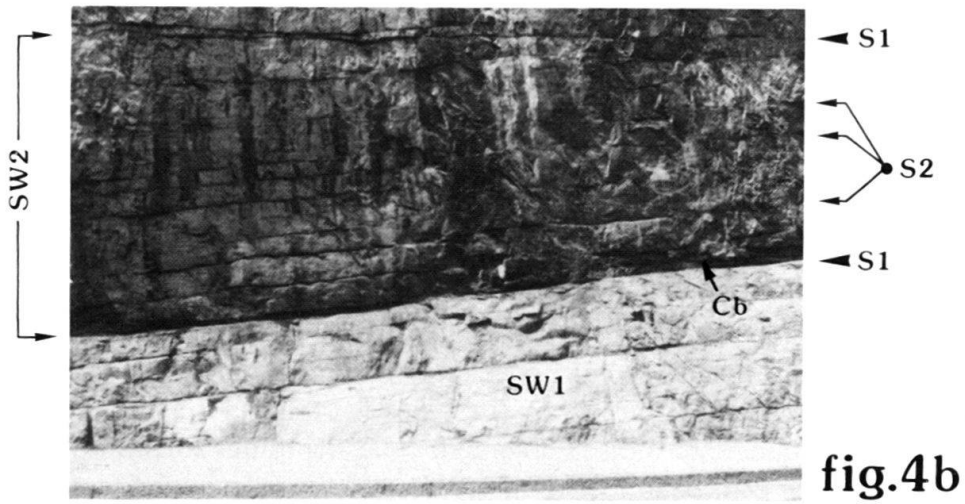
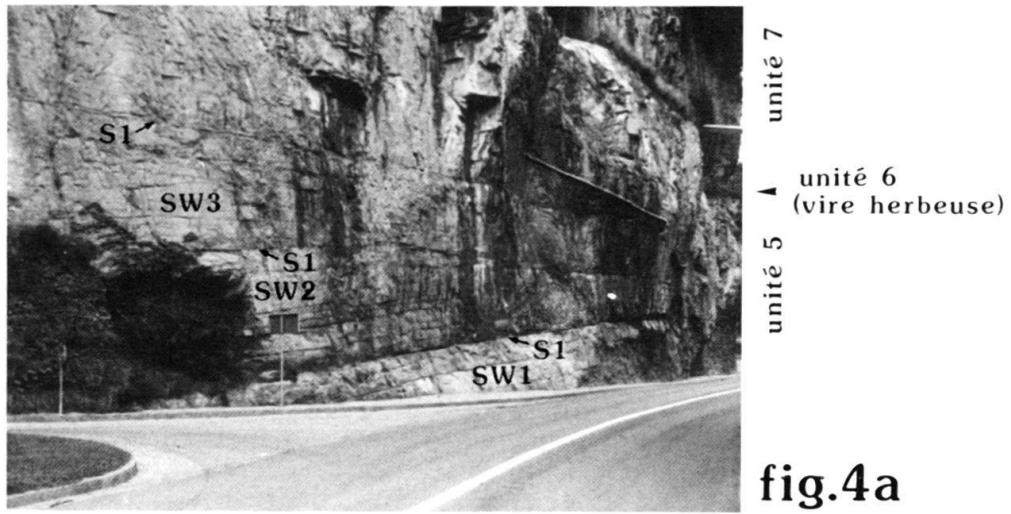


Fig. 4a, b et c: St-Maurice (coupe du Château): dunes sous-marines de type sand-waves.

trique (SW 1, 2 et 3; fig. 4a). D'allure sigmoïdale, ils ont une épaisseur moyenne de 2,5 m et se juxtaposent tant dans un plan vertical, qu'horizontalement. Ils sont séparés par des joints sombres et argileux (surfaces S1; figs. 4a, b et c) d'épaisseur centimétrique (5–6 cm maximum). Ces derniers sont bioturbés et présentent un pendage nul ou faible (5°) vers le SW. Leur organisation interne est régie par une succession de bancs décimétriques (0,1 à 0,35 m) et de forme sigmoïdale qui sont séparés par un film millimétrique sombre et argileux (surfaces S2; figs. 4b etc).

La stratification de l'ensemble montre une obliquité constante, vers le SW, de 12° maximum par rapport à l'horizontale. Cette valeur tend à diminuer vers l'amont mais surtout vers l'aval où les bancs deviennent asymptotiques aux surfaces S1 (fig. 4b) qui les encadrent. Ces plans de stratification obliques ont une orientation N130°E (moyenne pondérée de 34 mesures faites sur 2 dimensions et en négligeant d'éventuels mouvements de rotation dus à la tectonique alpine).

A l'échelle du banc, ces sables bioclastiques présentent des laminations frustes (foresets laminae) déterminées par la succession de dépôts granulométriquement distincts. Ceci a été confirmé en lame mince. Par rapport aux limites de banc (surfaces S2) ces laminations millimétriques (S3; fig. 4c) montrent aussi une faible obliquité vers le SW.

Les rares stratifications entrecroisées (cross bedding: Cb; fig. 4b) observées, se situent à l'extrémité aval de ces corps sédimentaires, là où les bancs sont asymptotiques à la surface S1 basale.

Les rares ripples (Ri; fig. 4c) observés occupent la même position. Ils ont été mis en place par un flux de même direction mais de sens opposé au courant dominant. Ce flux pourrait correspondre au courant subordonné mais aussi au flux séparé (separated flow; ALLEN 1980; fig. 32) engendré par le courant dominant.

