Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 82 (1989)

Heft: 1

Artikel: Évolution paléogeographique de la marge jurassienne de la Thétys du Tithonique-Portlandien au Valanginien : corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux

Autor: Détraz, Hervé / Mojon, Pierre-Olivier

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166367

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: 08.01.2026

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

Eclogae geol. Helv. 82/1: 37–112 (1989)

0012-9402/89/010037-75 $ 1.50 + 0.20/0
© 1989 Birkhäuser Verlag, Basel

Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux

Par Hervé Détraz[1a]) et Pierre-Olivier Mojon[1b])

RÉSUMÉ

Cette étude repose sur l'analyse biostratigraphique et sédimentologique détaillée des dépôts marins à continentaux d'âge tithonique-portlandien à valanginien du Jura franco-suisse et des chaînes subalpines septentrionales françaises.

Durant le Berriasien, l'important développement des faciès émersifs sur la plate-forme jurassienne a permis d'y établir une biozonation continentale basée sur les charophytes et les ostracodes.

Grâce à l'imbrication des faciès marins et continentaux qui caractérise le Jura méridional, cette biozonation a pu être corrélée avec les échelles biostratigraphiques mésogéennes d'ammonites et de calpionelles utilisées pour dater les faciès hémipélagiques du bassin delphino-helvétique.

A l'échelle régionale, cet outil biostratigraphique de corrélation a permis de préciser la position stratigraphique de la limite Jurassique–Crétacé et de proposer une reconstitution paléogéographique illustrée par huit cartes de répartition de faciès ainsi qu'un découpage séquentiel de la marge jurassienne de la Téthys selon les concepts de la stratigraphie physique.

Cette évolution paléogéographique était contrôlée par une tectonique synsédimentaire distensive – de type blocs basculés – qui est venue relayer ou moduler le signal eustatique.

ABSTRACT

During Berriasian times, the Jura platform was characterized by an important development of intertidal to supratidal facies which has allowed to establish a continental biozonation of charophyta and lacustrine ostracods.

The correlation of this continental biozonation with the mesogean ammonites and calpionellids time-scales, used to date the hemipelagic deposits of the delphino-helvetic basin, results from the mixed marine and continental facies in the southern Jura.

This detailed biostratigraphical correlation of the French and Swiss Jura Mountains with the Northern Subalpine ranges (SE-France) enabled us to state precisely the stratigraphical position of the Jurassic-Cretaceous boundary and to rebuild the paleogeographic history of the Tethyan Jura margin.

During Tithonian to Valanginian, four depositional systems have been defined according to the rules of the physical stratigraphy.

None of these sequences can be directly correlated with the sequential divisions defined by Haq et al. (1987). This suggests that a synsedimentary tectonic activity is superimposed onto the eustatic sea-level changes.

Field proofs of such a tectonic control of the sedimentation are represented by spectacular tilted blocks outcropping in the subalpine region.

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

Adresses actuelles:

[1a]) 1, rue de l'Evêché, CH-1204 Genève.

[1b]) Panorama B, CH-1605 Chexbres.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 38
1. Cadre géographique 38
2. Cadre géologique et structural 39
3. Historique 40
4. But de l'étude et méthodologie 41

Analyse chronostratigraphique 42
5. Terminologie 42
6. Les échelles biostratigraphiques utilisées 43
6.1 Les ammonites 43
6.2 La microfaune 46
6.3 Taxinomie des nouvelles sous-espèces hétérochrones de charophytes et d'ostracode de la biozonation continentale du Berriasien du Jura franco-suisse (par P.O. Mojon) 50
7. Repères chronologiques et subdivisions adoptés 67
8. Le problème de la limite Jurassique–Crétacé 72

Evolution paléogéographique 73
9. Contexte paléogéographique Ouest-Européen et régional à la fin du Jurassique 73
9.1 Les terres émergées 73
9.2 Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne 73
10. Evolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne du Tithonique-Portlandien au Valanginien 74
10.1 Jurassique terminal (Tithonique-Portlandien) 75
10.2 Berriasien inférieur à supérieur 77
10.3 Berriasien terminal-Valanginien inférieur (sous-zone à *callisto*, Zones à *Otopeta* et *Pertransiens*) 84
10.4 Valanginien inférieur-supérieur (Zones à *Campylotoxum, Verrucosum, Trinodosum* et *Callidiscus*) 90
11. Découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique 90
12. Existence et influence de la tectonique synsédimentaire sur l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne 94
12.1 Preuves indirectes 94
12.2 Preuves directes: l'exemple du massif de Platé au Berriasien inférieur et moyen 95

Conclusions 100

Bibliographie 101

Introduction

1. Cadre géographique

L'aire étudiée est située sur la bordure nord-occidentale de l'arc alpin (fig. 1). Entre la région grenobloise (Isère, France) et le Valais (Suisse), elle couvre les massifs de la Chartreuse, des Bauges, des Bornes, des Aravis, de Platé, du Haut-Giffre/Dents du Midi et de Morcles.

Vers l'W et le NW, elle s'étend au Jura méridional et central, tandis qu'elle est limitée au SE par les massifs cristallins externes de Belledonne, du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.

Le détail de la couverture topographique au 1:25 000 se trouve en annexe.

En ce qui concerne les localités situées en dehors de cette région, chaque citation renverra à une publication antérieure.

2. *Cadre géologique et structural*

Le fond structural (fig. 1) utilisé pour cette étude fait la synthèse des principaux travaux régionaux de géologie structurale (Pijolat 1978; Doudoux et al. 1982; Gourlay 1984; Epard 1986; Butler et al. 1987).

Il a été dessiné à partir de la carte géologique simplifiée des Alpes occidentales au 1:250 000 (Gidon 1977; feuille Nord) et servira de support au positionnement des coupes étudiées (annexe: fig. 26) ainsi qu'à l'établissement des cartes de faciès.

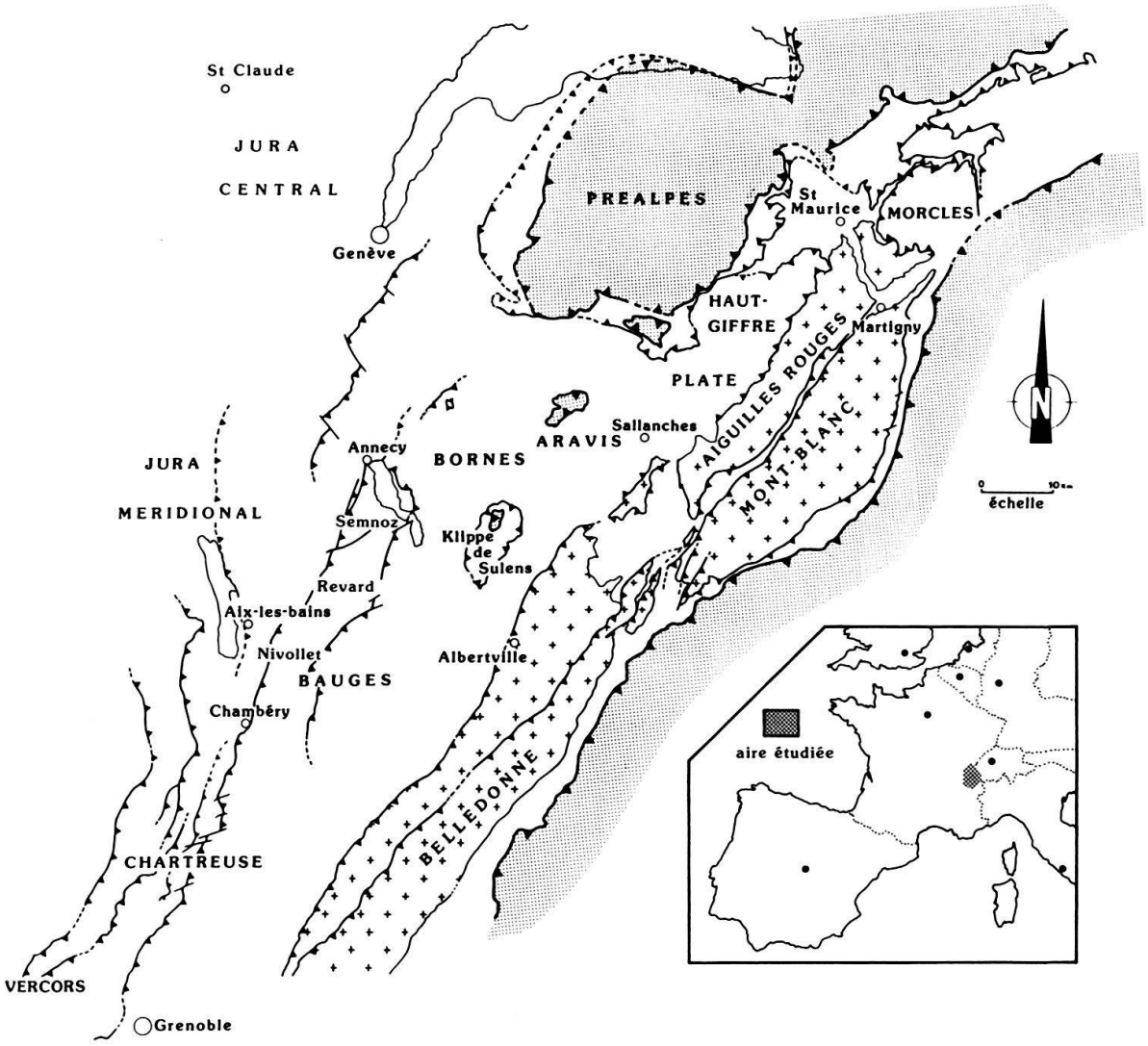


Fig. 1. Situation géographique et fond structural de l'aire étudiée.

A l'exception de la couverture sédimentaire réduite[2]) du massif cristallin des Aiguilles Rouges, la totalité des terrains mésozoïques et cénozoïques du domaine delphino-helvétique constitue une couverture sédimentaire décollée et charriée à l'avant des massifs cristallins externes.

En Suisse, cette couverture forme l'empilement des nappes helvétiques (Morcles, Diablerets, Wildhorn). Vers le Sud, la succession des massifs subalpins septentrionaux (Chartreuse, Bauges, Bornes, Aravis, Platé, Haut-Giffre/Dents du Midi) est aujourd'hui interprétée, grâce aux données de la sismique profonde (MENARD 1979; PERRIER & VIALON 1980; TARDY et al. 1986), comme une succession d'écailles tectoniques se chevauchant vers l'extérieur de la chaîne alpine à partir d'un plan de chevauchement crustal commun.

Entre le Tithonique-Portlandien et le Valanginien, le bassin[3]) delphino-helvétique ou domaine subalpin était caractérisé par une sédimentation hémipélagique. Il était bordé vers le NW par la plate-forme jurassienne qui couvrait le Jura méridional et central. Des faciès récifaux se développaient localement sur cette plate-forme qui était affectée par des émersions temporaires.

La zone de raccord entre ces deux aires paléogéographiques, lorsqu'elle est visible, est caractérisée par une épaisse accumulation sédimentaire à affinités tantôt subalpines et tantôt jurassiennes. Cette zone correspond à la zone présubalpine ou domaine présubalpin (STEINHAUSER 1969 et 1970).

3. Historique

Les premières cartes géologiques du bassin delphino-helvétique ont été établies à la fin du 19e siècle.

Parmi les grands travaux de la géologie alpine qui ont permis leur élaboration, il faut citer ceux de MAILLARD (1889), REVIL (1893 et 1911–1913), KILIAN (1894 et 1904), HAUG (1895), DOUXAMI (1896–1897), HAUG & LUGEON (1901–1902). Ces différents auteurs précisèrent la stratigraphie tout en réunissant d'importantes collections paléontologiques. Pour sa part, HAUG (1895) s'attacha à élucider la tectonique complexe des Hautes Chaînes calcaires de Savoie.

Durant la première moitié du 20e siècle, de nombreux travaux (COLLET 1910 et 1943; COAZ 1932; LOMBARD & COAZ 1932; MORET 1934, LUGEON & ARGAND 1937) ont traité en particulier de la stratigraphie de la nappe de Morcles et de ses équivalents structuraux vers le Sud («nappe de Morcles-Aravis»).

De cette époque, datent aussi les premières synthèses stratigraphiques (HAUG 1925) et tectoniques (KILIAN 1924) à plus grande échelle.

Dès 1933, MORET étendit ses recherches à la plate-forme jurassienne et s'intéressa à l'extension des lagunes purbeckiennes, précédant ainsi les travaux de CAROZZI (1948), de DONZE (1958) et de HÄFELI (1966).

---

[2]) Celle-ci est associée à un contexte paléogéographique de haut-fond (AMBERGER 1960; LANDRY 1978).

[3]) Le terme de bassin employé ici est un terme consacré qui n'est pas à prendre au sens strict. En réalité, il s'agirait plutôt d'une plate-forme externe à sédimentation hémipélagique et carbonatée.

Parallèlement, REMANE (1958), LOMBARD & CHAROLLAIS (1965), puis CHAROLLAIS & LOMBARD (1966) ont respectivement tenté d'établir la géométrie du passage plate-forme/bassin à la limite Jurassique–Crétacé et une stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines.

Au cours de la seconde moitié du 20e siècle, furent aussi réalisés les premiers travaux sédimentologiques traitant des problèmes de remaniement liés aux courants de turbidité dans les dépôts du Malm (CAROZZI 1952) et aux formations bréchiques (pseudobrèches) du Tithonique (REMANE 1960 et 1970). La première note sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines a été publiée par REMANE en 1966.

Par la suite, STEINHAUSER & LOMBARD (1969) ont défini dans le Crétacé basal du Jura méridional de nouvelles formations lithostratigraphiques, que STEINHAUSER (1969 et 1970) corréla précisément avec le nouveau domaine présubalpin dont il venait de démontrer l'individualité paléogéographique.

Enfin, l'attribution chronostratigraphique des formations éocrétacées du Jura a pu être précisée récemment par CLAVEL et al. (1986) grâce à de rares ammonites.

4. But de l'étude et méthodologie

Le but de ce travail est de retracer l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne entre le Tithonique-Portlandien et le Valanginien.

A cet effet, de nombreuses données biostratigraphiques, dont beaucoup sont nouvelles, ont été réunies afin de corréler précisément les dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin.

Ce travail n'a pas pour finalité de définir de nouvelles unités lithostratigraphiques, ni de subdiviser les formations déjà existantes. Par conséquent, la lithostratigraphie sera essentiellement basée sur les formations fini-jurassiques et néocomiennes définies par STEINHAUSER & LOMBARD (1969)[4]), ENAY (1965), HÄFELI (1966) et BERNIER (1984)[5]) pour le domaine jurassien, et par STEINHAUSER (1969 et 1970)[6]) pour le domaine présubalpin (fig. 2).

