

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 80 (1987)
Heft: 1

Artikel: Le Jurassique supérieur : Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie : Alpes occidentales) : analyse des résédimentations, architecture du bassin et influences des bordures

Autor: Detraz, Hervé / Charollais, Jean / Remane, Jürgen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165986>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 01.04.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 1	Pages 69–108	Bâle, avril 1987
---------------------	---------	-------	--------------	------------------

Le Jurassique supérieur – Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie; Alpes occidentales): Analyse des resédimentations, architecture du bassin et influences des bordures

Par HERVÉ DETRAZ¹⁾, JEAN CHAROLLAIS¹⁾, et JÜRGEN REMANE²⁾

RÉSUMÉ

Cette étude, qui retrace l'évolution du bassin delphino-helvétique savoyard entre le Kimméridgien et le Valanginien, a pour cadre géographique le massif des Bornes et de Platé (Haute-Savoie; France). Les corrélations biostratigraphiques démontrent l'importance des érosions sous-marines qui affectent la sédimentation des chaînes subalpines septentrionales entre le Tithonique supérieur et le Berriasien moyen. Les épandages bioclastiques, très abondants au Berriasien inférieur/moyen et à la limite Berriasien-Valanginien, sont contrôlés par des paléopentes de direction NE–SW à pendage NW ou SE. L'analyse sédimentologique prouve l'existence d'une aire d'approvisionnement en matériaux bioclastiques située au NE du secteur d'étude. La description détaillée des six coupes retenues ici permet d'illustrer et d'interpréter en termes de mode de transport et de dépôt, les principaux types de resédimentations jusqu'alors décrits suivant les auteurs sous l'appellation «pseudo-brèches» ou «brèches intraformationnelles».

ABSTRACT

The present study retraces the evolution of the delphino-helvetetic basin from the Kimmeridgian to the Valanginian in the area of the Bornes and Platé massifs (Haute-Savoie, France). Biostratigraphic correlations demonstrate the importance of submarine erosion affecting the sedimentation in the northern Subalpine mountains between the Upper Tithonian and the Middle Berriasian. The distribution of bioclastic sediments (very abundant in the Lower Berriasian and at the Berriasian–Valanginian boundary) is controlled by paleoslopes which strike NE–SW and dip NW or SE. Sedimentological analysis indicates the existence of a bioclastic source area located to the NE of the study area. Detailed description of six sections allows to illustrate and interpret the mode of transportation and emplacement of the major types of resedimented deposits, which up to now have been termed «pseudo-breccias» or «intraformational breccias».

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

²⁾ Institut de Géologie, 11, rue Emile-Argand, CH–2000 Neuchâtel 7.

ZUSAMMENFASSUNG

Die detaillierte Beschreibung von sechs ausgewählten Profilen im Bornes- und Platé-Massiv (Savoyen) erlaubt es, die Transport- und Ablagerungsmechanismen der hauptsächlichen Resedimenttypen zu interpretieren. Bisher wurden diese Ablagerungen je nach Autor meist als «Pseudobreccien» oder «intraformationelle Breccien» eingestuft.

Erst die biostratigraphischen Ergebnisse vermitteln ein Bild vom Ausmass der submarinen Erosion durch Schlammströme und grain flows in den nördlichen subalpinen Ketten in der Zeit vom obersten Jura (Obertithon) bis zum mittleren Berriasien. Alle im Untersuchungsgebiet gewonnenen stratigraphischen und sedimentologischen Ergebnisse werden in zwei Korrelationstabellen dargestellt und kommentiert.

Die Transportrichtungen geben Auskunft über die Richtung des Gefälles im Sedimentationsbecken, und so lässt sich der Einfluss der Paläotopographie auf die Verteilung der Resedimente abschätzen.

Ein dreidimensionales Sedimentationsmodell wird für diesen Teil des subalpinen Beckens entwickelt. Dabei wird das Vorhandensein eines zweiten Liefergebiets bioklastischen Materials im NE unseres Arbeitsgebiets (Ostland) berücksichtigt. Diese wahrscheinliche Fortsetzung der Jura-Plattform nach Osten bedingt eine nordwestlich gelegene Meeresbucht.

Introduction

Les massifs des Bornes et de Platé se situent entre le lac d'Annecy et la frontière franco-suisse (fig. 1). L'évolution sédimentologique du bassin fait l'objet d'une première partie où figurent deux tableaux de corrélation commentés, qui intègrent l'ensemble des données stratigraphiques et sédimentologiques recueillies. Une reconstitution des paléopentes internes au bassin vient ensuite, suivie par une analyse du détritisme bioclastique, quartzeux et glauconieux. Le lecteur intéressé par les coupes types trouvera leur description détaillée dans la seconde partie. Les datations sont basées sur les ammonites, les protoglobigérines, les échinodermes pélagiques (Saccocomidae) et les calpionelles: biozotation établie par REMANE (1963, 1967, 1973, 1974) et LE HEGARAT & REMANE (1968). Dans le texte qui suit, les auteurs placent la limite Jurassique-Crétacé à la base de la Zone à *Jacobi* (base de la Zone B) en accord avec la majorité des participants au colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel, 1973; Mém. BRGM, 86, 1975).

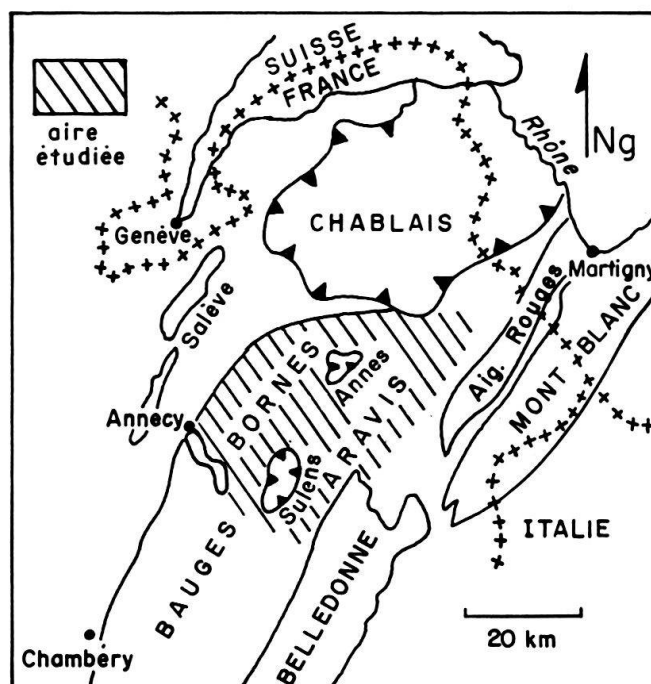


Fig. 1. Situation géographique de l'aire étudiée.

1. Evolution sédimentologique du bassin

La synthèse des données stratigraphiques et sédimentologiques présentée ici, repose tout d'abord sur deux tableaux de corrélation où figurent la répartition verticale et la géométrie des différents corps sédimentaires reconnus. Elle se poursuit par une analyse des faisceaux contournés (slumps) qui permet de reconstituer l'architecture du bassin et donc de comprendre le contrôle qu'exerce cette dernière sur les épandages détritiques. L'analyse des resédiments bioclastiques constitue la troisième et dernière partie de ce chapitre. Elle apporte des enseignements sur les relations plate-forme/bassin.

1.1 Evolution verticale et horizontale des corps sédimentaires

1.1.1 Massif des Bornes (fig. 2)

Partie méridionale

Du Kimméridgien au Valanginien, l'extrémité méridionale du massif des Bornes est caractérisée par d'importants volumes de resédiments, parmi lesquels dominent les glissements synsédimentaires sous-marins (slumps, coulées boueuses ou lithoclastiques).

Jurassique terminal – Berriasien inférieur et moyen: L'âge du substratum jurassique et la composition des coulées boueuses ou lithoclastiques du Berriasien inférieur et moyen permettent de distinguer, dans cette partie du bassin subalpin, deux provinces sédimentaires.

La province sédimentaire méridionale comprend les coupes du Chenay, de Montmin, de Coche Cabane et de Sallier. Les resédiments d'âge Berriasien inférieur et moyen reposent directement sur un substratum attribué au Kimméridgien/Tithonique inférieur. Les dépôts du Tithonique supérieur sont ici totalement absents; ils furent érodés après leur dépôt, comme l'atteste leur présence sous forme de lithoclastes au sein des coulées boueuses attribuées au Berriasien inférieur et moyen. Ces dernières remanient des sédiments dont les âges s'échelonnent entre le Kimméridgien supérieur et le Berriasien moyen. La disposition des corps sédimentaires dont l'extension latérale atteint une quinzaine de kilomètres, implique des paléopentes de direction SSW–NNE à pendage ESE; ils apparaissent en forme de lentilles sur la fig. 2, puisque l'orientation du profil est perpendiculaire à l'axe d'écoulement.

La province sédimentaire septentrionale comprend les coupes de Cotona et des Crottes; elle correspond à une aire de sédimentation légèrement plus profonde où les dépôts pélagiques carbonatés du Tithonique supérieur et du Berriasien basal ont été préservés. Les coulées boueuses basales attribuées au Berriasien inférieur et au début du Berriasien moyen ne remanient que des sédiments du Tithonique supérieur et du Berriasien inférieur. Elles constituent avec les dépôts turbiditiques chenalisés du Berriasien moyen, un appareil d'accumulation détritique sous-marin, visible sur le profil dans sa partie distributrice et chenalisée (voir §2.5.).

Berriasien supérieur: Ce n'est que dans la province méridionale et plus précisément dans la région de Montmin que des glissements synsédimentaires et des coulées boueuses ont pu être mis en évidence. Ces resédimentations contrôlées par des paléopentes de direction subméridienne à pendage est, incluent des dépôts d'âge Berriasien moyen et supérieur.

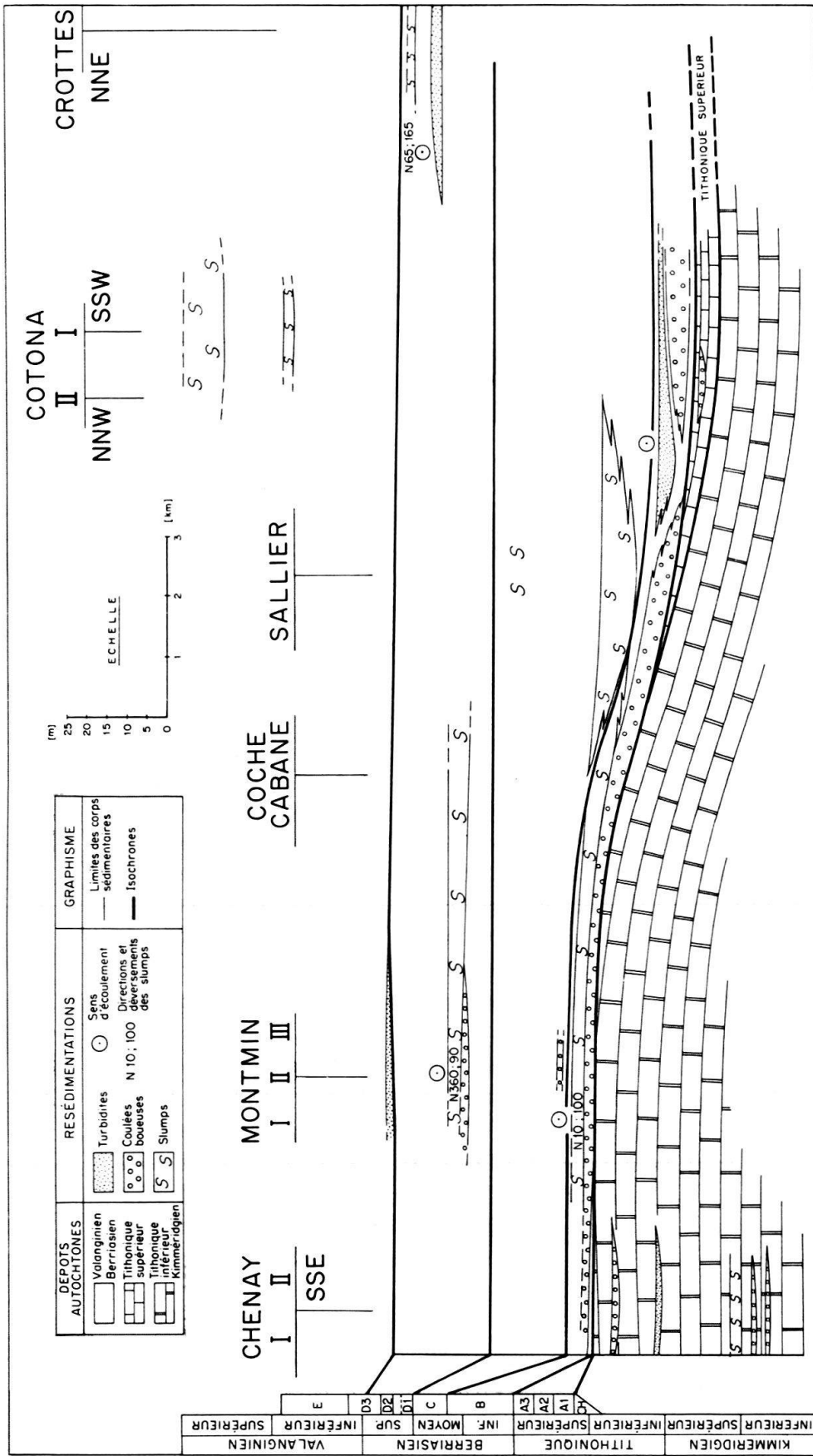


Fig. 2. Corrélation des coupes de la partie méridionale du massif des Bornes. — niveau de référence: limite Berriaisien/Valanginien. — l'épaisseur des petits corps sédimentaires de type coulées boueuses, slumps ou turbidites d'âge Kimmérien et des formations du Tithonique inférieur, est doublée.

DEPOTS AUTOCHTONES	RESÉDIMENTATIONS	GRAPHISME	Coordonnées des coupes (feuilles topographiques IGN, 1/50 000)
Valanginien	Turbidites	Limites des corps sédimentaires	906,50/2092,80
Berriaisien	Coulées boueuses	—	906,05/2093,20
Tithonique supérieur	Slumps	—	905,00/2094,20
Tithonique inférieur	Sens d'écoulement	—	904,85/2095,40
Kimmérien	Directions et déversements des slumps	—	905,05/2095,50
		—	903,35/2099,15
		—	901,00/2101,00
		—	901,85/2104,10
		—	901,80/2103,80
		—	902,35/2107,80

Valanginien: Dès la fin du Berriasien et à la limite Berriasien/Valanginien, des faciès bioclastiques distaux ont été observés à Montmin et dans la région des Crottes. En ce dernier point, des glissements synsédimentaires valanginiens ont permis de reconstituer des paléopentes plongeant vers le SE. Des figures semblables ont été repérées dans le Nant de Cotona, sans qu'il soit possible de déterminer l'orientation des paléopentes.

Partie centrale

Dans la partie centrale du massif des Bornes, la coupe du Petit Bornand fait figure d'exception par rapport au contexte sédimentaire qui vient d'être présenté. Elle est, en effet, complètement dépourvue de sédiments d'origine bioclastique. Cette zone caractérisée par une importante accumulation de resédiments, a été isolée entre le Berriasien moyen et le Valanginien de tout apport détritique. Ceci est d'autant plus remarquable que le même phénomène s'observe au Valanginien supérieur puisque les calcarénites («Calcaire roux»; MORET 1934) disparaissent à la hauteur du Petit-Bornand, alors qu'elles sont très développées au nord et plus sporadiquement au sud.

1.1.2 Chaîne des Aravis et massif de Platé (fig. 3)

Paléogéographiquement liée au massif de Platé, la chaîne des Aravis s'en distingue principalement par un taux de sédimentation plus élevé.

«*Barre tithonique*» des auteurs: Le tiers inférieur de cette barre est constitué par des calcaires pélagiques d'âge Oxfordien supérieur et Kimméridgien. Les deux autres tiers d'une épaisseur moyenne de 100 m appartiennent au Tithonique inférieur, les dépôts du Tithonique supérieur se réduisant à quelques mètres. La forte accumulation de resédiments, d'origine turbiditique, à l'extrémité SW de la chaîne des Aravis (Coupe du col des Aravis, du Torrent du Chatelard, du Plan des Eves) indique que cette région a dû correspondre à un point bas. Cette dépression est limitée vers le sud par un haut-fond (coupe des Stappsets) caractérisé par une forte réduction d'épaisseur des dépôts autochtones.

Début du Berriasien (Zone B inférieure): Ces reliefs sous-marins s'estompent progressivement sous les dépôts pélagiques du Berriasien basal. La dépression définie au Tithonique enregistre encore quelques resédimentations (turbidites et coulées boueuses) mais dans l'ensemble, ces premiers sédiments berriasiens montrent une nette réduction d'épaisseur du SW vers le NE.

Fin du Berriasien inférieur – début du Berriasien moyen (Zone B supérieure à terminale): Un développement généralisé des glissements synsédimentaires marque la fin du Berriasien inférieur et le début du Berriasien moyen. L'accumulation de resédiments, d'une épaisseur moyenne de 85 m et d'une extension latérale au moins égale à 20 km, constitue un très bon repère lithostratigraphique et chronostratigraphique.