Les caractéristiques sédimentologiques (modèle et organisation interne) de ces accumulations bioclastiques sont indiscutablement celles de dunes sous-marines mises en place par un courant bidirectionnel dont les deux composantes présentaient une différence d'intensité très marquée. Si l'on se réfère à la classification publiée par ALLEN (1980: fig. 32), les dunes sous-marines, visibles à St-Maurice, au sein de l'unité 5, doivent être rattachées à la classe IV définie par cet auteur. Il s'agit donc de sand-waves.

En se déplaçant de l'Abbaye vers le Château, on constate une diminution progressive de l'angle de progradation de ces dunes sous-marines. Elle est due à un angle de vision différent. En effet, vers l'Abbaye, les parois de St-Maurice sont orientées N40°E; elles recoupent donc perpendiculairement les surfaces de progradation (lee side) des dunes. Les angles visibles sont donc maximum et les valeurs mesurées, réelles. En se déplaçant vers le Château, les parois de St-Maurice s'infléchissent de 70° vers le NW et prennent une direction N330°E. L'angle de progradation n'est alors plus visible.

L'unité 6 (0,3 m) est réduite à un niveau argilobioclastique sombre. Malgré sa faible épaisseur, il se suit très bien latéralement. Il a livré des débris de tests divers associés à des foraminifères benthiques (*Ammobaculites* sp., *Everticyclammina* sp., Miliolidae, agglutinants indéterminés) et à des algues dasycladacées (DECROUZÉ & LOMBARD 1980).

L'unité 7, épaisse de 32 m, est représentée par des sables bioclastiques de texture grainstone (biointrasparites, intraoosparites). Il faut citer à ce niveau, la présence de

Pfenderina neocomiensis (DECROUEZ & LOMBARD 1980) et d'oogones de charophytes (éch. NDS 1 = 1.m. HD 998).

Son extrémité sommitale est constituée par un banc de calcaire blanc (2 à 3 m) bien visible dans la coupe du Château – à la hauteur du toit de ce dernier – et dans la coupe de Notre-Dame-du-Scex. C'est un sable oolithique et calcarénitique (oobiosparite, oopelsparite) bien classé dans lequel tous les bioclastes (*Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Nautiloculina oolithica*, échinodermes, gastéropodes, débris coquilliers, algues) sont oolithisés ou micritisés.

Les unités 5 et 7 ont des microfaciès similaires mais elles diffèrent grandement par leur aspect sédimentologique. Les corps sédimentaires asymétriques mis en évidence au sein de la première, ne se retrouvent que ponctuellement dans la seconde. Enfin, à plus petite échelle, l'observateur est immédiatement frappé par l'abondance des laminations entrecroisées (cross bedding laminations). Les mesures d'orientation de ces foresets laminae montrent très nettement une direction commune N50°E (moyenne pondérée sur 21 mesures) avec une pente alternant tantôt vers le SE, tantôt vers le NW. L'unité 7 s'est donc mise en place sous l'influence d'un courant bidirectionnel dont les deux composantes étaient d'intensité comparable.

L'unité 8 (16 m) marque le retour à un milieu de sédimentation nettement moins énergétique. Ce sont des wackestones (biomicrites, biopelmicrites) finement gréseux (QZ: 5% maximum; D. moy. 50 à 100 µm) à échinodermes, ostracodes, Miliolidae, Textulariidae, *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Protopenneroplis* sp. et gros foraminifères agglutinants.

L'extrême base et la moitié supérieure de cette unité sont légèrement plus argileuses, de couleur sombre et localement très bioturbées. Elles ont livré des associations assez pauvres de calpionelles (*Calpionella alpina* (petite forme parabolique), *C.* sp., *C. elliptica*?, *Tintinnopsella carpathica* (grande forme) et surtout *T. longa*) qui permettent, toutefois, de les attribuer à la Zone C supérieure, soit à la partie supérieure du Berriasien moyen.

L'unité 9 a une épaisseur de 30 m. Sa base est constituée par des calcarénites bioclastiques plus ou moins propres (packstones, grainstones) à foresets laminae d'orientation N30°E avec un pendage de 25° vers le SE. Ce sont des biointramicrites/microsparites-sparites gréseuses (5–10%) à échinodermes, polypiers, algues, fragments coquilliers divers, *Conicospirillina basiliensis* (fréquent), *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclamina* sp., Textulariidae/Ataxophragmidae. Les lithoclastes (10%) sont millimétriques (D. moy. 1mm, D. max. 4mm) et sont constitués par une micrite ferrugineuse azoïque ou par une bio-oomicrite. L'ensemble est mal classé et fortement micritisé. En rive droite du Rhône, dans la coupe des Chenalettes, cette neuvième unité est entaillée, dès sa base, par une surface érosive concave vers le haut. Celle-ci est surmontée par une calcirudite (wackestone/packestone) où figurent des extraclastes millimétriques à centimétriques de calcaire construit à polypiers et spongiaires. Ces derniers sont associés à des fragments coquilliers (gros et abondants), échinodermes, gastéropodes et à des algues encroûtantes indéterminées.

Cette unité, d'aspect massif, est constituée dans sa majeure partie par des sables bioclastiques calcarénitiques de texture et de composition variées. Ce sont des packstones ou des grainstones (bio-oopelmicrites/sparites, oopelsparites, biointrasparites) dans lesquels DECROUEZ & LOMBARD (1980) ont signalé une microfaune très diversifiée

de foraminifères benthiques et d'algues. Des fragments coquilliers de bivalves ou de gastéropodes ainsi que des plaques d'échinodermes et des ostracodes viennent s'y ajouter. Les deux derniers mètres sont représentés par des calcarénites biodétritiques propres (grainstones) qui sont localement oolithiques et bien classées.

L'unité 10 est représentée par la vire sur laquelle a été édifiée la chapelle de Notre-Dame-du-Scex. Epaisse de 17 m, elle se divise en une partie inférieure argilo-bioclastique surmontée par des calcaires fins (calcilutites à calcarénites fines) en bancs décimétriques.