En ce qui concerne le bassin delphino-helvétique (domaine subalpin), la terminologie lithostratigraphique utilisée dans la fig. 2 est encore informelle. Elle a été introduite par CHAROLLAIS (1963), CHAROLLAIS & LOMBARD (1966), puis complétée par DÉTRAZ et al. (1986). La notice de la carte géologique Annecy–Bonneville (Haute-Savoie, France) au 1:50 000 (CHAROLLAIS et al. 1988) décrit précisément chacune des unités lithologiques citées.

D'autre part, la synthèse géologique du SE de la France (DEBRAND-PASSARD et al. 1984; p. 329, 306 et 307) propose trois tableaux de corrélations inter-régionales, où est regroupée toute la nomenclature lithostratigraphique des massifs subalpins et de la plate-forme jurassienne.

---

[4]) Formations de Pierre-Châtel, de Vions et de la Chambotte.

[5]) Formation de Twannbach et Formation de Goldberg (HÄFELI 1966), Couches du Chailley (ENAY 1965) et Tidalites de Vouglans (BERNIER 1984).

[6]) Formations du Chéran, d'Allèves, du Calcaire du Fontanil et du Bourget.

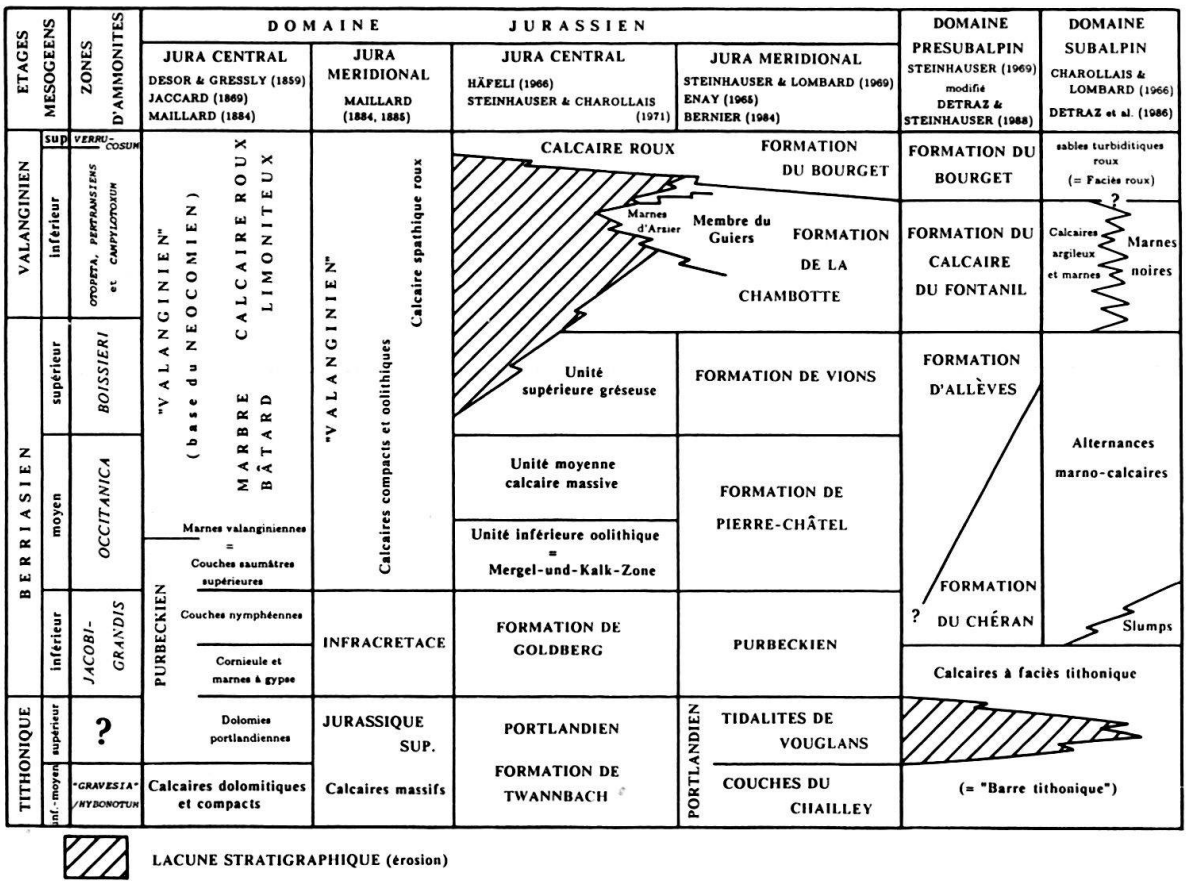


Fig. 2. Synthèse historique et tableau de corrélation des unités lithostratigraphiques des domaines jurassien, présubalpin et subalpin, depuis le Tithonique-Portlandien jusqu'au Valanginien.

Analyse chronostratigraphique

Ce chapitre a pour but de mettre en place une échelle chronologique relative à usage essentiellement régional, qui permettra de définir des repères biostratigraphiques destinés à l'étude comparative des différentes coupes.

5. Terminologie

Mis à part le Kimméridgien et la base de l'Hauterivien, seuls trois étages intéressent directement la présente étude. Il s'agit du Tithonique (Portlandien), du Berriasien et du Valanginien. Leur usage a été confirmé en France par le Colloque international sur la limite Jurassique–Crétacé (Flandrin et al. 1975) et a été repris récemment par la synthèse géologique du SE de la France (Debrand-Passard et al. 1984).

La subdivision des étages et la définition souvent problématique de leurs limites ne constituent pas l'objet de cette étude, qui se contentera des rappels suivants:

Kimméridgien (D'Orbigny 1852): durée 5 Ma[7]) (–145 à –140 Ma).
— limite inférieure: Zone à *Platynota.*
— limite supérieure: Zone à *Beckeri.*

[7]) Ma = millions d'années (âges radiométriques d'après Haq et al. 1987).

La désignation de cet étage correspond ici à la partie inférieure de la Formation des Argiles de Kimmeridge (Lower Kimmeridge clays, Dorset, Angleterre) ou au Crussolien (ROLLIER 1909) dont le stratotype est situé dans le bassin du SE de la France (ENAY 1980).

Tithonique (OPPEL 1865): durée 6 Ma (−140 à −134 Ma)
limite inférieure: Zone à *«Gravesia»/Hybonotum.*
limite supérieure: Zone à *«Durangites».*

Conformément à son emploi habituel, ce terme sera restreint aux domaines subalpin et présubalpin alors que celui de Portlandien (THURMANN 1832) s'appliquera aux faciès jurassiens.

La nomenclature stratigraphique du Jurassique terminal et en particulier l'échelle unifiée du Tithonique sont encore sujettes à des modifications comme le montre la réapparition récente (WIEDMANN 1975; ENAY et al. 1984a) d'étages jusqu'alors tombés en désuétude. Le Kimméridgien et le Tithonique pourraient alors céder la place au Crussolien (= Kimméridgien s.str.), Danubien (ROLLIER 1909; = Tithonique inférieur et moyen (Zone à *Fallauxi*)) et Ardescien (TOUCAS 1890; = Tithonique moyen (Zone à *Ponti*) et supérieur).

Berriasien (COQUAND 1871): durée 6 Ma (−134 à −128 Ma).
limite inférieure: Zone à *Grandis* s.l. (Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé, Lyon–Neuchâtel, 1973).
limite supérieure: Zone à *Boissieri* (BUSNARDO et al. 1979).

Peu de divisions stratigraphiques ont été aussi discutées que le Berriasien. Les désaccords tiennent surtout au fait que sa faune d'ammonites est d'affinité autant jurassique que crétacée.

Longtemps rattaché au Valanginien sous l'appellation «Infravalanginien» (KILIAN 1907), le Berriasien n'a accédé que très récemment au rang d'étage (BUSNARDO et al. 1965). Sa définition est étroitement liée au problème de la limite Jurassique–Crétacé.

Valanginien (DESOR 1854): durée 7 Ma (−128 à−121 Ma).
limite inférieure: Zone à *Otopeta.*
limite supérieure: Zone à *Callidiscus.*

6. Echelles biostratigraphiques utilisées

6.1 Les ammonites

Dans le bassin delphino-helvétique et sur la plate-forme jurassienne, les faunes d'ammonites sont rares car l'importante extension des faciès de plate-forme carbonatée, qui caractérise l'intervalle Tithonique (Portlandien)-Valanginien, était défavorable au développement des faunes pélagiques. De plus, dans le domaine subalpin, les ammonites sont souvent abîmées par la tectonique alpine.

Pour ces raisons, la biozonation des ammonites (fig. 3) ne constitue pas l'outil biostratigraphique principal de cette étude, qui s'appuie plutôt sur l'utilisation des microorganismes pélagiques et continentaux. Toutefois, le texte qui suit fait la synthèse des éléments de datation, déjà publiés, obtenus grâce aux ammonites.

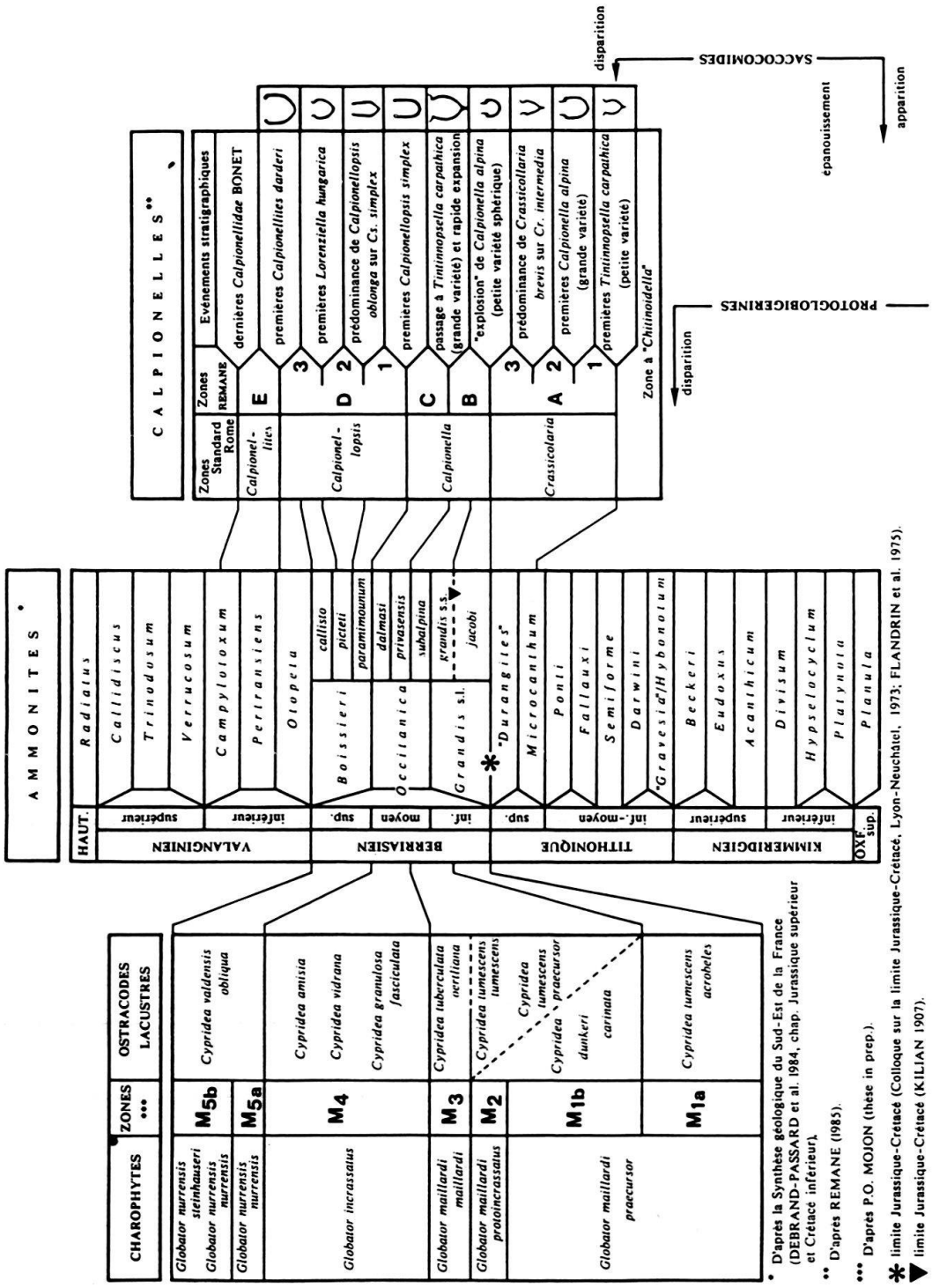


Fig. 3. Tableau de corrélation entre les biozonations d'ammonites et de calpionelles du SE de la France et la biozonation continentale de charophytes et d'ostracodes du Berriasien du Jura franco-suisse.

Pour l'intervalle Kimméridgien-Hauterivien, les inventaires des faunes d'ammonites récoltées dans le bassin delphino-helvétique (domaines présubalpin p.p. et subalpin) et leurs datations sont consignés dans les travaux de DONZE & ENAY (1961), de BRAVARD (1968) et dans la notice de la carte géologique Annecy–Bonneville au 1:50 000 (CHAROLLAIS et al. 1988).

Dans le domaine présubalpin, de nombreuses découvertes d'ammonites (STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER et al. 1986) ont permis d'attribuer la base de la Formation du Chéran au Berriasien inférieur et moyen (Zones à *Jacobi-Grandis* et à *Occitanica* p.p.) et la Formation du Calcaire du Fontanil au Valanginien inférieur (Zones à *Otopeta* p.p. et à *Pertransiens* p.p.). De plus, quelques mètres au-dessus de la Formation du Bourget, un horizon glauconieux de condensation est caractérisé par une ammonitofaune de la Zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur).

Sur la plate-forme jurassienne, les dépôts du Kimméridgien ont pu être relativement bien datés grâce aux ammonites (BERNIER 1984; GYGI & PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988). Toutefois, seule la base des Couches du Chailley et la partie inférieure de la Formation de Twannbach ont pu être attribuée au Tithonique inférieur-moyen grâce à la découverte de rares *Gravesia* (ENAY 1966; HÄFELI 1966).

Dans le domaine jurassien, quelques très rares ammonites (CLAVEL et al. 1986; WAEHRY 1988) ont permis d'attribuer la partie supérieure des faciès purbeckiens au Berriasien inférieur (Zone à *Jacobi-Grandis,* sous-zone à *grandis* s.str.), la base de la Formation de Pierre-Châtel au Berriasien moyen (Zone à *Occitanica,* sous-zone à *privasensis*) et la base de la Formation de Vions au Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri,* sous-zone à *paramimounum*).