Les mouvements de rotation importants qui affectent ces dépôts dans la chaîne des Aravis, tendent à disparaître dans le massif de Platé, entre les stations de Véran et de La Cha, au profit d'un simple boudinage des bancs.

Fin du Berriasien moyen – Valanginien: La fin du Berriasien moyen marque le retour à une sédimentation pélagique et régulière. Dès le Berriasien supérieur mais surtout à partir du Valanginien inférieur, ces dépôts autochtones sont nettement dominés par les marnes.

Seules, les stations de Véran et de La Cha continuent d'enregistrer sporadiquement des apports en sables bioclastiques. La présence de rares cannelures à la base de certaines séquences turbiditiques indique une direction d'apport orientée N 55.

La fin du Valanginien est caractérisée par le dépôt généralisé de calcaires bioclastiques quartzeux et glauconieux («Calcaire roux») sur l'ensemble des deux massifs, à l'exception de la région des Quatre-Têtes.

A ce stade de l'étude, il est particulièrement intéressant de comparer nos résultats avec des travaux de portée régionale (STEINHAUSER 1969) ou traitant des variations eustatiques à l'échelle du globe (VAIL et al. 1984).

L'ensemble du bassin delphino-helvétique savoyard enregistre durant le Berriasien et le Valanginien une succession d'événements sédimentaires (turbidites bioclastiques, détritisme quartzeux, glauconieux) en relation étroite avec les différents épisodes de la progradation des faciès pré-subalpins mis en évidence par STEINHAUSER (1969) sur cette même période.

Les importantes accumulations de resédiments bioclastiques enregistrées au Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure) et au Berriasien supérieur (terminal) sont responsables du développement de deux cônes d'accumulation profonds (Deep sea fan) sur la bordure orientale du bassin delphino-helvétique savoyard.

Les recherches menées par VAIL et al. (1984) sur la base des résultats de la stratigraphie sismique, ont montré que l'installation d'un cône d'accumulation profond coïncide avec une baisse rapide du niveau marin. Nous pouvons donc conclure à l'existence de deux variations eustatiques négatives durant le Berriasien; la première, au Berriasien inférieur et moyen et la seconde, au Berriasien supérieur (terminal).

Ces résultats régionaux s'intègrent étroitement dans la succession des seize cycles eustatiques définis par ces auteurs, pour le Jurassique et le Crétacé inférieur, à l'échelle du globe.

Au vu des importantes érosions sous-marines qui se manifestent au Berriasien inférieur et moyen, il semble que la vitesse de la régression soit renforcée, régionalement, par des paramètres indépendants des variations eustatiques globales. Une tectonique synsédimentaire distensive accélère probablement cette variation eustatique négative et lente comme le prouve le développement simultané et généralisé de slumps.

Fig. 3. Corrélation des coupes dans la chaîne des Aravis et le massif de Platé.

– niveau de référence: sommet de l'Hauterivien

– l'épaisseur des corps sédimentaires de type coulées boueuses, slumps ou turbidites, d'âge Kimméridgien ou Tithonique inférieur, est doublée.

Coordonnées des coupes (feuilles topographiques IGN, 1/50 000 e)

Stappsets	920,00/2102,50	Annecy-Ugine rév. 1972
Col des Aravis	921,20/2105,35	Annecy-Ugine rév. 1972
Torrent du Chatelard	921,25/2105,45	Annecy-Ugine rév. 1972
Plan des Eves	923,40/2106,60	St Gervais-les-Bains rév. 1960
Petetry	924,45/2109,35	Cluses rév. 1971
Mia	925,35/2110,60	Cluses rév. 1971
Quatre Têtes	928,10/2115,25	Cluses rév. 1971
Véran	935,90/2116,70	Cluses rév. 1971
Lacha (PAIRIS 1975)	936,40/2115,20	Cluses rév. 1971

De tels changements du niveau marin sont certainement responsables des nombreuses resédimentations qui affectent les dépôts tithoniques et valanginiens. Mais la datation de ces variations n'est pas suffisamment précise pour nous permettre une corrélation sûre.

1.2 Analyse des faisceaux contournés

Du Lias au Tertiaire, le bassin delphino-helvétique savoyard comprend des niveaux contournés; toutefois, ils sont particulièrement bien développés et visibles dans les alternances marno-calcaires du Berriasien (CHAROLLAIS 1963, CHAROLLAIS & LOMBARD 1966, DETRAZ et al. 1984). La mise en évidence de glissements synsédimentaires au sein de l'ensemble calcaire du Kimméridgien supérieur et du Tithonique est plus délicate en raison d'une plus grande homogénéité du sédiment (BEAUDOIN 1972, 1973; BEAUDOIN et al. 1974). De ce fait, nous n'avons pas observé, sur l'ensemble de l'aire étudiée, de contournements majeurs dans la barre tithonique. Lorsque l'écart de datation entre le substratum (ou la matrice) et les resédiments devient significatif, l'outil biostratigraphique permet de détecter des glissements synsédimentaires dont les structures contournées ne sont pas bien développées (homogénéité du sédiment, faible déplacement, corps principal du slump).

L'ensemble des auteurs s'accorde à considérer les faisceaux contournés comme le résultat d'un glissement synsédimentaire sur le fond marin, suivant une pente qui peut être très faible, de l'ordre de quelques degrés (POTTER & PETITJOHN 1963, READING 1978). La reconstitution des paléopentes enregistrées au sein de ces faisceaux contournés repose sur deux hypothèses: la génératrice (axe) des corps cylindriques matérialise la paléohorizontale (direction de la paléopente), le sens du déplacement est alors orthogonal. Il indique le pendage de la paléopente. Ce dernier est déterminé par le déversement préférentiel des structures. Pour être significatives, les nombreuses valeurs recueillies sur un même affleurement doivent présenter une bonne cohérence. Si la détermination de la direction est généralement aisée, en raison du nombre élevé de structures cylindriques mesurables, le sens du glissement nécessite la reconnaissance de structures particulières dont l'assymétrie permet de définir ce dernier.

Ces structures sont au nombre de cinq (BEAUDOIN 1977, p. 128, 130, 132). Dans cette étude, 12 stations ont fait l'objet d'une mesure systématique des faisceaux contournés. Elles se répartissent dans le massif des Bornes (5 stations), la chaîne des Aravis (6 stations), le massif de Platé (1 station), ce qui totalise 231 mesures sur le terrain (fig. 4). Pour chaque station, l'ensemble des valeurs mesurées est présenté sous la forme de deux roses: la première concerne la direction de la paléopente, la seconde le déversement, c'est-à-dire le sens du glissement (fig. 5, 6). A ces diagrammes, s'ajoute, uniquement pour les mesures de direction, une courbe des pourcentages cumulés. Cette dernière permet de définir la direction de la médiane (50% des mesures) et l'écart interquartile (différence angulaire entre les valeurs de direction définies pour 25% et 75% des mesures). Deux exemples extrêmes ont été choisis et figurés pour la chaîne des Aravis: la station de Pététry II (fig. 5) montre une très bonne cohérence des génératrices; elle se marque par un écart interquartile particulièrement faible (11°). A l'opposé, la station de la Mia (fig. 6) présente un écart interquartile élevé (44°). Cette valeur qui reflète une cohérence des génératrices nettement moins bonne, reste néanmoins acceptable. Avec un écart interquartile inférieur à 50°, l'évaluation de la direction de la paléopente reste correcte. Les

S T A T I O N S	COORDONNÉES	Nombre de mesures	A G E	ZONATION CALPIONELLES	P A L É O P E N T E S		
					Médiane	DÉVERSEMENT Ecart	
MASSIF DES BORNES	Nant Montmin I	16	Berriasien inférieur et moyen	Zone B	N10	N100	
	Nant Montmin II	7	Berriasien supérieur	Zone D2	N0	N90	
	Ruisseau Crottes	6	Valanginien inférieur	Zone D	N65	N155	
	Petit-Bornand	21	Berriasien moyen à sup.	Zone B sup. à D2	N45	N315	
	Nant-la-Ville	7	Valanginien		N60	N330	
	CHAÎNE DES ARAVIS	Alpage des Stappsets	13	Sommet du Berriasien inférieur	Zone B supérieure	N55	N325
		Torrent du Châtelard	14		à terminale	N75	N165
Pétetry I		15	Base du Berriasien moyen		N20	N110	
Pétetry II		30			N25	N115	
Mia		37			N35	N125	
Quatre Têtes		33			N35	N305	
PLATÉ		Slump	32	Sommet Berriasien inf. - Base Berriasien moyen	B sup./termin.	N55	N325
		Turbidite	5	Valanginien		N55	

Fig. 4. Mesures des directions et déversements des paléopentes dans le massif des Bornes, la chaîne des Aravis et le massif de Platé, au Berriasien et au Valanginien.

Des corrections ont été apportées aux mesures effectuées sur le terrain lorsque le pendage actuel des couches dépassait 40 degrés. Pour des angles inférieurs, l'écart entre la valeur brute mesurée et la valeur corrigée par rabattement à l'horizontale, est inférieure à la précision de la mesure (5 degrés). L'ensemble des valeurs a été traité et ordonné par ordinateur (programme ROSE; DAVAUD 1983; inédit).

La valeur du déversement étant un renseignement d'ordre qualitatif, sa médiane et son écart interquartile n'ont pas été calculés. La valeur qui figure dans ce tableau est directement dérivé de la médiane de direction, par rotation de 90 ou de 270 degrés, suivant les indications de terrain.

valeurs présentées sur la fig. 4 mettent en exergue la cohérence des mesures au sein d'un même faisceau, l'homogénéité des directions des paléopentes entre les différentes stations et l'alternance des déversements vers le SE ou le NW.

— *La cohérence des mesures au sein des faisceaux contournés* est évidente puisque les valeurs des écarts interquartiles sont toujours faibles, sauf au Nant la Ville où le nombre des mesures est trop faible pour être significatif. Cette cohérence est particulièrement intéressante pour les figures de contournement, observées sur le flanc SE de la chaîne des Aravis et dans le massif de Platé, et dont le synchronisme de mise en place a été démontré précédemment (fin du Berriasien inférieur et début du Berriasien moyen (Zone B supérieure à terminale)). Dans la chaîne des Aravis, ces dépôts constituent un corps sédimentaire facilement cartographiable dont l'épaisseur varie entre 50 et 120 m et dont l'extension latérale dépasse 20 km (fig. 3).

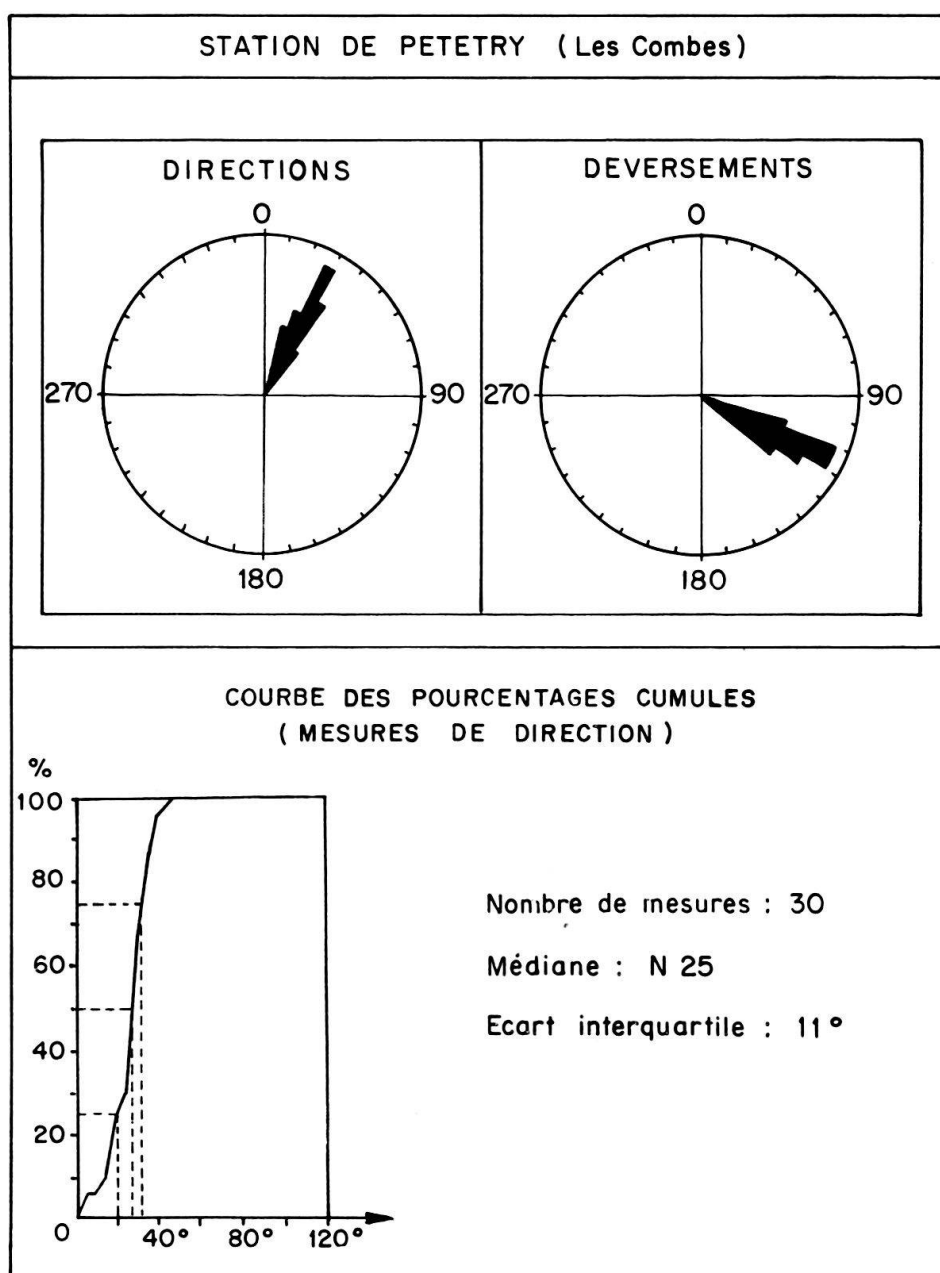


Fig. 5. Station de Petetry II: Mesures de direction et de déversement des slumps du Berriasien inférieur et moyen; courbe des pourcentages cumulés.

— *L'homogénéité des mesures de direction des paléopentes* (fig. 4, 7), toutes inscrites dans le cadran NE quelles que soient les stations, est d'autant plus remarquable qu'elle concerne non seulement des faisceaux contournés synchrones (chaîne des Aravis), mais également l'ensemble des figures de contournement sur tout le terrain étudié, depuis le Berriasien inférieur jusqu'au Valanginien. La moyenne des 231 mesures de direction effectuées dans les 12 stations mentionnées sur la fig. 4, donne une médiane orientée N 35° et un écart interquartile égal à 44°.

La cohérence de ces résultats démontre que la morphologie des fonds marins n'était pas régie par des paramètres aléatoires. L'homogénéité des mesures de direction, pour l'ensemble de l'aire étudiée, prouve que cette morphologie était contrôlée par des pentes sédimentaires qui s'articulaient autour d'un axe paléogéographique prédominant,

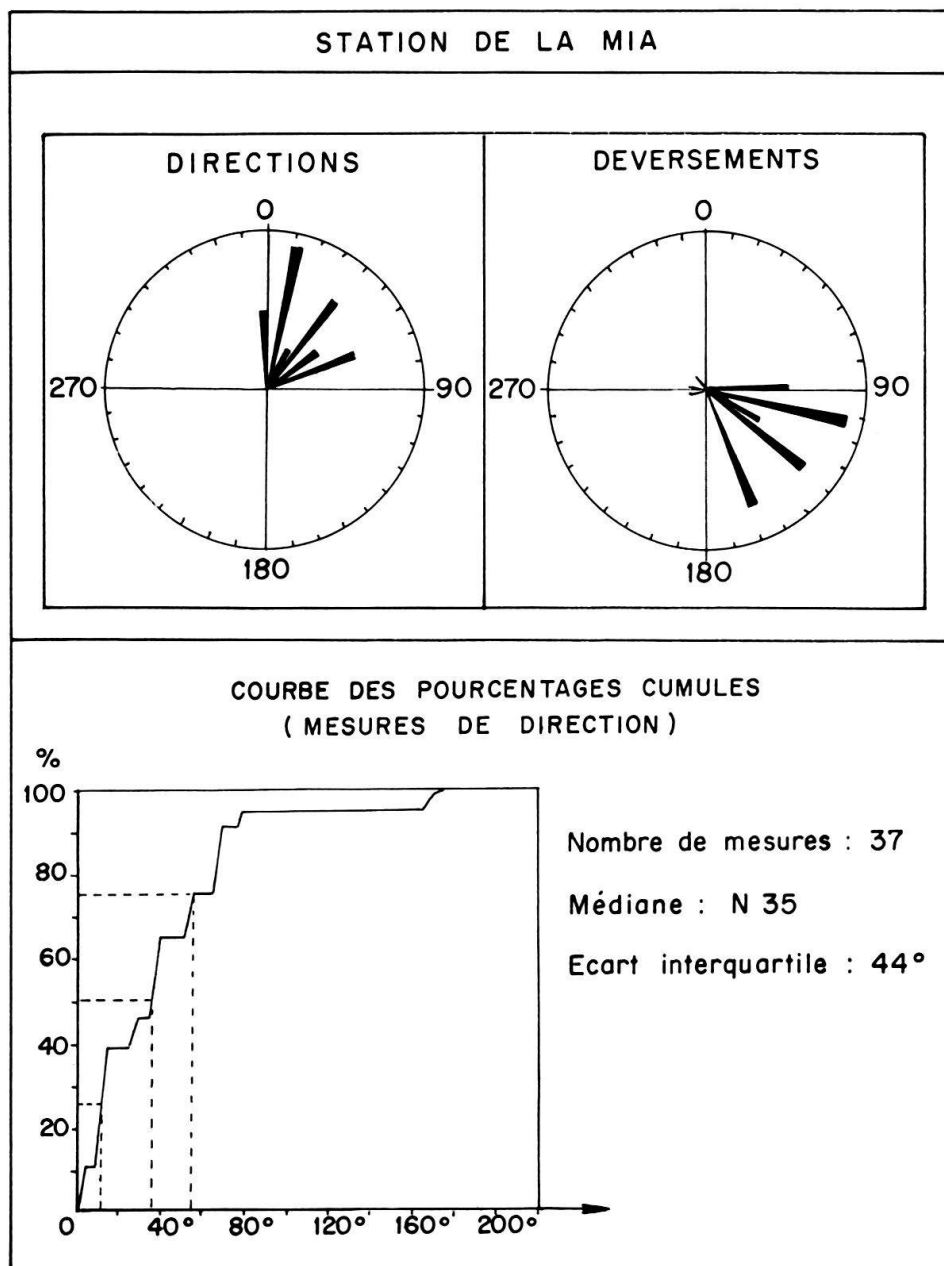


Fig. 6. Station de la Mia: Mesures de direction et de déversement des slumps du Berriasien inférieur et moyen; courbe des pourcentages cumulés.

d'orientation SW-NE, plus précisément entre N25° et N75°. Seules, les stations de Montmin échappent à cette règle et présentent des directions subméridiennes, ce qui pourrait s'expliquer par la virgation des plis subalpins à la hauteur de Faverges ou par la proximité d'accidents majeurs tel que la prolongation de la faille du Vuache. La direction des paléopentes au Berriasien et au Valanginien, voisine de N35°, mise en évidence dans cette étude, coïncide avec la direction des accidents listriques responsables de la structuration en blocs basculés de la marge nord-téthysienne (LEMOINE et al. 1981) ou avec l'orientation de la flexure de la bordure orientale de la plate-forme jurassienne (ENAY et al. 1984).

