

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 81 (1988)
Heft: 1

Artikel: Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien
Autor: Detraz, Hervé / Steinhauser, Norbert
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-166173>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 18.02.2026

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

| | | | | |
|---------------------|---------|-------|---------------|-----------------|
| Eclogae geol. Helv. | Vol. 81 | Nr. 1 | Pages 125–154 | Bâle, mars 1988 |
|---------------------|---------|-------|---------------|-----------------|

Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien

Par HERVÉ DETRAZ et NORBERT STEINHAUSER¹⁾

RÉSUMÉ

Entre le Kimméridgien et le Valanginien, le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne enregistrent les effets d'une crise tectonique. L'épaisseur, la nature et l'organisation séquentielle des sédiments prouvent qu'une déformation des domaines internes de la marge continentale européenne se poursuivait durant la période d'expansion océanique de la Téthys occidentale; avec, localement, une reprise de l'activité des failles synsédimentaires.

Sur les cinq cycles sédimentaires, de troisième ordre, définis sur ce laps de temps, trois sont affectés par des mouvements tectoniques qui avancent ou retardent et parfois annulent les effets des variations eustatiques. Ils modifient également la géométrie du passage entre la plate-forme jurassienne et le bassin subalpin et conduisent à la différenciation d'un domaine paléogéographique mixte; le domaine présubalpin.

Son individualisation intervient dès la base du Berriasien inférieur. Elle est précédée par le développement d'importantes coulées boueuses, sur la bordure occidentale du domaine subalpin, au Kimméridgien–Tithonique inférieur et suivie par le basculement de la plate-forme jurassienne au Valanginien inférieur.

ABSTRACT

A tectonic crisis affected the sedimentological evolution of the delphino-helvetian basin and its western border, the Jura platform (Savoie, occidental Alps), between Kimmeridgian and Valanginian times. The nature, thickness and sedimentary accumulation indicate that the internal zone of the European continental margin was still in a distension phase while an oceanic expansion period was taking place in the western Tethysian sea.

The regional coast line variation curve shows five third order sedimentary cycles from the Upper Tithonian to the Upper Valanginian. When compared with global sea-level changes diagrams, three of them are affected by tectonic movements which advance, delay or even cancel the effects of eustatic variations. Similarly, they change the geometrical relationship between the Jura platform and the Subalpine basin.

At first (late Kimmeridgian–early Tithonian), the western edge of the subalpine zone is marked by the development of large mudflow and debrisflow resedimentations followed from the early Berriasian onwards by the individualisation of a new palaeogeographic unit: the presubalpine zone. It is characterized by the deposition of a very thick sedimentary sequence, typical of a mainly regressive tendency leading to the progradation of the platform edge. Finally, the probable basinward tilting of the Jura platform occurred from early Valanginian times onward.

Introduction

Cette étude a pour but de retracer l'évolution paléogéographique de la portion savoyarde de la marge jurassienne (fig. 1) entre le Kimméridgien et le Valanginien. Les érosions sous-marines, les resédimentations et les condensations qui se marquent dans le

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

bassin subalpin, durant cette période, sont les reflets atténués des bouleversements qui affectent la plate-forme jurassienne et sa bordure orientale. Ces derniers ont conduit à la différenciation d'un nouveau domaine paléogéographique; le domaine présubalpin (STEINHAUSER 1969, 1970).

La révision chronostratigraphique récente des formations jurassiennes (CLAVEL et al. 1986), alliée à une analyse sédimentologique et stratigraphique fine, permet aujourd'hui d'envisager des corrélations à grande échelle. Ceci, malgré les doutes qui subsistent quant à l'ampleur réelle des chevauchements subalpins frontal et interne (fig. 1).

Dans une première partie, les caractéristiques sédimentologiques propres à chacun des trois domaines paléogéographiques seront détaillées, en commençant par le domaine subalpin.

Les différentes étapes de l'évolution morphologique de la marge jurassienne et du bassin subalpin seront ensuite discutées sur la base d'une reconstitution paléogéographique intégrant l'ensemble des connaissances stratigraphiques et sédimentologiques actuelles. Le lecteur intéressé par les coupes citées dans le texte, trouvera leur description détaillée dans la troisième partie.

Les datations sont basées sur les ammonites, les protoglobigérines, les échinodermes pélagiques (Saccocomidae), les calpionelles (REMANE 1963, 1967, 1973, 1974, LE HEGARAT & REMANE 1968), les ostracodes et les charophytes. Dans le texte et les figures qui suivent, les auteurs placent la limite Jurassique-Crétacé à la base de la Zone à *Jacobi-Grandis* (base de la Zone B de la biozonation des calpionelles), en accord avec la majorité des participants au colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel, Mém. B.R.G.M. 86, 1975).

1. Evolution sédimentologique des domaines subalpin, présubalpin et jurassien

1.1 Le Domaine subalpin

Massif des Bauges

1.1.1 Partie occidentale: coupe du col de Cherel/Pointe de Vêlan (fig. 1, 5a et 5b)

Du Kimméridgien au Valanginien, la partie occidentale du bassin subalpin se caractérise par un taux de resédimentation élevé (60%), des érosions sous-marines importantes et la présence de niveau condensés.

Jurassique terminal: Au col de Cherel, la sédimentation pélagique carbonatée du Kimméridgien-Tithonique inférieur est fréquemment interrompue par l'arrivée d'importants volumes de débris flow. Constitués en majeure partie par des intraclastes micritiques, ils présentent des séquences de dépôt de type ressaut hydraulique (RAVENNE & BEGHIN 1983, RAVENNE et al. 1983, MUTTI 1985, MUTTI et al. 1985). Ces resédiments ne représenteraient donc qu'une partie du volume initial. Leur frange calcarénitique sommitale, laminée, prouve qu'une part plus ou moins importante de ces resédiments a continué vers les zones plus internes du bassin subalpin.

Les dépôts du Tithonique supérieur (Zone A) sont totalement absents dans cette région.

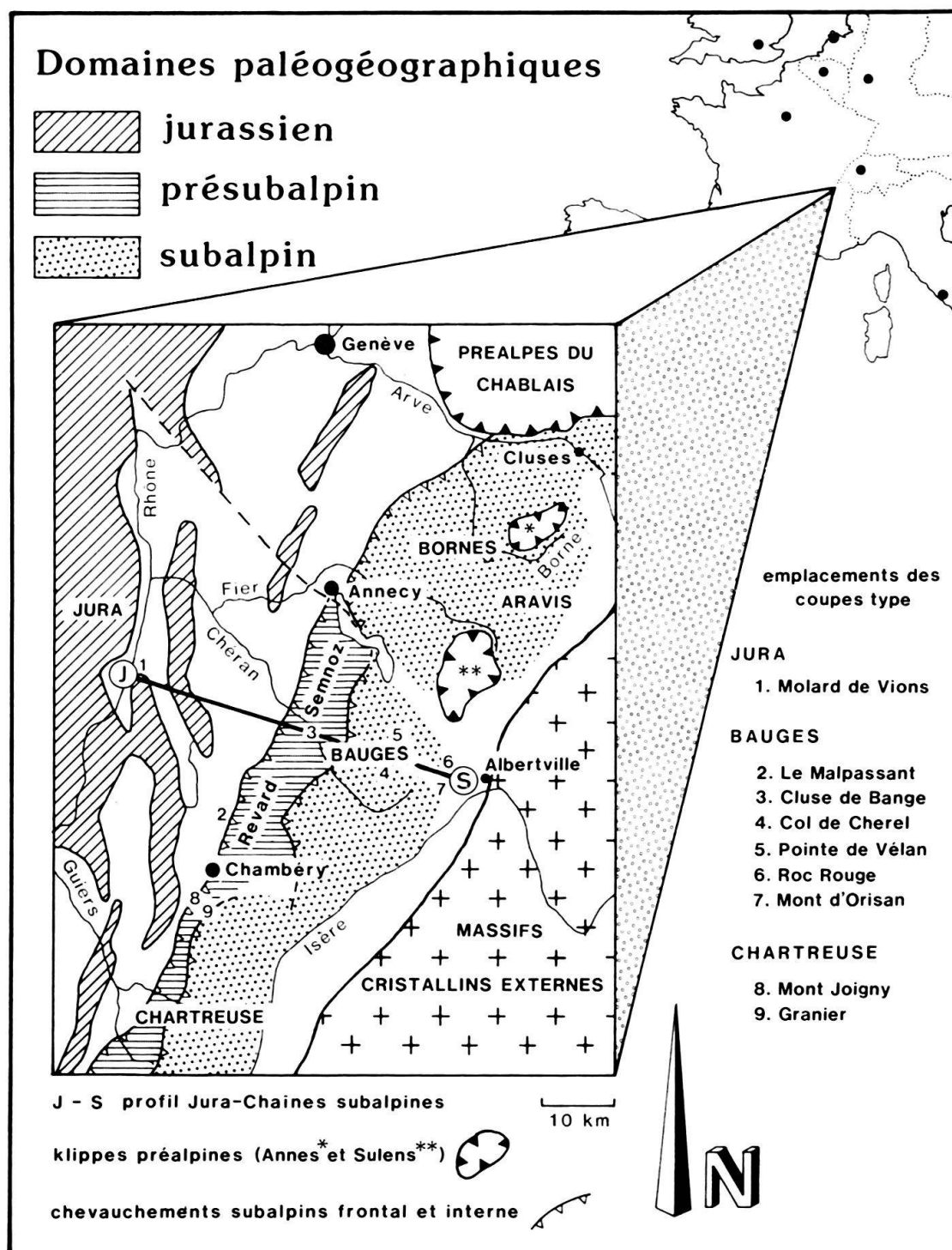
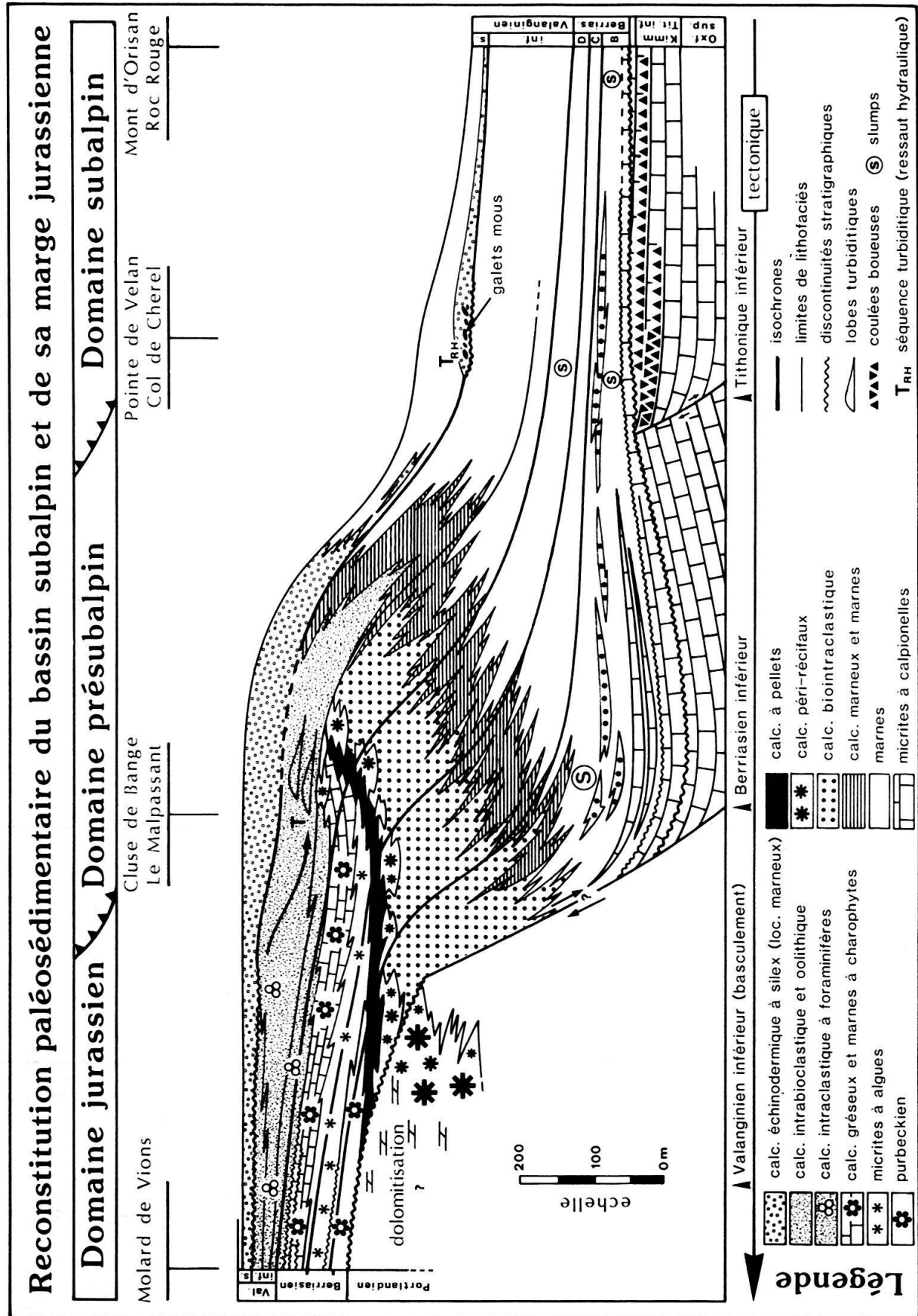


Fig. 1. Situation géographique et géologique de l'aire étudiée: positionnement des coupes et du profil Jura-Chaînes subalpines.