En ce qui concerne le Valanginien, la base et la partie supérieure du Calcaire roux du Jura central (équivalent latéral de la Formation du Bourget du Jura méridional) ont livré à Ste-Croix (Jura vaudois) et à Métabief (Doubs, France) des ammonites du Valanginien inférieur, qui indiquent respectivement les Zones à *Pertransiens* et à *Campylotoxum* (BUSNARDO et al. 1979; CLAVEL et al. 1986). D'autre part, dans la même région, des datations complémentaires basées sur les échinodermes (échinides) ont permis d'attribuer les Marnes d'Arzier (équivalent latéral du Membre du Guiers du Jura méridional) à la Zone à *Otopeta* (CLAVEL et al. 1986).

Dans le Jura neuchâtelois, le Calcaire roux est recouvert par des niveaux marneux peu épais (40 cm) qui représentent un Valanginien supérieur très condensé (BUSNARDO et al. 1979). Ce Valanginien supérieur comprend, de bas en haut, la Couche de Villers (d'après la localité-type de Villers-le-Lac, Doubs, France), qui a livré *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY): Zone à *Verrucosum,* et les Marnes à *Astieria* (nommée d'après *Olcostephanus astieri* (D'ORBIGNY) ou à bryozoaires (équivalent latéral dans le Jura vaudois) qui ont été attribuées à la Zone à *Trinodosum* (BUSNARDO et al. 1979); la Zone à *Callidiscus* n'ayant pas pu être formellement reconnue par ces auteurs. D'autre part, dans le Jura méridional, le sommet de la Formation du Bourget a aussi été attribué à la Zone à *Trinodosum.*

Tous ces éléments de datation, bien que très localisés, montrent que la majeure partie des faciès de type «Calcaire roux» des domaines jurassien et présubalpin sont essentiellement d'âge Valanginien inférieur et que seule leur partie sommitale peut être attribuée au Valanginien supérieur.

Enfin, dans toute l'aire étudiée, l'Hauterivien inférieur est partout bien représenté par des dépôts de la Zone à *Radiatus* (Marnes bleues d'Hauterive dans le Jura, marnes

et niveaux glauconieux dans le domaine présubalpin et faciès de type «Kieselkalk» dans le domaine subalpin). Toutefois, dans le domaine subalpin, des sables turbiditiques à faciès «Calcaire roux» peuvent se développer localement (CHAROLLAIS et al. 1988) jusque dans la Zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur).

6.2 La microfaune

Sept groupes de microfossiles ont été retenus. Ce sont les foraminifères benthiques, les ostracodes marins, les protoglobigérines, les saccocomidés et les calpionelles, tous représentatifs d'un milieu marin plus ou moins ouvert et profond, auxquels viennent s'ajouter les charophytes et les ostracodes des milieux laguno-lacustres continentaux.

L'utilisation des microfossiles pélagiques supprime les problèmes de datation des intervalles dépourvus de macrofaune, puisque ces microorganismes sont l'un des éléments constitutifs de la sédimentation elle-même. D'autre part, leur petite taille permet non seulement la datation de la mise en place des resédiments mais aussi celle de leurs constituants (lithoclastes et matrice).

6.2.1 Les foraminifères benthiques

L'utilisation des foraminifères benthiques concerne les rares formes typiques considérées comme de bons marqueurs biostratigraphiques sur la plate-forme jurassienne (STEINHAUSER & LOMBARD 1969; CLAVEL et al. 1986). Ce sont: *Keramosphaera allobrogensis* STEINHAUSER, BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI 1969 (Berriasien supérieur basal), *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN 1966 (Berriasien moyen terminal-Berriasien supérieur), *Pseudotextulariella salevensis* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1966 (partie supérieure du Valanginien inférieur) et *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER 1938) (Berriasien supérieur terminal-Valanginien inférieur pro parte). De plus, il faut aussi signaler l'apparition dans le Valanginien inférieur (Membre du Guiers) des premiers Orbitolinidés primitifs tels que *Orbitolinopsis*? sp., *Dictyoconus* sp. et *Valdanchella* sp. (STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER et al. 1986). Enfin, cette liste peut être complétée avec les formes suivantes: *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER 1902) (Portlandien supérieur-Berriasien inférieur), *Feurtillia frequens* MAYNC 1958 (Berriasien inférieur terminal-Valanginien inférieur) et *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES & REY 1975 (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur).

6.2.2 Les ostracodes marins

Certains ostracodes marins présentent aussi un grand intérêt biostratigraphique dans l'intervalle Berriasien-Valanginien (OERTLI 1966; OERTLI & STEINHAUSER 1969; DONZE 1964, 1965, 1967, 1973 et 1975; DONZE & THIEULOY 1975). Voici la liste des taxons les plus intéressants pour la biostratigraphie de la plate-forme jurassienne avec leurs extensions chronostratigraphiques, qui ont été revues et précisées:

- *Protocythere revili* DONZE 1975: Berriasien inférieur
- *Pseudoprotocythere aubersonensis* OERTLI 1966: Berriasien moyen-Valanginien supérieur
- *Valendocythere emslandensis* (BARTENSTEIN & BURRI 1954): Berriasien inférieur terminal-Berriasien supérieur (partie inférieure)

— *Protocythere mazenoti* DONZE 1973: Berriasien supérieur terminal (confondu avec *Protocythere paquieri* DONZE 1967 dans OERTLI & STEINHAUSER 1969 et dans CLAVEL et al. 1986)
— *Cythereis matura* OERTLI 1966: Berriasien supérieur-Valanginien inférieur
— *Valendocythere divisa* (OERTLI 1966): Berriasien supérieur-Valanginien inférieur
— *Valendocythere helvetica* (OERTLI 1966): Berriasien supérieur (partie supérieure)-Valanginien inférieur
— *Valendocythere pustulata* (BARTENSTEIN & BRAND 1959): Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (partie inférieure)
— *Parexophthalmocythere berriasensis* DONZE 1965: Berriasien moyen-Valanginien inférieur

Malheureusement, l'utilisation biostratigraphique des ostracodes marins présente des inconvénients majeurs. En effet, ceux-ci sont rares dans les faciès émersifs du Purbeckien. De plus, surtout en ce qui concerne le Valanginien, les horizons marneux permettant de récolter des formes dégagées sont principalement limités aux Marnes d'Arzier (Valanginien inférieur) et aux Marnes à *Astieria* ou à bryozoaires (Valanginien supérieur). Seule la Formation de Vions et ses équivalents latéraux du domaine présubalpin (Formation d'Allèves p.p., Berriasien supérieur) ont livré une riche faune d'ostracodes marins, abondante et diversifiée.

D'autre part du fait que les extensions chronostratigraphiques des taxons d'intérêt biostratigraphique recoupent largement les limites des formations berriaso-valanginiennes de la plate-forme jurassienne, une rectification importante doit être apportée à la publication de DONZE & THIEULOY (1975), qui ont considéré *Protocythere divisa* et *Protocythere helvetica (Valendocythere divisa* et *Valendocythere helvetica* dans GRÜNDEL 1969) comme de bons marqueurs du Valanginien inférieur (Marnes d'Arzier et Calcaire roux du Jura suisse occidental), notamment dans le syntype de Valangin (Jura neuchâtelois) où ces auteurs les ont utilisés pour mettre en doute la lacune sédimentaire reconnue par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971). Or, comme ces formes apparaissent déjà dans la Formation de Vions et au sommet de la Formation d'Allèves, leur attribution au Valanginien inférieur uniquement est donc infondée.

D'autre part, il faut signaler ici que les formes dégagées, et donc clairement identifiables, des ostracodes cités par DONZE & THIEULOY (1975) ne peuvent en aucun cas être récoltées dans la coupe de Valangin, qui est beaucoup trop calcaire. Les données exposées par ces auteurs sont donc interprétatives et issues en fait de la compilation du travail de OERTLI (1966) sur le «Valanginien» du Jura suisse occidental.

De plus, à Valangin, la Formation de Vions n'est représentée que par environ 3 mètres d'Unité supérieure gréseuse dont la base correspond à l'horizon remanié à *Keramosphaera allobrogensis* (brèche érosive à *Keramosphaera,* STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971). Cette Unité supérieure gréseuse, dont le sommet est marno-calcaire (20 cm), passe directement au Calcaire roux. Ces observations permettent d'affirmer que la presque totalité de la Formation de Vions, toute la partie inférieure de la Formation de la Chambotte et les marnes d'Arzier font ici défaut par érosion et/ou condensation. Une lacune sédimentaire importante, correspondant à l'intervalle Berriasien supérieur-Valanginien inférieur p.p., existe donc effectivement dans le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois; STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971; CLAVEL et al. 1986).

Enfin, le Valanginien supérieur (Couche de Villers, Marnes à *Astieria* ou à bryozoaires) et l'Hauterivien inférieur (Marnes bleues) sont très bien caractérisés par des ostracodes marins typiques (OERTLI 1966; DONZE & THIEULOY 1975):

Valanginien supérieur: *Protocythere* sp. 507 BARTENSTEIN & BRAND 1951
Valendocythere reicheli (OERTLI 1966)
Protocythere praetriplicata BARTENSTEIN & BRAND 1959

Hauterivien basal: *Protocythere triplicata* (ROEMER 1841)
Hechticythere hechti (TRIEBEL 1938)
Cythereis bernardi GROSDIDIER 1964
Mandocythere (Costacythere) frankei frankei (TRIEBEL 1938) (déjà présent dans les Marnes à *Astieria*)
Parexophthalmocythere rodewaldensis BARTENSTEIN & BRAND 1959 (déjà présent dans les Marnes à *Astieria*).

6.2.3 Les protoglobigérines

D'après ZANMATTI-SCARPA (1957) la répartition stratigraphique du genre *Protoglobigerina* sp. s'étendrait du Lias au Malm (Kimméridgien).

Toutefois, MANIVIT (1964) et BEAUDOIN (1967) ont restreint cette extension à l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien, qui a été retenu pour cette étude.

6.2.4 Les saccocomidés

Les saccocomidés sont des crinoïdes pélagiques (échinodermes), qui sont représentés dans les sédiments par de petits articles calcitiques monocristallins.

Leur répartition stratigraphique couvre l'intervalle Oxfordien terminal-base du Tithonique supérieur.

Durant le Kimméridgien, ils ont connu une grande expansion puis ont disparu rapidement à la base du Tithonique supérieur, alors qu'apparaissaient les premières calpionelles (VERNIORY 1955; FARINACCI & SIRNA 1959; REMANE 1963 et 1969a).

6.2.5 Les calpionelles

Les calpionelles sont des microorganismes planctoniques, d'affinité inconnue, qu'il faut probablement rattacher aux Protozoaires (REMANE 1969b et 1971). Si l'on ne tient pas compte du genre précurseur *Chitinoidella* sp., leur extension stratigraphique s'étend du Tithonique supérieur au Valanginien inférieur tardif (REMANE 1963 et 1969a).

La large répartition géographique et la différentiation évolutive rapide qui caractérisent ce groupe typiquement téthysien en font un excellent outil de corrélation à longue distance.

A l'échelle régionale, des corrélations indépendantes par ammonites et calpionelles (LE HEGARAT & REMANE 1968) atteignent le même degré de précision.

Par conséquent, les calpionelles constituent un des principaux outils biostratigraphiques sur lequel repose cette étude.

Deux zonations biostratigraphiques complémentaires ont été utilisées: la zonation standard établie à Rome (ALLEMANN et al. 1971) et la zonation vocontienne (REMANE 1969a et 1985).

Les calpionelles sont très communes dans les calcaires pélagiques micritiques du «faciès tithonique» et ne pénètrent guère en domaine de plate-forme (REMANE 1974b). Toutefois, l'ensemble des microfaciès observés durant cette recherche justifie les deux remarques suivantes:

1. Si les populations de calpionelles sont peu affectées par un détritisme bioclastique ou gréseux, elles résistent très mal au détritisme argileux, ceci probablement en raison de leur mode de vie planctonique qui devait nécessiter un minimum de lumière.

Ainsi dans les chaînes subalpines septentrionales, on constate leur disparition dès que le pourcentage d'argile excède 40 à 50% du sédiment. Pour cette raison, aucune association caractéristique de la Zone E (Valanginien inférieur) n'a jamais été observée sur l'ensemble des coupes rassemblées ici. Ceci confirme et prolonge la constatation de REMANE (1974b) concernant une disparition diachrone des calpionelles causée par des facteurs écologiques défavorables.

En effet, les calpionelles disparaissent plus tôt dans les chaînes subalpines septentrionales (Valanginien inférieur basal) que dans la «fosse» vocontienne (fin du Valanginien inférieur). Dans le domaine mésogéen méridional, elles persistent, d'après CATALANO & LIGUORI (1971), jusqu'à la base du Valanginien supérieur (Zone à *Verrucosum*).

2. Les calpionelles pénétraient largement dans les faciès périrécifaux de plate-forme externe (zone présubalpine, coupe de la Cluse de Bange) ou de dunes (sand-waves) sous-marines (couverture du massif des Aiguilles Rouges, coupe synthétique de la région de St-Maurice; DÉTRAZ 1989b).

Leur présence dans des faciès de plate-forme interne (Formation de Vions au Salève, SALVINI-BONNARD et al. 1984 et à la Chambotte, DARSAC 1983) est plus rare mais constitue chaque fois un élément incontestable de datation et de corrélation.

Enfin, les problèmes de datation posés par le remaniement des faunes de calpionelles sont résolus par le comptage statistique qui préside à une datation. Ce comptage permet de déceler rapidement, au sein d'une association de calpionelles, la présence d'un individu ou d'une population atypique.

6.2.6 Les charophytes et les ostracodes d'eau douce

Au cours du Berriasien, des milieux de dépôt émersifs se sont développés à plusieurs reprises sur la plate-forme jurassienne.

Une biozonation de charophytes et d'ostracodes lacustres a permis de subdiviser cet étage, qui englobe le Purbeckien, la Formation de Pierre-Châtel et la Formation de Vions, en cinq Zones d'association (cénozones M_1 à M_5). Celles-ci ont pu être corrélées avec les zonations d'ammonites et de calpionelles utilisées dans le SE de la France (fig. 3).

La biozonation des charophytes basée sur la lignée phylogénétique des *Globator* (Clavatoracées) reprend en l'améliorant celle de GRAMBAST (1974), établie essentiellement en Europe méridionale (domaine téthysien).