— *L'alternance des déversements*, particulièrement remarquable sur le flanc SE de la chaîne des Aravis (fig. 7), donne lieu à deux interprétations. Ce fait pourrait s'expliquer simplement si la ligne d'affleurement recoupeait la ligne de crête d'un ancien bloc basculé; les stations situées sur le dos de ce dernier présenteraient des déversements vers le NW alors que la pente aval (plan de faille listrique) serait sujette à des glissements vers le SE. Une autre explication fait intervenir des accidents transverses plus ou moins orthogonaux aux grandes structures d'orientation NE-SW. Cette seconde hypothèse conduirait à imaginer, au Berriasien et au Valanginien, la morphologie sous-marine du bassin delphino-helvétique savoyard comme une mosaïque de pentes sédimentaires à pendage NW ou SE, limitée par un réseau de fractures NW-SE et NE-SW.

En raison de l'alignement des affleurements (chaîne des Aravis), sur une droite parallèle à la direction des paléopentes (fig. 7), nous penchons en faveur de la seconde hypothèse.

1.3 Analyse des apports bioclastiques

Des apports bioclastiques perturbent plus ou moins sporadiquement la sédimentation pélagique autochtone du bassin delphino-helvétique savoyard, entre le Kimméridgien supérieur et l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*). Ce phénomène qui dépasse largement le cadre de la Haute-Savoie, avait déjà été remarqué et interprété par de nombreux auteurs, notamment MORET (1934), COLLET (1936, 1943), CAROZZI (1952), REMANE (1960, 1970).

1.3.1 Types de resédiments bioclastiques

Trois principaux types de dépôts liés aux apports bioclastiques ont été reconnus (fig. 8).

- *Dépôts exclusivement bioclastiques (type 1)*: Ce sont des sables calcaires qui s'intercalent dans les sédiments pélagiques autochtones et qui ne constituent que très rarement des accumulations importantes (unité 1 de la coupe du Ruisseau des Crottes, fig. 19). Ils présentent une très légère érosion basale et des laminations planes parallèles mal développées. Ces resédiments calcarénitiques correspondent à des dépôts turbiditiques distaux de basse densité (LOWE, 1982).
- *Dépôts mixtes à matrice essentiellement bioclastique (type 2)*: Ils s'agit de sables calcaires à dominante bioclastique renfermant des lithoclastes pélagiques semi-lithifiés. Les galets micritiques, souvent allongés préférentiellement, sont concentrés à la

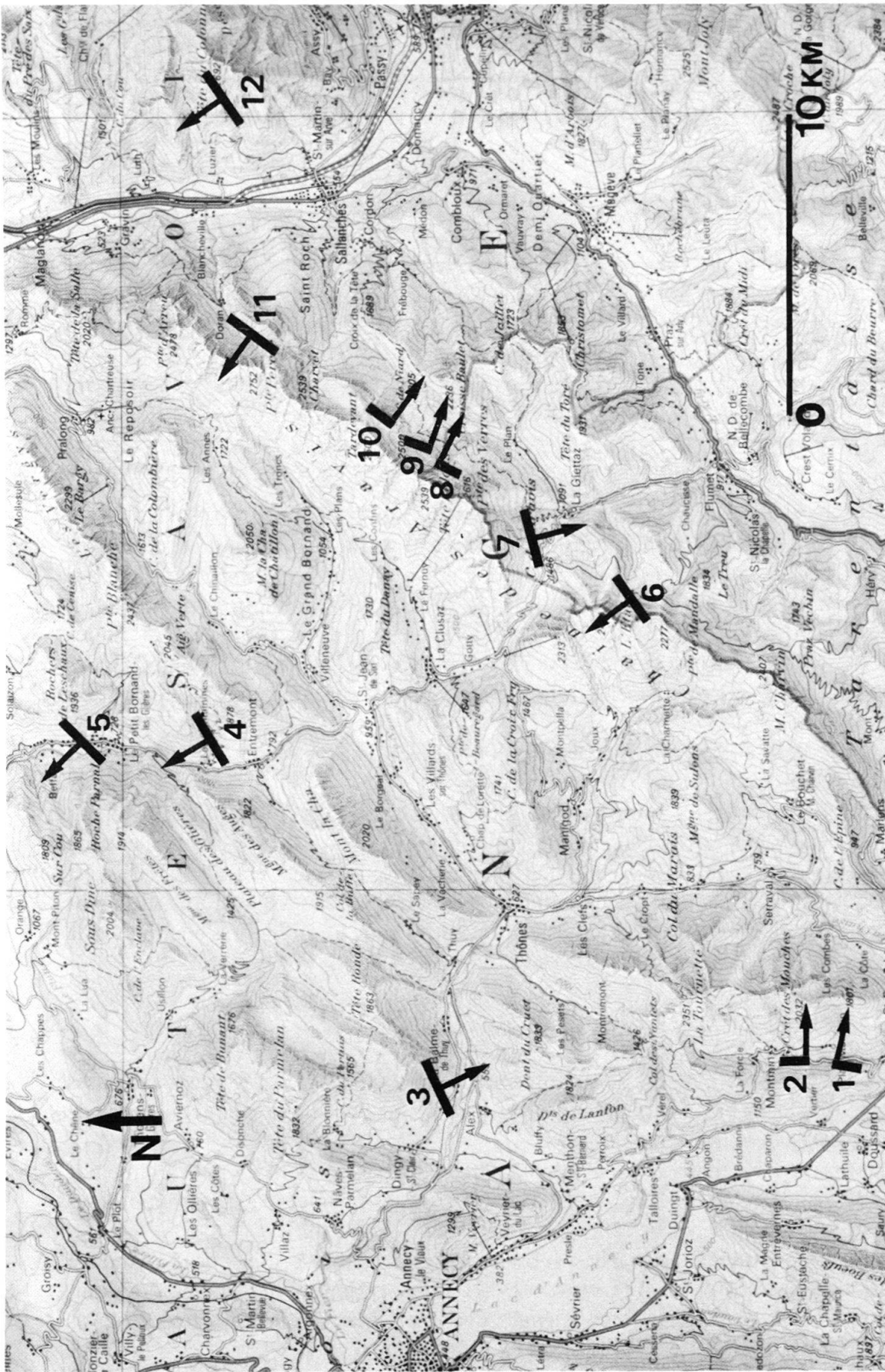


Fig. 7. Directions et pendages des paléopentes (représentés respectivement par un trait gras et une flèche perpendiculaire) des stations étudiées dans les massifs des Bornes, des Aravis et de Platé.

- 1: Nant de Montmin I
- 2: Nant de Montmin II
- 3: Ruisseau des Crottes
- 4: Nant la ville
- 5: Petit Bornand
- 6: Stappsets
- 7: Torrent du Chatelard
- 8: Petetry I
- 9: Petetry II
- 10: Mia
- 11: Quatre-Têtes
- 12: Véran

Le fond topographique est reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie (03.10.1985).

LOCALITÉS	TYPE DE RESÉDIMENTATIONS BIOCLASTIQUES		
	DÉPÔTS BIOCLASTIQUES (TYPE 1)	DÉPÔTS MIXTES À MATRICE BIOCLASTIQUE (TYPE 2)	DÉPÔTS MIXTES À MATRICE + MICRITIQUE (TYPE 3)
Plan des Eves (fig. 13)	unités: 2, 4, 8	unités: 3, 5, 6, 10, 12, 14, 16	
Torrent du Chate-lard (fig. 15)	unités: 8, 10, 12, 14		
Ruisseau des Crottes (fig. 19)	unité: 1		
Nant de Cotona (fig. 21)		unité: 4	unité: 2
Nant de Montmin (fig. 23)		unité: C1	unités: A2, A4 (base), A5, B2

Fig. 8. Localisation géographique des différents types de résédiments bioclastiques décrits dans les chaînes subalpines septentrionales.

base du dépôt. Ils montrent un net granoclassement lorsque l'accumulation de résédiments dépasse 0,5 m de puissance (unité 4 de la coupe du Nant de Cotona; fig. 21). Cette calcirudite basale évolue progressivement vers une calcarénite à laminations planes parallèles dans la partie supérieure du dépôt (unité C1 de la coupe de Montmin, fig. 23; unités 3, 5, 6, 10, 12, 14, 16 de la coupe du plan des Eves, fig. 13). Ces faciès correspondent à des dépôts turbiditiques de haute densité dont la base est constituée par un tapis de traction (LOWE 1982).

Les dépôts de type 1 et 2 peuvent être génétiquement liés (PRICE 1977); le type 1 est alors un équivalent latéral distal du type 2.

— *Dépôts mixtes à matrice plus ou moins micritique (type 3)*: Ces résédiments regroupent des faciès bréchiqes comprenant des intraclastes pélagiques, arrondis à subanguleux, de la taille de galets, rarement de blocs. La matrice dont le volume varie entre 15 et 60%, est de nature micritique et renferme fréquemment des ooïdes associés à une biophase allochtone composée notamment de fragments de bryozoaires et de foraminifères benthiques de plate-forme.

1.3.2 Mode de resédimentation des faciès bioclastiques

S'il est facile de comprendre le mécanisme de mise en place des coulées sableuses (dépôts exclusivement bioclastiques), il est par contre plus délicat d'expliquer le mode de sédimentation des dépôts mixtes.

Les dépôts mixtes à matrice essentiellement bioclastique résultent d'une resédimentation en une seule étape comme l'atteste leur organisation interne. Trois hypothèses peuvent expliquer la présence de lithoclastes pélagiques semi-lithifiés:

— soit ils proviendraient des parties supérieures et chenalisées du cône d'épandage turbiditique (BAGNOLD 1954; HAMPTON 1972). L'incorporation des intraclastes diminuerait alors la turbulence pour engendrer un écoulement laminaire basal (ENOS 1977).

- soit ils auraient été arrachés au substratum, sur une zone de replat du bassin. RAVENNE & BEGHIN (1983) et RAVENNE et al. (1983) ont démontré expérimentalement qu'une coulée boueuse ou bioclastique ne développait pratiquement pas de suspension (turbulence) sur une pente régulière. Mais, lorsqu'elle aborde un replat, elle est soumise à un ressaut hydraulique qui permet au panache turbiditique de se développer, avec comme conséquence une érosion du substratum.
- une troisième alternative est apportée par l'hypothèse émise par READING (1978). Il suppose que l'onde de choc générée au front d'une turbidite peut, à elle seule, déclencher une remobilisation de la boue thixotropique. La coulée boueuse qui se développe au front de ce courant de turbidité, est ensuite incorporée dans la partie basale à flux laminaire, de ce dernier. Elle forme le tapis de traction.

Quant aux dépôts mixtes à matrice plus ou moins micritique, leur mode de mise en place nécessite une resédimentation en 2 temps: tout d'abord, dépôt d'un matériel turbiditique sur un substratum de boues pélagiques autochtones et, dans un deuxième temps, remobilisation par un slump, une coulée boueuse (mud flow) ou lithoclastique (debris-flow). La simple surcharge sédimentaire, provoquée par le dépôt rapide du matériel turbiditique, pourrait être un des facteurs suffisant pour déclencher la deuxième phase de remaniement. Le mélange isotrope d'éléments pélagiques et bioclastiques qui résulterait de cette double resédimentation, serait tout à fait conforme à un dépôt de type 2 repris rapidement par une coulée boueuse (fig. 9).

1.3.3 Direction et sens des apports bioclastiques

Des observations sédimentologiques réparties sur toute la série stratigraphique étudiée, permettent de déterminer la direction des apports bioclastiques.

Les rostrés de bélemnites, concentrés à la base des resédiments (type 2) tithoniques, montrent une orientation préférentielle autour d'un axe N40°. BEAUDOIN (1972) a contrôlé expérimentalement que ces organismes fossiles avaient tendance à s'orienter parallèlement au courant.

Les dépôts bioclastiques (type 1) du Berriasien inférieur et moyen présentent une nette augmentation d'épaisseur et de granulométrie du SW vers le NE de la chaîne des Aravis.

Durant le Berriasien supérieur et la majeure partie du Valanginien, cette dernière est totalement dépourvue en resédimentations; le massif de Platé enregistre par contre, une succession d'épandages sableux, parfois turbiditiques de direction N55° (groove marks, fig. 4). Enfin, les calcaires roux de la limite Valanginien/Hauterivien sont beaucoup mieux développés à Platé que dans les Bornes.

Ces faits tendent à prouver d'une part que les épandages bioclastiques se font suivant une direction constante NE-SW et, d'autre part, que le massif de Platé occupe sur cet axe, une position plus proximale que la chaîne des Aravis.