Elles correspondent respectivement à un wackestone (biopelmicrite gréseuse (QZ: 2–5%, D. moy. 50 μm , D. max. 140 μm) et à un packestone (biopelmicrite/microsparite).

La microfaune est tout d'abord représentée par des échinodermes, ostracodes, Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae et des calpionelles. Elle s'enrichit ensuite en débris de bivalves, gastéropodes, serpules et en foraminifères benthiques (*Trocholina elongata*, *Nautiloculina* sp.) auxquels il faut ajouter *Conicospirillina basiliensis*, *Protopenneroplis trochangulata* et *Bacinella* sp. (DECROUEZ & LOMBARD 1980).

De rares et très petits lithoclastes micritiques renferment des fragments de thalles de charophytes.

La rareté des calpionelles a nécessité la réalisation de plusieurs lames minces dans un même échantillon ainsi que l'emprunt de sections minces effectuées lors de travaux antérieurs (MURAT 1963; LATELTIN 1983).

La présence de *Calpionellopsis oblonga* dans la partie supérieure calcaire de l'unité 10 et de *Calpionellites darderi*? à son toit suffit pour attribuer cette dernière au Berriasien terminal ou au Valanginien basal.

L'unité 11 a une épaisseur qui varie entre 40 et 50 m. A la verticale de la chapelle de Notre-Dame-du-Scex, elle forme une paroi unique qui, vers le nord, se subdivise en deux masses lithologiques bien visibles à la verticale de l'Abbaye. La compréhension de l'organisation des dépôts au sein de cette unité a nécessité le lever de nombreuses coupes annexes (fig. 5).

A la hauteur du Château, l'unité 11 est constituée principalement par des calcaires fins (calcilutites ou calcarénites fines) de texture packestone. Ces biopelmicrites, pelomicrites ou biomicrites renferment une microfaune généralement abondante (50–70%) composée d'échinodermes, lamellibranches (*Ostrea* sp.), polypiers et d'algues associés à de nombreux foraminifères benthiques (Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae, *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Trocholina elongata*, gros agglutinants à perforations multiples).

LATELTIN (1983) y a signalé la présence d'un niveau de calcaire construit (boundstone, bafflestone) à polypiers, spongiaires et ostracodes.

La présence de *Keramosphaera allobrogensis*, découverte par DECROUEZ & LOMBARD (1980) à la base de cette unité, mérite d'être signalée mais il s'agit très probablement à ce niveau, d'une forme remaniée en raison de l'âge valanginien des couches dans lesquelles cette forme a été trouvée.

Seuls deux épisodes de sables calcarénitiques propres (grainstones, intrabiosparites, biointrasparite) viennent s'interstratifier dans ces sédiments à matrice micritique. Ces sables bioclastiques renferment des intraclastes (20 à 25%) micritiques (micrites/biomicrites) arrondis et de taille variable (500 μm à 2 mm).

Variations latérales de faciès au sein des unités 11 et 12 sur la bordure orientale du plateau de Verossaz