La biozonation des ostracodes lacustres est par contre basée sur des espèces de *Cypridea* du domaine boréal: Bassin de Paris (OERTLI 1963); Dorset, Sud de l'Angleterre (ANDERSON dans ANDERSON & BAZLEY 1971; ANDERSON 1985) et Allemagne du Nord (MARTIN 1940; WOLBURG 1959; WIENHOLZ 1968).

Ainsi, les Zones d'association de charophytes et d'ostracodes lacustres du Jura franco-suisse permettent aussi accessoirement d'établir une corrélation entre les faciès «purbeckiens» des domaines téthysien et boréal.

6.3 Taxinomie des nouvelles sous-espèces hétérochrones de charophytes et d'ostracode de la biozonation continentale du Berriasien du Jura franco-suisse (par P.O. Mojon)

Remarque: Le matériel paléontologique décrit et figuré dans cette étude (charophytes et ostracodes) fait partie de la collection Mojon. Celle-ci sera déposée au Museum d'Histoire naturelle de Genève.

Dans le Crétacé inférieur de l'Europe occidentale, l'évolution de la lignée phylogénétique des *Globator* (Clavatoracées, Charophytes) a été décrite par Grambast (1974). Cet auteur a constaté qu'au cours du temps, la taille et la morphologie des utricules (fructifications) de *Globator* tendaient respectivement à s'accroître et à se modifier, alors que leur structure cellulaire externe se spiralisait et se simplifiait (fig. 4). Ainsi d'après Grambast (1966a, 1966b et 1974), les utricules allongés des *Globator* berriaso-valanginiens, de taille et de spiralisation très variables, présentent une symétrie d'ordre 3 avec une couche cellulaire externe composée de 24 cellules réparties en 3 groupes de 8; alors que les gros utricules globuleux et très spiralisés des *Globator* barrémiens ne présentent plus que 3 groupes de 5 cellules, soit seulement 15 cellules au total.

Au point de vue évolutif, les données exposées dans cette étude montrent que la lignée phylogénétique des *Globator* résulterait principalement d'une divergence morphologique graduelle (Eldredge 1971; «evolutionary species» dans Wiley 1978), selon un processus de spéciation anagénétique (Tintant 1972). Ce type de spéciation est particulièrement évident pour les nouveaux taxons berriasiens du genre *Globator* décrits dans cette étude et permet d'affirmer que ceux-ci constituent une lignée phylogénétique horotélique. Les utricules polymorphes, larges ou allongés, des populations de *Globator* berriasiens (figs. 5, 6 et 7G–L) présentent en effet une transformation sélective très lente et progressive des caractères évolutifs morphologiques et structuraux, qui permet de mettre ainsi en évidence de nouvelles sous-espèces hétérochrones. Ces nouvelles chrono-espèces, qui ne diffèrent entre elles que par la proportion relative de leurs caractères évolutifs spécifiques, permettent de compléter le schéma phylétique original de Grambast (1974), basé sur des espèces sensu stricto mieux individualisées et correspondant à des types morphologiques très différents les uns des autres dont l'apparition marque chaque fois un saut évolutif important.

La validation de la biozonation continentale du Berriasien présentée ici nécessite évidemment une analyse critique.

Pour la biozonation des *Cypridea,* l'utilisation biostratigraphique des marqueurs mis en évidence sur la plate-forme jurassienne est suffisamment étayée par les travaux des ostracodologistes cités, qui concernent les dépôts purbeckiens du Sud de l'Angleterre, du Bassin de Paris et de l'Allemagne du Nord.

Par contre, une argumentation détaillée et significative doit être évoquée concernant la biozonation des *Globator,* pour démontrer que les divers taxons reconnus correspondent bien à différents stades évolutifs d'une même lignée phylogénétique, autorisant ainsi une interprétation phytogénétique et biochronologique. Ainsi, les diverses «formes» de *Globator* récoltées dans les faciès émersifs de la plate-forme jurassienne et utilisées pour établir une échelle biostratigraphique de référence ne correspondent

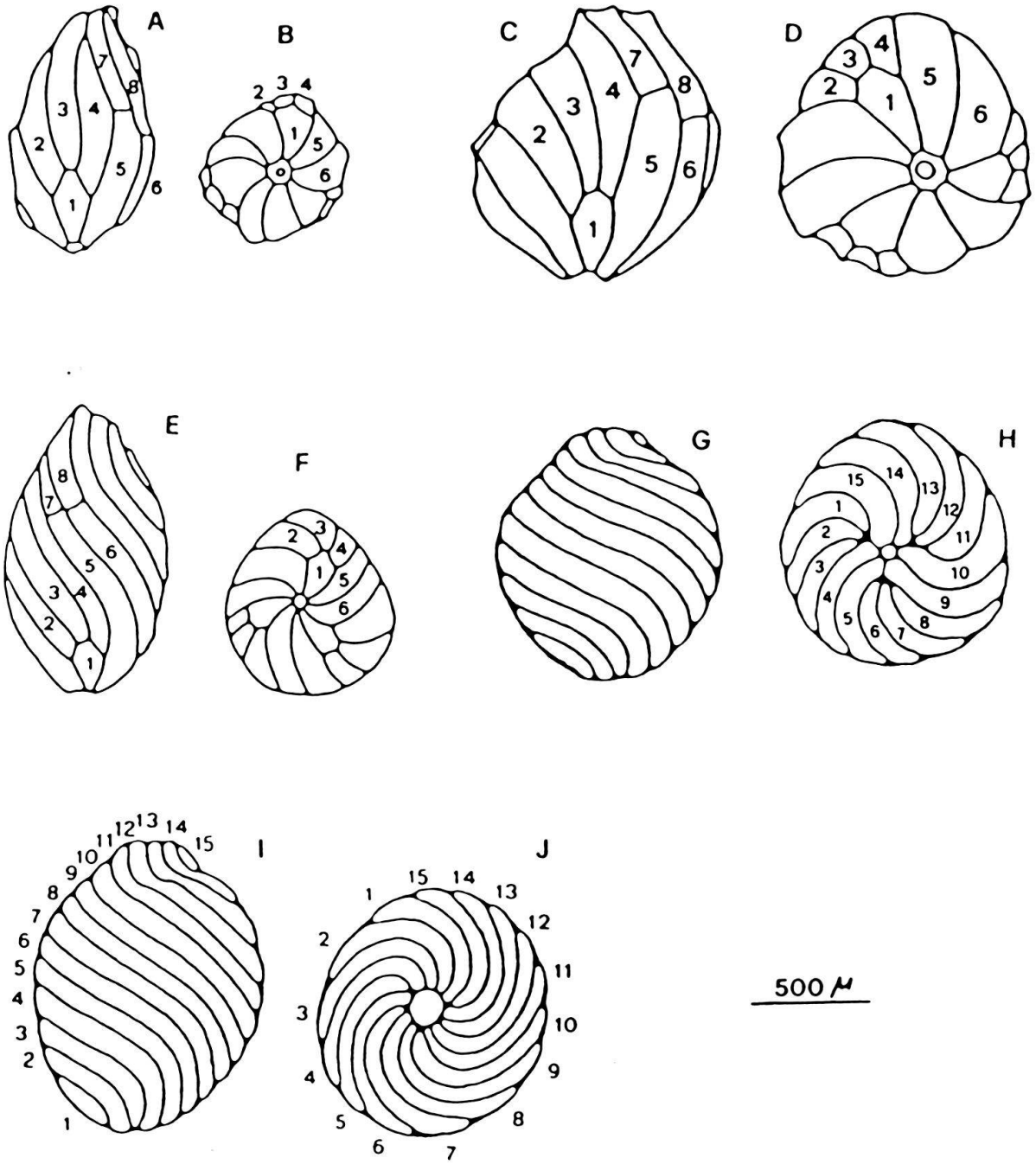


Fig. 4. Interprétation de la structure cellulaire externe des utricules de la lignée phylogénétique des *Globator* (Clavatoracées, Charophytes). Vues latérales: A–C–E–G–I. Vues basales: B–D–F–H–J.
A et B: *Globator* gr. *maillardi* (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur). C et D: *Globator incrassatus* (Berriasien moyen). E et F: *Globator* gr. *nurrensis* (Berriasien supérieur-Valanginien). 1 = cellules basales, 2–3–4 = faisceaux de 3 cellules allongées, 5–6–7–8 = faisceaux de 4 cellules allongées et adjacentes, groupées 2 par 2. N.B.: pour la compréhension des dessins A à F, le sens de la numérotation des cellules utriculaires est dextre et inversé par rapport à la spiralisation sénestre des utricules.

G et H: *Globator trochiliscoides* var. («Hauterivien»). I et J: *Globator trochiliscoides* (Barrémien). 1 à 15 = cellules à spiralisation sénestre. En H, les cellules basales sont vestigiales et l'on distingue encore les faisceaux de 3 cellules allongées homologues de ceux des *Globator* berriaso-valanginiens.

Redessiné d'après Grambast (1974).

en aucune manière à des écophénotypes, dont la morphologie particulière est réversible et résulte de variations temporaires (par ex. saisonnières) d'un ou de plusieurs paramètres écologiques de leur milieu de vie.

Une telle option paléontologique, ne permettant de définir que des écozones le plus souvent diachrones, peut être principalement rejetée pour les raisons suivantes:

1. A la différence de certaines charophytes actuelles (Characées) et fossiles (Porocharacées) des milieux médiolittoraux (Mojon & Strasser 1987) tolérant d'importantes variations saisonnières de salinité, responsables chez ces formes de transformations morphologiques écophénotypiques, les *Globator* comme la majorité des charophytes, devaient être strictement dulçaquicoles. Ils n'ont en effet été récoltés en abondance que dans des horizons marneux nettement émersifs à galets noirs ou à spores et pollens, avec des associations multispécifiques de charophytes comprenant jusqu'à 10 espèces ainsi qu'avec des faunes d'ostracodes et de gastéropodes à prédominance de formes considérées comme typiquement lacustres (genres *Cypridea, Anisopsis* et *Valvata*).

2. Les diverses sous-espèces de *Globator* ne coexistent jamais ensembles dans un même horizon lacustre et constituent ainsi des populations distinctes composées de très nombreux individus, dont les caractères morphologiques évolutifs (spiralisation et taille) sont constants dans chaque population étudiée. L'apparition de ces chrono-espèces ne peut donc pas être attribuée à des modifications saisonnières ou locales de certains paramètres écologiques de leur milieu de vie. Enfin, bien que ces populations de *Globator* soient chacune localisées dans des niveaux d'âge différent, chaque chrono-espèce peut caractériser jusqu'à plusieurs horizons lacustres. Pour la partie supérieure du Purbeckien en particulier (Couches nymphéennes, Maillard 1884a), ceux-ci ont pu être corrélés avec précision sur l'ensemble de la plate-forme jurassienne.

3. La spéciation anagénétique des *Globator* correspondant à des transformations morphologiques graduelles a pu être mise en évidence grâce aux récurrences cycliques des faciès lacustres dans le Berriasien émersif de la plate-forme jurassienne, en particulier dans le Purbeckien du Jura franco-suisse. Là, des transformations morphologiques graduelles très nettes, affectant jusqu'à six populations successives de *Globator* gr. *maillardi* (De Saporta) Grambast 1966, ont permis d'identifier trois chrono-espèces correspondant chacune à un stade évolutif bien défini. De plus, même si certains caractères évolutifs peuvent subir une régression passsagère, comme par exemple la spiralisation des *Globator* de la Zone M_2 qui régresse en M_3 pour réapparaître ensuite sous forme très accentuée en M_4 (figs. 5 et 6), chaque chrono-espèce est caractérisée par une morphologie particulière pouvant se distinguer aisément des stades évolutifs antérieurs ou ultérieurs (figs. 5, 6 et 7).

4. D'autre part, les limites des Zones de l'échelle biostratigraphique continentale du Berriasien, basée sur la spéciation anagénétique des *Globator* et le renouvellement des faunes de *Cypridea,* coïncident assez précisément avec les limites des formations lithologiques berriasiennes du domaine jurassien (figs. 2 et 3) dont l'isochronie a déjà été relevée par Clavel et al. (1986).

Ainsi, les limites de ces formations tout comme l'évolution des *Globator* et l'apparition de nouvelles formes de *Cypridea* sont liées aux variations relatives de grande ampleur du niveau marin (chap. 11, fig. 22b) qui ont influencé durablement non seulement la sédimentation mais aussi les paramètres écologiques des milieux de dépôts subtidaux peu profonds à supratidaux de la plate-forme jurassienne. Contrairement aux

périodes émersives permettant plutôt la prolifération et la dissémination des organismes continentaux, les intervalles transgressifs (fig. 22b) auraient créé en revanche une situation de «stress» écologique ayant favorisé par forte pression sélective l'évolution rapide et le renouvellement qualitatif des populations de *Globator* et de *Cypridea*. En effet, l'envahissement progressif par la mer des milieux inter- à supratidaux, très rapide à l'échelle du temps géologique, y a certainement entraîné une hausse globale des taux de salinité, qui serait responsable de la spiralisation et de l'accroissement de la taille chez les *Globator* ainsi que des modifications dans la composition faunique des populations de *Cypridea* (par disparition/apparition de certains taxons).

Ainsi, d'après les réflexions exposées ci-dessus, nous pensons que l'influence de facteurs écologiques (ici un accroissement minime de salinité) peut affecter la morphologie des charophytes et des ostracodes médiolittoraux (Jordan & Bless 1971) en induisant non seulement l'apparition de phénotypes particuliers (écophénotypes) mais aussi celle de nouveaux génotypes pouvant constituer des lignées évolutives phylogénétiques.

Embranchement	*CHAROPHYTA*	Migula 1890
Ordre	*CHARALES*	Lindley 1836
Famille	*CLAVATORACEAE*	Pia 1927
Sous-famille	*CLAVATOROIDEAE*	Pia emend. Grambast 1969
Genre	***GLOBATOR***	Grambast 1966a

***Globator maillardi praecursor* n. ssp.** Figs. 5M à 5R.

1971 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Ramalho, p. 181–182, pl. 33, fig. 7.

1976 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Brenner, p. 123–124, pl. 4, figs. 1–2.

Derivatio nominis: du fait que ce taxon représente l'origine de la lignée phylogénétique des *Globator*.

Types: holotype (fig. 5M); paratypes (figs. 5N à 5P); morphotypes (figs. 5Q et 5R).

Localité et horizon-type: coupe dans le Purbeckien le long de la route St-Claude-Cinquétral (Jura français central). Coordonnées Lambert: 872.300/2164.125. Horizon marneux peu épais (10 cm) à la base de la partie moyenne du Purbeckien.