Coordonnées des coupes (feuilles topographique IGN, coordonnées Lambert: zone II étendue):

| | | | | | |
|-----------------|----------------|--------------------|---------------|----------------|--------------------|
| Molard de Vions | 869.40/2098.60 | feuille 3331 ouest | Roc Rouge | 910.20/2080.60 | feuille 3432 est |
| Le Malpassant | 881.75/2076.90 | feuille 3332 est | Mont d'Orisan | 906.00/2081.00 | feuille 3432 ouest |
| Cluse de Bange | 892.05/2090.50 | feuille 3431 ouest | Mont Joigny | 878.25/2060.90 | feuille 3333 ouest |
| Col de Cherel | 902.25/2083.90 | feuille 3432 ouest | Granier | 880.35/2058.30 | feuille 3333 ouest |
| Pointe de Vêlan | 903.35/2086.70 | feuille 3432 ouest | | | |



Berriasien inférieur à moyen: Les résédiments d'âge Berriasien basal (Zone B basale ou limite A/B) reposent donc directement sur un substratum attribué au Kimméridgien–Tithonique inférieur. Les lithoclastes appartiennent tous au Kimméridgien–Tithonique inférieur et seules quelques calpionelles (*Crassicolaria brevis* et *C. intermedia*), visiblement remaniées, pourraient témoigner du dépôt antérieur de sédiments pélagiques d'âge Tithonique supérieur.

Pendant le Berriasien inférieur intervient un épisode de condensation marqué par une surface durcie située au passage des Zones B inférieure et moyenne. A ce premier arrêt de sédimentation, succède brusquement l'apparition du détritisme argileux. Le Berriasien inférieur enregistre encore l'arrivée de sables bioclastiques grossiers à huitres, gastéropodes, foraminifères benthiques de plate-forme et à algues de milieux très peu profonds, voire émergés.

Une seconde surface de condensation se met en place au toit de ces accumulations sableuses et la passage au Berriasien moyen (Zone B supérieure) est marqué par le développement de glissements synsédimentaires de type slump.

Berriasien supérieur–Valanginien: Le détritisme argileux croît pendant le Berriasien supérieur pour atteindre son maximum avec les marnes et calcaires argileux de Valanginien. Une concentration en ammonites pyriteuses est visible dans la base du Valanginien inférieur; elle est contemporaine du développement du détritisme quartzeux.

Le sommet du Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur enregistrent des arrivées sporadiques de sables bioclastiques quartzeux et glauconieux.

1.1.2 Comparaison avec la partie méridionale du massif des Bornes

L'extrémité méridionale du massif des Bornes (coupe du Nant de Montmin; DETRAZ et al. 1987) présente de nombreuses analogies avec la coupe du col de Chérel. Ces dernières ont en commun l'existence d'une discontinuité stratigraphique à la limite Jurassique–Crétacé. Dans les deux cas, on constate l'absence totale du Tithonique supérieur et le contact direct des dépôts grossiers du Berriasien inférieur/basal sur un substratum attribué au Kimméridgien–Tithonique inférieur. La région de Montmin se distingue toutefois par la composition de ses coulées boueuses d'âge Berriasien inférieur à moyen (Zones B et C). Ces dernières supportent des intraclastes d'âge Kimméridgien–Tithonique inférieur mais aussi d'âge Tithonique supérieur (Zone A). Celui-ci y est donc, au moins, représenté par des intraclastes; ce qui n'est même pas le cas au col de Chérel.

Dans la partie méridionale du massif des Bornes, le passage Berriasien–Valanginien est aussi souligné par un niveau d'ammonites pyriteuses (BALTASSAT 1986) caractéristiques du Berriasien terminal/Valanginien basal.

1.1.3 Partie orientale: coupe du Roc Rouge/Mont d'Orisan (fig. 1, 5c et 6c)

Cette région se distingue de la bordure occidentale du bassin subalpin par une sédimentation plus continue et un taux de résédimentation nettement moindre.

Fig. 2. Reconstitution paléosédimentaire (du profil Jura–Chaînes subalpines): sans échelle horizontale. Quand la biostratigraphie ne permettait pas de corréler les corps sédimentaires, le tracé des isochrones a été basé sur des corrélations sédimentologiques interprétatives.

Jurassique terminal: Ces dépôts pélagiques ne sont troublés que par de rares et fines coulées bioclastiques à intraclastes micritiques. Localement, la partie sommitale du Kimméridgien–Tithonique inférieur enregistre l'arrivée de coulées boueuses massives (coupe du Mont d'Orisan).

Des associations de calpionelles caractéristiques du Tithonique supérieur apparaissent dans les derniers mètres de la barre calcaire du Malm. La présence de ces dépôts permet donc de distinguer le rebord subalpin des zones plus externes où le passage Jurassique–Crétacé est discontinu.

Berriasien: La sédimentation pélagique calcaire se poursuit durant la Zone B inférieure et il faut attendre la Zone B moyenne pour enregistrer l'arrivée du détritisme argileux. Durant la fin du Berriasien inférieur et le Berriasien supérieur, la sédimentation évolue vers un pôle de plus en plus argileux. Les alternances calcaire/marne du Berriasien inférieur/moyen (Zone B supérieure) sont affectées par des slumps immatures.

Valanginien: Avec la sous-zone D3 (Berriasien terminal/Valanginien basal), le détritisme argileux atteint un maximum qui persistera durant tout le Valanginien. Le détritisme quartzeux apparaît au Berriasien supérieur/terminal ($\pm 1\%$), et se développe dès la base du Valanginien avec des pourcentages variant entre 2 et 7% (\varnothing moy. 80–100 μm , \varnothing max. 300 μm). Autour de la limite Berriasien–Valanginien, la répartition du quartz dans la roche n'est pas homogène. Il est concentré dans des lits, à microlaminations planes parallèles, dont la surface supérieure est légèrement ondulée, ce qui suggère l'intervention d'un courant d'intensité décroissante lors du dépôt. Il faut aussi noter, à ce niveau, une concentration en ammonites pyriteuses indéterminables.

La partie supérieure du Valanginien, datée régionalement par ammonites, est interstratifiée par de petits bancs, parfois granoclassés, de calcaires bioclastiques roux (détritisme glauconieux).

La série se poursuit par une épaisse sédimentation (400 à 500 m) à prédominance marneuse, gréseuse et glauconieuse, d'âge vraisemblablement Hauterivien.

1.2 Le domaine présupalpin

1.2.1 Les coupes du Malpassant et de la Cluse de Bange (fig. 1, 6b et 7)

La bordure occidentale du massif des Bauges ou «front subalpin» représentée par la chaîne Semnoz–Revard–Nivollet (fig. 1) possède une succession lithologique à affinités jurassiennes et subalpines. Il s'agit de la zone présubalpine définie et décrite en détail par STEINHAUSER en 1969 et publiée en 1970. Entre le Tithonique et le Valanginien, la série est subdivisée en quatre formations; les formations du Chéran, d'Allèves, du Fontanil (ou Calcaire du Fontanil) et du Bourget. Ces dépôts atteignent 450 à 500 m. Une telle surépaisseur avait déjà été signalée, dans la partie septentrionale de la Chartreuse, par GIDON et al. (1967).

Jurassique terminal: La coupe du Malpassant (fig. 1 et 6b) permet d'observer le passage Jurassique–Crétacé dans de bonnes conditions. Les calcaires micritiques qui constituent la barre du Malm sont clairs et de couleur beige. Ils sont donc faciles à distinguer de leurs équivalents, gris sombre, du domaine subalpin. Le tiers inférieur de ces


















































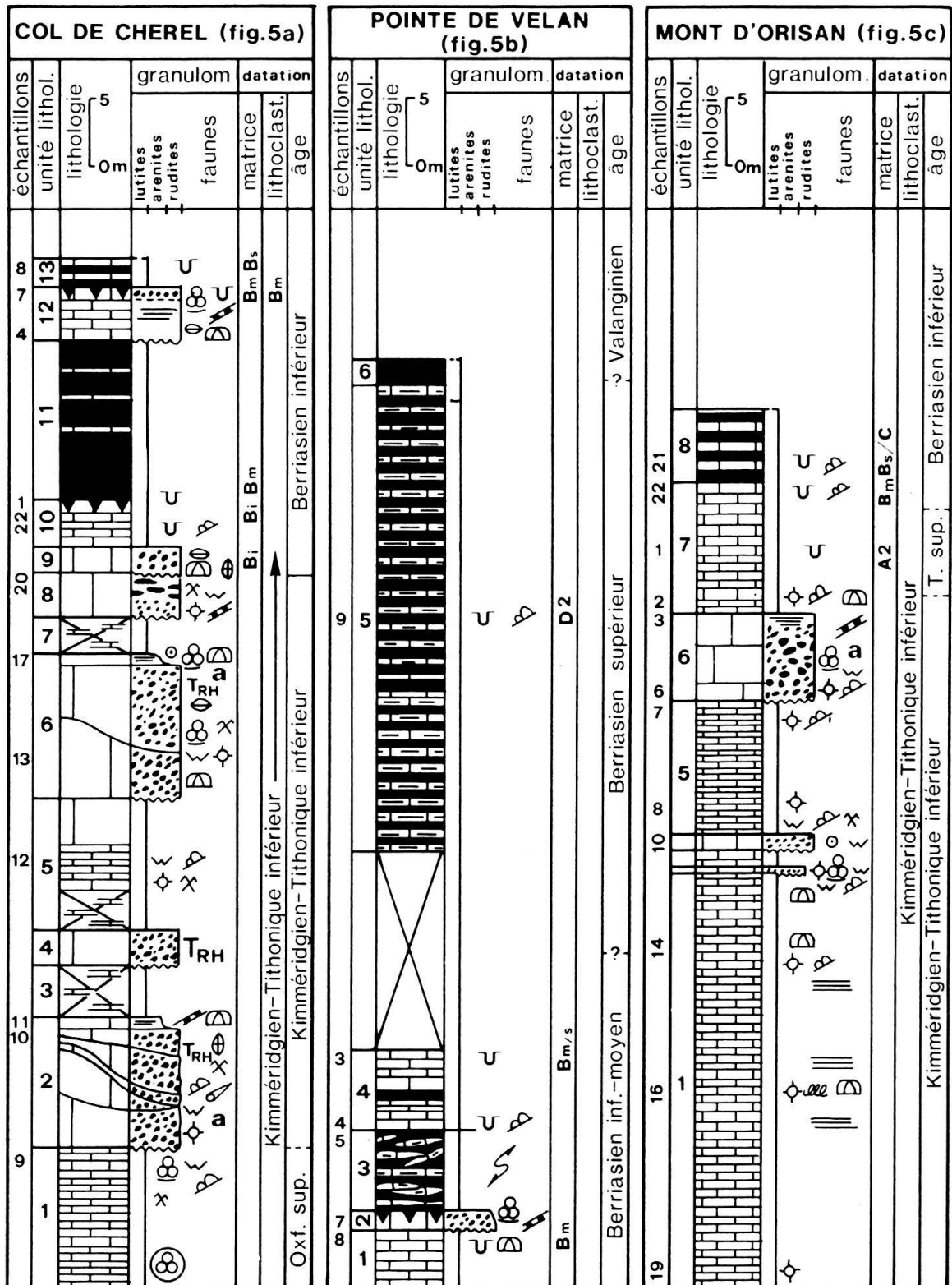
| LITHOLOGIE | FIGURES & STRUCTURES SEDIMENTAIRES | FOSSILES & PARTICULES |
|---|--|--|
|  calcaires  calcaires argileux  marnes  silex  lithoclastes limites de bancs  hard-ground  plane  érosive  transitionnelle  bioérodee  lacune d'observation |  rides de courant  rides de vagues  rides de tempêtes  1 laminations sigmoïdes  a 1 drapage argileux  2  a 2 drapages argileux  L lenticular bedding  W wavy bedding  F flaser bedding  T dépôts turbiditiques en lobes  T _{RH} dépôts turbiditiques (ressaut hydraulique)  slumps  lamines planes parallèles  bird-eyes  figures géotropes |  a ammonites  polypiers  stromatopores  échinodermes  mollusques  bryozoaires  x spicules  w Saccocomas  filaments  globochaetes  U calpionelles  algues s.l.  charophytes  for. benthiques  for. planctiques  ostracodes  radiolaires  lumachelle |
| Qz : quartz Dol : dolomitisation Gl : glauconie |  ooïdes  pellets |  rudistes  rostres |

Fig. 4. Légende des symboles et sigles utilisés dans les coupes (fig. 5a, b, c, 6a, b, c et 7).

calcaires pélagiques à Saccocomidae et Calcisphaerulidae est attribué au Kimméridgien-Tithonique inférieur. Ils représentent le substratum jurassique du domaine présubalpin. Les premières calpionelles mises en évidence indiquent la Zone B inférieure (basale?), soit le Berriasien inférieur (basal?). Le Tithonique supérieur (Zone A) est donc partiellement ou totalement absent dans le domaine présubalpin, comme dans le domaine subalpin externe (coupe du col de Cherel, fig. 1). La base de la formation du Chéran est donc séparée du Malm par une discontinuité stratigraphique, probablement, d'origine érosive.