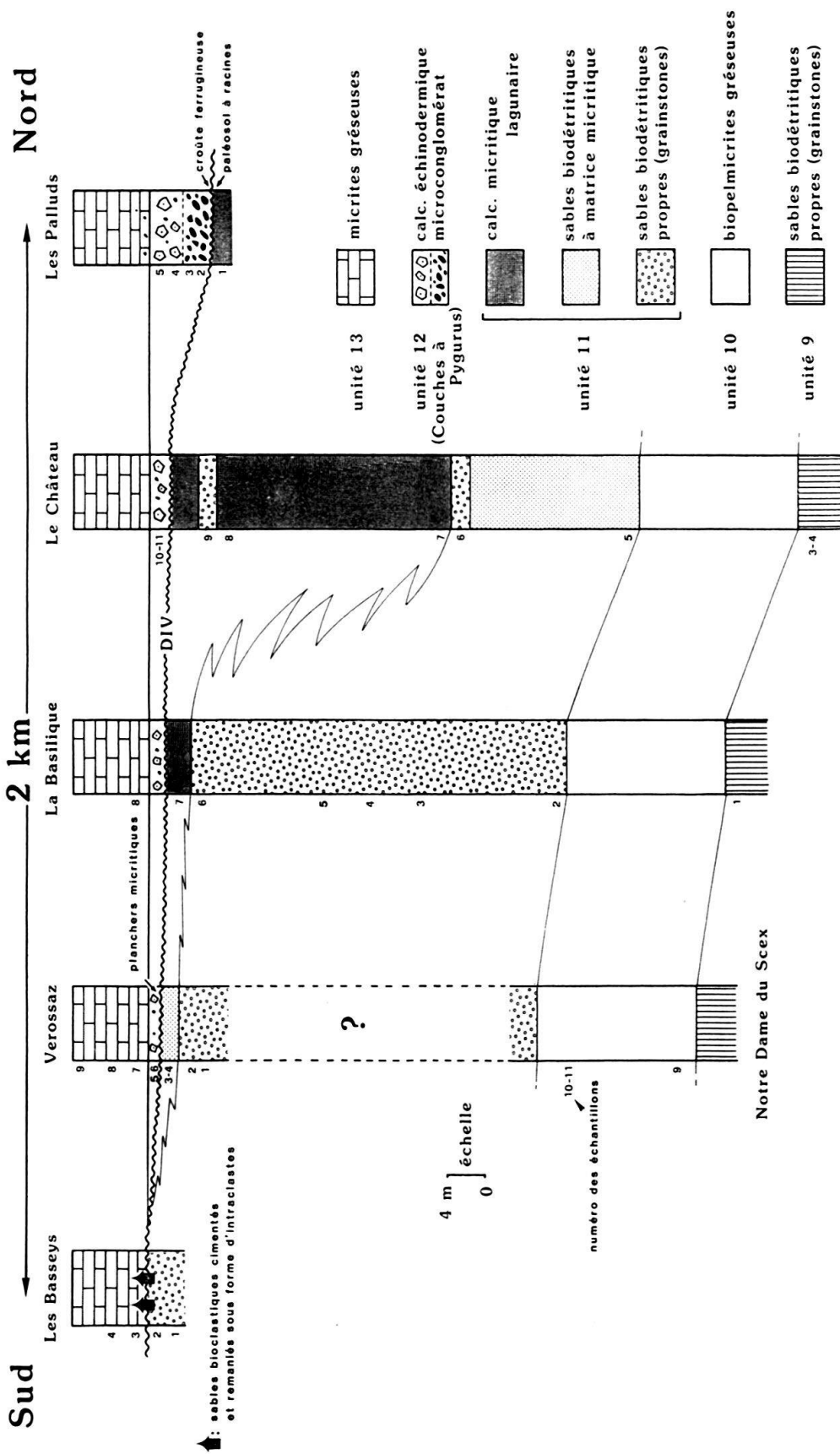


Fig. 5. Variations latérales de faciès au sein des unités 11 et 12 sur la bordure orientale du plateau de Verossaz.

Plus au sud, à la verticale de l'Abbaye (coupe de la Basilique), l'unité 11 a un aspect totalement différent. A l'exception de son extrémité sommitale, elle est exclusivement constituée par des sables calcarénitiques grossiers à très grossiers, toujours propres (grainstones; oointrasparites, intrabiosparites ou bio-oointrasparites) et parfois bien classés. Le pourcentage de lithoclastes (D. moy. 1 à 2 mm, D. max. 5 mm; micrites, biomicrites, biomicrites/sparites) varie entre 10 et 50% et le contenu faunistique ne montre aucun changement majeur par rapport à celui des unités 5, 7 ou 9.

Dans la coupe de la Basilique, comme dans les coupes des Palluds et du Château, les 2 ou 3 derniers mètres de l'unité 11 sont représentés par des calcilitites (wackestones, biomicrites à cristaux de pyrite et de feldspath authigène) dans lesquelles pullulent de gros foraminifères agglutinants. Ils sont accompagnés par une microfaune variée à échinodermes (plaques et radioles), bivalves, algues (*Clypeina* sp., *Lithocodium* sp.), ostracodes, Miliolidae, Textulariidae, Trochamminidae, *Trocholina* sp. et *Pfenderina neocomiensis*. La matrice micritique renferme aussi des ooïdes de type bahamite et les nombreuses figures géotropes présentes ont toutes la même polarité.

Dans les coupes les plus méridionales, ces calcaires micritiques n'existent pas. Le toit de l'unité 11 y est représenté par des sables biodétritiques à matrice micritique (biointramicrites, coupe du Plateau de Verossaz) puis à ciment sparitique (coupe des Basseys). Ces derniers sont affectés, à leur extrémité sommitale, par d'importants remaniements; visibles sous forme d'intraclastes centimétriques cimentés et repris dans une matrice qui présente le même faciès qu'eux (biointrasparite).

Dans toutes ces coupes, le contact supérieur de l'unité 11 avec les «Couches à *Pygurus*» sus-jacentes est souligné par une croûte ferrugineuse (hard ground). Localement (coupe des Palluds), ce contact est érosif et un paléosol à racines – avec leurs manchons racinaires – s'est développé au toit des calcaires micritiques lagunaires sous-jacents.

L'unité 12 est confondue avec les «Couches à *Pygurus*» (GAGNEBIN et al. 1934), classiquement attribuées au Valanginien supérieur.

Dans la coupe des Palluds, les «Couches à *Pygurus*» se subdivisent nettement en une partie inférieure (3 m) microconglomératique surmontée par 3,5 m de calcaire échinodermique.

La base de la partie inférieure est constituée, sur 10 à 30 cm, par une biosparite gréseuse (QZ: 15–20%; D. moy. 160 µm, D. max. 1 mm) à lithoclastes (10 à 20%) micritiques et azoïques. La microfaune (40–50%) est dominée par les échinodermes (abondants) et les bryozoaires (fréquents). Ces sables microconglomératiques sont bien classés et laminés. Ils montrent à l'affleurement une succession de faisceaux à laminations planes parallèles qui présentent tous un très léger pendage vers le nord. Il s'agit manifestement là d'un dépôt de plage (foreshore).

Au-dessus, viennent des calcaires biodétritiques grossiers à rides de vagues. Ces grainstones ferrugineux renferment des bioclastes divers (échinodermes, bryozoaires, coraux, serpules, bivalves, Textulariidae) ainsi que des ooïdes mais surtout une forte proportion (40 à 90% de la roche) de lithoclastes variés. La cimentation est assurée par un ciment précoce isopaque puis par une sparite à gros cristaux.

A l'affleurement, les plus grosses particules (lithoclastes: D. max. 8 mm; QZ: D. max. 1,2 mm) sont concentrés dans de petits lits centimétriques ocres qui forment relief et que HEIM (19717) avait nommés «cordons gréseux». Leur forme concave ou

convexe n'est en fait que l'expression des rides de vagues qui caractérisent ces dépôts de plage submergée (shoreface).

Suivant leur nature, ces lithoclastes peuvent être regroupés en cinq classes:

1. calcaires dolomitiques ocres (dolomicrites à cristaux de dolomie coalescents);
2. calcaires ferrugineux (micrites ferrugineuses et gréseuses à stromatolites columnaires);
3. calcaires micritiques azoïques (micrites noires, brunes ou gris-brun sans minéralisation);
4. calcaires bioclastiques glauconieux (oomicrites à bryozoaires, échinodermes et lithoclastes dolomitiques);
5. calcaires bioclastiques (bio-oomicrites, biointramicrites).