Matériel étudié: 120 utricules de la localité-type et plusieurs dizaines d'utricules d'autres localités du Purbeckien du Jura franco-suisse.

Diagnose: la structure externe de l'enveloppe utriculaire correspond à la diagnose du type primitif originel du genre *Globator* (Grambast 1966a), établie d'après *Globator maillardi maillardi* (De Saporta) Grambast 1966a. Toutefois, les utricules du *Globator maillardi praecursor* sont en général nettement plus petits et plus trapus que ceux de la sous-espèce-type.

Description: les utricules sont trapus et de petite taille, avec des cellules larges, droites ou très légèrement spiralisées. Il s'agit ici d'un *Globator* de type structural très primitif, qui pourrait être confondu avec *Globator maillardi maillardi*. La comparaison de populations de ces deux taxons permet toutefois de les distinguer en mettant en évidence l'aspect plus frêle et la taille en moyenne plus faible de *Globator maillardi praecursor*.

Dimensions: longueur = 850 à 1000 μm, largeur = 600 à 700 μm.

Attribution chronostratigraphique: *Globator maillardi praecursor* caractérise la Zone M_1, qui correspond à la majeure partie du Purbeckien dont la base a livré dans le Jura méridional une palynoflore d'affinité berriasienne (J. Medus, comm. pers.) et des ostracodes marins tels que *Protocythere revili* Donze 1975, qui caractérise le Berriasien inférieur du Sud-Est de la France. Un âge Berriasien inférieur a donc été attribué à la Zone M_1. Toutefois, Benest (1985) a signalé *Globator* cf. *maillardi* dans le Tithonique supérieur (sous-zones de calpionelles A2 ou A3) de l'Algérie occidentale. L'examen du matériel récolté par cet auteur a montré qu'il s'agissait de *Globator maillardi praecursor,* dont l'apparition se situe déjà dans le Jurassique terminal. Ainsi, la Zone M_1 correspond donc virtuellement à l'intervalle Tithonique terminal-Berriasien basal.

***Globator maillardi protoincrassatus* n. ssp.** Figs. 5E à 5L.

1955 *Clavator thorali* n. sp.; Donze, p. 287–288, pl. 13, figs. 1–2.

1986 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Martin-Closas & Grambast-Fessard, p. 41 à 43, pl. 9, figs. 1 à 3.

Derivatio nominis: fait référence à la ressemblance de ce taxon avec le *Globator incrassatus* Martin-Closas & Grambast-Fessard 1986 emend. Mojon, dont il représente le type ancestral.

Types: holotype (fig. 5E); paratypes (figs. 5F à 5H); morphotypes (figs. 5I à 5L).

Localité et horizon-type: coupe dans le Purbeckien le long de la route St-Claude-Cinquétral (Jura français central). Coordonnées Lambert: 872.400/2164.150. Horizon de marnes vertes (30 cm) au sommet du Purbeckien.

Matériel étudié: 550 utricules de la localité-type et plusieurs centaines d'utricules d'autres localités du Purbeckien du Jura franco-suisse.

Diagnose: le type structural des utricules correspond tout-à-fait à celui du *Globator maillardi maillardi* (De Saporta) Grambast 1966a, avec en plus une spiralisation sénestre très apparente.

Description: les utricules parfois globuleux sont en général plus larges et plus grands que ceux du *Globator maillardi praecursor,* avec des cellules larges nettement spiralisées. La spiralisation des utricules du *Globator maillardi protoincrassatus* constitue un caractère évolutif qui les rapproche de ceux du *Globator incrassatus.* Toutefois, la différence de taille très importante entre ces deux taxons permet de les différencier aisément.

Dimensions: longueur = 850 à 1150 µm, largeur = 600 à 850 µm.

Attribution chronostratigraphique: *Globator maillardi protoincrassatus* caractérise la Zone M_2 d'âge Berriasien inférieur, qui a été définie et datée par des ammonites de la sous-zone à *grandis* s.str. (Clavel et al. 1986) dans le dernier mètre des faciès à dominance lacustre formant la partie terminale du Purbeckien du Jura.

Globator maillardi maillardi (De Saporta 1891) Grambast 1966a. Fig. 5A à 5D.

1891 *Chara maillardi* n. sp.; De Saporta, p. 498 à 500, pl. 72 bis, figs. 7, 7a et 7b, non figs. 6, 6a et 6b.

1955 *Clavator thorali* n. sp.; Donze, p. 287–288, pl. 13, fig. 3.

1966a *Globator maillardi* (De Saporta) n. comb.; Grambast, p. 1929–1932, fig. 4.

1966b *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Grambast, pl. 3, figs. 1 à 4.

1976 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Brenner, p. 123–124, pl. 4, figs. 1–2.
1987 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Mojon & Strasser, fig. 8F.
1987 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast; Schudack, p. 136–137, pl. 6, figs. 5 à 9.

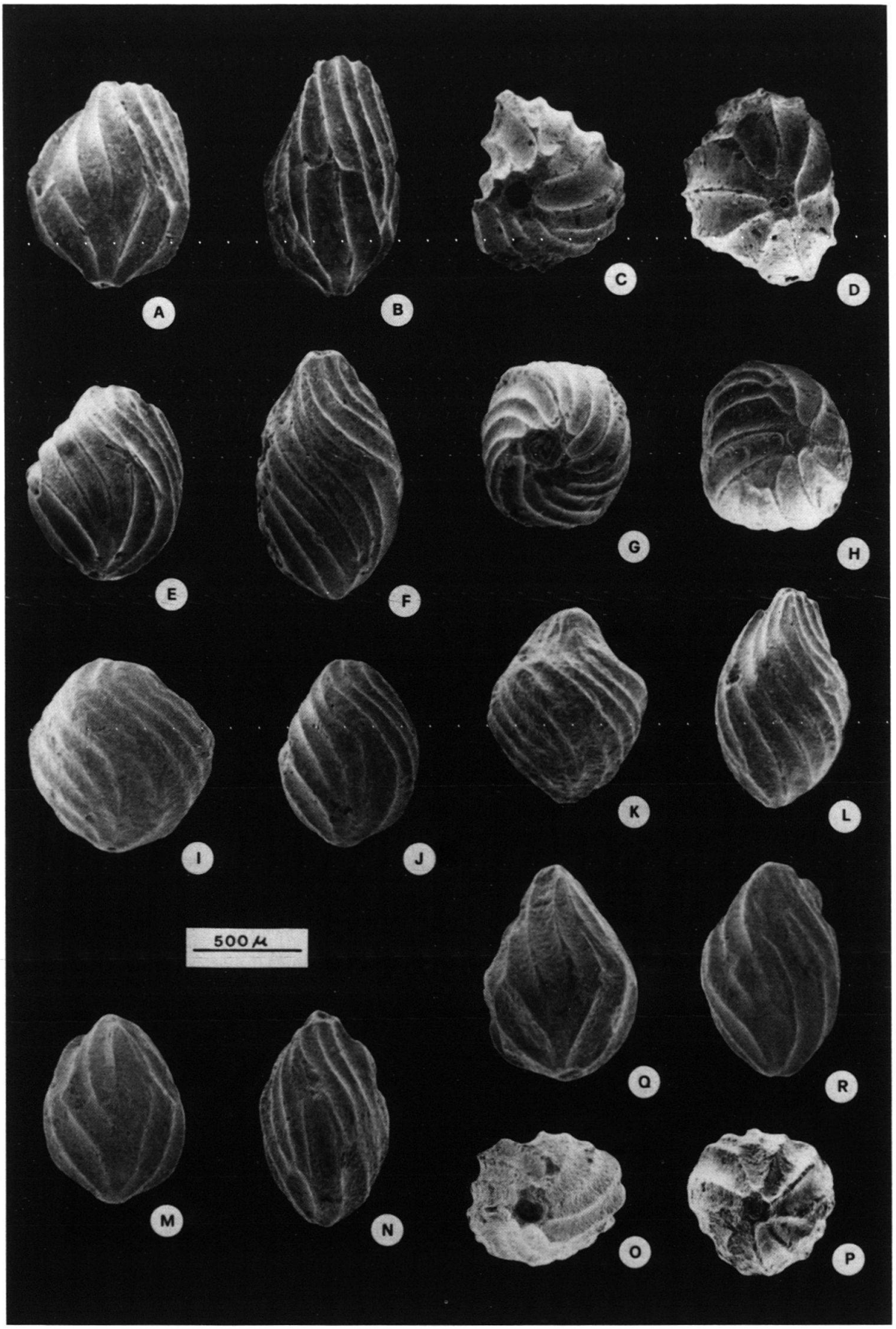
Le type structural des utricules du *Globator maillardi maillardi* du Jura caractérise les stades primitifs berriaso-valanginiens de la lignée phylogénétique du genre *Globator* (Grambast 1966a). Ces utricules sont de grande taille (longueur = 1000 à 1100 μm, largeur = 600 à 750 μm), avec des cellules droites ou très légèrement spiralisées.

Dans le Purbeckien du Jura, *Globator maillardi maillardi* caractérise avec *Cypridea tuberculata oertliana* n. ssp. la Zone M_3, qui se situe à l'extrême sommet du Purbeckien, dans les 20 derniers cm des faciès lacustres directement recouverts par la Formation de Pierre-Châtel. Cette Zone M_3 correspond à la «Zone de La Chaux» définie dans le Jura français central par Grambast (1974) et a pu être datée par encadrement du Berriasien inférieur terminal-Berriasien moyen basal, grâce aux ammonites signalées dans le Jura méridional (Clavel et al. 1986; Waehry 1988) au sommet du Purbeckien et à la base de la Formation de Pierre-Châtel. Dans le Jura, la Zone M_3 est souvent représentée par un horizon conglomératique de condensation, qui parfois a été complètement érodé et remanié, ou qui est le plus souvent remplacé par des faciès de lagon marin. Cette quasi-absence de la Zone M_3 résulte d'un non-dépôt et/ou d'une érosion induits par la transgression marine du Berriasien inférieur terminal, qui a progressivement recouvert à partir du Sud-Est les faciès médiolittoraux purbeckiens de la plateforme jurassienne.

Globator incrassatus Martin-Closas & Grambast-Fessard 1986 emend. Mojon. Figs. 6A à 6H.

1966b *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast var.; Grambast, pl. 3, fig. 5.
1974 *Globator incrassatus* n. sp. (nomen nudum); Grambast, p. 472–473, fig. 5(2).
1986 *Globator incrassatus* (Grambast) n. sp.; Martin-Closas & Grambast-Fessard, p. 43 à 45, pl. 9, figs. 8 à 11.
1987 *Globator incrassatus* (Grambast) Martin-Closas & Grambast-Fessard; Mojon & Strasser, figs. 8C à 8E.

La révision de l'espèce *incrassatus,* ainsi que la redéfinition de son horizon et de sa localité-type se justifient pour plusieurs raisons. Tout d'abord, le *Globator incrassatus* du Jura présente quelques différences morphologiques notables avec celui de l'Espagne, dont l'attribution chronostratigraphique encore incertaine au «Valanginien» a pu être clairement précisée dans le Jura. Enfin, l'horizon-type de la coupe d'El Mangraner (Maestrat, NW de l'Espagne), où L. Grambast avait récolté les types décrits et figurés par Martin-Closas & Grambast-Fessard (1986) n'a pas pu être retrouvé par ces derniers auteurs. D'autre part, dans leur description de l'espèce, ceux-ci n'ont pas tenu compte du matériel de Häfeli (1966) provenant du Jura suisse occidental (région du lac de Bienne), d'après lequel Grambast (1974) a défini dans son échelle biostratigraphique des charophytes la «Zone de Bienne», appelation qui pourtant désigne implicitement Bienne comme la localité-type.


A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
500 µ
M
N
Q
R
O
P

Matériel étudié: 300 utricules de la coupe de Riedli (HÄFELI 1966; MOJON & STRASSER 1987), à la sortie ouest de Bienne (Jura suisse occidental), qui correspond à la localité-type. Ce matériel provient d'un horizon marneux et ferrugineux (épaisseur: 20 cm; coordonnées: 584.000/220.360), qui représente l'horizon-type au sommet de la Mergel-und-Kalk-Zone (HÄFELI 1966) ou Unité inférieure oolithique (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971) formant la partie basale de la Formation de Pierre-Châtel.

Description: la diagnose de MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (1986) s'applique tout-à-fait au *Globator incrassatus* du Jura suisse occidental, dont les utricules sont volumineux et de très grande taille (longueur = 950 à 1350 μm, largeur = 700 à 1200 μm), avec des cellules larges à forte spiralisation sénestre. Les utricules du *Globator incrassatus* du Maestrat présentent aussi des cellules larges fortement spiralisées, mais sont par contre de taille nettement plus grande (longueur = 1350 à 1925 μm, largeur = 1250 à 1425 μm) et possèdent de plus un col apical rappelant celui des utricules du *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974. C'est donc l'ensemble des caractères taxonomiques des populations de *Globator incrassatus* du Jura et du Maestrat qui permet de redéfinir cette espèce, le matériel du Jura décrit et figuré ici correspondant à des cotypes.

Attribution chronostratigraphique: dans le Jura suisse occidental, *Globator incrassatus* caractérise avec *Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES 1855), *Cypridea vidrana* WOLBURG 1959 et *Cypridea amisia* WOLBURG 1959 la Zone M_4 d'âge Berriasien moyen. Cette Zone M_4 a été datée grâce à une ammonite (*Subalpinites* sp., Zone à *Occitanica*) trouvée à la base de la Formation de Pierre-Châtel du Jura méridional (CLAVEL et al. 1986) et correspond à la «Zone de Bienne» de GRAMBAST (1974), à laquelle cet auteur attribua un âge «Valanginien».

Plus récemment, MOJON & STRASSER (1987) ont plutôt placé cette «Zone de Bienne» dans le Berriasien «inférieur», en considérant que la Mergel-und-Kalk-Zone qu'elle caractérise représentait le passage Berriasien inférieur-moyen. Ce hiatus traduit une incertitude sur l'âge réel de la base de la Formation de Pierre-Châtel à cause de la position stratigraphique relativement imprécise[8]) de *Subalpinites* sp.

Toutefois, la découverte récente (WAEHRY 1988) de *Berriasella* cf. *privasensis* (PICTET) (dét. R. Busnardo) dans le Jura méridional, à la limite entre le Purbeckien

---

Fig. 5. *Globator* du Purbeckien du Jura (Berriasien inférieur). Vues latérales: utricules A–B–E–F–I–J–K–L–M–N–Q–R. Vues apicales: utricules C–G–O. Vues basales: utricules D–H–P.

A à D: *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966a. Zone M_3; Lavans-les-St-Claude, Jura français central.