Berriasien inférieur et moyen: Bien qu'essentiellement marneuse, la formation du Chéran est caractérisée par une partie inférieure très calcaire (fig. 7). Ces micrites claires à globochaetes et calpionelles sont fortement dolomitisées près du contact avec le substratum jurassique. Durant la Zone B inférieure, cette sédimentation pélagique est interrompue par la mise en place d'un chenal érosif dans lequel transitaient des sables bioclastiques en provenance de la plate-forme externe. La sédimentation pélagique reprend ensuite mais cède rapidement le pas devant un détritisme argileux croissant. L'appartenance de la partie inférieure de la formation du Chéran au Berriasien inférieur est confirmé par



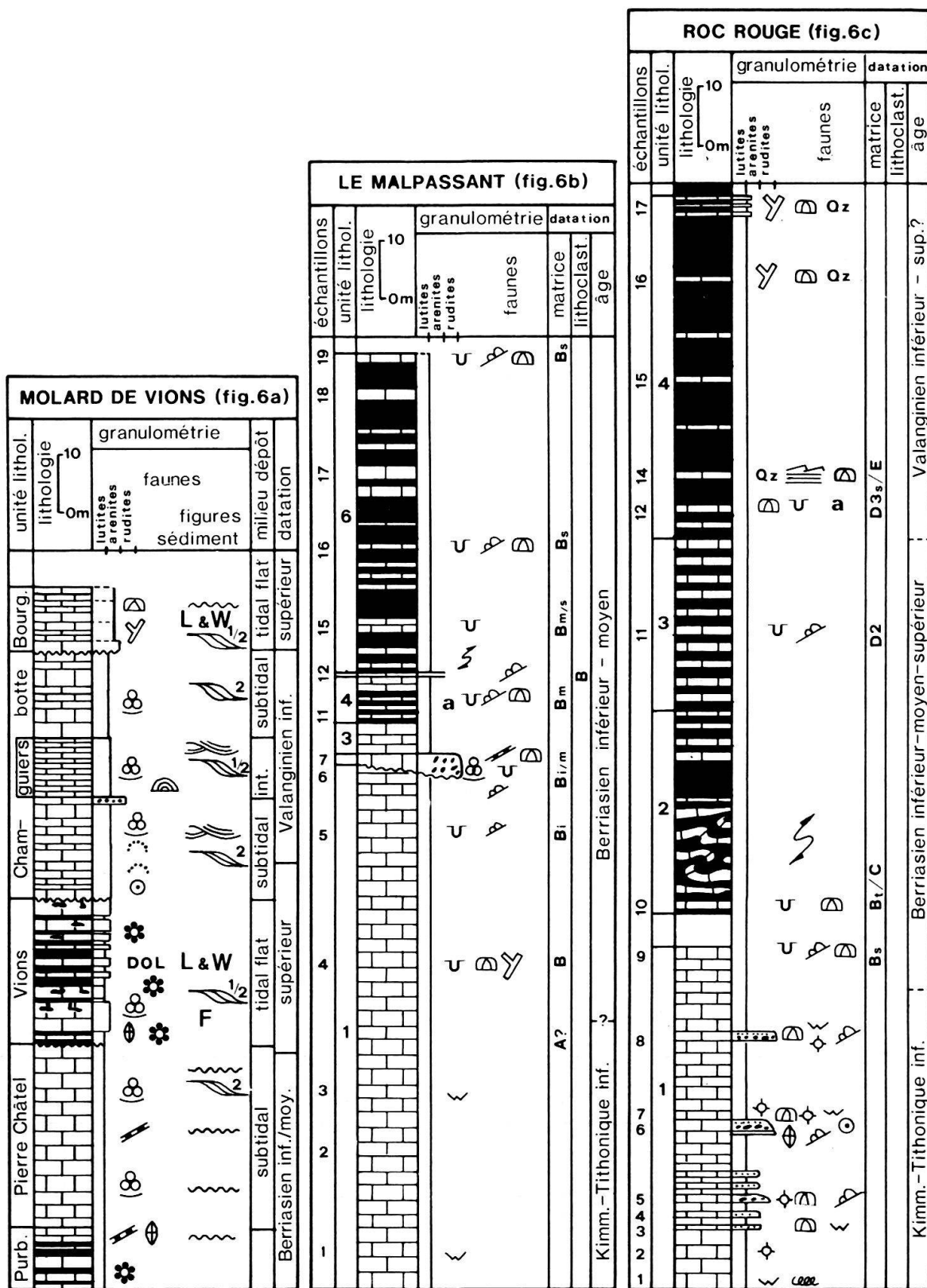


Fig. 6. a: Coupe stratigraphique et sédimentologique du Molard de Vions.

b: Coupe stratigraphique et sédimentologique du Malpassant.

c: Coupe stratigraphique et sédimentologique du Roc Rouge.

ammonites: Zone à *Jacobi-Grandis* pour la base et approximativement la limite entre les sous-zones à *Neocomites subalpinus* et *Berriasella privasensis* (limite entre les Zones B et C) pour le sommet.

Le détritisme argileux atteint son maximum avec la partie moyenne de la formation du Chéran, attribuée à la Zone B supérieure à C basale (approximativement la limite entre le Berriasien inférieur et moyen). Elle enregistre, vers son sommet, des arrivées de sables bioclastiques calcarénitiques faiblement glauconieux à fragments de *Clypeina jurassica* et débris de thalles de charophytes. Leur agencement en lobes est caractéristique d'un cône d'accumulation turbiditique (MUTTI & SONNINO 1981).

Ce dernier est daté, au toit, de la Zone B supérieure ou C basale; ce qui permet d'en faire un équivalent latéral distal des «Calcaires grossiers de Montagnole» et des «Calcaires du Pertuiset» (LE HEGARAT 1973).

Dans la partie supérieure, la sédimentation évolue vers un pôle plus carbonaté. Les bancs calcaires (intramicrite faiblement gréseuse) deviennent plus massifs, au détriment des interbancs marneux qui tendent à disparaître. Parallèlement, les bancs calcaires s'enrichissent en intraclastes et les calpionelles (Zones C et D1; Berriasien moyen/base du Berriasien supérieur) se raréfient.

La formation du Chéran, d'affinité franchement subalpine, atteint dans l'anticlinal Semnoz–Revard–Nivollet une épaisseur de 300 m.

Berriasien supérieur: La formation d'Allèves, essentiellement calcaire, débute peu après la base du Berriasien supérieur. Sa partie inférieure est constituée par des calcarénites fines. L'évolution granulométrique amorcée dès le sommet de la formation du Chéran se poursuit: la taille des éléments détritiques croît régulièrement de bas en haut. Les calcarénites passent graduellement à une calcirudite blanchâtre à rares bioclastes. Le sommet de cette première unité comprend souvent des bancs crayeux à grosses gravelles, débris de polypiers, rudistes (*Valletia?* sp.), bryozoaires, échinodermes et algues entre lesquels s'intercalent quelques bancs de brèche récifale et parfois de véritables biostromes.

Si l'on considère ce niveau de calcaire construit comme une paléohorizontale, alors le membre calcarénitique basal présente un pendage, bien visible à la Cluse de Bange, de 20 à 25° vers l'ESE (unité A1, fig. 7).

Le passage aux calcaires micritiques sombres de la troisième unité lithologique (unité A3, fig. 7) souligne une diminution importante de l'énergie du milieu de dépôt. Les algues encroûtantes abondent et la microfaune s'enrichit rapidement. L'apparition des ostracodes coïncide avec la disparition des bryozoaires et des polypiers.

L'association de *Keramosphaera allobroensis* et de *Pseudotextulariella courtionensis* ajoutée à l'augmentation sensible de la teneur en quartz détritique (jusqu'à 30% du microfaciès) incite à paralléliser cette partie de la formation d'Allèves avec la formation de Vions dans le domaine jurassien.

La présence de niveaux marneux verts à rares charophytes d'eau douce (dét. P.-O. Mojon), du Berriasien supérieur, associée à une forte proportion de fragments carbonneux pluridécimétriques confirme ce parallélisme.

Les calcaires zoogènes fins à *Pfenderina neocomiensis*, rares orbitolinidés s.l. et à algues (*Bacinella irregularis* principalement) constituent la partie supérieure de la formation d'Allèves. Les ostracodes se raréfient et une lumachelle à polypiers et mollusques divers apparaît souvent dans la partie supérieure de cette unité.

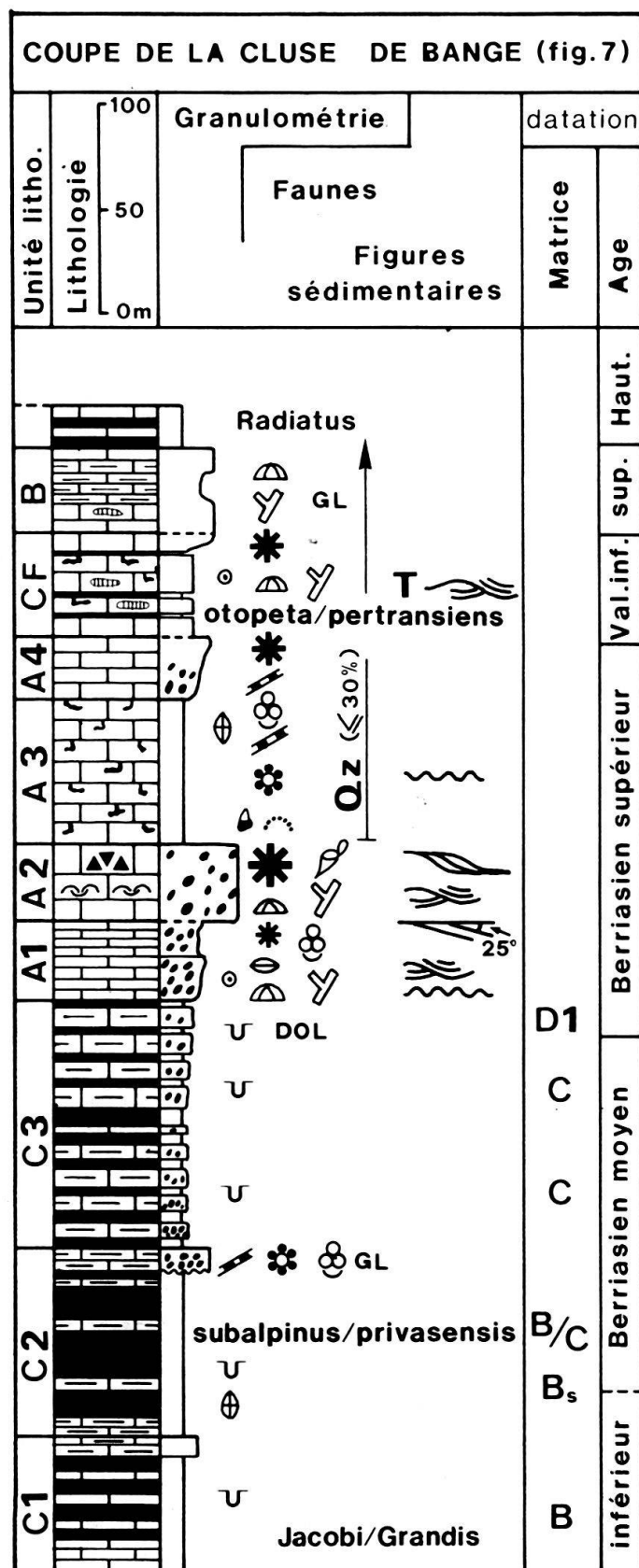


Fig. 7. Coupe stratigraphique et sédimentologique synthétique de la Cluse de Bange.

La formation d'Allèves, avec sa partie inférieure de caractère périrécifal, est limitée à la seule zone présubalpine. Durant le Berriasien supérieur, cette dernière enregistre la progradation et l'installation du récif puis le développement des faciès d'arrière récif à affinités jurassiennes.

Si l'action de la houle et des tempêtes (rides de vagues et hummocky cross stratification) se marque tout au long de la formation d'Allèves, seule sa partie inférieure à caractère périrécifal est sensiblement affectée par l'action des marées (laminations sigmoïdes).

Valanginien: Les dépôts de cette époque sont représentés par les formations du Fontanil et du Bourget.