1.3.4 Le détritisme quartzeux et glauconieux

Le quartz détritique apparaît dans la partie sud-occidentale du massif des Bornes, dès le Berriasien supérieur, avec des teneurs toujours faibles (1 à 2%; Ø max.: 0,2 mm), sauf dans le ruisseau des Crottes où il représente 15% du sédiment par suite d'une concentration due à des contourites (2.4.). Dans la chaîne des Aravis, le quartz détritique, dont la

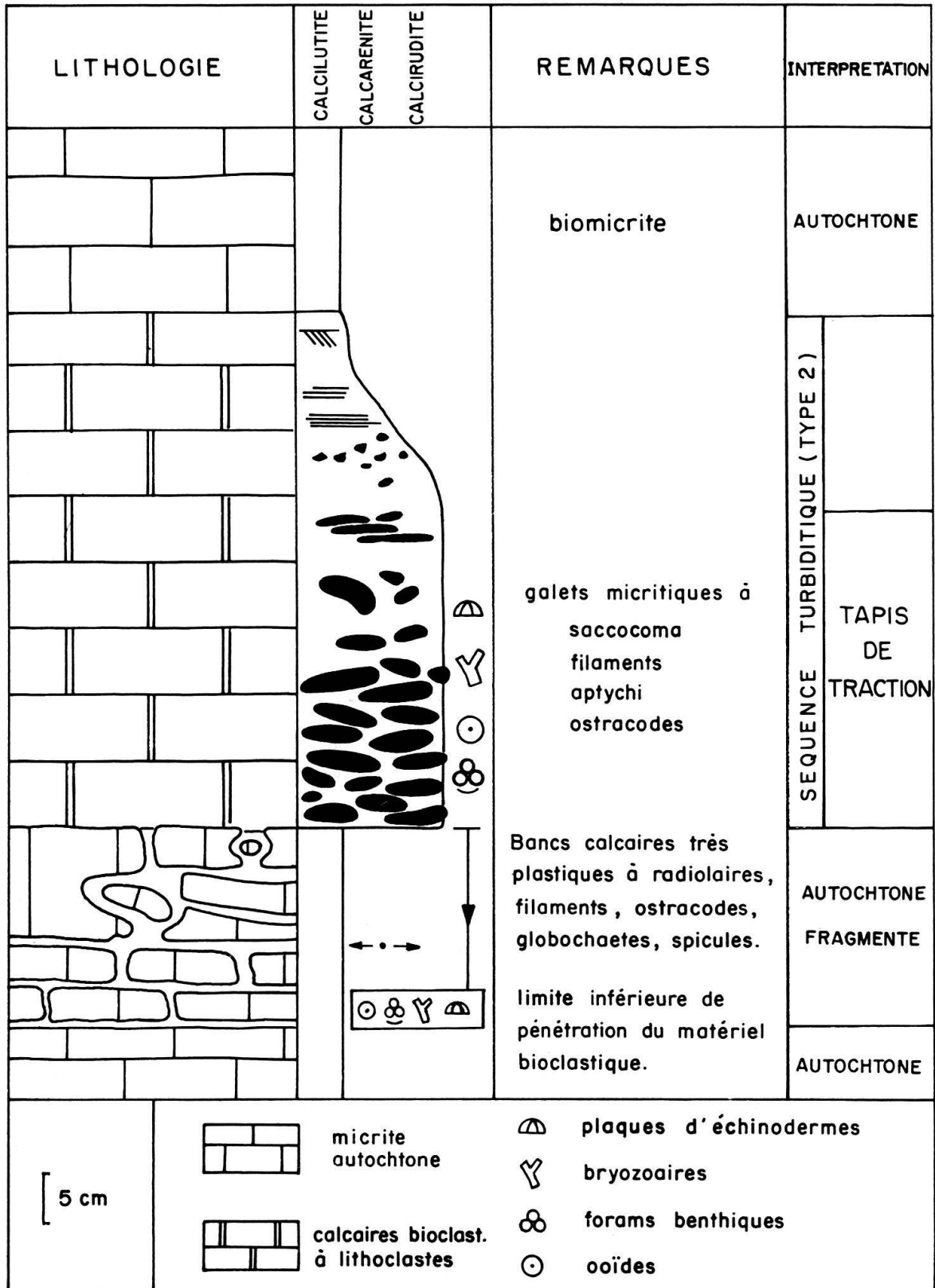


Fig. 9. Mécanisme de déclenchement d'une coulée boueuse ou lithoclastique avortée, de type 3. Dessinée à partir d'un affleurement, cette figure met en évidence la distention qui affecte les vingt premiers centimètres du substratum micritique. Cet étirement serait la conséquence immédiate du dépôt de la séquence turbiditique sus-jacente, de type 2. Les particules allochtones (ooïdes, bioclastes) qui se mélangent à la matrice micritique de ces bancs fragmentés, en fournirait la preuve.

fréquence voisine 1% au Berriasien, atteint 15% au Berriasien terminal et au Valanginien. L'arrivée du quartz détritique est donc légèrement plus tardive par rapport à celle qui a été observée sur la plate-forme jurassienne; en effet, la formation de Vions qui marque l'envahissement de la plate-forme par les terrigènes, débute à la base du Berriasien supérieur (sous-zone à *Paramimounum*) (CLAVEL et al. 1987).

Il faut attendre les dépôts bioclastiques du Valanginien supérieur et terminal (Calcaire roux) pour que la glauconie apparaisse en quantité significative (5 à 7%). Tous les stades d'épigénéisation sont représentés dans ces wackestones/packstones quartzeux et glauconieux.

Conclusions

L'étude des faisceaux contournés fournit suffisamment d'éléments pour reconstituer la morphologie du bassin delphino-helvétique savoyard au Berriasien, tandis que l'analyse des apports bioclastiques et terrigènes amène une série d'enseignements sur la position des aires nourricières, ce qui modifie le schéma paléogéographique généralement admis (fig. 10).

Morphologie du bassin

Au vu des résultats fournis par l'étude des faisceaux contournés, il apparaît que le fond du bassin helvétique méridional était constitué par une mosaïque de pentes sédimentaires de direction SW-NE à pendage NW ou SE.

Cette morphologie sous-marine particulière, issue d'un découpage orthogonal plus ou moins régulier, semble être l'héritage d'une tectonique en blocs basculés.

Au contraire de ce dispositif qui, selon les connaissances actuelles, a prévalu durant le Lias-Dogger et jusqu'à l'Oxfordien moyen, la morphologie sous-marine du Jurassique supérieur et du Berriasien inférieur et moyen paraît contrôlée plus par l'accumulation sédimentaire que par les mouvements du tréfonds.

Cette évolution s'accompagne toutefois d'une différenciation des pentes, marquée par l'important développement des structures de contournement.

Ces glissements ne relèvent pas nécessairement du rejeu de failles synsédimentaires actives. Aucune structure de ce type n'a, par ailleurs, pu être mise en évidence sur le terrain.

Un contrôle tectonique (séismes) n'est pas totalement à exclure. Ce paroxysme dans le glissement des couches pélagiques, au Berriasien inférieur et moyen, est vraisemblablement lié à la phase distensive néocimmérienne.

Cette dernière pourrait être aussi à l'origine du déclenchement synchrone des coulées et des turbidites bioclastiques sur la bordure du bassin, comme des oscillations bathymétriques qui affectent la plate-forme jurassienne à cette époque et particulièrement les dépôts purbeckiens.

Ces dispositions paléotopographiques engendrent des pentes sédimentaires favorables au développement des slumps ainsi que des gouttières qu'emprunteront préférentiellement les coulées boueuses ou lithoclastiques et les turbidites bioclastiques.

Elles fournissent aussi un élément de réponse à l'isolement sédimentologique qui caractérise la coupe du Petit-Bornand. Les épandages bioclastiques, en provenance de

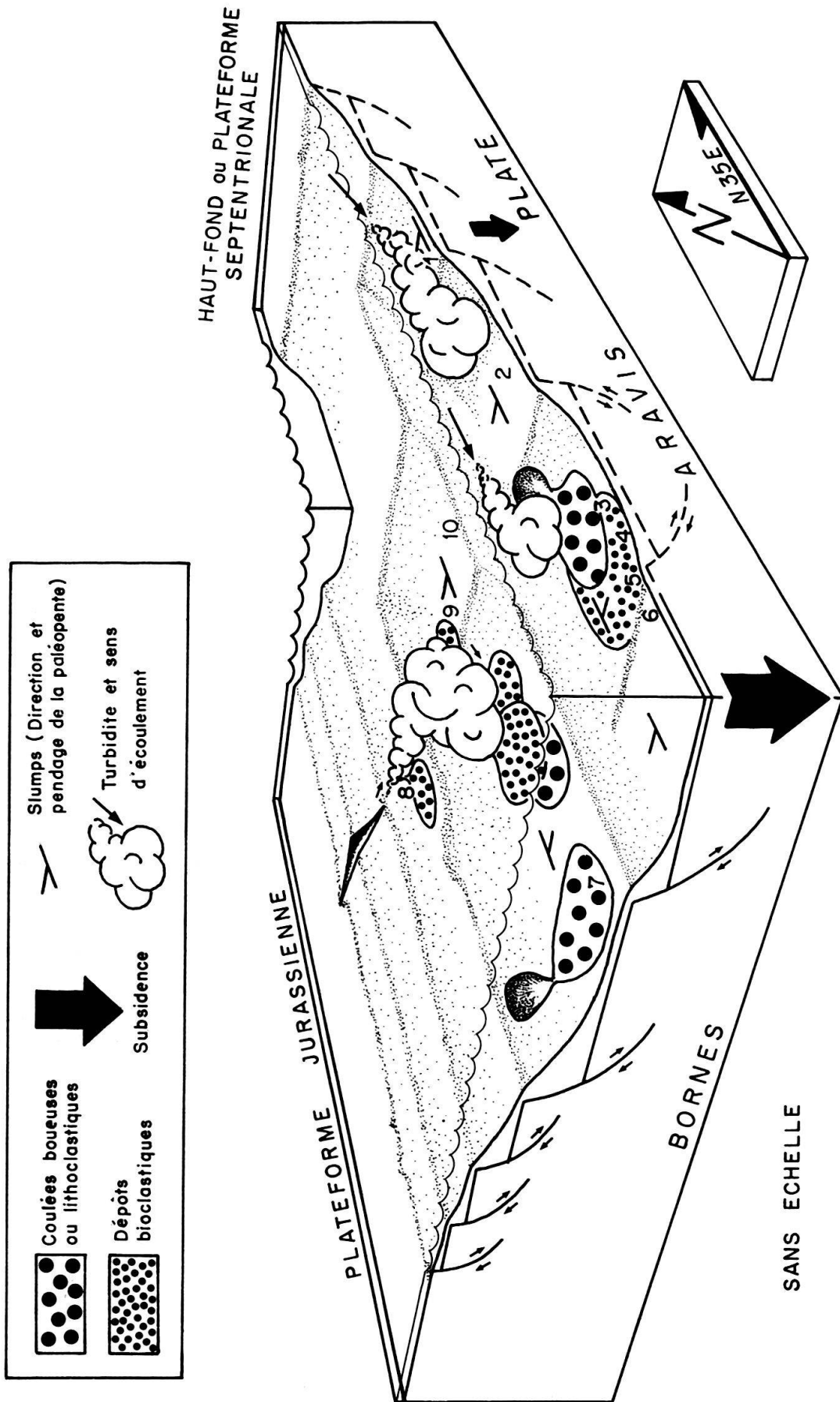


Fig. 10. Reconstitution paléogéographique du bassin delphino-helvétique au Berriasien inférieur/moyen: architecture du bassin et influences des bordures.

- 1. Véran
- 2. Quatre Têtes
- 3. Mia
- 4. Petetry
- 5. Chatelard
- 6. Stappsets
- 7. Montmin
- 8. Cotona
- 9. Crottes
- 10. Petit Bornand

l'ouest, seraient stoppés ou déviés par la contre-pente où se situe cette dernière. A ce contexte morphologique sous-marin, il faut ajouter l'influence des paléocourants (contourites, coupe du ruisseau des Crottes) pour comprendre la sédimentation du bassin delphino-helvétique savoyard durant le Berriasien et le Valanginien.

Relation plate-forme/bassin

Sur l'intervalle de temps étudié, le bassin helvétique méridional sert sporadiquement d'exutoire aux sédiments bioclastiques qui s'accumulent sur ses bordures.

Les volumes de ces apports détritiques montrent deux maxima, au Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale) et à la limite Berriasien-Valanginien.

La nature et l'extension spatiale de ces resédimentations varient dans le temps. Le Kimméridgien supérieur et le Tithonique sont caractérisés par des resédiments d'origine turbiditique (type 2), bien développés dans la partie orientale de l'aire étudiée (chaîne des Aravis). La bordure occidentale n'enregistre qu'une seule coulée sableuse dans le même temps.

Les apports bioclastiques (type 1) qui dominent au Berriasien-Valanginien, sur l'ensemble de l'aire étudiée, sont masqués sur la bordure occidentale du bassin par l'important développement des coulées boueuses et lithoclastiques (type 3).

Les directions d'apport de ces sables bioclastiques nous renseignent sur l'existence de deux aires nourricières géographiquement distinctes.

La portion sud-occidentale du bassin est sous l'influence directe de la plate-forme jurassienne. La bonne corrélation des resédimentations avec les différents épisodes de la progradation des faciès pré-subalpins entre le Berriasien et le Valanginien (STEINHAUSER 1969) en est une preuve.

Les volumes resédimentés sont relativement importants dans cette région, mais leur extension vers l'est semble rapidement limitée par les dispositions paléotopographiques propres au bassin.

Les contre-pentes, mises en évidence au sein du bassin, constituent des barrières topographiques, difficilement franchissables, pour ces épandages sableux. La coupe du Petit Bornand en est un exemple frappant.

Une série d'arguments sédimentologiques (1.3.3) prouvent que la chaîne des Aravis et le massif de Platé sont sous l'influence d'une seconde aire nourricière, située au NE de notre domaine. Les coulées sableuses transitent par le massif de Platé avant de se répandre plus en aval dans le bassin.

Cette seconde source produit des matériaux dont les caractéristiques lithologiques sont strictement identiques à ceux qui s'épanchent depuis la plate-forme jurassienne.

La présence de niveaux charbonneux (anthracite, 40% de matière organique; KÜBLER et al. 1979) à la Batiáz (Martigny, Valais), autrefois attribués au Nummulitique (LUGEON 1918), constitue un élément important pour une reconstitution paléogéographique. Ces calcaires noirs, d'environ 1 m, situés à la limite Jurassique-Crétacé sont en effet considérés comme des dépôts de type purbeckien par AYRTON (1980). Cet auteur les rattache à la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc.

COLLET (1936, 1955) signale au Mont Ruan (Haut-Giffre), dans la partie sommitale des calcaires tithoniques, l'apparition de niveaux dolomitiques et de brèches à characées.

Ces faciès, que nous avons retrouvés à la tête des Ottans (Haut-Giffre, étude en cours) sont autant d'indices de l'existence à la limite Jurassique–Crétacé d'une aire sédimentaire très faiblement immergée voir émergée. Cette dernière serait centrée sur les massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc.

Dans un tel schéma, le bassin delphino-helvétique savoyard se verrait limité vers le nord, par un haut-fond local ou une avancée vers l'est de la plate-forme jurassienne. L'extension de notre domaine d'étude, à la totalité des massifs subalpins septentrionaux (Platé, Haut-Giffre/Dents du Midi) et aux séries réduites des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc, nous permettra peut-être de définir plus précisément le rôle structural joué par ces massifs cristallins dans l'organisation de ce haut-fond septentrional dont l'environnement est identique à celui de la plate-forme jurassienne.

2. Description des coupes types

Pour faciliter la lecture des coupes, une légende (fig. 11) résume les principaux caractères lithologiques, les figures sédimentaires et les critères paléontologiques retenus dans cette étude.

2.1. Coupe du Plan des Eves (923.40/2106.60/1715 m)

Située dans la partie centrale de la chaîne des Aravis, au nord de la route N 509 qui passe par le col des Aravis, la coupe a été relevée sur un promontoire qui affleure à l'extrémité méridionale de la falaise tithonique du Plan des Eves (fig., 12). Elle débute sur le flanc NE de ce dernier et se poursuit sur son flanc SW. Epaisse de 170 m, la coupe du Plan des Eves représente la presque totalité de la «barre tithonique» des auteurs. Elle est constituée essentiellement (95%) de calcaires fins à patine gris bleuté et à cassure esquilleuse gris sombre. Les calcaires bioclastiques ne représentent que le 5% des dépôts.

Description (fig. 13)

La coupe du Plan des Eves comprend en plus des marnes sommitales, deux grands ensembles lithologiques, l'un prédominant et autochtone, l'autre mineur et allochtone.

- *Un ensemble prédominant de calcaires fins, homogènes ou noduleux à stylolites*: unités 1, 7, 9, 11, 13, 15, 17, qui se présentent soit en bancs décimétriques à centimétriques séparés par des joints onduleux (1, sommet de 7, 9, base de 17), soit en bancs métriques limités par des joints millimétriques peu onduleux (base de 7, 9, 11, 13, 15, sommet de 17).

L'unité 9 comprend à la fois des niveaux massifs engendrant des ressauts et des niveaux bien stratifiés formant de petites vires.

Toutes ces unités sont constituées essentiellement de *calcaires fins homogènes* correspondant à des calcilites (mudstones ou wackestones): biomicrites à radiolaires, globochaetes, filaments, aptychus, ostracodes, échinodermes, embryons d'ammonites. Les protoglobigérines, présentes dès la base de la coupe, disparaissent rapidement au sommet de l'unité 1, pour ne réapparaître que dans certains lithoclastes (base de l'unité 5). Les saccocomidés connaissent un plein développement dans les deux tiers inférieurs de la coupe pour disparaître rapidement (10 m) entre les échantillons 39 et 40, alors qu'apparaissent les premières calpionelles. Dans certaines unités, les joints de stratification peuvent apparaître très onduleux et conférer à la roche un aspect noduleux voire bréchiq; tous ces niveaux de *calcaires fins noduleux* sont caractérisés par de nombreux stylolites, associés à une concentration en oxydes de fer. Le microfaciès des calcaires fins noduleux ne diffère en rien de celui des calcaires fins homogènes. Lorsque la stylolitisation est très développée, elle provoque une

concentration des bioclastes dans la gangue (JENKYN 1974), mais les associations faunistiques restent qualitativement identiques. La présence de joints stylolitiques ferrugineux et la dissolution des tests d'organismes au niveau de la gangue confirment l'hypothèse d'une dissolution sous pression liée notamment à une compaction diagénétique (WANLESS 1973, 1979). Sous l'effet de cette compaction, le faciès acquiert une fausse structure dépositionnelle de type packstone.

- *Un ensemble mineur de calcaires bioclastiques*: unités 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 14, 16 qui comprennent (sauf dans 2, 4, 8) des lithoclastes calcaires arrondis, parfois aplatis, millimétriques, rarement décimétriques. Ils se présentent en bancs massifs et atteignent des épaisseurs d'ordre centimétrique à métrique; leurs épontes toujours tranchées et planes, ne présentent aucune figure sédimentaire.