E à L: *Globator maillardi protoincrassatus* n. ssp. Zone M_2; E: holotype, F–G–H: paratypes; route St-Claude–Cinquétral, Jura français central. I–J: morphotypes; Lavans-les-St-Claude, Jura français central. K: morphotype; Crozet, Jura français méridional. L: morphotype; Poizat, Jura français méridional.

M à R: *Globator maillardi praecursor* n. ssp. Zone M_1; M: holotype, N–O–P: paratypes; route St-Claude–Cinquétral, Jura français central. Q–R: morphotypes; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

---

[8]) Selon CLAVEL et al. (1986), le banc d'où provient *Subalpinites* sp. n'est séparé du sommet du Purbeckien que par «quelques mètres» de calcaires.

(Zone M_3) et la Formation de Pierre-Châtel démontre clairement que la Zone M_4 se place entièrement dans le Berriasien moyen.

Si le *Globator incrassatus* du Jura n'a été récolté en abondance que dans la région de Bienne où les horizons laguno-lacustres de la base de la Formation de Pierre-Châtel sont les mieux développés, il faut cependant signaler son apparition précoce au sommet du Purbeckien (Formation de Goldberg, Häfeli 1966) de Bienne (Mojon & Strasser 1987) et de Lavans-les-St-Claude (Jura français central), dans la Zone M_3. Là, le *Globator incrassatus* est toutefois rarissime et ne représente par rapport à *Globator maillardi maillardi* que 1% des utricules récoltés. L'extension chronostratigraphique de la Zone M_4 recoupe donc en partie celle de la Zone M_3 et correspond virtuellement à l'intervalle Berriasien inférieur terminal p.p.-Berriasien moyen, mais ne peut servir en pratique à caractériser que le Berriasien moyen.

Remarques: au premier abord, la morphologie particulière des utricules de la seule population du *Globator incrassatus* du Maestrat, très éloignée de celles du Jura, pourrait aussi bien être interprétée comme un simple polytypisme de l'espèce (variation morphologique intraspécifique) que comme le résultat d'une spéciation allopatrique. Concernant les quelques populations de *Globator incrassatus,* reconnues et localisées dans le Jura à la base du Berriasien moyen, celles-ci ne couvrent donc pas un intervalle de temps important et probablement pour cette raison, ne présentent aucun signe de l'évolution par anagenèse qui caractérise les taxons *maillardi* et *nurrensis* du Berriasien du Jura.

Toutefois par rapport aux morphotypes jurassiens de l'espèce *incrassatus,* les caractères morphologiques comparativement plus évolués du matériel espagnol tels que l'acquisition d'un col utriculaire et l'énorme accroissement de taille correspondent sans aucun doute à un phénomène de spéciation, soit de type cladogénétique lié à l'isolement géographique, ou alors anagénétique qui mettrait ainsi clairement en évidence l'âge diachrone et un peu plus récent de la population de *Globator incrassatus* du Maestrat.

En l'absence d'arguments déterminants pour adopter l'une ou l'autre de ces interprétations, le taxon *incrassatus* ne peut donc pas encore être subdivisé en sous-espèces hétérochrones.

Globator nurrensis nurrensis (Pecorini 1969) Grambast 1974 ex Feist & Grambast-Fessard 1984. Figs. 7E à 7L.

1969 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast var. *nurrensis* n. var.; Pecorini, p. 7–8, figs. 2a–c et 8a–r.

1971 *Globator maillardi* (De Saporta) Grambast var.; Ramalho, p. 181–182, pl. 33, fig. 4.

1974 *Globator nurrensis* (Pecorini) Grambast; Grambast, p. 472–473, fig. 5(3), nomen nudum.

Fig. 6. *Globator incrassatus* Martin-Closas & Grambast-Fessard 1986 emend. Mojon. Zone M_4 (Berriasien moyen), base de la Formation de Pierre-Châtel du Jura (Mergel-und-Kalk-Zone). Vues latérales: utricules A–B–C–D–E–F; vue apicale: utricule G; vue basale: utricule H; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

A
B
C
D
G
E
F
H
500 µ

1976 *Globator maillardi nurrensis* (De Saporta) Pecorini; Brenner, p. 124, pl. 3, figs. 17–18.

1984 *Globator nurrensis* (Pecorini) Grambast n. comb.; Feist & Grambast-Fessard dans Colin et al., p. 350 et 352, pl. 1, figs. 1–2.

1986 *Globator nurrensis* (Pecorini) Grambast; Martin-Closas & Grambast-Fessard, p. 45–46, pl. 9, figs. 4–7.

1987 *Globator nurrensis* (Pecorini) Grambast; Schudack, p. 137–138, pl. 6, figs. 10–13.

La définition du *Globator nurrensis nurrensis* par Pecorini (1969) précisée par Feist & Grambast-Fessard (dans Colin et al. 1984) s'applique parfaitement aux utricules de la Formation de Vions du Jura et à ses équivalents latéraux en Chartreuse occidentale (partie supérieure de la Formation d'Allèves). Ces utricules sont plutôt allongés, de grande taille (longueur = 950 à 1250 µm, largeur = 650 à 850 µm), avec des cellules fines à spiralisation très accentuée et possèdent un col apical bien développé.

Dans le Jura et en Chartreuse (Santos Narvaez 1980), *Globator nurrensis nurrensis* caractérise avec *Cypridea valdensis obliqua* Wolburg 1959 la Zone M_5, qui correspond à la «Zone de la Nurra» (définie dans le NW de la Sardaigne, Grambast 1974) d'âge «Valanginien». Cette datation peut être précisée d'après les nouvelles données biostratigraphiques de Clavel et al. (1986), qui placent la Formation de Vions entièrement dans le Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*).

Globator nurrensis nurrensis a été reconnu très tôt dans le Jura (Donze 1969) sous l'appelation de «*Globator maillardi* dont les cellules sont fortement tordues en spirale avec une forte réduction des cellules basales». Ce taxon est également largement répandu dans les faciès «purbeckiens» méridionaux de la Sardaigne (Pecorini 1969; Feist & Grambast-Fessard dans Colin et al. 1984), de la Basse-Provence (Feist & Grambast-Fessard dans Colin et al. 1984), de l'Espagne (Brenner 1976; Martin-Closas & Grambast-Fessard 1986; Schudack 1987) et du Portugal (Ramalho 1971), où il caractérise le Berriasien supérieur.

***Globator nurrensis steinhauseri* n. ssp.** Figs. 7A à 7D.

Derivatio nominis: en l'honneur du Dr. Norbert Steinhauser, pour ses travaux sur le Crétacé inférieur basal du Jura franco-suisse.

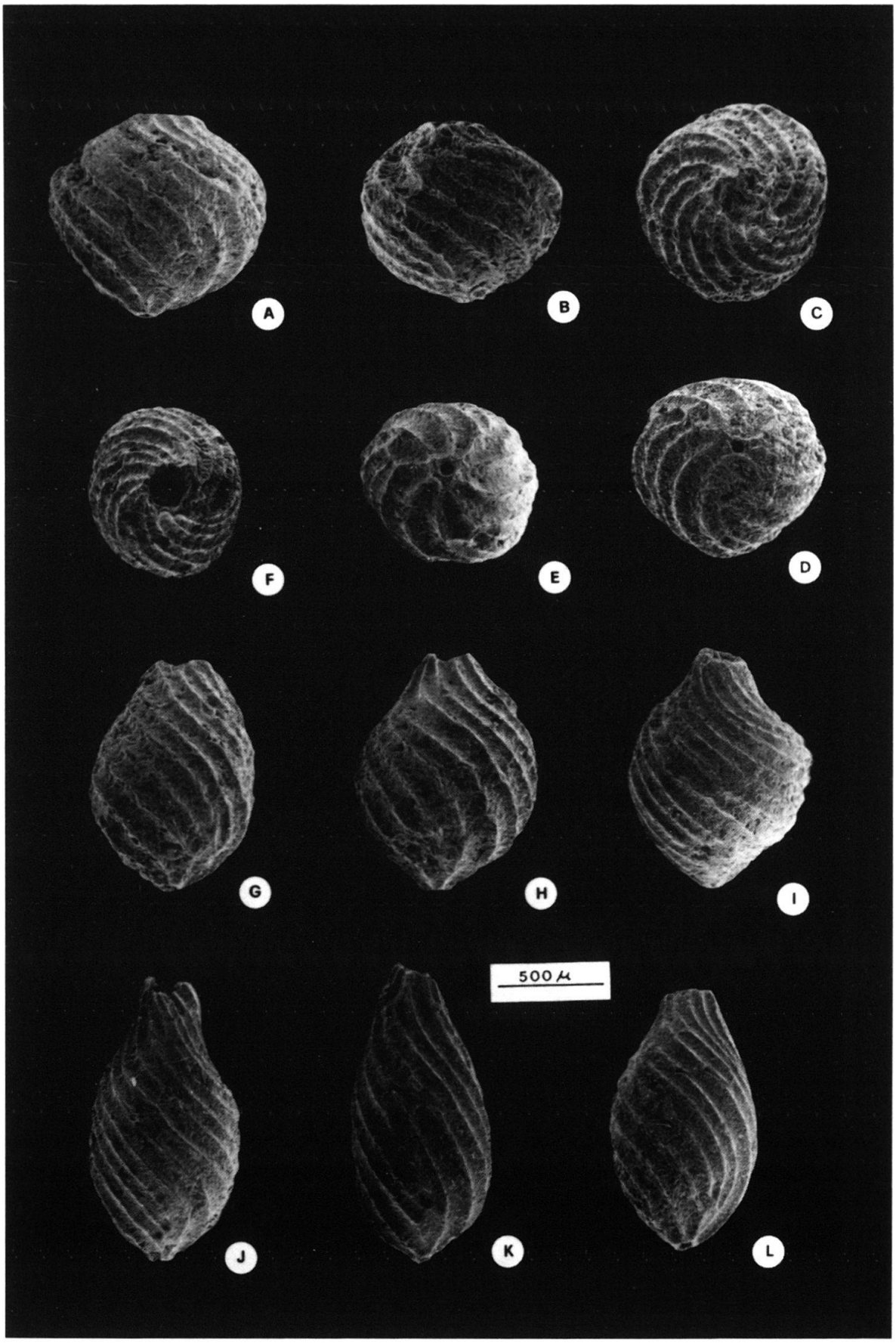
Types: holotype (fig. 7A); paratypes (figs. 7B à 7D).

Localité et horizon-type: Molard de Vions (Jura français méridional). Coordonnées Lambert: 869.525/2098.700. Horizon marneux siliciclastique correspondant au banc 51 (éch. 881) de la coupe-type de la Formation de Vions (Steinhauser et al. 1986).

Fig. 7. *Globator* de la Formation de Vions du Jura (Berriasien supérieur-Valanginien basal ?). Vues latérales: utricules A–B–G–H–I–J–K–L. Vues apicales: utricules C–F. Vues basales: utricules D–E.

A à D: *Globator nurrensis steinhauseri* n. ssp. Sous-zone M_{5b}; Molard de Vions, Jura français méridional.

E à L: *Globator nurrensis nurrensis* (Pecorini) Grambast 1974 ex Feist & Grambast-Fessard 1984. Zone M_5. E à H: sous-zone M_{5b}; Molard de Vions, Jura français méridional. I à L: sous-zone M_{5a}; Pont-de-la-Dorche, Jura français méridional.


A
B
C
F
E
D
G
H
I
500 µ
J
K
L

Matériel étudié: 30 utricules de la coupe-type et du Vuache (Jura français méridional).

Diagnose: utricules du genre *Globator* présentant une symétrie caractéristique d'ordre 3. La structure externe de l'enveloppe utriculaire est composée de 18 cellules réparties en 3 groupes de 6. Chaque groupe cellulaire comprend une cellule basale réduite supportant un faisceau de 3 cellules allongées, ainsi que 2 cellules latérales allongées et indivises.

Description: les utricules sont globuleux et de grande taille, avec des cellules plutôt larges à spiralisation sénestre très accentuée. Ils se caractérisent par la régression totale (déjà amorcée chez *Globator nurrensis nurrensis,* Martin-Closas & Grambast-Fessard 1986) des sutures divisant les cellules latérales allongées.

Dimensions: longueur = 950 à 1000 µm, largeur = 900 à 1000 µm.

Attribution chronostratigraphique: *Globator nurrensis steinhauseri* apparaît au sommet des Formations de Vions (Jura méridional) et d'Allèves (Chartreuse occidentale), où il caractérise la sous-zone M_{5b} d'âge Berriasien supérieur terminal et peut-être Valanginien basal (?). Ce taxon est toutefois peu répandu et n'a pour le moment été récolté que dans l'horizon-type du Molard de Vions, au Vuache (éch. TB 198, Blondel et al. 1986) et à La Pointière (utricules cassés et remaniés, coupe 4, Chartreuse occidentale) en raison de la rareté des épisodes lacustres tardifs dans le Berriasien terminal des domaines jurassien et présubalpin. Par contre dans la partie supérieure des faciès «purbeckiens» de la Basse-Provence (Marnes vertes infracrétacées, Babinot et al. 1971), les utricules globuleux de *Globator nurrensis steinhauseri* sont très répandus et indiqueraient un âge plutôt valanginien basal. Enfin, très récemment, Martin-Closas & Salas (1988) viennent de signaler en Espagne (Bassin du Maestrat) *Globator nurrensis steinhauseri* (considéré comme une forme primitive de *Globator trochiliscoides*) dans des dépôts attribués au Valanginien inférieur notamment d'après la présence d'un Orbitolinidé primitif (*Valdanchella miliani* Schroeder 1968).