La base du Calcaire du Fontanil est datée, dans notre région, par une faune d'ammonites indiquant la limite des sous-zones à *otopeta* et à *pertransiens*. La lithologie n'évolue guère au sein de cette formation. Ces intrabiosparites à silex, parfois faiblement glauconieuses, renferment une microfaune généralement limitée à quelques petites formes (*Haplophragmoides joukowskyi*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Dorothia* sp.). Il s'agit d'un empilement de séquences turbiditiques typiques d'un lobe d'accumulation sous-marin (MUTTI 1985). La séquence de Bouma classique est parfois représentée dans sa totalité et des lithoclastes argileux sont observables au contact des termes Ta et Tb. Ces accumulations sableuses pouvaient, exceptionnellement, être modifiées par l'action des tempêtes (hummocky cross stratification), ce qui suggère que le milieu de dépôt ne devait pas être trop profond.

La formation, du Bourget est représentée par des calcaires échinodermiques grossiers et glauconieux dont la partie moyenne est plus argileuse. Ils ne contiennent aucun fossile de zone. Par contre, le contact avec les marnes calcaires qui les surmontent est généralement fossilifère. Les ammonites de ce niveau de condensation glauconieux appartiennent toutes à la Zone à *Radiatus* (première Zone de l'Hauterivien).

Dans le domaine présubalpin, le Valanginien correspond au retour d'une sédimentation marine calme, marquée par deux épisodes, de plus haute énergie, faiblement influencés par l'action des marées (parties inférieure et supérieure de la formation du Bourget).

1.2.2 Comparaison avec la Chartreuse septentrionale

L'étude stratigraphique menée par M. GIDON et al. (1967) dans le secteur chambérien de la grande Chartreuse a démontré que la succession lithologique des dépôts traduit une superposition stratigraphique normale. La surépaisseur du Berriasien que P. GIDON (1968) attribuait à une origine tectonique est en réalité due à une sursédimentation.

La série du Mont Joigny (fig. 1) comporte 600 à 750 m de Berriasien biodétritique, à fortes influences néritiques et périrécifales, surmontés par 100 m de marnes attribuées en partie au Valanginien. Ces dernières, passent sans transition au Calcaire du Fontanil s. s. ou Calcaires de Valetière (COTILLON 1984, p. 307).

Il est intéressant de constater qu'en se déplaçant vers le SE, dans la région du Granier (fig. 1), l'épaisseur du Berriasien diminue (300 m) alors que les dépôts valanginiens s'épaississent (400 m). Parallèlement, les influences de la plateforme jurassienne s'ameuisent, le sommet du Berriasien est envahi par le détritisme argileux et le passage des marnes dites valanginiennes au Calcaire du Fontanil devient progressif.

Ces auteurs ont aussi découvert l'existence d'un hard-ground à «la limite Berriasien-Tithonique», ce qui correspond dans l'échelle biostratigraphique des calpionelles à la limite entre la Zone B inférieure et moyenne.

SANTOS NARVAEZ (1980) décrit, également, une série subalpine typique dans l'anticlinal occidental de la Chartreuse dans la région du Guiers Mort.

Le domaine présubalpin se développe donc largement en Chartreuse septentrionale où l'évolution verticale des faciès présente de nombreuses analogies sédimentologiques avec les dépôts du chaînon Semnoz-Revard-Nivollet. La principale différence réside dans l'absence d'une zone récifale dans les séries du Mont Joigny ou du Granier.

Ayant revu ces affleurements, on peut ajouter que les dépôts berriasien sont localement fortement slumpés et envahis par d'importants débris flow amalgamés. Les mesures d'orientation effectuées, sur les axes des rouleaux de slump indiquent que la direction de la paléopente était de N320° à 340° E.

1.3 Le domaine jurassien

1.3.1 Le Jura méridional: coupe de Molard de Vions (fig. 1 et 6a)

STEINHAUSER & LOMBARD (1969) ont été amenés à créer une nouvelle nomenclature lithostratigraphique. Ils ont retenu quatre formations qui couvrent l'intervalle stratigraphique compris entre le dernier banc du faciès purbeckien et la base des couches marneuses grises; généralement considérées dans le Jura méridional comme représentant la base de l'Hauterivien.

Jusqu'ici imprécise, l'attribution chronostratigraphique de ces formations a pu être établie avec une bonne précision grâce à la découverte récente d'ammonites et à la révision des formes récoltées précédemment (CLAVEL et al. 1986).

Tithonique terminal-base du Berriasien moyen: Le faciès purbeckien a été décrit par CAROZZI (1948) puis par DONZE (1958). Ce dernier distinguait des zones paléogéographiques d'orientation SSW-NNE dans le Jura méridional. Ces zones sont définies par l'épaisseur des dépôts, leurs caractères marin, lagunaire ou lacustre plus ou moins marqués.

L'évolution sédimentologique de ces dépôts s'enchaîne de la façon suivante: les faciès marins peu profonds du Jurassique terminal (Portlandien comprenant les couches du Chailley et les Tidalites de Vouglans de BERNIER 1984) s'enrichissent progressivement vers le haut en galets noirs et des calcrètes ou paléosols se développent localement. Ils caractérisent le faciès purbeckien du Jura méridional. Le Purbeckien est principalement calcaire et marin (milieux subtidaux peu profonds à intertidaux) avec, au sommet de la série, des épisodes lacustres supratidaux correspondant à des interbanks marneux riches en charophytes.

La formation de Pierre-Châtel se superpose ensuite au Purbeckien et marque, dans le Jura, le retour à une sédimentation franchement marine.

Les rares ammonites récoltées dans les dépôts purbeckiens du Jura méridional appartiennent toutes à la Zone à *Jacobi-Grandis*, soit au Berriasien inférieur²).

²) L'étude micropaléontologique du Purbeckien jurassien menée actuellement par P.-O. Mojon, apportera certainement des précisions biostratigraphiques à ce sujet.

A la Cluse de Chailles, REVIL (1911) signale, à 2 m sous le sommet du Purbeckien, *Hoplites* (*Berriasella*) cf. *privasensis*. Cette détermination, bien qu'actuellement remise en question (CLAVEL et al. 1986), reste intéressante malgré la disparition de l'échantillon. Elle daterait le sommet des faciès purbeckiens de la base du Berriasien moyen.

Berriasien moyen (partie supérieure)–Berriasien supérieur: La formation de Pierre-Châtel est principalement formée de micrites claires où les algues codiacées et dasycladacées abondent (*Clypeina jurassica*, *Bacinella irregularis* = *Lithocodium aggregatum*). Comme le Purbeckien, ces dépôts lagunaires, soumis à l'action de la houle, sont complètement dépourvus de quartz dans la région étudiée. D'après CLAVEL et al. (1986), sa base peut être attribuée au Berriasien moyen (sous-zone à *privasensis*). L'extrême base de cette formation est dolomitisée et présente les caractères d'un environnement récifal limité (Nérinées) au tunnel de l'Épine (STEINHAUSER 1969) et au Salève (JOUKOWSKY & FAVRE 1913).

La formation de Vions est lithologiquement très variée. Les micrites et les calcarénites alternent avec les marnes, voire les argiles et des couches charbonneuses, qui témoignent d'émersions temporaires. L'apparition du quartz détritique (jusqu'à 20–30 % du microfaçès) est l'une des caractéristiques de cet ensemble lithologique où les éléments terrigènes abondent. La teneur en fer est l'une des plus élevée de toute la série étudiée et les traces d'organismes fouisseurs sont souvent remplies par des intraclastes rougeâtres. Les bancs calcaréogréseux qui alternent avec des dépôts argileux présentent des structures sédimentaires typiques de la zone intertidale (flaser bedding, wavy bedding, lenticular bedding) ou de la zone subtidale (laminations sigmoïdes à deux drapages argileux).

La base de la formation est marquée par une association de foraminifères comprenant: *Keramosphaera allobrogensis*, *Pseudotextulariella courtionensis* ainsi qu'une riche faune d'ostracodes marins (OERTLI & STEINHAUSER 1969) et une ammonite *Pictetoceras* aff. *moesicum* (CLAVEL et al. 1986), limitée à la sous-zone à *paramimounum*. D'autre part, la présence à la Chambotte de *Calpionellopsis* sp. (Zone D), au sein de la formation (DARSAC 1983), permet de l'attribuer au Berriasien supérieur (sous-zones à *paramimounum* et à *picteti*). Les ostracodes d'eau douce et les charophytes sont, localement, abondants dans la formation de Vions du Jura méridional et confirment son âge Berriasien supérieur. Ainsi, il faut signaler *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959; un ostracode du Wealdien 4 d'Allemagne du Nord et *Globator nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974; une charophyte des dépôts lacustres Berriasio-Valanginiens de l'Espagne et de la Sardaigne (P.-O. Mojon, comm. orale).

Berriasien sommital–Valanginien: La formation de la Chambotte est constituée par des calcaires zoogènes clairs, souvent biodétritiques à ciment calcitique ou à matrice micritique, très riche en foraminifères. Elle est entrecoupée de calcarénites fines, bicolores, à laminations sigmoïdes, rides de vagues et de tempête qui représentent le membre du Guiers. Dès sa base, la formation est caractérisée par la présence de *Pfenderina neocomiensis* tandis que *Pseudotextulariella salevensis* n'apparaît qu'à partir du membre du Guiers. On note également l'apparition de rares orbitolinidés (*Orbitolinopsis*? sp., *Distyconus* sp., *Valdanchella* sp.). *Ammocycloloculina erratica* est souvent présente à la limite membre du Guiers/Chambotte supérieure.

A la Chambotte et au Val de Fier, comme au Molard de Vions, le membre du Guiers a livré une faune de stromatopores similaire à celle visible dans les marnes d'Arzier

(SCHNORF-STEINER & GUILLAUME 1963). Ceci, nous incline à considérer le membre du Guiers comme un équivalent latéral des marnes d'Arzier ainsi que l'avait déjà proposé STEINHAUSER (1969). Déposés en zone subtidale à intertidale, suivant les régions, ils correspondraient alors respectivement à une sédimentation d'estran sableux ou mixte (sand-flat ou mixed-flat) et d'estran vaseux (mud-flat).

L'attribution chronostratigraphique de ces dépôts, proposée par CLAVEL et al. (1986) est la suivante:

- Chambotte supérieure: Zone à *Pertransiens* (milieu du Valanginien inférieur).
- Membre du Guiers/marnes d'Arzier: partie supérieure de la sous-zone à *otopeta* (sommet du Valanginien basal).
- Chambotte inférieure: Zone à *Callisto* et partie inférieure de la sous-zone à *otopeta* (Berriasien sommital–Valanginien basal).

La formation du Bourget est formée de calcarénites échinodermiques généralement rousses dont la microfaune est fortement appauvrie. Les laminations sigmoïdes à double drapage argileux, visibles dans ces sables calcaires, indiquent que le milieu de dépôt était situé en zone subtidale. Cette formation correspond au Calcaire roux et aux couches à *Alectryonia rectangularis* (STEINHAUSER & LOMBARD 1969).

A la Chambotte, le milieu de dépôt est caractéristique d'un estran où alternent des sables bioclastiques déposés en zone subtidale et des sédiments mixtes (sables et argiles) déposés en zone intertidale.

1.3.2 Comparaison avec la cluse de l'Isère et avec le Jura neuchâtelois

Les travaux de REMANE (1958, 1966), à l'extrémité septentrionale du Vercors ont montré qu'il était possible d'observer, à l'affleurement, le passage entre les faciès jurassiens et subalpins au sens large.

Le récif du Bec de l'Echaillon constitue la pièce centrale de ce dispositif sédimentaire. Cette masse récifale, épaisse de 300 m, s'est développée jusqu'au Crétacé (Berriasien inférieur–base du Berriasien moyen?). Son extrémité sommitale est affectée par une bréchification progressive, alternant avec des récurrences de faciès récifaux. Les niveaux bréchiques sont composés par des blocs pluridécimétriques (30–40 cm) de polypiers, renversés par rapport à leur position de vie, ainsi que par de gros fragments de bivalves et de gastéropodes.

Les dépôts d'arrière récif (coupe de la Buisse) à faciès purbeckien³⁾ sont épais (60 m) et visibles dans leur totalité. Ils se composent surtout de calcaires fins, à nombreuses intercalations de marnes vertes et parfois de bancs souvent très bioclastiques. Il faut relever l'absence complète de niveau franchement lacustre dans leur partie supérieure et leur passage insensible aux assises inférieures du Marbre bâtard (équivalent latéral des formations de Pierre-Châtel, Vions et de la Chambotte), d'une épaisseur de 50 m.

Les dépôts à faciès purbeckien se terminent en biseau sédimentaire en direction du sud. Au Bec de l'Echaillon, à 5 km de la Buisse, ils ont disparu et les calcaires à petits

³⁾ Les prélèvements que nous avons effectués, dans les rares niveaux marneux de cet ensemble lithologique, ont livré des fructifications de *Porochara* sp., une faune d'ostracodes dont *Fabanella boloniensis*, une espèce de milieu saumâtre (dét. P.-O. Mojon) et *Anchispirocyclina lusitanica* qui confirme l'attribution de ces dépôts au Purbeckien.

bioclastes et rares calpionelles, attribués au Marbre bâtard sont eux-mêmes réduits à 7 m. Ils recouvrent les brèches sommitales du récif.