En l'absence de microfaune, leur attribution stratigraphique reste incertaine. Toutefois, certains présentent des faciès très caractéristiques que l'on connaît dans les séries plus anciennes de l'autochtone du massif des Aiguilles-Rouges.

Les calcaires dolomitiques ocres (classe 1) ne sont connus qu'au Trias. Les éléments de quartzites reconnus par MURAT (1963) dans les «Couches à *Pygurus*» sont aussi attribuables à cette période.

Les lithoclastes ferrugineux et glauconieux (classes 2 et 4) présentent des lithologies qui rappellent fortement les faciès de «l'oolithe ferrugineuse» du Dogger (Bathonien) et/ou du Callovo-oxfordien, connus aussi bien dans l'autochtone (AMBERGER 1960) que dans la nappe de Morcles et le massif du Haut-Giffre (COLLET 1943).

L'origine des extraclastes micritiques et azoïques (classe 3) est la plus difficile à définir. On peut simplement remarquer que l'unité 5 renferme des particules identiques où figurent parfois quelques fragments de thalle de charophytes. Malheureusement, aucun faciès de type purbeckien ou d'affinités purbeckiennes n'a été reconnu dans les séries réduites de l'autochtone des Aiguilles-Rouges. Il est donc impossible de pousser plus loin cette comparaison.

Par contre, les calcaires bioclastiques regroupés dans la cinquième classe sont remaniés depuis la série sous-jacente (unité 11). La présence dans l'un d'eux de *Pfenderina neocomiensis* en est une preuve (MURAT 1963).

La partie supérieure de l'unité 12 est représentée par un calcaire échinodermique biodétritique (grainstone) à lithoclastes (10–15%; D. max. 4 mm) micritiques (micrites brun-vert azoïques, biomicrites (bryozoaires) ou pelmicrites). Ces sables calcarénitiques sont constitués pratiquement exclusivement par des plaques d'échinodermes auxquelles viennent s'ajouter de rares foraminifères benthiques agglutinants ou des fragments de bryozoaires, serpules, éponges et de brachiopodes. Quelques débris coquilliers présentent un remplissage de micrite à calpionelles, ce qui laisse supposer qu'une part plus ou moins importante de ces bioclastes est remaniée. Vers le haut, le pourcentage de lithoclastes diminue sensiblement (5%). La cimentation est assurée par un ciment précoce syntaxial ou isopaque puis par une sparite à gros cristaux. Mais parfois, un sédiment interne de type silt vadose (planchers micritiques) précède la première génération de ciment.

Comme HEIM (1917) l'a mis en évidence, les «Couches à *Pygurus*» ou «Calcaires échinodermiques» des différents auteurs ne sont pas partout présents dans l'autochtone de St-Maurice. MURAT (1963) a confirmé ce fait en montrant que cette formation se biseaute en direction du sud.

En effet, depuis les Palluds, elle diminue progressivement d'épaisseur pour disparaître complètement dans la coupe des Basseys (fig. 5) où les calcaires gréseux et siliceux de l'unité 13 reposent directement sur l'unité 11.

Dans la coupe du Château, son épaisseur est déjà fortement réduite mais contrairement à ce que l'on pourrait penser, les deux mètres qui subsistent ne sont pas représentés par le terme inférieur microconglomératique mais par les calcaires échinodermiques sus-jacents.

Le coin sédimentaire, ainsi formé par les «Couches à *Pygurus*» ne correspond donc pas à un simple biseau d'érosion.

L'unité 13 correspond aux premiers mètres de l'épaisse Formation des Calcaires siliceux («Kieselkalk») classiquement attribués à l'Hauterivien (de la HARPE & RENEVIER 1856; HEIM 1917; DE LOYS 1928; GAGNEBIN et al. 1934; LUGEON & ARGAND 1937). Son contact inférieur avec les «Couches à *Pygurus*» ou avec les calcaires biodétritiques de l'unité 11 est toujours franc.

Ce sont des biomicrites finement gréseuses (QZ: 5–10%; D. moy. 50–60 μm , D. max. 200 μm) à échinodermes, gastéropodes, Miliolidae, Textulariidae/Ataxophragmidae.

A la base, elles sont moins gréseuses (QZ: 5% max.) mais très riches en débris anguleux d'échinodermes (40–50%), remaniés avec leur ciment précoce syntaxial. Quelques rares lithoclastes (biomicrites à bryozoaires ou oïdes) sont aussi présents. La pyrite abonde et les minéraux lourds (zircon, tourmaline) sont fréquents tandis que la glauconie reste rare.

Localement, ces faciès réputés homogènes et monotones sont affectés par de brusques retours à un régime hydrodynamique élevé.

L'un de ces épisodes, à stratifications entrecroisées (cross bedding stratifications) est bien visible, le long de la route de St-Maurice à Bex, dans la paroi nord du vallon des Caillettes. LUGEON & ARGAND (1937) l'avaient déjà remarqué.

4. Evolution paléogéographique du Berriasien inférieur à l'Hauterivien inférieur

Entre le Berriasien inférieur et le Valanginien inférieur, la région de St-Maurice a vu se développer des environnements de dépôt montrant une nette tendance à l'émergence malgré de brefs épisodes transgressifs.

Après cette émergence, intervenue durant la fin du Valanginien inférieur, la région de St-Maurice a été affectée par un net mouvement transgressif visible au sein des dépôts du Valanginien supérieur («Couches à *Pygurus*») et de l'Hauterivien inférieur (calcaires siliceux à faciès «Kieselkalk»).