LITHOLOGIE		STRUCTURES SEDIMENTAIRES		FOSSILES ET PARTICULES	
	calcaires		laminations planes		gastéropodes
	marnes		laminations ondulées		ammonites
	calcaires marneux		rides de courant		échinodermes
	calcarénite		vannage		mollusques
	silex		laminations obliques		spicules
	calcaires à lithoclastes		laminations convolutées		crinoïdes
	calcaires marneux à lithoclastes		figures géotropes		saccocomas
	marnes à lithoclastes		slumps		filaments
	rupture d'échelle		étirements syndépôtimentaires		globochaetes
	lacune d'observation		cailloutis		calpionelles
	Taux de resédimentation (50%) resédiment. autochtone		galets		aptychus
			blocs		algues
			BASE DE BANC		bryozoaires
			plane		foraminifères benthiques
			érosive		foraminifères planctiques
			transitionnelle		ostracodes
			SURFACE DE BANC		radiolaires
			plane		ooïdes
			ondulée		pellets
			transitionnelle		oncolites
			bioérodée		débris coquilliers
					glauconie
					quartz
NATURE DES RESEDIMENTATIONS :			slumps		coulées boueuses
			turbidites		

Fig. 11. Légende des symboles et sigles utilisés dans les coupes (fig. 13, 15, 17, 19, 21, 23).

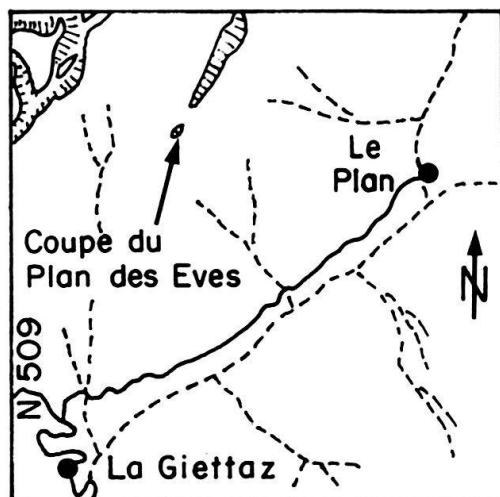


Fig. 12. Situation géographique de la coupe du Plan des Eves

Les calcaires bioclastiques correspondent à des calcarénites de type grainstone (pelsparite, biopelsparite, biosparite), parfois de type packstone (biopelmicrite à ooïdes). Les lithoclastes que recèlent généralement ces calcarénites, présentent des faciès identiques à ceux des calcaires fins: biomicrite à *Saccocoma*, calpionelles, radiolaires, globochaetes, filaments, aptychus. Il s'agit donc d'intraclastes dont les contours présentent parfois des golfes soulignés par un enduit ferrugineux, témoignant ainsi de phénomènes de dissolution (stylolitisation).

La biophase allochtone de ces calcaires bioclastiques comprend des débris d'échinodermes (avec épitaxie), de bryozoaires, de dasycladacées (dont *Clypeina jurassica* FAVRE), et des foraminifères benthiques (dont *Pseudocyclammina* sp., *Everticyclammina* sp., *Protopenneroplis*? sp., *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Nautiloculina oolitica* MOHLER).

- Des marnes n'apparaissent, à l'exception de la partie sommitale de l'unité 6, qu'au sommet de la coupe. Elles forment des lits irréguliers qui prennent rapidement de l'ampleur pour constituer de vrais interbancs.

Conclusions

Au Plan des Eves, la sédimentation pélagique carbonatée du Tithonique et du Berriasien inférieur est interrompue sporadiquement par des apports bioclastiques. Durant leur transport et leur dépôt, ces résédiments arrachent des intraclastes micritiques au substratum. Ces derniers se concentrent généralement à la base des unités bioclastiques, où ils montrent un net granoclassement et une orientation préférentielle. Les laminations planes parallèles, exceptionnellement surmontées par des laminations entrecroisées (ripple cross laminations), qui affectent la partie supérieure de ces dépôts sont une autre preuve de l'origine turbiditique de ces corps sédimentaires.

Durant le Tithonique et le Berriasien inférieur, ce secteur de la chaîne des Aravis, sert sporadiquement d'exutoire aux sables bioclastiques qui s'accumulent sur les plates-formes bordières. Ces dépôts turbiditiques apparaissent surtout à la base du Tithonique inférieur où ils forment des corps sédimentaires lenticulaires.

Dès la fin du Berriasien inférieur, survient un détritisme terrigène argileux accompagné de glissements synsédimentaires.

2.2. Coupe du torrent du Chatelard (921.25/2105.45/1400 m)

Dans la partie centrale de la chaîne des Aravis, le torrent du Chatelard offre une coupe relativement facile d'accès, de l'Oxfordien aux calcaires urgoniens (fig. 14). Elle a déjà fait

l'objet de nombreuses observations publiées ou inédites (ROSSET 1956, DETRAZ et al. 1984, BUSNARDO & CHAROLLAIS, inédit). Sa description ne portera ici que sur les faciès compris entre le Jurassique terminal et le «Calcaire roux» des auteurs (Valanginien supérieur). Epaisse de 170 m, la série débute à une vingtaine de mètres en amont du tunnel que traverse la route N 509, reliant La Giétaz au col des Aravis.

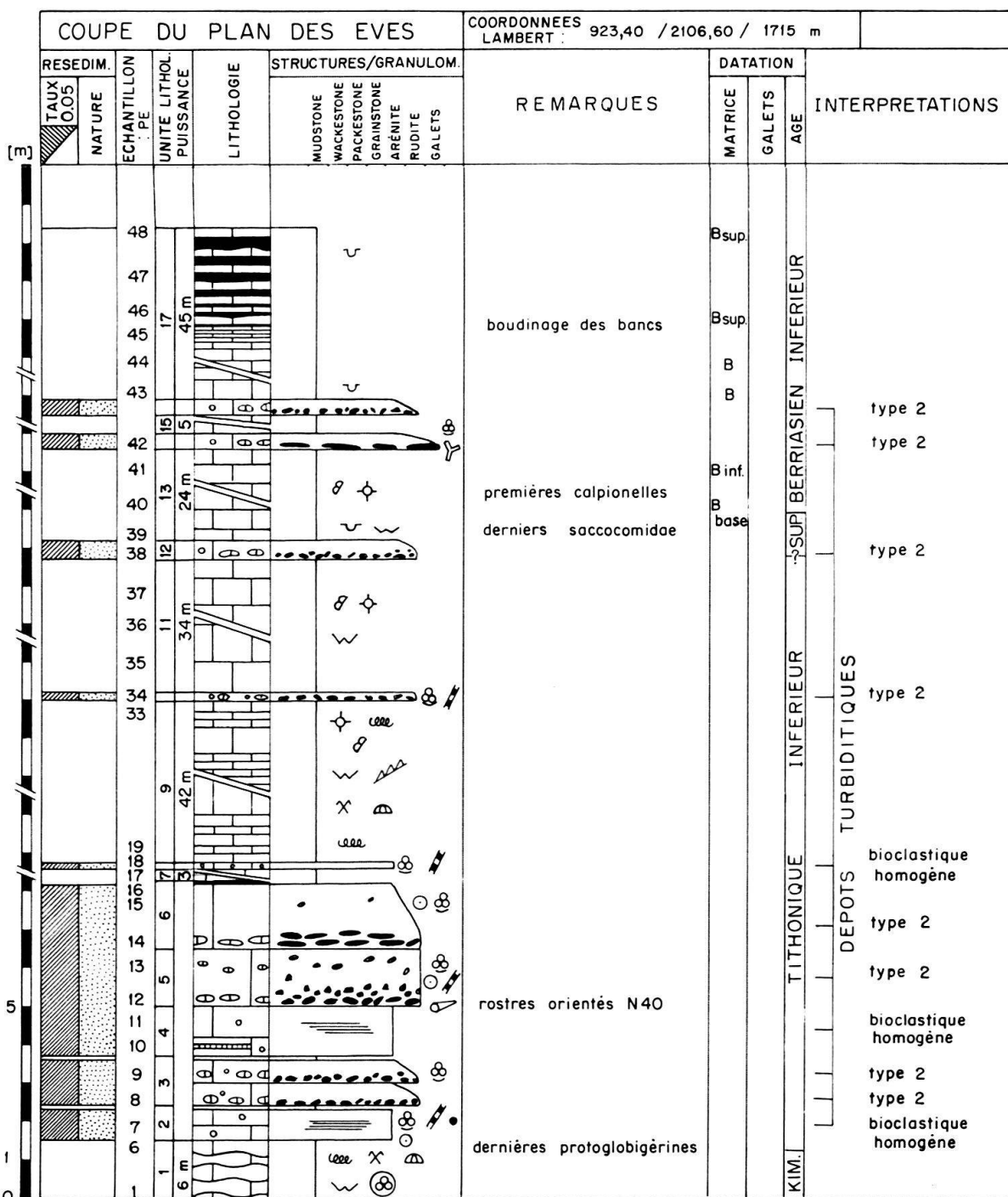


Fig. 13. Coupe stratigraphique et description sédimentologique de la coupe du Plan des Eves.

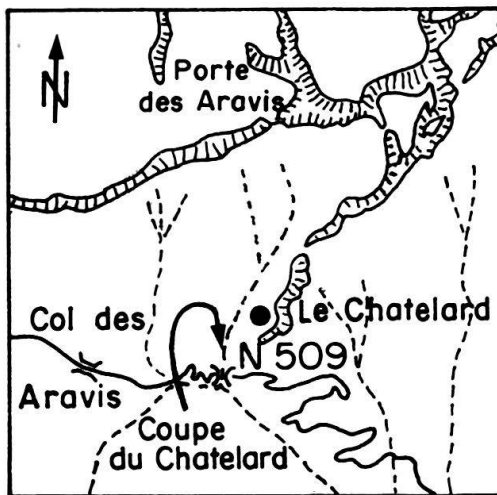


Fig. 14. Situation géographique de la coupe du torrent du Chatelard.

Description (fig. 15)

La coupe du torrent du Chatelard est caractérisée par une proportion à peu près égale de sédiments autochtones et de faciès resédimentés, mais dont la répartition temporelle est extrêmement inégale. De plus, la sédimentation montre une lente évolution, depuis les carbonates dans l'unité 1 (95%) jusque vers les marnes de l'unité 2 (25% CaCO₃). Par ailleurs, la variété et l'importance de la faune permettent d'en faire une description assez détaillée.

Le sommet de la «barre tithonique» des auteurs (unité 1) de 10 m de puissance et représenté par des micrites ou biomicrites à radiolaires et globochaetes, correspond au passage Tithonique/Berriasien. Cette sédimentation autochtone pélagique n'est perturbée que par une fine coulée boueuse.

Au-dessus, sur 4,50 m, une alternance (unité 2) de bancs centimétriques de biomicrites et de lits marneux, assure la transition entre les unités 1 et 3-4. Les associations de calpionelles de l'unité 2 couvrent la Zone B (Berriasien inférieur).

Les unités 3 et 4 (100 m d'épaisseur), resédimentées, sont constituées par des marnocalcaires dans lesquels apparaissent des bancs calcaires d'abord lenticulaires, puis contournés, ce qui confère à l'ensemble un aspect désordonné. L'étude des figures sédimentaires permet de suivre une progression dynamique verticale des mécanismes de mise en place, dans un laps de temps certainement très court, au Berriasien inférieur (Zone B, terminale).

Dans la partie inférieure de l'unité 3, des laminations du sédiment traduisent des phénomènes distensifs mineurs. Visible dans la partie supérieure, une deuxième étape de déformation a entraîné un boudinage des bancs, qui s'exprime en lames minces, par une intense fissuration développée perpendiculairement aux plans de stratification et à la direction d'étirement.

Plus haut (unité 4), la stratification originelle disparaît et la présence de charnières témoigne de mouvements importants de rotation. Cet ensemble lithologique résulte d'un empilement de faisceaux contournés irrégulièrement interstratifiés par quelques bancs de calcaires micritiques (biomicrites à calpionelles) ou détritiques continus et parallèles à la stratification générale. Les mesures effectuées sur les faisceaux démontrent l'existence de paléopentes orientées N 75 et plongeant vers le SE.

En plus, l'unité 4 comprend des niveaux calcarénitiques grossiers déjà signalés par DONZE & ROSSET (1952); il s'agit de grainstones (biopel- à pelsparites), plus rarement de packstones à oïdes et microintraclastes micritiques avec ou sans calpionelles. La biophase comprend, en plus de fragments d'échinides, bivalves, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires, dasycladacées (dont *Clypeina* sp.), des foraminifères benthiques dont les plus significatifs sont: *Everticyclammina* sp., *Trocholina alpina* (LEUPOLD & BIGLER), *Trocholina elongata* (LEUPOLD & BIGLER). Cette association de plate-forme contraste avec la faune autochtone composée notamment de calpionelles, de *Berriasella* sp. et de *Tithonia berriasiensis* DE LORIOU, significative de bassins d'au moins - 250 à - 300 m de profondeur (B. Clavel, communication orale).

Les resédiments des unités 3 et 4 appartiennent en totalité au sommet du Berriasien inférieur et à la base du Berriasien moyen (Zone B, sommitale). Ils sont encadrés, au mur, par des sédiments autochtones attribués au

Berriasien inférieur (Zone B, supérieure à terminale) et, au toit, par les faciès autochtones de l'unité 5, d'âge Berriasien supérieur.

Les unités 5, 6 et 7 d'une puissance totale hectométrique présentent une évolution séquentielle, des calcaires vers les marnes sans phénomènes de resédimentation importants. L'aire de sédimentation reste en eaux profondes, ce qu'atteste la présence de calpionelles, d'ammonites et de *Tithonia berriasiensis*. Sur 12,5 m, l'unité 5 se compose de bancs centimétriques à décimétriques calcaréo-argileux à *Lenticulina nodosa* REUSS.

L'unité 6 (30 m) correspond à une alternance de bancs (de 20 à 25 cm) calcaires (biomicrites à calpionelles) et d'interbancs marneux dont les épaisseurs augmentent progressivement vers le haut. Grâce aux associations de calpionelles, la limite Berriasien/Valanginien peut être placée au sein de l'unité 6. La présence de *Holcophylloceras gr. serum*, dans les derniers bancs de ces alternances, confirme ce résultat.

Dans l'unité 7 (65 m), prédominent les marnes dans lesquelles s'intercalent quelques bancs calcaires ou calcaréo-argileux dont l'épaisseur et la fréquence augmentent de bas en haut. Dans la partie supérieure, les bancs décimétriques calcaréo-argileux (wackestones) renferment du quartz détritique (10 à 15%; Ø moy.: 0,5 mm) et de la muscovite. BUSNARDO a reconnu *Thurmanniceras* sp., *Protetragonites quadrisalcatum* et *Kilianella* sp. tandis que WERNLI a identifié: *Lenticulina* sp., *Paalzowella feifeli* (PAALZOW), *Miliospirella* ou *Ammodiscus*, *Triplasia georgsdorfensis* (BART & BRAND), *Ramulina* sp., *Dorothia hechti* DIENI & MASSARI.

La partie supérieure de la coupe du torrent du Chatelard (unités 8 à 15) se compose sur une dizaine de mètres d'épaisseur de dépôts autochtones à prédominance marneuse, intercalés de niveaux resédimentés calcaires bioclastiques quartzeux (7 à 10%) glauconieux à patine rousse, en bancs décimétriques (unités 8, 10, 12), puis métriques (unité 14): c'est le faciès «calcaire roux» (MORET 1934) qui, lorsqu'il est bien développé, renferme des lithoclastes marneux (unité 14).

Dans l'unité 9, de faibles glissements synsédimentaires possèdent une géométrie liée à un déversement vers le SSW. La microfaune de ce niveau comprend, selon WERNLI: *Dorothia kummi* (ZEDLER), *Acruliammina longa* TAPPAN, *Ammobaculites* sp., *Vaginulinopsis decemcostata* NOTH, *Epistomina* sp., *Verneulinoides* sp., *Trochammina* sp.

Le niveau 14 correspond probablement au sommet du Valanginien supérieur, suivant CHAROLLAIS et al. (1981).

Conclusions

L'intérêt majeur de la coupe du torrent du Chatelard est la mise en évidence, d'une part, d'importants glissements synsédimentaires au Berriasien inférieur et moyen (zone B, supérieure et terminale) témoignant de paléopentes orientées N 75 et plongeant vers le SE, et d'autre part, de coulées bioclastiques («Calcaire roux») durant le Valanginien supérieur. Ces événements sédimentaires se surimposent à la sédimentation autochtone qui évolue progressivement des carbonates (fin du Jurassique) vers les marnes (Valanginien inférieur). Le quartz détritique qui apparaît au Berriasien supérieur, atteint 10 à 15 % au Valanginien supérieur, annonçant ainsi la sédimentation terrigène caractéristique des calcaires siliceux de l'Hauterivien (Kieselkalk des auteurs alémaniques).

Les phénomènes de resédimentation au Berriasien inférieur et moyen correspondent à des événements sédimentaires quasi-instantanés à l'échelle géologique: les unités 3 et 4, d'ordre hectométrique, ne recouvrent, en effet qu'une portion de zone à calpionelles (sommet de la Zone B) qui est nettement inférieure au million d'années. Quant aux coulées bioclastiques, leur contenu apporte de précieux renseignements sur les paléoenvironnements des plates-formes voisines: ainsi, la présence de *Clypeina* sp. témoigne d'eaux chaudes liées à des climats tropicaux à subtropicaux (WRAY 1977).