Remarques: *Globator nurrensis steinhauseri* ressemble au *Globator trochiliscoides* Grambast 1966a du Barrémien par sa forte taille et surtout par sa forme globuleuse arrondie très spiralisée. Cependant la persistance des cellules utriculaires basales, qui ont disparu chez *Globator trochiliscoides,* rapproche davantage *Globator nurrensis steinhauseri* de *Globator nurrensis nurrensis.* De même, l'association de ces deux taxons, dominée à 90% par *Globator nurrensis nurrensis,* dans l'horizon-type du Molard de Vions ne laisse aucun doute sur leur étroite parenté. La distinction entre *Globator nurrensis steinhauseri* et *Globator nurrensis nurrensis,* qui pourrait sembler dou-

---

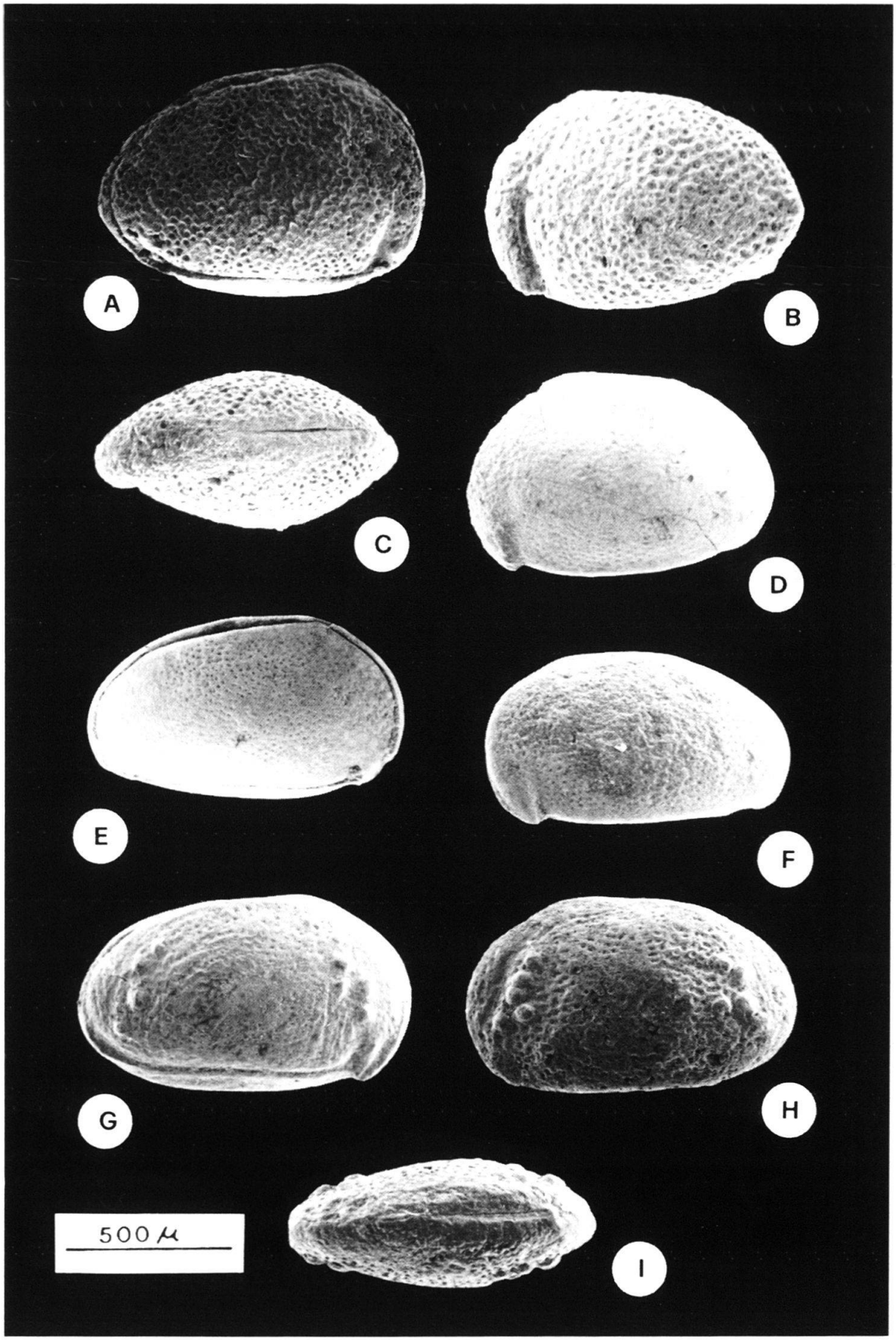
Fig. 8. *Cypridea* des Formations de Vions (Berriasien supérieur-Valanginien basal ?) et de Pierre-Châtel (Berriasien moyen) du Jura. Vues de la valve gauche: carapaces B–F–H et valve D. Vues de la valve droite: carapaces A–E–G. Vues dorsales: carapaces C–I.

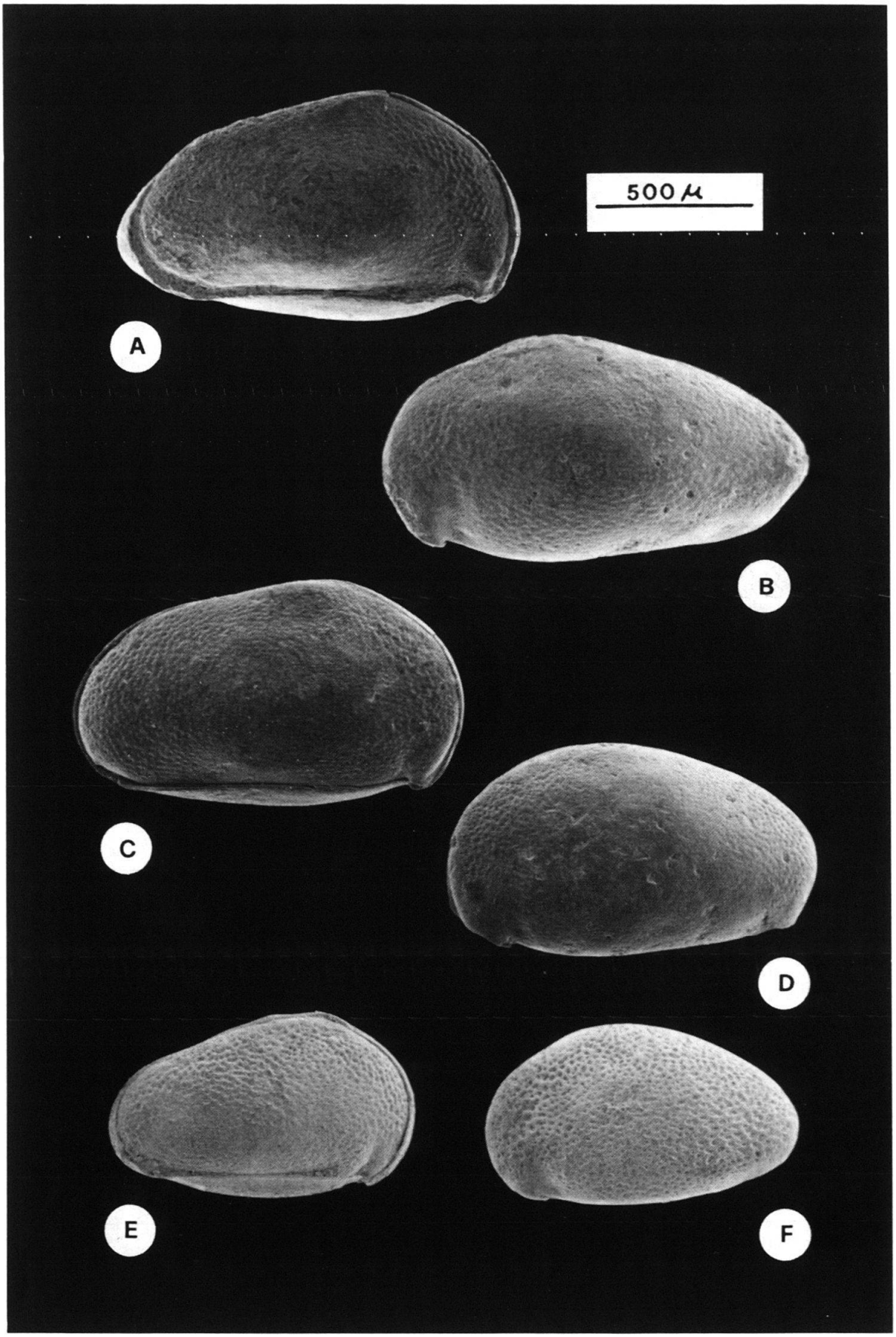
A à C: *Cypridea valdensis obliqua* Wolburg 1959. Zone M_5; Pont-de-la-Dorche, Jura français méridional.

D: *Cypridea vidrana* Wolburg 1959. Zone M_4 (Mergel-und-Kalk-Zone); Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

E–F: *Cypridea amisia* Wolburg 1959. Zone M_4 (Mergel-und-Kalk-Zone); Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

G à I: *Cypridea granulosa fasciculata* (Forbes 1855). Zone M_4 (Unité inférieure oolithique); carrière Juracime/Cornaux, près de Neuchâtel, Jura suisse occidental.


A
B
C
D
E
F
G
H
I
500 µ


500 μ
A
B
C
D
E
F

teuse en considération du polymorphisme des utricules des populations de *Globator* berriasiens, peut se justifier par la disparition de cette variation morphologique intraspécifique chez *Globator trochiliscoides.* Ainsi, *Globator nurrensis steinhauseri* représente donc bien une étape évolutive intermédiaire entre *Globator nurrensis nurrensis* et *Globator trochiliscoides.*

Classe	*CRUSTACEA*	PENNANT 1777
Sous-classe	*OSTRACODA*	LATREILLE 1806
Ordre	*PODOCOPIDA*	MÜLLER 1894
Sous-ordre	*PODOCOPINA*	SARS 1866
Super-famille	*CYPRIDACEA*	BAIRD 1845
Famille	*ILYOCYPRIDIDAE*	KAUFMANN 1900
Sous-famille	*CYPRIDEINAE*	MARTIN 1940
Genre	***CYPRIDEA***	BOSQUET 1852

***Cypridea tuberculata oertliana* n. ssp.** Figs. 10D à 10F.

Derivatio nominis: en l'honneur du Dr. Henri Oertli et en respectueux hommage pour ses remarquables travaux sur les ostracodes.

Types: holotype (fig. 10E); paratypes (figs. 10D et 10F).

Localité et horizon-type: coupe dans la partie terminale du Purbeckien, le long de la route à la sortie ouest de Lavans-les-St-Claude (Jura français central). Coordonnées Lambert: 864.350/2169.700. Horizon marneux brun-foncé et peu épais (10 cm) à l'extrême sommet du Purbeckien, au contact avec l'Unité inférieure oolithique de la Formation de Pierre-Châtel.

Matériel étudié: 55 carapaces de la localité-type.

Diagnose: un taxon du genre *Cypridea,* qui s'apparente d'après son ornementation et ses dimensions à *Cypridea tuberculata langtonensis* ANDERSON 1971 du Middle Purbeck anglais, mais s'en distingue par un contour beaucoup plus allongé et rectangulaire.

Description: carapace de forme très allongée et à contour quadrangulaire, à flancs bombés remarquablement ornementés par des tubercules épineux, avec un angle antéro-dorsal prononcé. Le bord antérieur de la carapace est plus arrondi que le bord postérieur et celui-ci forme un angle presque droit avec la marge dorsale, qui le rejoint en s'abaissant régulièrement vers l'arrière. Le côté ventral est large, avec une marge rectiligne.

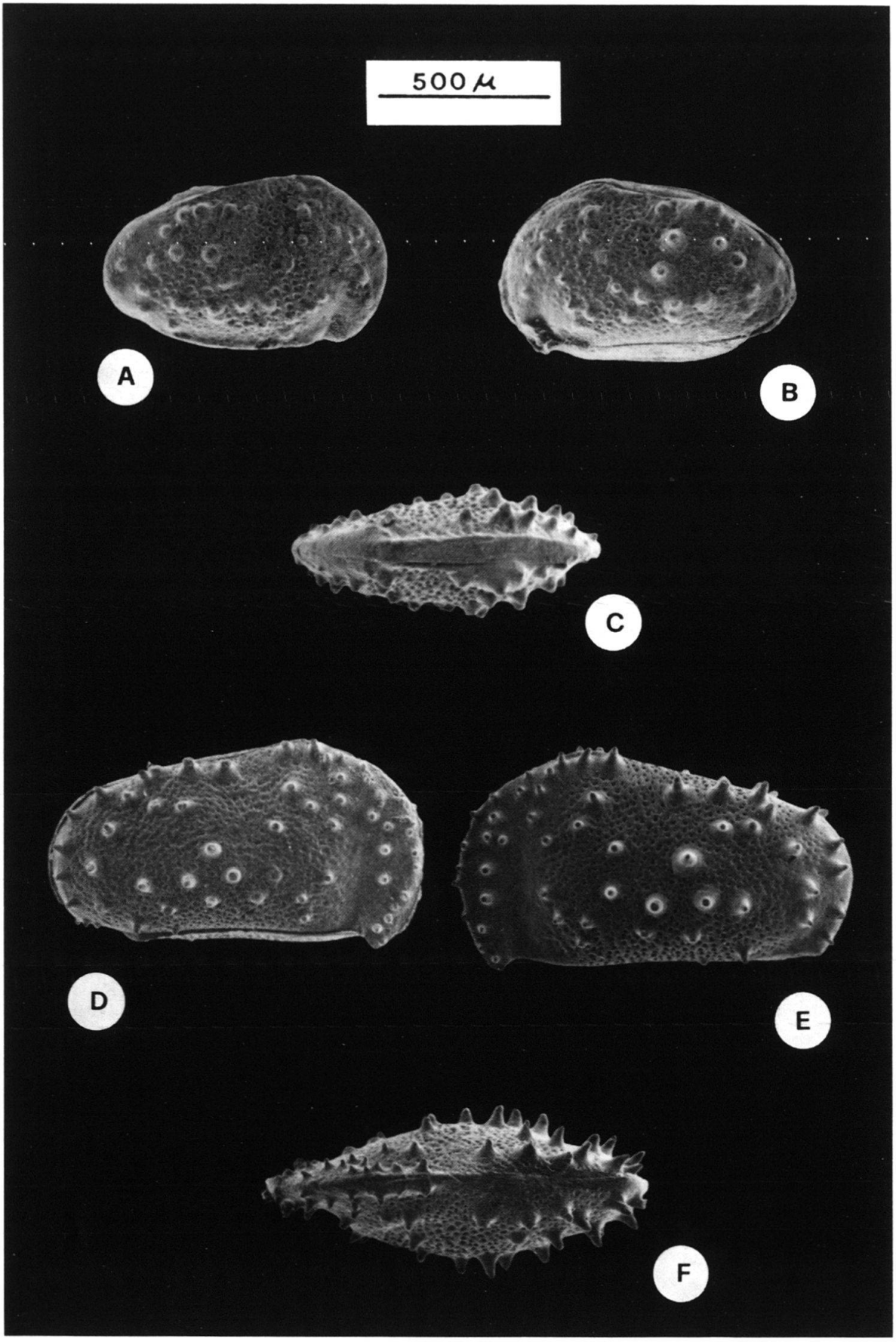
Le rostre est court mais bien développé, large et aplati. L'alvéole est représentée par un long sillon légèrement incurvé et peu profond. Le cyathus, situé en position postéro-ventrale, est petit et cupuliforme.

Fig. 9. *Cypridea* du Purbeckien du Jura (Berriasien inférieur). Vues de la valve gauche: carapaces B–D–F. Vues de la valve droite: carapaces A–C–E.