Berriasien inférieur et moyen. Les boues carbonatées à calpionelles qui caractérisaient l'autochtone de St-Maurice au Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure) sont des dépôts de plate-forme externe hémipélagique.

Après l'apparition du détritisme argileux (milieu de la Zone B), cette dernière fut envahie par une sédimentation temporaire de boues argilo-carbonatées pyriteuses et riches en matières organiques. Ces décantations, pratiquement azoïques, ont précédé l'installation de dunes sous-marines (unité 5) de type sand-waves (ALLEN 1980: fig. 32, classe IV) dont elles constituent l'équivalent latéral distal. Avec une longueur d'onde pluridécamétrique et une amplitude maximale de 2,5 m, ces sand-waves présentent

une forme asymétrique avec des foresets inclinés de 12° (maximum) vers le SW. Enfin, leur organisation interne (figs. 4a, b et c) est typique d'une accumulation induite par de forts courants de marée dont l'une des deux composantes (flot ou jusant) était prédominante.

Le courant dominant alternait périodiquement avec le courant subordonné mais ce dernier n'avait pas l'intensité suffisante pour entraîner une inversion complète du flux sédimentaire à chaque renversement de marée. L'action de ce courant subordonné se limitait à la formation des surfaces sigmoïdales S2 (surfaces de réactivation) par érosion de la crête et de la partie haute de la pente de progradation (lee side) des dunes. On peut donc estimer que le flux sédimentaire net vers le SW, était comparable au transport total.

Le fait que l'unité 5 ne soit constituée que par des sand-waves asymétriques dont la mise en place était contrôlée essentiellement par les courants de marée, laisse supposer que cette cinquième unité lithologique est une ancienne barre de marée ou un complexe bioclastique regroupant plusieurs barres de marée (tidal-bar belt au sens de BALL 1967 ou de HALLEY et al. 1983).

Les recherches menées en Mer du Nord par HOUBOLT (1968) ont montré que l'orientation des courants tidaux, à l'origine de ces accumulations sableuses, était parallèle à leur axe. Toutefois d'après HALLEY et al. (1983), il semblerait que ceci ne soit pas toujours le cas et que cela dépende notamment de la vitesse maximale des courants de marée. En effet, si celle-ci est inférieure à 50 cm/s (seuil critique), les barres bioclastiques ne se développent non plus parallèlement mais perpendiculairement au flot.

A St-Maurice, les conditions d'affleurement ne permettent malheureusement pas d'appréhender l'organisation spatiale détaillée de ces champs de dunes sous-marines. Dans ces conditions, il serait illusoire d'avancer un chiffre quant à l'orientation des courants de marée responsables de leur formation.

La forte proportion de lithoclastes qui entre dans la composition de ces sables bioclastiques et, en particulier, la présence d'extraclastes micritiques à charophytes suggèrent qu'ils ont été remaniés depuis une aire de sédimentation peu profonde. Cette dernière était caractérisée par une forte production bioclastique et le développement local de milieux confinés laguno-lacustres.

Pour MURAT (1952) ces extraclastes qu'il nomme «pseudoolithes» renferment des éléments de flore purbeckienne et il conclut, en 1963, à l'existence proche d'une terre émergée où se serait déposé un faciès purbeckien.

Grâce aux calpionelles, l'installation des premières dunes a pu être datée de la partie supérieure du Berriasien inférieur (Zone B moyenne à supérieure). Ces dernières représentent donc bien un équivalent latéral marin des faciès purbeckiens connus et datés sur la plate-forme jurassienne (Zone à *Jacobi-Grandis*). Ce résultat confirme donc les vues de MURAT (1963) et de MOUTY (1966).

Ce premier système dunaire est couronné par une surface érosive (S1) horizontale. Elle a précédé l'installation d'une seconde génération de sand-waves (unité 7) au front desquelles se développait un joint argilo-bioclastique (unité 6, fig. 4a). Les deux composantes du courant bidirectionnel qui a présidé à l'installation de ce second système dunaire étaient d'intensité comparable. Ce renversement complet du sens de transport s'est traduit par l'absence quasi totale de grands foresets de progradation qui sont remplacés, dans la partie inférieure de l'unité 7, par d'abondantes laminations entrecrois-

sées d'orientation N50°E. Cette valeur témoigne aussi en faveur d'un changement important (80°) dans la direction des courants de marée. La présence de sables oolithiques bien classés, au toit de l'unité 7, atteste que la frange sommitale de ce second système dunaire était probablement affectée par l'action de la houle.

Au passage Berriasien moyen-supérieur (Zones C supérieure ou D), ce contrôle dynamique de la sédimentation a cessé et l'on assiste au dépôt des biomicrites/biopelmicrites argilo-gréseuses de l'unité 8.

Par leur position dans la série, ces sédiments hémipélagiques de plate-forme externe pourraient correspondre à un faciès d'inter-dunes mais leur installation, à la fois brutale et extensive, témoigne plutôt en faveur d'un envahissement massif et durable provoqué par une légère transgression marine.

D'autre part, la préservation et l'empilement des systèmes dunaire sous-jacents dont les sables bioclastiques sont impropres à une cimentation précoce – en raison de leur mobilité permanente – implique nécessairement un taux de subsidence élevé. Dans ce contexte une simple accélération du taux de subsidence, entraînant une augmentation de la tranche d'eau et par voie de conséquence un net ralentissement de la sédimentation carbonatée, suffirait à expliquer la mise en place de l'unité 8 et la préservation (cimentation précoce en milieu marin) de l'unité 7.

Berriasien supérieur. Une troisième accumulation de sables biointraclastiques (unité 9), s'est mise en place au toit de l'unité 8.