2.3. Coupe du Petit Bornand (913.90/2120.30/630 m)

Située dans la partie centrale du massif des Bornes, cette coupe apparaît sur rive gauche du Borne et au confluent de la Dresse (fig. 16). Elle a déjà fait l'objet d'une

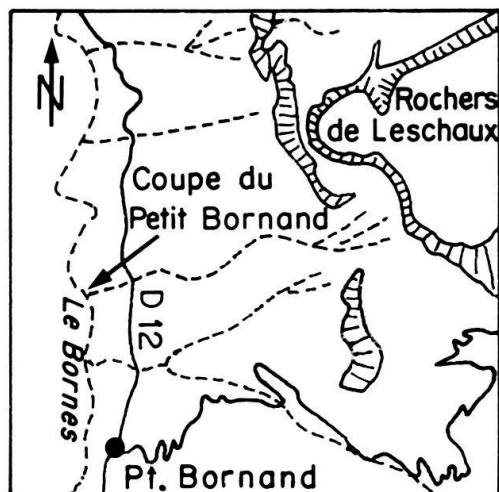


Fig. 16. Situation géographique de la coupe du Petit Bornand.

description lithologique détaillée (CHAROLLAIS 1962, p.637–651) et fut reprise par CHAROLLAIS & LOMBARD (1966). L'étude sédimentologique ne portera que sur une portion de la section décrite et figurée par CHAROLLAIS (1962) soit entre le niveau 39 et 78 de cet auteur.

Description (fig. 17)

La séquence analysée, sur 35 m, couvre le Berriasien moyen et supérieur. Les résédiments prédominent sur les faciès autochtones qui représentent à peine le 25%, durant cet intervalle de temps. Les faciès des bancs calcaires originels ou démantelés et des lithoclastes sont homogènes et identiques: micrites ou biomicrites (mudstone) à radiolaires, globochaetes, filaments et calpionelles; aucune faune benthique n'a jusqu'ici été repérée dans cette séquence.

Les unités 1 à 4, d'environ 5 m d'épaisseur sont constituées par une alternance de niveaux marneux et de bancs décimétriques de calcaires fins, lenticulaires souvent contournés. Les bancs renferment parfois des lithoclastes calcaires (\varnothing moy.: 0,5 à 1 cm). Cette disposition caractérise des dépôts liés à des slumps; ils sont accompagnés de quelques coulées boueuses dans l'unité 2. Les valeurs des directions des génératrices mesurées sur les faisceaux contournés sont homogènes et indiquent une direction N 45 avec des déversements N 315.

L'unité 5 (niveau 76 de CHAROLLAIS 1962) de 0,50 m correspond à un banc massif calcaire dont le toit encroûté par de la limonite et de la marcassite porte une striation orientée N 330 à N 340, donc très proche de la direction des déversements relevés dans les unités sous- et sus-jacentes.

L'unité 6 débute par un horizon à galets de calcaire fin sombre typique d'une coulée boueuse, surmonté par un niveau slumpé marneux à nombreux phacoïdes (VOIGT 1962) et bancs calcaires contournés. Certains galets à la base de cette unité de 1,50 m d'épaisseur sont peu quartzeux (4 à 5%).

L'unité 7, puissante coulée boueuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur, est constituée par un conglomérat faiblement granogradué à blocs, galets et cailloutis arrondis, emballés dans une matrice marneuse.

Dans les unités inférieures (1 à 4) attribuées au Berriasien moyen, l'écart chronologique entre les bancs calcaires et les intraclastes n'est pas détectable par la paléontologie; plus haut, dans le Berriasien supérieur, et particulièrement dans l'unité 6, il ne dépasse pas l'étendue d'une sous-zone de calpionelles; au Valanginien (unité 7), il atteint l'amplitude d'une zone de calpionelles. Le contraste de datation est donc d'autant plus élevé que la destruction du sédiment originel est poussée.

Conclusions

La région du Petit Bornand a certainement constitué au Berriasien inférieur et moyen, une zone basse dans laquelle se sont accumulés slumps et coulées boueuses fines ou massives. Les faibles différences chronologiques entre intraclastes et bancs contournés et

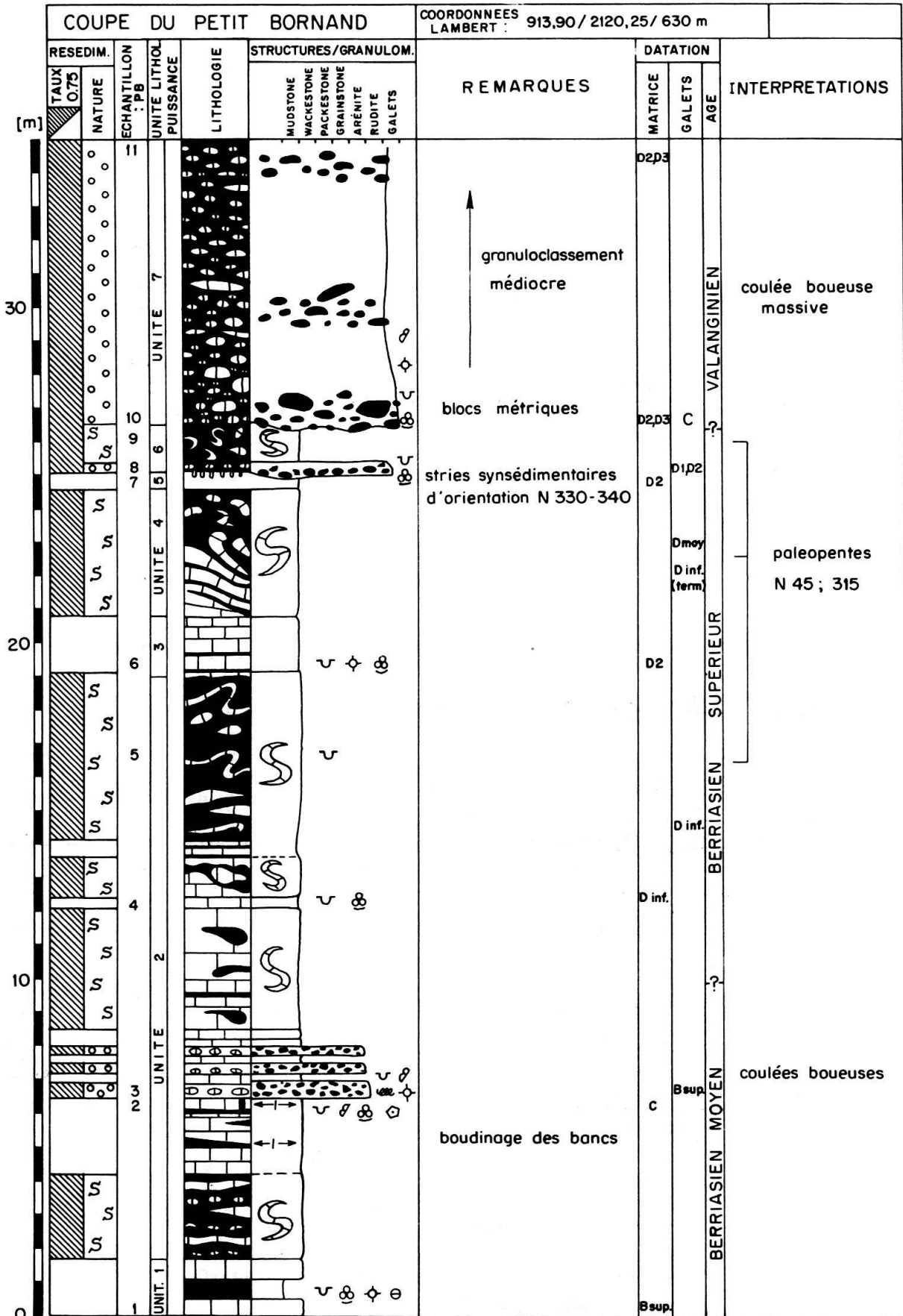


Fig. 17. Coupe stratigraphique et description sédimentologique de la coupe du Petit Bornand.

une certaine cohérence dans la géométrie de ces bancs incitent à imaginer pour les slumps tout au moins, des déplacements précoces des sédiments et des ampleurs de transport relativement limitées comparativement aux coulées boueuses dont le démantèlement nécessite des distances de transport plus importantes.

L'important volume de resédiments et notamment le dépôt instantané d'un puissant corps conglomératique, dont les éléments peuvent atteindre une taille métrique, suggère l'existence à proximité d'une pente suffisante pour engendrer un glissement en masse.

Qu'un important accident tectonique ante-Jurassique supérieur soit à l'origine de cette pente et du futur chevauchement des Rochers de Leschaux n'est aujourd'hui qu'une hypothèse; mais les caractères sédimentologiques de la succession du Petit Bornand, située exactement à l'aplomb des racines de cette structure chevauchante constituent à cet égard une coïncidence troublante.

2.4 Coupe du ruisseau des Crottes (902.35/2107.80/710 m)

Dans la partie frontale du massif des Bornes, sur rive droite du Fier, à l'est de Dingy St Clair, le lit du ruisseau des Crottes, offre de bons affleurements à travers les formations berriasiennes (fig. 18). Les marnes affleurent déjà en bordure de la route D216, à la hauteur du hameau de Chessenay, mais la coupe décrite ici ne débute qu'au-dessus de la cote 710 m.

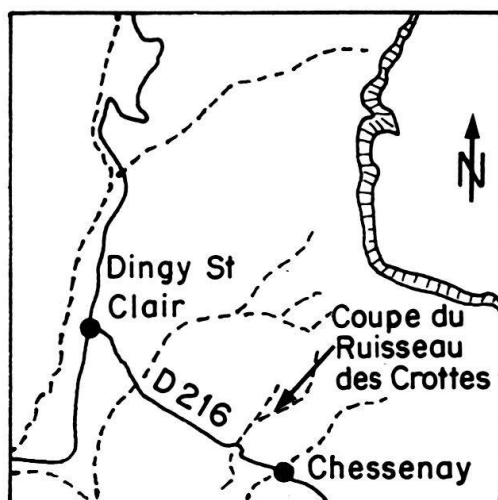


Fig. 18. Situation géographique de la coupe du ruisseau des Crottes.

Description (fig. 19)

La série analysée, attribuée au Berriasien supérieur comporte des resédiments dont le volume équivaut à peu près à celui des dépôts autochtones; à la base, les coulées bioclastiques prédominent alors que le sommet est caractérisé par un slump.

L'unité 1 d'une épaisseur de 5,50 m est constituée par une alternance de niveaux marneux et de bancs calcarénitiques grossiers et décimétriques à la base devenant graduellement fins et centimétriques au sommet: il s'agit donc d'une séquence de type «fining-upward» et «thinning-upward». Les semelles érosives des bancs de calcarénites moulent les pistes des vers ou des terriers alors que les surfaces supérieures planes sont riches en débris de pentacrines, brachiopodes et lamellibranches. Au sein de chacun des bancs, aucun granoclassement n'est décelable tandis qu'à l'échelle de l'unité, la granulométrie évolue du grossier à la base (\varnothing moyen des intraclastes: 1 mm) vers le fin au sommet (\varnothing moy.: 0,5 mm).

Les calcarénites de type packstone ou parfois grainstone, sont composées de lithoclastes (calcaires micritiques ou oolithiques) et de bioclastes généralement arrondis, bien classés, à enveloppes micritiques, unis par un ciment sparitique précoce. Le ciment principal est constitué par une sparite néomorphique comme l'attestent les nombreux points triples et les zones micritiques résiduelles. Vers le haut de la séquence, la matrice s'enrichit en micrite dans laquelle se développent de fines passées discontinues de dolomite cryptocristalline. L'origine de cette dolomite est probablement à rechercher dans la grande proportion d'échinodermes.

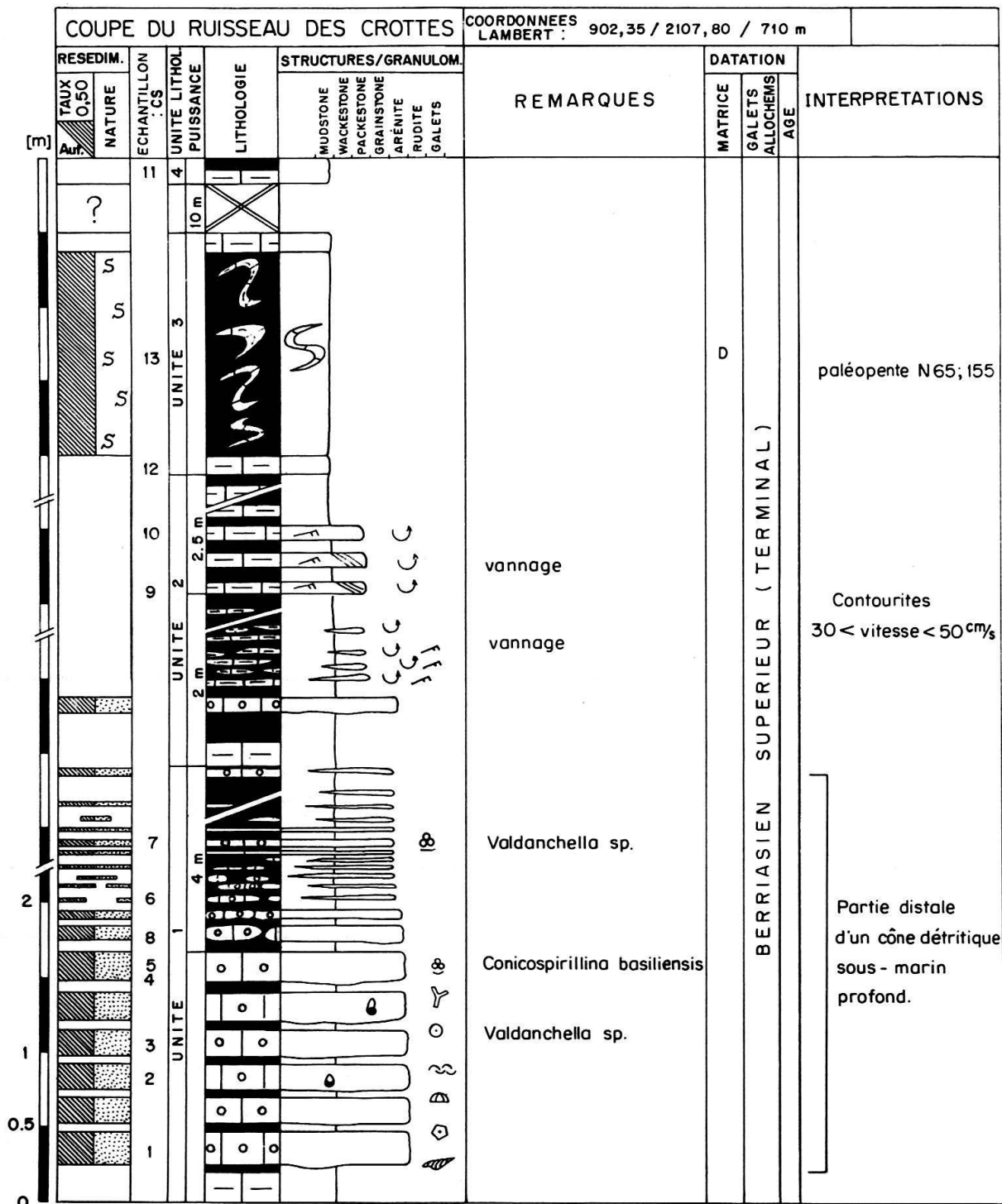


Fig. 19. Coupe stratigraphique et description sédimentologique de la coupe du ruisseau des Crottes.

La biophase allochtone est constituée par une association benthique dans laquelle ont été reconnus, en plus des débris d'échinodermes, d'huîtres et de brachiopodes: *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Gaudryina* sp., *Mayncina* sp., *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU, PEYBERNÈS, *Valdanchella* sp., *Everticyclammina* sp., *Bellorusiella* sp. et *Conicospirillina basiliensis* MOHLER.

L'unité 2 marque un retour à une sédimentation terrigène à prédominance marneuse. Sur 4,50 m, se développe une alternance de niveaux marneux et de bancs (à la base) ou de fines passées discontinues (au sommet) calcaréo-argileux (pelmicrites de type mudstone à wackestone) peu quartzeux (1 à 2%), avec quelques très rares ooïdes. La microfaune est représentée par les textularidés et les débris d'échinodermes. Ces bancs montrent, en outre, des petites rides de courant et des laminations planes parallèles dans des zones à granulométrie bien calibrée, ce qui résulte d'un vannage de particules (inférieures à 30 μ). Ce vannage a également entraîné des concentrations de quartz détritiques en certains points où la teneur peut atteindre 15%.

L'unité 3 est constituée par un ensemble de bancs calcaréo-argileux (wackestone peu quartzeux), lenticulaires et contournés, sur à peine 3 m d'épaisseur. L'association de calpionelles (Zone D) lui confère un âge Berriasien supérieur. L'aspect lenticulaire et contourné des bancs et la présence de phacoïdes pouvant atteindre 50 cm de diamètre, sont caractéristiques d'un slump dont l'étude des déversements permet de mettre en évidence des paléopentes orientées N65 et plongeant vers le SE.

Au-dessus, l'unité 4 de même type lithologique que l'unité 3, s'étend sur une dizaine de mètres de puissance. Mais, la régularité des alternances dénote une absence de remaniements synsédimentaires.