La transition avec les calcaires hémipélagiques d'avant récif est rapide. En 5 km, la sédimentation passe de calcaires bioclastiques très finement grumeleux (région de Curière) à des calcaires micritiques à calpionelles et radiolaires. Ces dépôts hémipélagiques sont interstratifiés par des calcarénites bioclastiques (coupe de Chevallon) associées, plus à l'aval (coupe de St-Pancrasse), avec des coulées boueuses (REMANE 1960, 1970). Cette sédimentation d'avant récif est coiffée par un hard-ground auquel succèdent des alternances calcaire/marne qui soulignent l'arrivée du détritisme argileux datée du Berriasien inférieur (limite de la Zone B inférieure et moyenne). Dans la région grenobloise, le passage plate-forme/bassin est donc plus abrupt qu'en Chartreuse et dans les Bauges.

Durant le Berriasien et le Valanginien, le Jura neuchâtelois se distingue du Jura méridional, et dans une moindre mesure du Jura vaudois, par une sédimentation où la tendance émergitive devient prépondérante (DONZE 1958). Cette dernière se manifeste par une fréquence accrue des horizons lacustres (HÄEFELI 1966, MOJON & STRASSER 1987) et par une série de lacunes stratigraphiques dont la plus importante (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971) met directement en contact le «Calcaire roux» (équivalent de la formation du Bourget) avec le «Marbre bâtard» au niveau de l'horizon à *Keramosphaera allobroensis*.

2. Evolution paléogéographique (fig. 2)

Cinq cycles sédimentaires ou séquences de dépôt au sens de VAIL et al. (1984), numérotés de I à V, sont définis entre le Kimméridgien et le Valanginien. La figure 2 résume graphiquement cette évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne.

2.1 Cycle I: Jurassique supérieur-terminal

Dans le domaine jurassien, le Jurassique supérieur et terminal est marqué par la migration de la zone récifale (CHOFFAT 1885). Il est évidemment difficile de prouver qu'il s'agit bien de la même formation qui est diachrone et non de récifs coralliens différents, étagés dans le temps et indépendants dans l'espace. Néanmoins, des conditions favorables au développement des récifs ont persisté dans le Jura durant tout le Jurassique supérieur et ces derniers sont de plus en plus jeunes en direction de l'ESE (CHOFFAT 1885, ENAY et al. 1984). Le récif est Kimméridgien à Pierre Châtel, Kimméridgien supérieur à Tithonique inférieur au tunnel de l'Epine et Tithonique inférieur au Salève. Les forages pétroliers de Chapery-1 et de Faucigny-1 mis à notre disposition par ESSO-REP confirment son existence sous le plateau molassique. Dans la région grenobloise (récif de l'Echaillon), il persiste jusqu'au Berriasien inférieur à moyen? (REMANE 1958, 1966).

Un cordon insulaire, limité au SE du domaine jurassien et d'orientation SW-NE (DAVAUD et al. 1983), se met en place sur les premiers dépôts d'arrière récif, encore fortement influencés par les marées (Tidalites de Vouglans). La succession de ces épisodes émergifs à galets noirs et calcrètes interstratifiés avec des dépôts à caractères lagunaires ou franchement marins, correspond à un va-et-vient de la ligne de rivage.

Le passage entre les domaines jurassien et présubalpin était progressif, de type marge dépositionnelle à barrière récifale (MCILREATH & JAMES 1984). Les faciès hémipélagiques du domaine présubalpin constituaient alors la pente d'avant récif. Par contre la transition entre ce dernier et le domaine subalpin était brutale, de type «by pass» (MCILREATH & JAMES 1984). Cet escarpement érosionnel générait de gigantesques coulées boueuses et les plus importantes d'entre elles pouvaient atteindre la bordure orientale du bassin subalpin (coupe du Mont d'Orisan, fig. 1).

Dans ces deux domaines, la limite Jurassique–Crétacé correspond à une discontinuité stratigraphique d'origine érosive, soulignée par une lacune totale ou partielle du Tithonique supérieur.

2.2 Cycle II: Berriasien inférieur et moyen (partie inférieure)

Durant cette période, le domaine jurassien est affecté par un lent mouvement transgressif vers l'ouest ou le NW. Cette tendance subit des inversions temporaires marquées par le retour à des milieux de dépôt continentaux (charophytes d'eau douce) ou très peu profonds mais fortement déssalés. Dès la base du Berriasien moyen, la ligne de rivage dépasse largement le Jura méridional et neuchâtelois.

Cet envahissement marin stoppe ou inverse la progradation de la zone récifale. Quelques récifs isolés (anticlinal de l'Epine, Salève) se développent sur la plate-forme même. Dans la région grenobloise, les constructions récifales restent stationnaires. Elles s'arrangent verticalement et protègent une zone d'arrière récif à faciès marins ou lagunaires, mais jamais lacustres.

La géométrie du passage entre les domaines jurassien et présubalpin ne semble pas changer de manière significative durant ce second cycle, tandis que la transition brutale présubalpin/subalpin s'estompe plus ou moins rapidement suivant les régions comme le suggère la diminution de la fréquence et du volume des coulées boueuses. Néanmoins, le domaine présubalpin se différencie rapidement de ce dernier par une sursédimentation. La grande instabilité des milieux de dépôt, qui s'enregistre dans le domaine jurassien, se marque aussi à l'aval par le transit (chenaux érosionnels) et/ou l'accumulation de sables bioclastiques en alternance avec des périodes de vacuité sédimentaire correspondant à des pics de transgression.

L'arrivée du détritisme argileux est synchrone sur l'ensemble de l'aire étudiée. Cette isochrone est située à la limite entre la Zone B inférieure et moyenne (limite des Zones à *Jacobi* et *Grandis* : ex. limite Jurassique–Crétacé).

2.3 Cycle III: Berriasien moyen (partie supérieure) et supérieur

Ce troisième cycle est marqué par le comblement de la zone présubalpine et l'uniformisation des faciès sur la totalité des domaines jurassien et présubalpin. Ces derniers ne formaient plus, au Berriasien supérieur/terminal qu'un immense estran (tidal flat) exondé périodiquement. Des émergences temporaires et ponctuelles permettaient l'installation d'un couvert végétal en milieu fortement déssalé, voire franchement lacustre. Le confinement s'accroissait en direction de l'WNW. Cet important développement spatial des faciès d'arrière récif semble avoir constitué un piège pour le détritisme quartzeux, car son

apparition est légèrement diachrone entre le domaine jurassien (base du Berriasien supérieur) et le domaine subalpin (Berriasien terminal).

La transition entre ces deux domaines était de type marge dépositionnelle à barrière récifale (MCILREATH & JAMES 1984) ou de type «Shelf-deep rim» (READ 1985) avec une pente d'avant récif inclinée à 20°–25° vers l'ESE.

2.4 Cycle IV: Berriasien Terminal et Valanginien inférieur

Dès le Berriasien terminal, la mer envahit toute l'aire paralique (domaine présubalpin et Jura méridional). Ce brusque mouvement transgressif se manifeste par le recul et la disparition progressive de la zone récifale dont on retrouve quelques témoins dans le sommet de la formation d'Allèves puis au Molard de Vions et par un horizon condensé dans le bassin subalpin. Simultanément, les dépôts d'arrière récif sont remplacés par une sédimentation de sables bioclastiques qui envahissent tout le Jura méridional.

Ces profonds changements paléogéographiques montrent que la marge jurassienne du bassin subalpin s'est transformée rapidement en une rampe carbonatée de type «distally steepened» (READ 1985, p. 5 et 11). Les domaines jurassien, présubalpin et subalpin sont donc à nouveau nettement différenciés. Les importants volumes de sables d'origine bioclastique produits ou érodés dans le premier vont s'accumuler dans le second sous forme de lobes turbiditiques (Calcaire du Fontanil); alors que le détritisme argileux atteint son maximum dans le bassin subalpin. Les rares débris d'échinodermes et de bryozoaires dilués dans ces marnes pourraient représenter les équivalents distaux du Calcaire du Fontanil.

Ce quatrième cycle sédimentaire se termine par une discontinuité stratigraphique d'origine érosive doublée d'une discordance angulaire dans tout le domaine jurassien. L'examen de cette limite démontre que les calcarénites de la formation du Bourget surmontent des formations de plus en plus âgées au fur et à mesure que l'on se déplace du sud vers le NE, le long d'une ligne plus ou moins parallèle aux axes des plis jurassiens.

Comme l'on démontré STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971), la formation du Bourget repose successivement sur: la partie supérieure de la formation de la Chambotte des Echelles à Seyssel⁴), le membre du Guiers/marnes d'Arzier et la partie inférieure de la formation de la Chambotte dans la région de la Faucille et du Col du Marchairuz⁴), la formation de Vions dans la région de la vallée de Joux⁴), le «Marbre bâtard», au niveau de l'horizon à *Keramosphaera allobroensis* (base de la formation de Vions), dans le Jura neuchâtelois.

La pente moyenne de cette discordance est d'environ 0,4‰. Ce qui signifie qu'elle est pratiquement invisible si on ne l'observe pas sur de grandes distances.

D'autre part, entre la région de la Faucille et le col du Marchairuz, l'épaisseur de la Chambotte inférieure diminue rapidement et son contact supérieur avec les marnes d'Arzier, correspond généralement à une surface durcie et perforée (GUILLAUME 1966).

Dans le domaine présubalpin, le passage entre le Calcaire du Fontanil et la formation du Bourget est progressif. Il est toutefois possible de constater une timide apparition de polypiers en position de croissance au col de la Cluse. Ces derniers sont rapidement enfouis sous les sables échinodermiques de la formation du Bourget.

⁴) Pour situer géographiquement ces localités, voir la publication de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971, fig. 1 et 3, p. 9 et 14).

L'importante lacune mise en évidence dans le Jura neuchâtelois par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) et confirmée récemment par CLAVEL et al. (1986) serait donc dûe en partie, sinon en totalité, à une succession d'épisodes émeratifs/érosifs, s'échelonnant sur tout le Valanginien inférieur, et non pas à une érosion unique qui précéderait le dépôt du Calcaire roux (équivalent latéral de la formation du Bourget).

2.5 Cycle V: Valanginien supérieur

Ce dernier cycle sédimentaire marque le retour, sur la plate-forme, à une sédimentation marine caractérisée par une forte production d'origine biologique (formation du Bourget). Ce milieu, fortement influencé par l'action de la houle, semblait localement très favorable à la prolifération des échinodermes et à l'installation de prairies à crinoïdes; car les articles de ces organismes sont les composants majeurs du microfaciès.

Ces sables présentent une nette diminution de la teneur en fer du NE vers le SW, ce qui suggère l'existence d'une aire septentrionale émergée.

La pente qui assurait la transition entre les faciès de plate-forme et de bassin prograde vers l'est et dépasse le domaine présubalpin. L'équivalent latéral de ces sables est représenté, dans le bassin subalpin, par des résédimentations d'origine turbiditiques. Le resaut hydraulique avait lieu sur la bordure occidentale du domaine subalpin (ruisseau du Chernel) et les fines, mises alors en suspension, atteignaient sa limite orientale (coupe du Roc Rouge, fig. 1). Cette simple translation des faciès ne modifie pas fondamentalement le modèle sédimentaire reconnu pour le Valanginien inférieur; il reste donc valable durant ce cinquième cycle sédimentaire.

La tendance marine s'accroît brusquement à la limite Valanginien-Hauterivien et les dépôts pélagiques envahissent toute l'aire d'étude.

2.6 Influence de la tectonique synsédimentaire sur l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne

Cette synthèse paléogéographique permet d'établir une courbe représentative des déplacements de la ligne de rivage en fonction du temps. Cette courbe semi-quantitative (fig. 3) n'a qu'une valeur régionale; néanmoins sa comparaison avec la courbe des variations eustatiques globales (VAIL et al. 1984, HAQ et al. 1987) amène une série d'enseignements quand à l'existence d'un contrôle tectonique et par conséquent du flux sédimentaire sur l'évolution de la marge jurassienne et du bassin subalpin.

Remarques

A deux exceptions près, on constate une bonne corrélation des horizons de condensation (C) entre les deux courbes (fig. 3). A l'opposé, les importantes discontinuités d'origine érosive (type T1 de Vail) n'apparaissent pas toujours ou sont réduites à de simples émergences et/ou érosions en domaine de plateforme uniquement (type T2 de Vail).

Cela signifie que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique enregistrait assez fidèlement les remontées rapides du niveau marin, alors que les variations eustatiques négatives brutales ne se marquaient pas toujours ou alors de manière atténuée.