Difficile d'accès, le corps principal de cette neuvième unité n'a pas pu faire l'objet d'une observation précise. Toutefois, dans la coupe de Notre-Dame-du-Scex, sa base présente des foresets-laminae de direction N30°E avec une pente de 25° vers le SE. Il semble donc que l'accumulation de ces sables calcarénitiques ait été, elle aussi, contrôlée par un courant dont les caractéristiques restent indéterminées.

A la sortie nord de St-Maurice, en rive droite du Rhône (coupe des Chenalettes), cette même unité est entaillée par un chenal érosif. De sa période d'activité, il ne subsiste que quelques dépôts résiduels (lag deposits) très grossiers où sont concentrés d'abondants débris coquilliers et de nombreux galets de calcaire à polypiers et spongiaires. Ceux-ci attestent du développement local de bioconstructions (patch reef) dont la localisation exacte n'a pas pu être précisée. Toutefois, il est probable qu'elles se soient développées au sein même du chenal pour lequel il faut certainement invoquer une origine tidale. Ce second dispositif sédimentaire caractérisé par des épandages sableux, parcourus par des chenaux, pourrait correspondre à un delta de marée (tidal delta).

Le Berriasien terminal et/ou la base du Valanginien (Zones D, E) ont enregistré une seconde récurrence de faciès hémipélagiques (unité 10, vire de l'Ermitage de Notre-Dame-du-Scex). Comme dans le cas de l'unité 8, la mise en place de l'unité 10 est liée à une légère transgression marine qui marque le début d'une troisième séquence sédimentaire régressive.

Valanginien inférieur. Deux aires de sédimentation se juxtaposaient alors au sein de l'unité 11 (fig. 5). Au nord et à l'abri d'une importante barre sableuse (coupe de la Basilique), s'accumulaient des boues carbonatées finement bioclastiques (coupe du Château). Des bioconstructions à coraux et spongiaires prospéraient localement dans ces faciès d'arrière barre où venaient s'interstratifier quelques épandages de sables calcarénitiques propres. Le caractère lagunaire de ces dépôts s'est encore affirmé dans la partie sommitale de l'unité 11 qui a vu s'installer une sédimentation de lagon restreint.

Ce dernier événement a précédé l'enregistrement d'une importante discontinuité qui se marque par un joint ferrugineux et localement (coupe des Palluds) par une érosion des calcaires lagunaires sous-jacents au toit desquels s'est développé un paléosol à racines avec leurs manchons racinaires.

Valanginien supérieur – Hauterivien inférieur. Comme l'indique la fig. 5, la discontinuité basale a été recouverte en onlap par les dépôts du Valanginien supérieur («Couches à *Pygurus*») puis de l'Hauterivien inférieur (Calcaires siliceux). La géométrie de ce dispositif sédimentaire transgressif implique nécessairement que son substratum, d'âge Valanginien inférieur, présentait un pendage orienté vers le nord. Cette inversion dans l'organisation spatiale des zones de faciès a été accompagnée par une importante érosion des séries réduites du massif cristallin des Aiguilles-Rouges.

Ces matériaux détritiques issus des séries triasique, jurassique et crétacée, ont été transportés vers le nord jusque dans la région de St-Maurice où ils sont venus former des microconglomérats de plage (foreshore), puis de plage submergée (shoreface). Progressivement la tendance transgressive s'est affirmée et ces microconglomérats ont été remplacés par des sables échinodermiques («Couches à *Pygurus*», partie supérieure). Ces derniers seront eux-mêmes surmontés et recouverts par les dépôts hémipélagiques gréseux de l'Hauterivien inférieur qui marquent le retour à une sédimentation de plate-forme externe où subsistait localement des conditions de dépôt caractérisées par un régime hydrodynamique élevé.

5. Conclusions

Dès la fin du Berriasien inférieur ou à partir de la base du Berriasien moyen, la région de St-Maurice a vu se mettre progressivement en place une sédimentation bioclastique de plate-forme externe sur laquelle se développaient des dunes sous-marines de types sand-waves qui progradaient en direction du SW sous l'action des courants de marée.

A la même époque, des faciès rigoureusement identiques se sont également développés en Chartreuse centrale, c'est-à-dire sur la bordure orientale de la plate-forme jurassienne qui était alors affectée par un net mouvement transgressif lui-même contrôlé par un effondrement progressif de la marge jurassienne de la Téthys (DÉTRAZ 1989).

En effet, si l'on compare les cartes de répartition de faciès du Berriasien inférieur et moyen publiées par DÉTRAZ & MOJON (1989, figs. 14 et 15), on constate une nette similitude de faciès entre l'autochtone de St-Maurice (coupes 82 à 91) et la Chartreuse occidentale (coupes 3, 4 et 6); ce qui tendrait à prouver qu'au nord de la région genevoise, la plate-forme jurassienne s'étendait vers l'est jusqu'au massif cristallin des Aiguilles-Rouges.

Malgré de brefs épisodes transgressifs, ces accumulations bioclastiques ont persisté, dans la région de St-Maurice, pratiquement sans interruption jusqu'au Valanginien inférieur. Elles abritaient vers le nord un lagon marin puis restreint qui a progressivement gagné la région de St-Maurice durant le Valanginien inférieur.

Durant la fin du Valanginien inférieur, la couverture sédimentaire autochtone et réduite du massif cristallin des Aiguilles-Rouges a été affectée, dans son ensemble, par un mouvement de basculement vers le nord.