Conclusions

L'importante resédimentation observée au Berriasien supérieur dans le ruisseau des Crottes remanie des dépôts de bassins (unité 3) et de plate-forme (unité 1). Dans les coulées bioclastiques de la base de la coupe, la séquence de type «fining-upward» et «thinning upward» caractérise un cône d'épandage profond. Ces dépôts distaux renferment des microfaunes benthiques (*Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Valdanchella* sp.) découvertes par DARSAC (1983) et SALVINI-BONNARD et al. (1984) sur la plate-forme jurassienne. Ces formes ont, en effet, été reconnues dans les formations de Pierre-Châtel et de Vions (partie inférieure).

A cet égard, la présence de quartz détritique en certains niveaux de l'unité 2 semble correspondre à celle qui caractérise la formation de Vions, dans le domaine de la plate-forme. D'autre part, l'étude sédimentologique des contourites de cette unité permet de proposer des vitesses de courants, responsables du vannage des sédiments et de la création de lamines planes parallèles comprises, entre 30 et 50 cm/s (ALLEN 1965, 1968; SIMONS et al. 1965; FRIEDMANN & SANDERS 1978).

Un tel courant de contour ne possède pas une intensité suffisante pour éroder directement un substratum constitué par une boue abyssale (LECLERC et al. 1976). L'intervention d'un vecteur de matériel en suspension est donc nécessaire. Cette injection de sédiment dans les circuits de courants profonds peut être le fait d'une injection latérale par l'intermédiaire d'un courant de turbidité ou d'une injection biogène par remise en suspension de la boue sous l'action de la bioturbation (BARUSSEAU & VANNEY 1978).

La position de l'unité 2, qui succède à une série de dépôts turbiditiques ajoute au fait qu'elle renferme de rares particules détritiques (ooïdes, glauconie) joue en faveur de la première hypothèse. Enfin, le slump du sommet de la coupe du ruisseau des Crottes, démontre l'existence d'une paléopente sédimentaire de direction N65 à pendage SE. L'existence même de cette pente est peut être liée à la géométrie du cône d'épandage.

2.5 Coupe du nant de Cotona (901.80/2103.80/880 m)

Cette coupe (fig. 20) a été relevée dans la partie méridionale du massif des Bornes, dans une zone plus externe que celle décrite dans le nant de Montmin. Le lit du nant de Cotona qui draine le flanc occidental des Dents de Lanfon, entaille tous les terrains compris entre la «barre tithonique» des auteurs et les calcaires siliceux de l'Hauterivien. La coupe présentée ici ne s'étend que sur une cinquantaine de mètres et ne couvre que les faciès du Tithonique supérieur et du Berriasien inférieur et moyen. L'affleurement décrit se trouve au sud du nant de Cotona, sur le sentier qui monte de Bluffy, traverse la «barre tithonique» et débouche dans le lit d'un torrent temporaire parallèle au nant de Cotona, mais situé plus au sud.

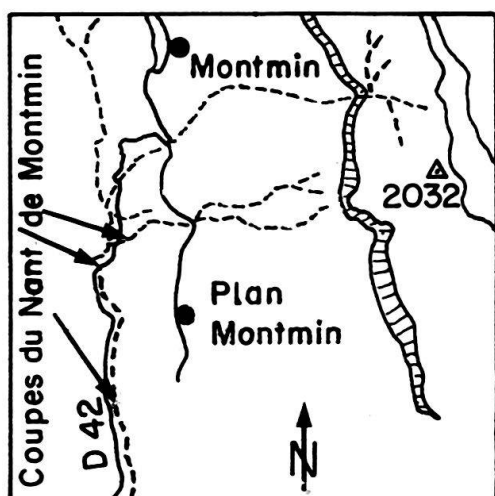


Fig. 20. Situation géographique de la coupe du nant de Cotona.

Description (fig. 21)

La coupe du nant de Cotona est caractérisée par des faciès resédimentés du Berriasien inférieur et moyen, encadrés de dépôts autochtones à prédominance carbonatée à la base (Tithonique supérieur) et marneuse au sommet (Berriasien moyen et supérieur).

L'unité 1 comprend les 10 m supérieurs de la «barre tithonique», représentés par des bancs massifs de calcaires gris bleuté à la cassure: micrites à biomicrites (mudstone) à calpionelles (Zone A1 à B) et radiolaires qui comportent un niveau décimétrique à intraclastes micritiques à saccocomidés. Cette unité correspond au passage Tithonique supérieur/Berriasien inférieur.

Au-dessus, sur 3,5 m, se développe un niveau bréchiq mal classé qui constitue *l'unité 2*. Les lithoclastes calcaires (50 à 55%) millimétriques à centimétriques (biomicrites à radiolaires, filaments, calpionelles des Zones A et B) et les bioclastes (5%) représentés surtout par des fragments d'échinodermes et de bryozoaires, flottent dans une matrice calcaréo-argileuse à oïdes (40 à 45%) de type packstone en association avec des foraminifères agglutinants et des calpionelles caractéristiques de la Zone B (Berriasien inférieur). Les caractères sédimentologiques de cette unité correspondent à ceux d'une coulée boueuse.

Le passage entre les unités 2 et 3 est relativement graduel et se marque par une augmentation de la proportion de la matrice marneuse de type mudstone qui atteint 60%.

L'unité 3, d'1 m d'épaisseur, présente l'aspect chaotique, typique d'un slump. Les lithoclastes anguleux et les fragments de bancs décimétriques à métriques présentent les mêmes caractéristiques microscopiques que leurs équivalents de l'unité 1, si ce n'est une matrice plus abondante (60%) de type mudstone. Cette dernière, datée de la Zone B, possède déjà quelques formes de calpionelles appartenant à la base de la Zone C (Berriasien inférieur à moyen). Elle est donc légèrement plus jeune que les lithoclastes qu'elle renferme.

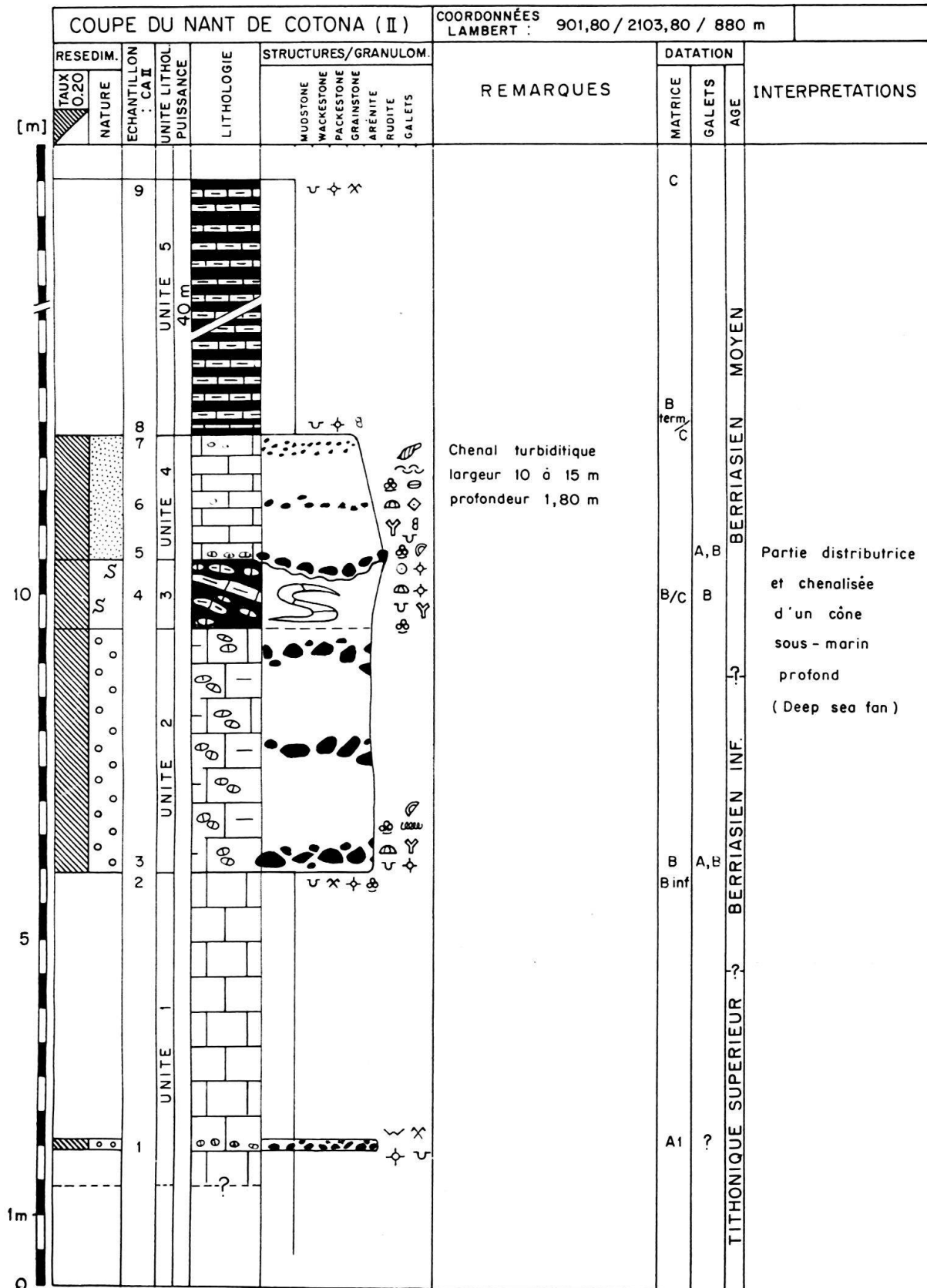


Fig. 21. Coupe stratigraphique et description sédimentologique de la coupe du nant de Cotona.

L'unité 4 correspond à un chenal turbiditique d'1,80 m d'épaisseur et de 10 à 15 m de largeur, dont la base ravinante porte des cannelures orientées N 50. Le remplissage chenalisé est constitué par un calcaire bioclastique à lithoclastes micritiques à calpionelles très nettement granoclassés. De la base au sommet du chenal, les lithoclastes arrondis parfois subanguleux diminuent graduellement de fréquence (de 40 % à 5 %) ainsi que de taille (de 2 cm à 500 μ), à l'inverse des bioclastes qui augmentent progressivement (de 50 % à 80 %) parallèlement aux ooïdes dont les nucleus sont parfois micritiques. A la base du chenal, la matrice micritique ne représente que 5 % du dépôt en raison d'une structure dépositionnelle très poussée de type packstone. La présence de zones protégées (sparitiques) et de planchers micritiques respectivement dans la partie sommitale et centrale de ce corps sédimentaire prouve qu'une partie, tout au moins, de la matrice micritique s'est infiltrée depuis le contact supérieur de cette quatrième unité.

La biophase comprend des débris d'huîtres, de gastéropodes, de brachiopodes, d'échinodermes, de bryozoaires, d'ostracodes ainsi que de foraminifères benthiques (*Trocholina* sp., grands foraminifères agglutinés).

Le remplissage du chenal que représente l'unité 4, traduit un événement sédimentaire instantané; il peut être daté par les couches qui l'encadrent et être ainsi attribué à la limite des Zones B et C de calpionelles (Berriasien moyen). Les lithoclastes analysés dans le chenal appartiennent aux Zones B et A (plus rarement) soit au Tithonique supérieur et au Berriasien inférieur.

Sans aucun terme de transition, l'unité 4 est directement surmontée par l'unité 5, constituée par une alternance de niveaux marneux prédominants et de bancs centimétriques calcaires à la base devenant décimétriques et plus argileux vers le haut. Les calcaires sont des micrites ou des biomicrites à radiolaires, globochaetes et calpionelles de la Zone C (Berriasien moyen). A la base de l'unité 5, l'orientation privilégiée des bioclastes qui subsiste malgré une importante bioturbation démontre l'existence de paléocourants (contourites). Ceci pourrait être interprété comme les dernières manifestations d'un dépôt turbiditique chenalisé (BARUSSEAU & VANNEY 1978).

Conclusions

Dans la région du nant de Cotona, les dépôts du Berriasien inférieur et moyen sont donc représentés par un ensemble totalement resédimenté; il se compose d'abord d'une coulée boueuse (unité 1; 55 %) massive, dépourvue de classement, puis d'un slump (unité 3; 15 %) et enfin d'un faciès chenalisé turbiditique granoclassé (unité 4; 30 %). Si ces 3 unités constituent différents stades de l'évolution d'une même séquence sédimentaire, il serait logique de considérer que la région du nant de Cotona correspondrait, au Berriasien inférieur et moyen, à la partie distributrice et chenalisée d'un cône sous-marin profond (deep sea fan).

2.6 Coupe du nant de Montmin

Cette coupe située dans la partie méridionale du massif des Bornes, a été relevée en trois points (fig. 22):

- A. le long de la D42 reliant Faverges à Montmin, dans le talus gauche de la route en montant (905/2094,2/730 m).
- B. dans le lit du nant de Montmin (904,85/2095,40/810 m).
- C. en rive gauche, dans un torrent temporaire (905,05/2095,50/850 m).

Description (fig. 23)

Les trois portions de coupe A (Montmin I), B (Montmin II), C (Montmin III), d'une puissance respectivement de 15,5 m, 3 m et 1 m, permettent d'observer des faciès resédimentés dont le taux atteint 30 %, entre le Tithonique inférieur et la base du Valanginien. Les corrélations de ces trois tronçons sont difficiles à établir avec précision.

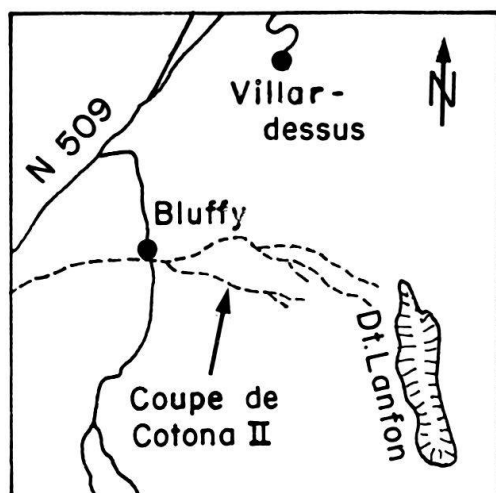


Fig. 22. Situation géographique de la coupe du nant de Montmin.

Coupe A (nant de Montmin I)

L'unité A1 correspond aux 2 derniers mètres du sommet de la «barre tithonique» des auteurs; elle est formée de biomicrites (mudstone) à radiolaires, globochaetes et saccocomidés. Dépourvue de calpionelles, elle est attribuée au Kimmeridgien supérieur/Tithonique inférieur.

La base de L'unité A2 attribuée au Berriasien basal est séparée du sommet de la «barre tithonique» par une lacune. Cette unité de 3 m de puissance, essentiellement bréchique, correspond à une coulée boueuse massive. Elle comprend des ammonites et des lithoclastes micritiques (avec ou sans calpionelles), millimétriques à centimétriques, arrondis à subanguleux, flottant dans une matrice biomicritique (mudstone à wackestone) où se côtoient une biophase autochtone (globochaete, calpionelles de la limite des Zones A et B et de la Zone B inférieure) et des faunes allochtones (*Lenticulina* sp., *Trocholina* sp., grands foraminifères agglutinants) ainsi que de rares ooïdes isolés ou composites. Les associations de calpionelles des lithoclastes couvrent toute la Zone A et le début de la Zone B. En définitive, la coulée boueuse (A2) attribuée au Berriasien basal comprend donc des lithoclastes dont les âges s'étendent du Kimméridgien supérieur au Berriasien basal.

L'unité A3 qui atteint 3 m d'épaisseur, est constituée d'une alternance de marnes et de calcaires à lithoclastes anguleux de même type lithologique que ceux de l'unité A2. Les lentilles décimétriques et contournées, présentent une homogénéité dans les mesures de génératrices qui oscillent autour de N10 et de déversements dans le cadran SE. L'analyse de cette unité démontre une resédimentation en deux étapes: les résédiments amenés dans un premier temps par coulées boueuses au Tithonique terminal ont subi, au Berriasien inférieur et moyen, des glissements synsédimentaires, sur des pentes orientées N10 et plongeant vers le SE.

De plus, la matrice de cette unité de même composition lithologique que celle de l'unité A2, renferme du quartz détritique (2,5 à 5%; Ø moy.: 0,5 mm; Ø max.: 0,8 mm). Sa faune autochtone composée de calpionelles caractéristiques de la Zone B, indique un âge Berriasien inférieur tandis que les faunes des lithoclastes se rattachent à des Zones plus anciennes allant du Kimmeridgien supérieur/Tithonique inférieur jusqu'au Tithonique supérieur (Zone A3 supérieure).

L'unité A4 est constituée sur 1,50 m d'épaisseur par 5 bancs décimétriques calcaréo-argileux homogènes et bioturbés. La base de cette unité, riche en lithoclastes (cailloutis et petits galets) tronque et ravine le sommet de l'unité A3. Son dépôt est daté de la Zone C (Berriasien moyen) alors que les lithoclastes renferment des associations de calpionelles correspondant aux Zones A et B (Tithonique supérieur à Berriasien moyen); certains d'entre eux dépourvus de calpionelles, mais riches en Saccocomidae, sont attribués au Kimmeridgien supérieur/Tithonique inférieur.