La plate-forme jurassienne est essentiellement carbonatée; elle était donc sujette à des phénomènes de cimentation précoce en cas d'émergence. Pour cette raison, une baisse du niveau marin ne s'accompagnait pas nécessairement d'une érosion importante en domaine de plate-forme et d'une augmentation du flux sédimentaire

en direction des zones plus profondes (SHANMUGAN & MOIOLA 1984). De fait, aucune augmentation sensible du détritisme calcaire ne s'est marquée dans le bassin subalpin durant les mouvements régressifs de grande ampleur. Au contraire, nous constatons que les appareils d'accumulation turbiditique se sont systématiquement développés durant la phase de haut niveau marin qui suit chaque pic de transgression.

Le domaine subalpin est affecté très tôt par une tectonique synsédimentaire active. Elle s'est développée durant tout le Kimméridgien–Tithonique inférieur et a persisté, localement, jusqu'au Berriasien moyen.

Durant le Tithonique supérieur, le contrôle de la sédimentation était d'ordre eustatique. Deux régressions de type T2 puis T1 se sont succédées très rapidement. Elles sont probablement à l'origine de la migration des récifs et de l'installation des faciès Tidalites puis émergifs à galets noirs et calcrètes dans le Jura méridional. Dans les domaines présubalpin et subalpin, elles se sont marquées par d'importantes érosions sous marines conduisant à une lacune totale ou partielle du Tithonique supérieur. Les résédiments provenant de ces aires d'érosion et/ou de transit pourraient s'accumuler loin vers l'aval, jusqu'au domaine ultrahelvétique où s'observent des coulées boueuses à matériel de plate-forme (klippe de Sulens, fig. 1).

Un premier pic de transgression (C1) s'est enregistré, sur l'ensemble de l'aire étudiée, au Berriasien inférieur. Il n'a pas d'équivalent à l'échelle du globe (HAQ et al. 1987). Ce premier mouvement transgressif reflète donc une accélération régionale de la subsidence. La différenciation paléographique du domaine présubalpin qui débutait à cette époque, a pu entraîner un léger affaissement de la bordure occidentale de la plate-forme jurassienne qui aurait mis fin aux faciès émergifs à galets noirs et calcrètes remplacés par les faciès mixtes, lagunaires et marins.

La fin de ce second cycle est à nouveau sous contrôle eustatique. Les mouvements transgressifs qui ont mis fin respectivement aux faciès lacustres (C2) et au Purbeckien s.l. (C3) se corrélaient parfaitement avec les horizons condensés des cycles 1.4 et 1.5 de HAQ et al. (1987). Les épandages bioclastiques, surmontant ces condensations, correspondent en domaine de plate-forme à un retour à des milieux de dépôt lacustres ou mixtes (lagunaires et marins). C'est-à-dire à une période de niveau marin haut, plus ou moins stabilisé, avec migration des faciès vers le large.

Le troisième cycle sédimentaire n'est soumis à aucune influence tectonique. Une forte production sédimentaire assurait le comblement de la zone présubalpine et ultérieurement la progradation de la zone récifale.

Deux variations eustatiques négatives (T2 puis T1) se marquent à l'échelle du globe durant le Berriasien supérieur. La présence d'horizons émergifs, aux limites et au sein de la formation de Vions, pourrait témoigner de leur enregistrement régional. Dans cette optique, la vitesse de migration des zones de faciès vers l'est n'aurait pas été constante mais sujette à des accélérations temporaires.

Durant le Valanginien inférieur, les déplacements de la ligne de rivage étaient indépendants des variations eustatiques globales; à l'exception du mouvement transgressif basal (C4) qui se corréle bien avec l'horizon condensé du cycle 2.1 de Vail.

Ceci, ajouté à la persistance d'une sédimentation à tendances émergives, dans le Jura vaudois et neuchâtelois, durant le Valanginien inférieur et à la géométrie particulière (Vail et al. 1984, p.138) de la discordance angulaire qui termine ce quatrième cycle sédimentaire, permet de conclure à l'existence d'un contrôle tectonique dû à un basculement de la plate-forme jurassienne vers le SE.

L'importante régression du Valanginien inférieur (discontinuité régionale de type T1) qui se superpose à cet événement tectonique a donc vu ses effets avancés et renforcés dans le Jura vaudois et neuchâtelois alors qu'ils étaient retardés ou inexistants dans le Jura méridional. Ce dernier enregistrait, dans le même temps, une augmentation bathymétrique, liée à ce basculement, qui s'est traduite par une récurrence des calcaires marins finement biodétritiques de la Chambotte supérieure. Avec la fin du Valanginien inférieur s'est engagé une compétition entre l'accumulation sédimentaire qui assurait le comblement de la zone présubalpine et l'amorce d'un mouvement transgressif de grande ampleur. Le développement d'un environnement récifal dans le domaine présubalpin, à la limite Valanginien inférieur/supérieur démontre que jusque là, la résultante est restée favorable à une progradation des faciès vers le large.

Dès la base du Valanginien supérieur, la tendance transgressive s'est affirmée. L'équilibre s'est rompu et le contrôle sédimentaire a été relayé par un contrôle eustatique. Les polypiers sont alors rapidement enfouis sous les sables bioclastiques grossiers de la formation du Bourget. Après un léger mouvement régressif, la tendance transgressive s'est encore accentuée (C5) et les dépôts plus franchement marins de l'Hauterivien basal ont envahi la plate-forme jurassienne.

2.7 Conclusions

Entre le Jurassique terminal et la base du Crétacé, la tectonique synsédimentaire a joué un rôle de premier plan dans l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne.

Elle a affecté successivement le bassin subalpin au Kimméridgien–Tithonique inférieur puis a conduit à l'individualisation du domaine présubalpin, dès la base du Berriasien inférieur, avant de provoquer le basculement de la plate-forme jurassienne, dans son intégralité, au Valanginien inférieur.

Sur l'aire d'étude, les effets de cette activité tectonique sont diachrones et se déplacent graduellement vers la bordure nord-occidentale du bassin. Ce qui prouve que, durant cette période d'expansion océanique (LEMOINE 1982), les domaines internes de la marge continentale européenne continuaient d'être le siège de phénomènes tectoniques synsédimentaires de type distensif.

3. Annexe: description détaillée des coupes des domaines subalpin et présubalpin

Pour faciliter la lecture des coupes, une légende (fig. 4) résume les principaux caractères lithologiques, les figures sédimentaires et les critères paléontologiques retenus dans cette étude.

En ce qui concerne, les coupes de la Cluse de Bange et du Molard de Vions, nous renvoyons le lecteur aux publications de STEINHAUSER & LOMBARD (1969) et de STEINHAUSER (1970, 1986). Ces deux coupes apparaissent toutefois, sous forme graphique, en support à la description de leurs évolutions sédimentologiques respectives.

3.1 Coupe du col de Cherel (902.25/2083.90/1720 m)

Située dans la partie nord du massif des Bauges (fig. 1), la coupe a été relevée sur le flanc oriental du col de Cherel (600 à 700 m au NE du col). Elle est accessible depuis

l'extrémité sud du lac d'Annecy (région de Doussard) par la D 181 relayée ensuite par une route forestière.

Épaisse de 75 m, cette coupe représente la totalité de la «barre tithonique» des auteurs surmontée par les dépôts du Berriasien inférieur et moyen. Elle est constituée à 58 % par des calcaires fins à patine gris bleuté et à cassure esquilleuse gris sombre. Cette sédimentation pélagique est fréquemment interrompue par des résédimentations très grossières (37 %) ou bioclastiques (5 %).

Description (fig. 5a)

La coupe du col de Cherel est caractérisée par une proportion élevée de résédiments interstratifiés dans une sédimentation autochtone calcaire évoluant vers un pôle calcaréo-argileux.

Le sommet de l'unité 1 est représenté par des micrites ou biomicrites à radiolaires, globochaetes, Saccocoma, protoglobigérines et spicules en petits bancs centimétriques à décimétriques légèrement ondulés.

L'unité 2, constituée par un amalgame d'orthoconglomérats (debrisflow), repose directement sur l'unité précédente. Ces résédimentations successives remanient des intraclastes micritiques (mudstones azoïques ou à radiolaires, pellets ou à radiolaires, globochaetes, filaments) de taille centimétrique, rarement décimétrique et de morphologie subanguleuse à anguleuse. Ils représentent 50 %, en volume, du résédiment. La matrice (35 à 40 %) est un mustone/wackestone à spicules, aptychus, Saccocoma, radiolaires, globochaetes, embryons d'ammonites, fragments de rostrs de bélemnites, ostracodes. Quelques rares ooides à cortex épais et à nucléus micritique sont présents.

Sur 8 à 9 m d'épaisseur, cette succession de dépôts à base érosive ne présente aucune évolution granulométrique. Dans la partie sommitale (0,7 à 0,8 m), la proportion de galets micritiques diminue brutalement pour céder la place à une calcarénite bioclastique grossière à laminations planes parallèles. Cette dernière renferme encore 30 % d'intraclastes micritiques (\varnothing de 50 à 700 μ m (rares)) flottant dans une matrice micritique et bioclastique de type packstone. La biophase (30 %) est dominée par les échinodermes (\varnothing max. 0,8 à 1 mm) associés à des aptychus, algues, *Lenticulina* sp., petits Textulariidae et Ataxophragmiidae. Les lamines planes parallèles, visibles à l'affleurement, correspondent, en lame mince, à une orientation préférentielle des bioclastes.

L'unité 3 marque le retour à une sédimentation pélagique de calcaires micritiques en petits bancs centimétriques, rarement décimétriques.

Une nouvelle coulée lithoclastique massive (2,5 m) se met en place avec l'unité 4. Cette dernière présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que l'unité 2, mis à part l'absence de dépôt calcarénitique sommital.

L'unité 5, d'une épaisseur de 10 m, est constituée par des micrites fossilifères (mudstone à radiolaires, globochaetes, Saccocoma, spicules) en petits bancs centimétriques puis décimétriques. L'important développement des stylolithes, dans sa partie supérieure, lui confère un aspect massif.

L'agencement des orthoconglomérats qui constituent l'unité 6 est identique à celui des debris-flow de l'unité 2. Il s'agit de calcirudites à cailloutis et rares galets de calcaire micritique, anguleux à subanguleux, associés à des ammonites et à des rostrs de bélemnites. Les intraclastes représentent 60 à 70 % du résédiment. Ils sont supportés par une matrice (20 à 30 %, wackestone/packstone) à Saccocoma, échinodermes, éponges, mollusques, Textulariidae/Ataxophragmiidae et gros foraminifères agglutinants.

La frange sommitale est représentée par une biomicrite (packstone) non laminée à Saccocoma, radiolaires, embryons d'ammonites, aptychus, échinodermes, mollusques, spicules, Miliolidae, *Lenticulina* sp. *Nautiloculina* sp. et petits Textulariidae. Ces bioclastes sont associés à de fréquents ooides à cortex lamellaire épais.

La sédimentation pélagique calcaire reprend sur 2,5 m avec l'unité 7 pour être à nouveau interrompue par un épisode de résédimentation.

La base de l'unité 8 a les mêmes caractéristiques sédimentologiques que les unités 2, 4 et 6. Sur une épaisseur de 3 m, ces résédiments évoluent d'un orthoconglomérat basal à un paraconglomérat (mudflow). La matrice micriti-

que devient progressivement plus abondante (de 10–40% à 50–60%) et la taille moyenne des intraclastes (mudstone à radiolaires, Saccocoma, spicules) diminue. Ces derniers présentent un allongement préférentiel qui souligne leur arrangement parallèle au plan de stratification. Les ooides, rares à la base, deviennent fréquents vers le sommet.

Après une courte lacune d'observation de 0,4 m, une dernière coulée boueuse de 2 m de puissance se met en place. Il s'agit de l'unité 9 qui se distingue des précédentes par :

- la présence de calpionelles dans la matrice (associations caractéristiques de la Zone B inférieure (basale ?), voire de la limite des Zones A et B);
- la présence de protoglobigérines dans certains intraclastes micritiques à ostracodes, radiolaires, Saccocoma et échinodermes;
- l'absence de toute particule allochtone.

Les intraclastes ont une taille millimétrique (2 à 5 mm) à centimétrique (4 à 5 cm).

L'unité 10 marque le retour à une sédimentation de calcaires micritiques. Ces mudstones à calpionelles (Zone B inférieure [basale]) apparaissent en bancs décimétriques séparés par des intervalles herbeux de même épaisseur. Ces derniers doivent correspondre à des dépôts légèrement plus argileux. Le toit de cette unité est brutalement scellé par des dépôts argileux. Ce changement est souligné par la présence d'une surface durcie, ferrugineuse et fortement bioturbée. Les pseudolithoclastes (bioturbation) présents sur cette surface appartiennent à la Zone B inférieure/moyenne (Berriasien inférieur).