Au sud de la région étudiée, la couverture sédimentaire autochtone du massif cristallin des Aiguilles-Rouges a émergé et son érosion a alimenté alors en matériaux triasiques, jurassiques et crétacés les faciès de plages (Couches à *Pygurus*: membre inférieur) visibles au nord de St-Maurice dans la coupe des Palluds. Par la suite, ces derniers ont été transgressés par des sables échinodermiques (Couches à *Pygurus*: membre supérieur), eux-mêmes surmontés par les calcaires siliceux à faciès «Kieselkalk» de l'Hauterivien. Ces dépôts successifs reposent en biseau d'aggradation (= onlap) sur la discontinuité DIV (fig. 5).

A St-Maurice, cette discontinuité correspond donc à une importante surface d'érosion doublée d'une discordance angulaire à pendage nord.

Or cette surface de discontinuité existe également sur la plate-forme jurassienne (DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, DÉTRAZ & MOJON 1989: fig. 25b).

A l'image de la bordure orientale de la plate-forme jurassienne, la région de St-Maurice a donc été affectée durant tout le Berriasien et la majeure partie du Valanginien inférieur par une subsidence active. Dans ce contexte transgressif, la région de St-Maurice qui était balayée par de puissants courants de marée, s'est révélée particulièrement favorable au développement de sand-waves. Ces résultats viennent donc confirmer les travaux de NIO (1976) concernant les conditions de développement des sand-waves en Espagne (bassin de Tresp-Grau; Tertiaire inférieur), en Suisse (bassin molassique; Miocène) ou en Angleterre (Greensand basin; Aptien).

Remerciements

Je tiens à exprimer ici ma gratitude envers tous ceux qui ont contribué à la réussite de cette recherche menée dans le cadre du Département de géologie et de paléontologie de l'Université de Genève.

En reprenant l'étude de l'autochtone de St-Maurice, j'ai eu le plaisir et le privilège de pouvoir emmener le Dr. R. Murat sur le terrain. Grâce à lui, j'ai pu localiser rapidement les nombreux affleurements qu'il avait décrit lors de son travail de doctorat.

J'ai également apprécié l'aide du Prof. P. Homewood et du Dr. O. Lateltin de l'Université de Fribourg qui m'ont tout deux fait bénéficier de leur connaissance du terrain et de leurs compétences dans le domaine de la sédimentologie.

Quant au Professeur J. Remane de l'Université de Neuchâtel, il a accepté de vérifier mes déterminations de calcionelles.

Enfin mon collègue P.O. Mojon m'a fait bénéficier de ces compétences dans le domaine de la paléocéologie et de la biostratigraphie des charophytes et des ostracodes lacustres.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J.R.L. 1980: Sand waves: a model of origin and internal structures. *Sedimentary Geology* 26, 281–328.
- AMBERGER, G. 1960: L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse n° 1312 Univ. Genève.
- BADOUX, H. 1960: Notice explicative feuille 37 Monthey. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Kümmerly & Frey, Berne.
- 1971: Notice explicative feuille 58 Dent-de-Morcles. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Kümmerly & Frey, Berne.
- BALL, M.M. 1967: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Jour. Sed. Petrology* 37, 556–591.
- COLLET, L.W. 1943: La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse (n.s.)* 79.
- DECROUEZ, D. & LOMBARD, AUG. 1980: Stratigraphie des couches de St-Maurice (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 109–124.
- DÉTRAZ, H. 1989: Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suissees et Jura méridional) du Tithonique au Valanginien: tectonique synsédimentaire et eustatisme. Thèse n° 2238 Univ. Genève.

- DÉTRAZ, 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.* 81/1, 125–154.
- DÉTRAZ, H. & MOJON, P.O. 1989: Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre le Thithonique-Portlandien et le Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle. *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 37–112.
- GAGNEBIN, E., LOYS, F. DE, REINHARD, M., LUGEON, M., OULIANOFF, N., HOTZ, W., POLDINI, E. & KAENEL, F. VON 1934: Notice explicative feuille 8 St-Maurice. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Kümmerly & Frey, Berne.
- HALLEY, R.B., HARRIS, P.M. & HINE, A.C. 1983: Bank margin environment. In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. by SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H.). AAPG Mem. 33, 463–506.
- HARPE, P. DE LA & RENEVIER, E. 1856: Excursion géologique à la Dent-du-Midi. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 261.
- HEIM, A. 1917: Das Valanginien von St-Maurice und Umgebung verglichen mit demjenigen der Ostschweiz. *Vj. natf. Ges. Zürich* 62/3 u. 4.
- HOUBOLT, J.J.H.C. 1968: Recent sediments in the southern bight of the North Sea. In: *Facies models* (Ed. by WALKER, R.G. 1984). Geoscience Canada reprint series 1.
- LATELTIN, O. 1983: Etude géologique en rive droite du Bas-Val-d'Illeiz. Dipl. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- LOYS, F. DE 1928: Monographie géologique de la Dent-du-Midi. *Matér. Carte géol. Suisse* (n.s.) 58.
- LUGEON, M. & ARGAND, A. 1937: Notice explicative feuille 485 Saxon-Morcles. Atlas géol. Suisse 1:25.000. Ed. Kümmerly & Frey, Berne.
- MOUTY, M. 1966: Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse n° 1369 Univ. Genève.
- MURAT, R. 1952: Découverte de débris de Characées dans les calcaires valanginiens de la paroi du Scex (St-Maurice, Valais). *Arch. Sci. Genève* 5, 401–403.
- 1957: Etude géologique de l'autochtone de St-Maurice (Valais). Thèse Univ. Genève (inéd.).
- 1963: L'autochtone de St-Maurice. A.I.P.U.G., Genève.
- NIO, S.D. 1976: Marine transgression as a factor in the formation of sandwave complexes. *Geol. Mijnb.* 55/1–2, 18–40.

Manuscrit reçu le 3 janvier 1989

Révision acceptée le 2 juin 1989