L'unité A5 délimite un horizon bréchique, peu épais (0,15 à 0,20 m) constitué d'un assemblage hétérogène de lithoclastes calcaires jointifs, de même type lithologique que dans les unités inférieures, et flottant dans une matrice biomicritique peu abondante, probablement d'âge Berriasien moyen. Ce niveau bien repérable puisqu'il apparaît en pente structurale au-dessus de la D42, correspond à une coulée lithoclastique dont les éléments se répartissent chronologiquement entre le Kimmeridgien supérieur et le Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

L'unité A6, dépassant 6,5 m d'épaisseur, correspond à un épisode marneux dans lequel s'interstratifient des bancs calcaréo-argileux et bioturbés, d'une épaisseur moyenne de 30 cm.

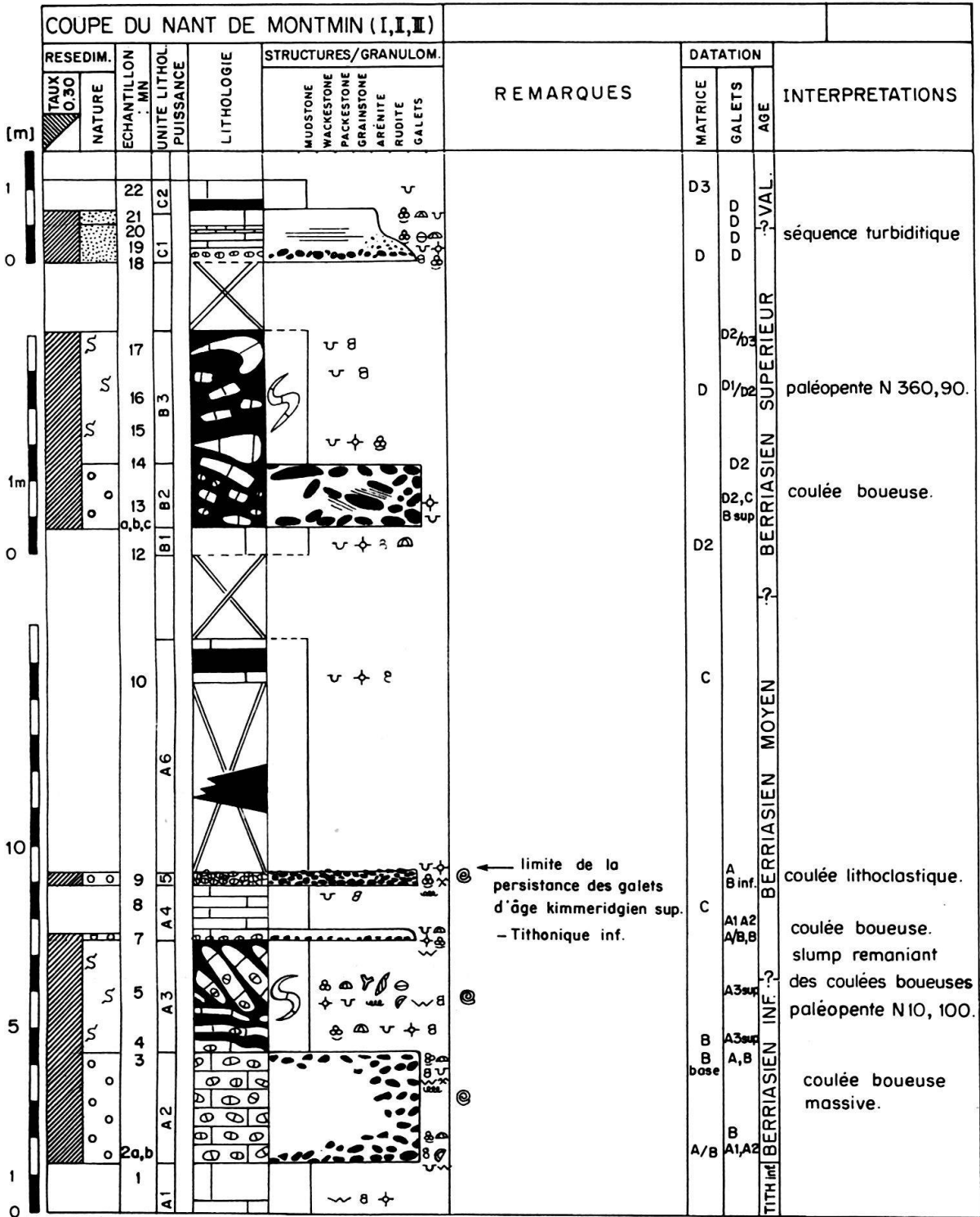


Fig. 23. Coupe stratigraphique et description sédimentologique de la coupe du nant de Montmin.

Nant de Montmin I: unités A1 à A6

Nant de MontminII: unités B1 à B3

Nant de Montmin III: unités C1 et C2

Coupe B (nant de Montmin II)

A la base, un banc calcaréo-argileux de 40 cm semble continu, tout au moins à l'échelle de l'affleurement: il représente l'unité B1. L'association de calpionelles qu'elle renferme, est caractéristique de la Zone D2 (Berriasien supérieur).

Les unités B2 et B3, d'une puissance de 5 m, comprennent: à la base, un ensemble (unité B2) mal classé composé de lithoclastes de type mudstone (biomicrites à calpionelles) supportés par une matrice marneuse, surmonté par une alternance (unité B3) de marnes et de calcaires (biomicrite à calpionelles) peu argileux, en bancs lenticulaires et contournés; certains bancs renferment des lithoclastes micritiques.

Les laminations de la matrice et l'allongement des lithoclastes de l'unité B2, sont disposés obliquement au plan de stratification et présentent un pendage vers l'E. Le passage progressif entre les unités B2 et B3 se marque par une augmentation de la taille des éléments qui devient métrique; ceux-ci correspondent à des fragments lenticulaires ou plissés de bancs de calcaire fin (biomicrite), homogènes à rares cailloutis. Ces structures déformées présentent des génératrices orientées N-S et une asymétrie indiquant un déversement vers l'E.

Les calpionelles supportées par la matrice sont typiques de la Zone D (Berriasien supérieur), alors que les lithoclastes appartiennent aux Zones B supérieure, C, D1/D2, D2, D2/D3, recouvrant ainsi tout le Berriasien.

Coupe C (nant de Montmin III)

L'unité C1 de 0,70 m d'épaisseur, est composée, à la base, d'un calcaire bioclastique spathique à lithoclastes micritiques ou biomicritiques à calpionelles et radiolaires; elle passe progressivement, vers le haut, à une biosparite. Les lithoclastes concentrés à la base de cette unité montre un net granoclassement normal, surmonté par un horizon à lamines planes parallèles. Ce dépôt turbiditique renferme des faunes benthiques transportées (*Lenticulina* sp., grands foraminifères agglutinants) en faible proportion à la base, mais qui peuvent atteindre 50 à 60% au sommet. Les associations de calpionelles dans la matrice et dans les lithoclastes appartiennent toutes à la Zone D (Berriasien supérieur).

L'unité C2 est formée par une alternance de marnes et de calcaires argileux dont les calpionelles caractérisent la Zone D3 (limite Berriasien/Valanginien).

Conclusions

Bien que la coupe du nant de Montmin soit morcelée en trois tronçons, elle apporte de précieux renseignements sur la durée et l'ampleur des phénomènes de resédimentation au Berriasien, dans cette région méridionale des chaînes subalpines.

La coulée boueuse (A2) du Berriasien basal repose directement sur le sommet de la «barre tithonique» attribuée ici au Kimméridgien supérieur/Tithonique inférieur. Il faut donc admettre que les dépôts du Tithonique supérieur, retrouvés à l'état de lithoclastes, furent complètement décapés dans cette partie des chaînes subalpines.

L'unité A3 est le résultat d'une resédimentation en deux étapes. Les premiers resédiments, issus de coulées boueuses d'âge Tithonique terminal sont repris au Berriasien inférieur et moyen par des glissements sous-marins contrôlés par des pentes N10 à pendage SE.

Les sédiments déposés durant le Kimméridgien supérieur et le Tithonique ont été remaniés pendant tout le Berriasien inférieur et une partie du Berriasien moyen. L'écart de datation entre la matrice et ces lithoclastes croît progressivement au sein de l'ensemble lithologique A pour atteindre son maximum avec l'unité A5.

Le Berriasien supérieur voit se développer des coulées boueuses et des slumps sur des pentes orientées N-S à pendage est.

Ce cortège de resédimentations est couronné au Berriasien terminal par une séquence turbiditique bioclastique.

Entre le Tithonique et le Berriasien inférieur, la région du nant de Montmin possède à la fois les caractères sédimentologiques d'une aire sédimentaire située sur un haut topo-

graphique relativement aux stations du nant de Sallier et de Cotona (lacune du Tithonique supérieur et faible épaisseur des dépôts berriasiens) et d'une aire de transit -plus rarement de dépôt- pour les résédiments d'âge Kimméridgien supérieur et Tithonique. Ce dernier fait supposer l'existence, en amont, d'une aire nourricière pérenne soumise à une importante érosion durant tout le Berriasien inférieur et moyen.

En conclusion, la région du nant de Montmin est caractérisée au Berriasien par une sédimentation irrégulière mais répétitive sur des pentes de direction méridienne à subméridienne et plongeant vers l'est.

Les coulées boueuses renferment des particules isolées (ooïdes, faunes benthiques), issues de dépôts bioclastiques meubles synchrones, accumulés sur la plate-forme jurassienne.

Remerciements

Nous exprimons notre gratitude à R. Busnardo, B. Clavel, G. Le Hegarat, R. Wernli et L. Zaninetti pour avoir bien voulu déterminer la macrofaune et les foraminifères ainsi qu'aux graphistes du Muséum d'Histoire naturelle de Genève pour leur aide technique. E. Davaud, J.-M. Jaquet, A. Strasser et R. Wernli nous ont fait profiter de leurs critiques. Ce travail a bénéficié du soutien du FNSRS (requête no 2.315-0.84) que nous remercions vivement.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J. R. L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology* 5, 89–191.
- (1968): Current ripples. – Amsterdam, North Holland.
- AYRTON, S. (1980): Géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 137–172.
- BAGNOLD, R. A. (1954): Experiments on a gravity free dispersion on large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. – *Proc. r. Soc., Ser. A*, 225, 49–63.
- BARUSSEAU, J. L. & VANNEY, J. R. (1978): Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), 10/1, 59–94.
- BEAUDOIN, B. (1972): Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. – Thèse Doc. Ing. Univ. Caen.
- (1973): Pérennité de l'architecture du bassin et de la dynamique de la sédimentation entre le Tithonique et le Berriasien dans le Sud-Est de la France. – Coll. int. limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel, Septembre 1973.
- (1977): Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. – Thèse de Doc. ès-Sci. Univ. Caen.
- BEAUDOIN, B., BIE, J., CONARD, M., GUY, B., & LE DŒUFF, D. (1974): Essai d'analyse des rythmes dans des formations marmo-calcaires alternantes. – *Bull. Soc. géol. France* (7), 16/6, 634–642.
- CAROZZI, A. (1952): Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur des chaînes subalpines de Haute-Savoie. – *Rev. gen. Sci.* 59, 229–245.
- CHAROLLAIS, J. (1963): Recherches stratigraphiques dans l'est du massif des Bornes (Haute-Savoie). – Thèse no. 1342, Univ. Genève; *Arch. Sci.* 15/4 (1962).
- CHAROLLAIS, J., ARNAUD-VANNEAU, A., BUSNARDO, R., CLAVEL, B., DONZE, P., FAUCONNIER, D., MANIVIT, H., OERTLI, H. J., SEPTFONTAINE, M., STEINHAUSER, N., STRASSER, A. (1981): Groupe Français du Crétacé, Réunion en Haute-Savoie. *Publ. Dép. géol. paléontol. de l'Univ. de Genève, sér. guide géol.* No 1, Mai 1981.
- CHAROLLAIS, J., & LOMBARD, AUG. (1966): Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines aux environs de Genève. – *Arch. Sci.*, 19, 49–81.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., & LE HEGARAT, G. (1986): Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 319–341.

- COLLET, L. W. (1936): Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé. – *Eclogae geol. Helv.* 29/1, 283–290.
- (1943): La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. – *Matér. carte géol. Suisse* 79.
- (1955): Notice explicative Carte Géol. 1:200000 Genève–Lausanne. – *Comm. Géol. Suisse*.
- DARSAC, C. (1983): La plateforme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). – Thèse Univ. Grenoble.
- DETRAZ, H., MULLER, A., MULLER, D., & VILLARS, F. (1984): Etude géologique de la chaîne des Aravis entre l'Arve et le col des Aravis (Haute-Savoie). – *Dipl. ing. géol. Univ. Genève* (non publié).
- DONZE, P., & ROSSET, J. (1952): Présence de «calcaires grossiers» dans le Berriasien de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). – *C. R. Soc. Géol. France*, 1952, 323–324.
- ENAY, R., BODEUR, Y., CONTINI, D., & PEYBERNÈS, B. (1984): Paléogéographie. In ENAY, R. (Ed.): *Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du SE de la France*. – *Mém. B. R. G. M.* 125, 263–272.
- ENOS, P. (1977): Flow regime in debris flow. – *Sedimentology* 24, 133–142.
- FRIEDMAN, G. & SANDERS, E. (1978): *Principles of sedimentology*. – Wiley, New York.
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. – *J. Sediment. Petrol.* 42, 775–793.
- JENKYN, H. C. (1974): Origin of red nodular limestone (ammonitico rosso, Knollenkalk) in the mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: HSÜ, K. J. & JENKYN, H. C. (Ed.): *Pelagic sediments on land and under the sea*. – *Int. Assoc. Sediment. Spec. publ. 1*, 249–272.
- KÜBLER, B., PITTION, J. L., HEROUX, B., CHAROLLAIS, J., & WEIDMANN, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 347–373.
- LECLERC, J. P., BELLESSERT, B., & MIGNIOT, C. (1976): Action de la houle sur les sédiments. In: BARUSSEAU, J. L. & VANNEY, J. R. (1978): *Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds*. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), 10/1.
- LE HEGARAT, G. & REMANE, J. (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des ammonites et des calpionelles. – *Geobios* 1, 7–70.
- LEMOINE, M., GIDON, M., & BARFETY, J. C. (1981): Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. – *C. R. Acad. Sci. Paris* 292, 917–920.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flow II: Depositional model with special reference to the deposits of high density currents. – *J. Sediment. Petrol.* 52/1.
- LUGEON, M. (1918): Sur quelques charbons d'âge non Carbonifère de la vallée du Rhône valaisan. – *Soc. Vaud. Sci. nat.* P. V. 20.2.1918, 1–2.
- MORET, L. (1934): Géologie du massif des Bornes et des klippen préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). – *Mém. Soc. Géol. France* (n. s.) 22.
- PAIRIS, B. (1975): Contribution à l'étude géologique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). – Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble.
- POTTER, P. E. & PETITJOHN, F. J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis*. – Springer, Berlin.
- PRICE, I. (1977): Deposition and derivation of clastics carbonates on a mesozoic continental margin, Othris, Greece. – *Sedimentology* 24, 529–546.
- RAVENNE, CH. & BEGHIN, P. (1983): Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous marins. – *Rev. Inst. Franç. Petrole* 38/8.
- RAVENNE, CH., BEGHIN, P., GARIEL, O. & CREMER, M. (1983): Turbidites: Experiments and sedimentological interpretation. – 4th IAS Regional Meeting, Split.
- READING, H. G. (1978) (Ed.): *Sedimentary environment and facies*. – Blackwell, Oxford.
- REMANE, J. (1960): Les formations bréchiques dans le Tithonique du SE de la France. – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble* 36, 75–114.
- (1963): Les calpionelles dans les couches de passage du Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble* 3, 25–82.
- (1966): Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. – *Bull. Soc. Géol. France* (7), 8, 448–453.
- (1967): Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata?). In: *Proc. first int. Conf. planktonic microfossils* (p. 559–573). – Genève.
- (1970): Die Entstehung der resedimentären Brecciden im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. – *Eclogae geol. Helv.* 63/3, 685–740.

- (1973): Livret guide des excursions Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel 1973. (Doc. lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 1, 95-97.
- (1974): Cours de troisième cycle en sciences de la terre. Paléontologie partie II: Les calpionelles. – Univ. Genève.
- ROSSET, J. (1956): Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). – Bull. Serv. Carte Géol. France (247) 53.
- SALVINI-BONNARD, G., ZANINETTI, L. & CHAROLLAIS, J. (1984): Les foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-Valanginien inférieur) de la région de la Corrairie, Grand-Salève/Haute-Savoie, France. Inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. – Rev. Paléobiologie 3/2, 175-184, Genève, oct. 1984.
- SIMONS, D. B., RIDCHARDSON, E. V. & NORDIN, C. F. (1965): Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: MIDDLETON, G. V. (Ed.) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. – SEPM Spec. Publ. 12, 34-52.
- STEINHAUSER, N. (1969): Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). – Thèse 1506, Univ. Genève (non publiée).
- VAIL, P. R., HARDENBOL, J. & TODD, R. G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. – Reprinted from: Interegional Unconformities and hydrocarbon accumulation (AAPG Mem. 36).
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Grobgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamb. 31, 146-275.
- WANLESS, H. R. (1973): Microstylolites, bedding and dolomitisation. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 57, 811.
- (1979): Limestone response to stress: solution and dolomitisation. – J. Sediment. Petrol. 49/2, 437-462.
- WRAY, J. L. (1977): Calcareous algae: Developments in palaeontology and stratigraphy, 4. – Elsevier, Amsterdam.

Manuscrit reçu le 13 janvier 1986

accepté le 20 octobre 1986