L'unité 11 qui se développe ensuite est essentiellement marneuse. Elle présente quelques bancs centimétriques de calcaire argileux. Ce détritisme fin est interrompu brutalement par les arrivées de sables bioclastiques très grossiers de l'unité 12. Ces résédiments ne renferment que des lithoclastes (40%, Ø moy. 2 à 3 mm) arrondis, souvent micritiques à algues (*Pseudoclypeina* sp., *Clypeina jurassica*) ou de type grapestone (pelsparite à pelmicrite à Miliolidae oolithisés). La matrice, rare, renferme une biophase abondante (50%) et variée; échinodermes, mollusques, serpules, algues (*Clypeina jurassica*, *Rivularia* sp., *Pycnoporidium?* sp.), gastéropodes, débris de spongiaires, Miliolidae, foraminifères encroûtants indéterminés. De nombreuses particules présentent des enveloppes micritiques et parfois un ciment précoce. Les coquilles de mollusques sont orientées parallèlement au plan de stratification.

Le dernier mètre de ces dépôts présente des caractéristiques très différentes. En plus des extraclastes (biosparite à échinodermes, gastéropodes, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Clypeina* sp. et micrite à algues de milieu confinés), la matrice (mudstone à calpionelles), plus abondante, supporte des intraclastes de même nature lithologique qu'elle. Matrice et intraclastes sont datés par calpionelles de la Zone B inférieure/moyenne (Berriasien inférieur). Intraclastes et extraclastes ont une taille qui varie entre quelques mm et 1 à 2 cm. Parmi ces derniers, certains, de forme très anguleuse pourraient avoir été arrachés aux résédiments bioclastiques sous-jacents. Une seconde surface de condensation se développe au toit de l'unité 12.

La coupe du col de Cherel se termine avec les alternances calcaire/marne de l'unité 13. Le premier banc calcaire qui surmonte la surface de condensation a livré des calpionelles typiques de la Zone C basale (base du Berriasien moyen).

3.2 Coupe de la pointe du Vélan (903.35/2086.70/1650 m)

Située à 3 km au NNE de la coupe du col de Cherel (fig. 1), elle permet d'observer les dépôts du Berriasien inférieur au Valanginien. Malheureusement, l'observation reste fragmentaire compte tenu des conditions d'affleurement et d'une légère tectonique cassante.

Description (fig. 5b)

En parallèle à l'augmentation du détritisme argileux, la coupe de la pointe du Vélan enregistre l'arrivée de sables bioclastiques grossiers et le développement de glissements sous-marins immatures de type slump.

L'unité 1 est constituée par des calcaires argileux. Il s'agit d'une biomicrite faiblement quartzeuse ($< 1\%$, \varnothing moy. 20–30 μm) à calpionelles, échinodermes et *Lenticulina* sp. Elle est datée du Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

Son contact supérieur, avec l'unité 2 (1,5 m) est irrégulier et flou en raison d'une interpénétration entre la calcirudite sus-jacente (figures de charge) et les micrites sous-jacentes. Ces résédiments sont composés à 50–60% par des lithoclastes arrondis de micrites quartzeuses dont la taille varie entre 100 μm et quelques millimètres. La biophase est représentée par des échinodermes, mollusques, microgastéropodes, éponges, algues (*Pseudoclypeina* sp.) et par des foraminifères benthiques de plate-forme interne (*Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Conicospirillina basiliensis*) associés à des foraminifères encroûtants indéterminés. L'ensemble est cimenté par une sparite à gros cristaux.

Une matrice micritique à calpionelles (Zone B) s'infiltre dans les derniers centimètres de ces sables bioclastiques grossiers.

L'unité 3, d'une épaisseur de 6 m, est constituée par une alternance plus ou moins régulière de bancs centimétriques de calcaire argileux et d'interbancs marneux. L'ensemble est affecté par des slumps. Une forte bioturbation, associée à de petites accumulations de sables bioclastiques fins, se développe au toit de cette unité. On constate, aussi, la présence de petits galets arrondis de calcaire micritique sombre.

L'unité 4 se développe sur 6 m. Ce sont des biomicrites à calpionelles, calcisphères et globochaetes. Les associations de calpionelles indiquent la Zone B moyenne (supérieure?) à la base et la Zone B supérieure/terminale au sommet (Berriasien moyen à supérieur).

Après une lacune d'observation d'une quinzaine de mètres, l'unité 5 montre une alternance régulière de calcaires argileux beiges, en bancs décimétriques et de marnes. En raison des mauvaises conditions d'affleurement, l'épaisseur de cette unité est estimée à 30–40 m. Les associations de calpionelles indiquent la Zone D et la sous-zone D2, soit le Berriasien supérieur. Cette unité passe vers le haut à une sédimentation à prédominance argileuse qui correspondrait à la base du Valanginien marneux.

L'épaisseur de ce dernier est impossible à déterminer de façon correcte dans la partie nord des Bauges. Il faut aller à l'extrémité méridionale du synclinal d'Arclusaz, dans les pentes qui dominent St-Pierre-d'Albigny et Miolans, pour l'évaluer. Celle-ci atteint une centaine de mètres sans compter les dépôts du Valanginien calcaire bicolore et roux dont l'épaisseur varie entre 10 et 30 m. Dans le ruisseau du Cherel, de part et d'autre du Pont de Clos (900.60/2081.90/1000 m), ces calcaires roux sont facilement observables. La coupe débute par une trentaine de mètres d'alternances de calcaires argileux et de marnes. Cette partie représente le sommet des marnes attribuées traditionnellement au Valanginien, faute de fossiles caractéristiques. Dans un petit affluent, situé en rive droite, on remarque la présence de calcaires échinodermiques grossiers. Tout d'abord intercalés, en minces lits granoclassés dans les alternances calcaire/marne, ils deviennent plus massifs au sommet. Ces calcarénites glauconieuses supportent alors de gros galets de calcaire argileux. La granulométrie de ces résédiments bioclastiques suggère un mode de dépôt durant le ressaut hydraulique. Ce qui expliquerait, aussi, la présence de galets mous.

La coupe se poursuit, aux alentours du Pont des Clos, par une série à prédominance marneuse, gréseuse et glauconieuse. Il s'agit vraisemblablement des marnes du Valanginien supérieur/terminal ou de l'Hauterivien qui se développent ensuite sur une épaisseur de près de 400 m.

3.3 Coupe du Roc Rouge (910.20/2080.60/1720 m)

Située sur la bordure orientale du massif des Bauges (fig. 1), la coupe du Roc Rouge domine le sillon subalpin. Elle débute au P.C. 1729 m, dans la partie sommitale des calcaires du Malm, de direction N50E à pendage vertical et se poursuit vers l'WNW sur l'arête qui permet d'accéder au sommet.

Sur une épaisseur de 190 m, elle permet d'observer, en continu, le sommet des dépôts du Kimméridgien–Tithonique, la totalité du Berriasien et du Valanginien.

Description (fig. 6c)

La coupe du Roc Rouge est caractérisée par une sédimentation essentiellement pélagique qui évolue d'un pôle franchement carbonaté vers un pôle argileux. La forte épaisseur

des dépôts et leur monotonie rendent fastidieuse une description systématique de chaque unité sédimentologique. Pour cette raison, la subdivision du texte, qui suit, est dictée par la lithostratigraphie plutôt que par la sédimentologie des dépôts.

Le sommet de la «barre tithonique» (*unité 1*), de 60 m d'épaisseur, est représenté par des micrites à radiolaires, filaments, Saccocoma, globochaetes, échinodermes, Textulariidae et Ataxophragmiidae. Cette microfaune est enrichie, dans la partie sommitale, par la présence de calpionelles indiquant la Zone B supérieure (Berriasien inférieur/moyen).

Cette sédimentation monotone est troublée, à plusieurs reprises, par l'arrivée de sables bioclastiques laminés. Lorsque le volume de ces résédimentations devient assez important, elles sont granoclassées et renferment des lithoclastes micritiques millimétriques à centimétriques. Ces derniers, de forme souvent allongée, sont généralement concentrés dans la partie inférieure du dépôt et leur proportion peut varier entre quelques pour-cent et 60 %. Ce sont des mudstones à radiolaires, globochaetes, Saccocoma. La matrice (pelmicrite, biopelmicrite ou pelsparite) qui les supporte est composée principalement par des débris d'échinodermes et accessoirement par des radiolaires, Saccocoma, globochaetes et ostracodes associés à des ooides à cortex fibroradié (épais ou fin) et à nucléus micritique.

L'*unité 2* débute après une lacune d'observation de 5 à 6 m. Il s'agit d'alternances calcaire/marne qui se développent sur une épaisseur de 35 m. Un épisode plus marneux se marque approximativement au tiers inférieur de cet ensemble. Au dessous la sédimentation est troublée régulièrement par des glissements synsédimentaires de type slump. Cet ensemble est daté, par les calpionelles, de la Zone B supérieure/terminale et de la Zone C (Berriasien inférieur à moyen).

Un léger détritisme quartzeux (< 1 %), très fin (\varnothing moy. 30 μ m, \varnothing max. 50 μ m), apparaît dès la base de cet ensemble lithologique.

Avec l'*unité 3* (35 m), le détritisme argileux gagne les bancs calcaires. Ces alternances de calcaire argileux, en bancs centimétriques (0,3 à 0,6 m) et d'interbancs marneux (0,1 à 0,2 m) sont datées par calpionelles de la Zone D (sous-zone D2 pour la partie inférieure, sous-zone D3/E pour le sommet). Elles sont donc d'âge Berriasien supérieur et Berriasien terminal/Valanginien basal au toit, où l'on peut observer une faune d'ammonites pyriteuses, malheureusement indéterminable. Le détritisme quartzeux reste constant durant cette période.

Les interbancs marneux prennent, progressivement, de l'importance et l'on passe à l'*unité 4* dominée par le détritisme argileux. Des périodes de dépôt plus calcaires se marquent sous forme de faisceaux de quelques bancs de calcaire argileux. Les échantillons, prélevés dans ces niveaux, montrent qu'il s'agit de mudstones/packstone quartzeux (1 à 2 %) à échinodermes et calpionelles (indéterminables car fortement déformées).

Près du contact avec l'unité sous-jacente, l'examen des échantillons en surface polie montre que l'agencement du quartz, dans le sédiment, n'est pas homogène. Il est concentré dans des lits millimétriques, à lamines planes parallèles, dont la surface supérieure est légèrement ondulée. Les bioclastes associés présentent une orientation préférentielle.

Cette unité, épaisse de 50 m, voit se développer à son sommet, un détritisme bioclastique. Il s'agit de wackestones/packstones quartzeux (5 à 10 %, \varnothing moy. 80–100 μ m, \varnothing max. 300 μ m) à échinodermes et bryozoaires.

3.4 Coupe du Mont d'Orisan (906.00/2081.00/1720 m)

La coupe du Mont d'Orisan (fig. 1) occupe une position semblable à la coupe du Roc Rouge, mais à 8 km au SSW de cette dernière. Beaucoup moins longue (65 m), elle apporte surtout des compléments d'information sur la sédimentologie du Kimméridgien–Tithonique et sur la limite Jurassique–Crétacé. Sur le terrain, elle apparaît en série renversée.

Description (fig. 5c)

La coupe du Mont d'Orisan enregistre, durant le Jurassique terminal des résédimentations massives et très grossières. En se distinguant, ainsi, de la coupe du Roc rouge, elle

montre que la nature et le volume des résédiments varient rapidement dans la partie orientale du bassin subalpin.

L'unité 1 a une épaisseur de 30 m. Elle est constituée par des calcaires fins (micrite, biopelmicrite) à radiolaires, Saccocoma, filaments, globochaetes, échinodermes associés à de petits Textulariidae/Ataxophragmiidae. Malgré une bioturbation, parfois intense, ces sédiments montrent encore un aspect laminé, dû à une alternance d'horizons millimétriques sombres (micrite) et clairs (biosparite). Ces derniers sont composés exclusivement par des plaques d'échinodermes, des débris de Saccocoma, et des filaments, orientés parallèlement au plan de stratification. On constate, dans ces horizons, une absence totale de matrice micritique.

Cette sédimentation pélagique, soumise à des courants de traction, est interrompue par la mise en place d'une petite coulée lithoclastique (debrisflow). Il s'agit de *l'unité 2* (0,3 m), représentée par une calcirudite fine. Elle ne remanie que des intraclastes millimétriques (3–5 mm) et micritiques à radiolaires, débris de Saccocoma, protoglobigérines, gastéropodes, globochaetes, aptychus associés à de rares plaques d'échinodermes. L'ensemble est cimenté par une sparite peu abondante. Vers le haut, ces résédiments passent rapidement à une micrite autochtone (*unité 3*) à radiolaires, globochaetes et abondants Saccocoma orientés.

Une nouvelle coulée lithoclastique se met en place avec *l'unité 4* (1,5 m). Il s'agit d'une calcirudite grossière, composée uniquement par des intraclastes micritiques centimétriques (1 à 2 cm; biomicrites à radiolaires et Saccocoma abondants) ou millimétriques (3 à 4 mm; biomicrites sombres à radiolaires, globochaetes, et rares Saccocoma) et par des extraclastes (mm à cm; oopelmicrite). Plusieurs ammonites (Perisphinctidae) sont plaquées au toit de cette résédimentation.

L'unité 5 est représentée par des calcaires micritiques d'aspect noduleux (6 m) passant à des petits bancs centimétriques (4 m). Ces sont des micrites ou des biomicrites bioturbées à radiolaires, Saccocoma, globochaetes, spicules et rostrés de bélemnites.

L'unité 6, puissante coulée lithoclastique de 6,5 m d'épaisseur, est composée à 80% par des intraclastes (micrite ou biomicrite à radiolaires, embryons d'ammonites, globochaetes, Saccocoma) et par des extraclastes (oopelsparite à Miliolidae). Ces lithoclastes ont une taille millimétrique à centimétrique. Dans la matrice (10 à 20%), constituée par un wackestone/packstone en voie de sparitisation, flottent des microintraclastes micritiques (100–200 µm) associés à des ooides et oncolithes. La biophase est représentée par des débris d'échinodermes, d'algues et de Saccocomidae.

La partie sommitale de l'unité 6, montre une diminution du pourcentage des lithoclastes (60%) au profit de la matrice (40%), puis le passage à une calcarénite laminée faite d'une alternance d'horizons millimétriques clairs à échinodermes et sombres (pelmicrite à petits foraminifères: Textulariidae, Ataxophragmiidae, Miliolidae parfois oolithisés). Le diamètre moyen des particules est de 250 µm.

L'unité 7 marque le retour à une sédimentation pélagique calcaire (biomicrite à Saccocoma, radiolaires, globochaetes, *Lenticulina* sp.) qui se développe sur une dizaine de mètres. Les premières calpionelles apparaissent à 5–6 m de la base de l'unité. Elles appartiennent à la sous-zone A2 (Tithonique supérieur). L'apparition du détritisme argileux (unité 8) est datée, par calpionelles, de la Zone B moyenne (Berriasien inférieur).

3.5 Coupe du Malpassant (881.75/2076.90/780 m)

La coupe du Malpassant est située sur la bordure occidentale du massif des Bauges (fig. 1) juste à l'arrière du chevauchement subalpin frontal. Elle est aisément accessible par l'ouest depuis Méry ou par le sud depuis Pragondran. Sur une épaisseur de 180 m, elle permet d'observer, dans de bonnes conditions, la limite Jurassique–Crétacé.

Description (fig. 6b)

La coupe du Malpassant est caractérisée par une sédimentation monotone de calcaires francs puis d'alternances calcaire/marne passant progressivement à des dépôts dominés par le détritisme argileux.

L'unité 1, épaisse de 90 m, n'est d'abord représentée que par des calcaires pélagiques à *Saccocoma* et radiolaires. Après 60 m, apparaissent les premières calpionelles, attribuées à la Zone B inférieure/(basale?), soit au Berriasien inférieur. Elles sont conservées dans une dolomicrite en association avec une microfaune de globochaetes, d'échinodermes, mollusques, bryozoaires, microgastéropodes, Textulariidae, *Lenticulina* sp. Les dépôts sus-jacents sont des biomicrites à globochaetes et calpionelles d'âge Berriasien inférieur (Zone B inférieure à moyenne).

L'unité 2 correspond à un chenal érosif dont la profondeur atteint 3 à 4 m. La calcirudite qui en assure le remplissage est composée à 5% par des intraclastes micritiques millimétriques à calpionelles appartenant au Berriasien inférieur (Zone B ou B inférieure). La matrice (90%) est une dolomicrite. Elle renferme 50% de bioclastes d'origines diverses: échinodermes, mollusques, éponges, algues (encroûtements de cyanophycées), *Tubiphytes* sp., *Rivularia* sp., *Lenticulina* sp., Textulariidae, foraminifères encroûtants, globochaetes et calpionelles (Zone B).

Plusieurs fragments pluridécimétriques de calcaires micritiques plissés (slumps) sont visibles dans ce chenal. Ils renferment des associations de calpionelles typiques de la Zone B inférieure à moyenne (Berriasien inférieur).

La sédimentation pélagique calcaire reprend avec l'unité 3 (5,5 m). Ces biomicrites à calpionelles sont attribuées au Berriasien inférieur (Zone B inférieure à moyenne).

La base de l'unité 4 enregistre l'arrivée du détritisme argileux. Ces alternances, de calcaires micritiques clairs et de marnes, qui se développent sur 7–8 m sont très riches en empreintes d'ammonites (*Berriasella* sp.). Les bancs de calcaire sont des biomicrites à globochaetes, échinodermes et calpionelles de la Zone B moyenne (Berriasien inférieur).

Cette sédimentation rythmique est troublée par l'arrivée d'une petite coulée boueuse (unité 5) de 0,5 m d'épaisseur. La matrice renferme de petits niveaux marneux plissotés et de très rares lithoclastes. Elle est datée de la Zone B moyenne.

Le détritisme argileux, relativement constant jusque là, augmente régulièrement au sein de l'unité 6 qui atteint une épaisseur de 50 à 55 m. Les bancs calcaires se chargent progressivement en argiles et les interbancs marneux deviennent prépondérants. Des récurrences de faciès calcaires (micrites à calpionelles, globochaetes et échinodermes) permettent de dater cette unité marneuse de la Zone B moyenne à supérieure/terminale, soit du Berriasien inférieur–base du Berriasien moyen.

Remerciements

Les auteurs expriment leur reconnaissance aux personnes qui ont contribué à la réussite de cette étude. Monsieur P.-O. Mojon qui nous a fait bénéficier de ses compétences dans le domaine de la paléoécologie et de la biostratigraphie des charophytes et des ostracodes, sur le terrain comme en laboratoire. Le Professeur J. Remane qui a accepté de vérifier nos déterminations de calpionelles. Les Professeurs W. Wildi et J. Charollais ainsi que le Docteur R. Wernli pour leurs conseils et les améliorations qu'ils ont apporté à ce manuscrit. Pour l'un d'entre nous (N.S.), ce travail s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche soutenu par Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (requête n° 2.148.0.86).

BIBLIOGRAPHIE

- BALTASSAT, J.-M. (1986): Synthèse géologique du massif de la Tournette, bordure occidentale du massif des Bornes (Hte-Savoie, France). – Dipl. (inédit) Univ. Genève.
- BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. – Thèse, Doc. lab. Géol. Lyon 92/2, 445–803.
- CAROZZI, A. (1948): Etude stratigraphique et microstratigraphique du Purbeckien du Jura suisse. – Arch. Sci. (Genève) 1/1, 211–375.
- COTILLON, P. (1984): Descriptions régionales. In: COTILLON, P.: Chapitre Crétacé inférieur, Synth. géol. du SE de la France. – Mém. Bur. Rech. géol. min. 125, 287–338.
- CHOFFAT, P. (1885a): Note sur les niveaux coralliens dans le Jura. – Bull. Soc. géol. France (3), 13, 869–874.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., & BUSNARDO, R. (1986): Précisions stratigraphiques sur le Crétacé basal du Jura méridional. – Eclogae geol. Helv. 79/2, 319–341.
- DARSAC, C. (1983): La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). – Thèse Univ. Grenoble.

- DAVAUD, E., STRASSER, A., & CHAROLLAIS, J. (1983): Présence d'horizons calcrétisés dans le Purbeckien du Jura méridional: extension spatiale et conséquences paléogéographiques. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 296 (II), 575–578.
- DETRAZ, H., CHAROLLAIS, J., & REMANE, J. (1987): 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. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 69–108.
- DONZE, P. (1958): Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la fosse vocontienne. – *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon (n. s.)* 3, 1–221.
- ENAY, R. (coord.), et al. (1984): Jurassique supérieur: Malm. In: DEBRAND-PASSARD, S., et al.: Synthèse géol. du SE de la France. – *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 125, 223–285.
- GIDON, M., LE HEGARAT, G., & REMANE, J. (1967): Nouvelles observations géologiques sur le secteur chambérien du massif de la grande Chartreuse (Savoie). – *Ann. Centre Enseig. Sup. Chambéry* 5, 79–102.
- GIDON, P. (1968): A propos du Berriasien en Chartreuse septentrionale. – *Ann. Centre Enseig. Sup. Chambéry* 6, 93–102.
- GUILLAUME, S. (1966): Le Crétacé du Jura français. – *Bull. Bur. Rech. géol. min.* 1-2-3-6.
- HÄFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 565–696.
- HAQ, B.-V., HARDENBOL, J., & VAIL, P.-R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 million Years Ago to Present). – *Science* 235, 1152–1167.
- JOUKOWSKY, E., & FAVRE, N.-P. (1913): Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). – *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 37/4, 295–523.
- LE HEGARAT, G. (1973): Le Berriasien du Sud-Est de la France (2 fascicules). – Thèse Doct. d'état Univ. Claude-Bernard, Lyon.
- 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. (1982): Tectonique synsédimentaire Mésozoïque dans les Alpes occidentales: naissance et évolution d'une marge continentale passive. – *Mém. géol. Univ. Dijon* 7, 347–361.
- MCILREATH, I.-A., & JAMES, N.-P. (1984): Carbonates slopes. In: WALKER, R.-G.: *Facies model* (2nd ed.) – *Geosci. Canada* (reprint Ser. 1).
- MOJON, P.-O., & STRASSER, A. (1987): Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 37–58.
- MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relation to depositional sequences. In: ZUFFA (1985): *Provenance of Arenites* (p. 65–93).
- MUTTI, E., & SONNINO, M. (1981): Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. – *Abstr. 2nd Europ. Reg. Meet. IAS, Bologna*, p. 120–123.
- MUTTI, E., REMACHA, E., SGAVETTI, M., ROSELL, J., VALLONI, R., & ZAMORANO, M. (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, South-Central Pyrenees. In: MILÀ, N.-D., & ROSELL, J. (Ed.): *Excursion guide book (field trip 12)*. – 6th Europ. Reg. Meet. IAS, Lleida, Spain.
- OERTLI, J., & STEINHAUSER, N. (1969): Découverte d'un gisement d'Ostracodes d'âge Berriasien supérieur au Molard de Vions (Savoie, France). – *C.R. Acad. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 4/1, 114–117.
- RAVENNE, C., & BEGHIN, P. (1983): Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous marins. – *Rev. Inst. franç. Pétrole* 38/8, 279–298.
- RAVENNE, C., BEGHIN, P., GARIEL, O., & CREMER, M. (1983): Turbidites: experiments and sedimentological interpretation. – *Abstr. 4th Europ. Reg. Meet. IAS, Split, Yougoslavia*.
- READ, J.-F. (1985): Carbonate Platform Facies models. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 69/1, 1–21.
- REMANE, J. (1958): Quelques observations sur le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins à la limite Jurassique–Crétacé dans les environs de Grenoble. – *Trav. géol. Univ. Grenoble* 34, 179–192.
- (1960): Les formations bréchiques dans le Tithonique de 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 d'une utilisation stratigraphique des calpionelles (*Protozoa incertae sedis*, Ciliata?). – *Proc. first int. Conf. plankt. microfossils, Geneva*, p. 559–573.

- (1970): Die Entstehung der Resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. – *Eclogae geol. Helv.* 63/3, 685–740.
- (1973): Livret guide des excursions du colloque sur la limite Jurassique–Crétacé, Lyon–Neuchâtel 1973. – *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon (n. s.)* 1, 95–97.
- (1974): Les calpionelles. In: *Paléontologie, partie II. – Cours 3e cycle Sci. Terre, Univ. Genève.*
- REVIL, J. (1911): Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie (Petit-Bugey, environs d'Aix-les-Bains et de Chambéry, massif des Bauges, massif de Curiennne–La Thuile, extrémité septentrionale du massif de la Chartreuse). – *Mém. Acad. Sci. B. Lett. Arts, Savoie, Annecy, 5e sér.*, 9/3, 1–625.
- SHANMUGAM, G., & MOIOLA, R.-J. (1984): Eustatic control of calciclastic turbidites. – *Marine Geol.* 56, 273–284.
- SANTOS NARVAEZ, J.-S. (1980): Contribution à l'étude géologique des chaînons externes nord-occidentaux du massif de Chartreuse (Savoie). – *Thèse Doct. 3e Cycle Univ. P. et M. Curie (Paris VI).*
- SCHNORF-STEINER, A., & GUILLAUME, S. (1963): Les marnes d'Arzier, leur extension, leur valeur stratigraphique. – *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 34, 49–59.
- STEINHAUSER, N. (1969): Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). – *Thèse 1506, Univ. Genève (inédite).*
- (1970): Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). – *Thèse condensée 1506, Univ. Genève.*
- (1986): Note sur la stratigraphie des domaines jurassien et présubalpin (Berriasien et valanginien). In: *Exc. congr. Benthos'86. – Publ. Dépt. géol. Paléont. Univ. Genève, sér. guide géol.* 4, 1–42.
- STEINHAUSER, N., & LOMBARD, Aug. (1969): Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). – *C. R. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n. s.)* 4/1, 100–117.
- STEINHAUSER, N., & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – *Geobios* 4/1, 7–59.
- VAIL, P.-R., HARDENBOL, J., & TODD, R.-G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. – *Interregional Unconformities and hydrocarbon accumulation. Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 36, 129–144.

Manuscrit reçu le 15 juin 1987

Révision acceptée le 30 octobre 1987