A–B: *Cypridea tumescens tumescens* (ANDERSON 1939). Sous-zone M_{1b}; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

C–D: *Cypridea tumescens praecursor* OERTLI 1963. Zone M_3; Lavans-les-St-Claude, Jura français central.

E–F: *Cypridea tumescens acrobeles* ANDERSON 1971. Sous-zone M_{1a}; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.


500 μ
A
B
C
D
E
F

L'ornementation de la carapace est constituée par de nombreux et forts tubercules, qui sont relativement petits à la partie antérieure mais deviennent plus gros et plus longs dans la région postérieure. De plus, la surface de la carapace est couverte, entre les tubercules et à l'exception de l'aire alvéolaire, par un réseau régulier de fortes ponctuations.

Enfin, la carapace est presque équivalve, avec une valve gauche toutefois un peu plus grande que la valve droite.

Dimensions: longueur = 1100 à 1250 μm, hauteur = 550 à 650 μm, épaisseur = 350 à 400 μm.

Attribution chronostratigraphique: Zone M_3 d'âge Berriasien inférieur terminal-Berriasien moyen basal.

Remarques: si *Cypridea tuberculata oertliana* se distingue nettement de *Cypridea tuberculata langtonensis* par la forme de la carapace; de même l'âge de ces deux taxons est légèrement différent puisque *Cypridea tuberculata langtonensis* appartient à la Zone à *Cypridea vidrana* définie par Anderson (1971), qui caractérise la partie supérieure du Middle Purbeck anglais et correspond dans le Jura à la Zone M_4. Du fait que dans le cadre de cette étude, la majeure partie du Middle Purbeck et l'Upper Purbeck anglais aient été corrélés respectivement avec la partie basale de la Formation de Pierre-Châtel et avec la Formation de Vions du Jura, la partie supérieure du Middle Purbeck anglais correspond donc plus précisément à la partie supérieure de la Formation de Pierre-Châtel (Marbre bâtard du Jura neuchâtelois, Desor & Gressly 1859).

Comme les faciès lacustres caractérisant la Zone M_3, souvent érodés et remaniés, ne sont bien représentés que très localement dans le Purbeckien du Jura, *Cypridea tuberculata oertliana* est rare et n'a été récolté que dans la partie terminale du Purbeckien de la région de St-Claude et plus particulièrement dans le gisement de Lavans-les-St-Claude, où l'horizon-type correspond à un gyttja lacustre extraordinairement fossilifère. C'est de niveaux lacustres comparables que proviennent les riches faunes d'Invertébrés, principalement de mollusques, des monographies de De Loriol & Jaccard (1865) et Maillard (1884b).

7. Repères chronologiques et subdivisions chronostratigraphiques adoptés

L'ensemble des repères chronologiques adoptés est résumé sur la fig. 3. Ceux-ci permettent de subdiviser, dans le bassin delphino-helvétique et sur la plate-forme jurassienne, l'intervalle Kimméridgien-Hauterivien basal en neuf époques: Kimméridgien, Tithonique inférieur-moyen, Tithonique supérieur, Berriasien inférieur, Berriasien moyen, Berriasien supérieur, Valanginien inférieur, Valanginien supérieur et Hauterivien basal.

Dans le cadre de ce travail, leurs caractéristiques paléontologiques respectives, qui ont été reconnues et utilisées, sont les suivantes:

Fig. 10. *Cypridea* du Purbeckien du Jura (Berriasien inférieur). Vues de la valve gauche: carapaces B–E. Vues de la valve droite: carapaces A–D. Vues dorsales: carapaces C–F.

A à C: *Cypridea dunkeri carinata* (Jones 1885). Sous-zone M_{1b}; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

D à F: *Cypridea tuberculata oertliana* n. ssp. Zone M_3; Lavans-les-St-Claude, Jura français central.

Kimméridgien:
— limite inférieure: Zone à *Platynota.*
— limite supérieure: Zone à *Beckeri.*

Après leur apparition à l'Oxfordien terminal (présence discrète de petites formes), les saccocomidés ont connu leur plein développement dès la base du Kimméridgien. Ils ont ensuite dominé toutes les associations fauniques de cette première époque, en association avec des populations plus ou moins abondantes de protoglobigérines.

Tithonique inférieur-moyen:
— limite inférieure: Zone à *«Gravesia»/Hybonotum.*
— limite supérieure: Zone à *Ponti.*

Les protoglobigérines ayant disparu, les saccocomidés restent l'unique composante micropaléontologique représentative de cette époque.

Vers la fin du Tithonique moyen, les précurseurs des calpionelles sont théoriquement venus s'y ajouter. Toutefois, ceux-ci sont très difficiles à déceler dans les calcaires micritiques en raison de leur paroi microgranulaire.

Tithonique supérieur:
— limite inférieure: Zone à *Microcanthum.*
— limite supérieure: Zone à *«Durangites».*

Sa base enregistre la disparition des derniers saccocomidés, tandis qu'apparaissent les premières calpionelles. Le Tithonique supérieur correspond à la Zone A ou Zone à *Crassicollaria.* Cette dernière est elle-même subdivisée en trois sous-zones: A1, A2 et A3, respectivement caractérisées par l'apparition des premières *Tintinnopsella carpathica* (petite variété), l'apparition de *Calpionella alpina* (grande variété parabolique) et la prédominance de *Crassicollaria brevis* (lorica assez large et conique) sur *Crassicollaria intermedia* (lorica allongée, ovale à flancs subparallèles).

Berriasien inférieur (Zone à *Jacobi-Grandis* ou Zone à *Grandis* s.l.):
— limite inférieure: sous-zone à *jacobi.*
— limite supérieure: sous-zone à *grandis* s.str.

Milieu marin: Cette quatrième époque comprend la majeure partie de la Zone B, qui est caractérisée par «l'explosion» de *Calpionella alpina* (variété sphérique) et par l'évolution de *Tintinnopsella carpathica* vers des formes de taille moyenne.

Au sein de la zone B, la fréquence de *C. alpina* peut atteindre et parfois dépasser 90% de la population totale des calpionelles.

L'évolution morphologique de cette espèce permet de subdiviser la zone B en une partie inférieure (prédominance de la forme sphérique) et supérieure (apparition et expansion de la petite forme parabolique de *C. alpina*). Cette apparition de la petite forme de *C. alpina,* située approximativement au milieu de la Zone B, a longtemps servi de repère biostratigraphique (Remane 1985) pour placer la limite classique entre le Jurassique et le Crétacé (Kilian 1907).

Milieu continental: Sur la plate-forme jurassienne (Jura méridional et central), le Berriasien inférieur correspond au Purbeckien (Formation de Goldberg, Häfeli 1966), qui est caractérisé par des dépôts marins peu profonds à émersifs variés (terrestres, évaporitiques, lagunaires et lacustres).

Les charophytes et les ostracodes d'eau douce récoltés dans les horizons lacustres appartiennent aux Zones M_1 à M_3. Ces trois Zones d'association sont caractérisées chacune par un nouveau taxon de la lignée phylogénétique des *Globator* et par l'assemblage d'ostracodes lacustres comprenant *Cypridea tumescens acrobeles* ANDERSON 1971, *Cypridea dunkeri carinata* (JONES 1885), *Cypridea tumescens praecursor* OERTLI 1963, *Cypridea tumescens tumescens* (ANDERSON 1939) et *Cypridea oertliana* n. ssp.

La Zone M_1, caractérisée par *Globator maillardi praecursor* n. ssp., est aussi bien représentée dans le Jura méridional que dans le Jura central. Elle peut être subdivisée en deux sous-zones grâce aux ostracodes lacustres:

– la sous-zone M_{1a} est caractérisée par *Cypridea tumescens acrobeles.* Elle correspond à la base du Purbeckien qui est représenté dans le Jura central par des faciès de sebkha (fig. 2; Cornieule et marnes à gypse, MAILLARD 1884a) à intercalations lacustres et par des dépôts marins (avec de grands foraminifères benthiques Lituolidés comme *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER 1902); AINARDI 1975) à épisodes émersifs (calcretes, galets noirs et marnes vertes; STRASSER & DAVAUD 1982; DAVAUD et al. 1983; DECONINCK & STRASSER 1987) dans le Jura méridional. D'autre part, la sous-zone M_{1a} présente un assemblage typique de charophytes et d'ostracodes, caractérisé par l'abondance et la fréquence particulières de *Porochara maxima* DONZE 1958 et *Mantelliana purbeckensis* (FORBES 1855) ainsi que par la présence sporadique de *Clypeator discordis* (GRAMBAST) SHAÏKIN 1976.

– la sous-zone M_{1b} est caractérisée par *Cypridea dunkeri carinata, Cypridea tumescens praecursor* et *Cypridea tumescens tumescens.* Elle se distingue aussi par l'abondance et la fréquence particulières de deux taxons de charophytes couramment associés à *Globator maillardi praecursor* n. ssp.: *Dictyoclavator fieri* (DONZE) GRAMBAST 1966 dans le Jura français central et méridional ainsi que *Porochara maxima,* qui reste prédominante dans le Jura suisse occidental. De plus, *Cypridea binodosa* MARTIN 1940 apparaît localement à la base de cette sous-zone M_{1b} ainsi que *Cypridea granulosa protogranulosa* ANDERSON 1971 qui y est plus largement répandu.

Les Zones M_2 et M_3 sont caractérisées respectivement par *Globator maillardi protoincrassatus* n. ssp. et *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966.

Bien développées dans le Jura central, ces deux zones ne sont représentées dans le Jura méridional que par des horizons conglomératiques de marnes vertes très condensés et peu épais.

Dans la biozonation d'ostracodes lacustres, la Zone M_2 se caractérise comme la sous-zone M_{1b} avec en plus la présence sporadique de *Cypridea granulosa granulosa* (SOWERBY 1836). Par contre dans la Zone M_3, *Cypridea tuberculata oertliana* remplace *Cypridea dunkeri carinata* qui a disparu.

Enfin, il faut aussi préciser que les cénozones M_{1b}, M_2 et M_3 se rapportent aux Couches nymphéennes définies par MAILLARD (1884a; fig. 2).

Les ostracodes du genre *Cypridea* permettent d'établir une corrélation entre le Purbeckien du Jura et le Purbeckien anglais (partie supérieure du Lower Purbeck pour *C. tumescens acrobeles* et *C. granulosa protogranulosa;* partie inférieure du Middle Purbeck pour *C. dunkeri carinata, C. tumescens praecursor, C. tumescens tumescens* et *C. granulosa granulosa*), ainsi qu'en Allemagne du Nord avec l'Oberer Münder Mergel *(C. tumescens acrobeles* et *Mantelliana purbeckensis)* et la Serpulite *(C. dunkeri carinata, C. tumescens praecursor, C. binodosa* et *C.* gr. *granulosa*), où *Clypeator discordis* a d'autre part aussi été signalé (GRAMBAST 1970).

Berriasien moyen (Zone à *Occitanica*):
— limite inférieure: sous-zone à *subalpina.*
— limite supérieure: sous-zone à *dalmasi.*

Milieu marin: Le Berriasien moyen recouvre la Zone B terminale et la Zone C, dont la limite inférieure est marquée par l'apparition des grandes formes de *Tintinnopsella carpathica* et par une brusque augmentation de la fréquence de cette espèce.

Calpionella elliptica dont les précurseurs apparaissent dès la Zone B terminale, est présente mais peu fréquente dans la Zone C.

Il existe donc une superposition entre la Zone B vocontienne (Remane 1963 et 1967; Le Hegarat & Remane 1968) et la Zone à *Elliptica* de Catalano & Liguori (1971) définie en Sicile.

Milieu continental: Les horizons laguno-lacustres d'âge berriasien moyen, visibles à la base de la Formation de Pierre-Châtel (Häfeli 1966; Mojon & Strasser 1987) ne sont bien représentés que dans le Jura central (fig. 2; Couches saumâtres supérieures, Maillard 1884a; Mergel-und-Kalk-Zone, Häfeli 1966; Unité inférieure oolithique, Steinhauser & Charollais 1971). Dans le Jura méridional, ils sont remplacés par des faciès de lagon marin.

Globator incrassatus Martin-Closas & Grambast-Fessard emend. Mojon caractérise la Zone M_4, en association avec *Dictyoclavator neocomiensis* Mojon 1989 et des *Cypridea* de la partie moyenne du Middle Purbeck anglais ainsi que du Wealden 1 et 2 d'Allemagne du Nord: *Cypridea granulosa fasciculata* (Forbes 1855), *Cypridea vidrana* Wolburg 1959 et *Cypridea amisia* Wolburg 1959 (*Cypridea «inaequalis»* Wolburg 1959 et *Cypridea «valdensis* cf. *valdensis»* (Sowerby) dans Oertli 1966; *Cypridea «tumescens praecursor»* dans Mojon & Strasser 1987). Enfin, *Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta* (Sylvester-Bradley 1956), un ostracode d'eau saumâtre de la partie supérieure du Middle Purbeck anglais et du Wealden 1 à 6 de l'Allemagne du Nord, apparaît dans les horizons laguno-lacustres de la zone M_4.

Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*):
— limite inférieure: sous-zone à *paramimounum.*
— limite supérieure: sous-zone à *callisto.*

Milieu marin: Cette sixième époque est représentée par la majeure partie de la Zone D (Zone à *Calpionellopsis;* sous-zones D1, D2 et D3 pro parte). Ces trois sous-zones sont respectivement caractérisées par l'apparition des premières *Calpionellopsis simplex* (lorica cylindrique à parois parallèles), par la prédominance de *Calpionellopsis oblonga* (lorica allongée et biconique) sur *Calpionellopsis simplex* et par l'apparition de *Lorenziella hungarica* (lorica ovale).

La limite Berriasien-Valanginien ne représente pas une coupure fondamentale dans l'évolution des ammonites, ni dans celle des calpionelles. Après comparaison des faunes d'ammonites du stratotype de Berrias et de l'hypostratotype du Valanginien à Angles, la base de la Zone à *Otopeta* a été choisie comme limite Berriasien-Valanginien (Busnardo et al. 1979). Dans la biozonation des calpionelles, cette limite se situe au sein de la sous-zone D3.

La découverte (Détraz et al. 1986; Détraz 1989a) d'ammonites (dét. R. Busnardo et G. Le Hegarat) comme *Holcophylloceras* gr. *serum* (Oppel) (Zone à *Otopeta,* Valanginien basal; coupe du Torrent du Châtelard) et *Tirnovella donzei* Le Hegarat (sous-zone à *callisto,* Berriasien supérieur terminal; coupe de la Pointe de Varochet),

associées à des populations de calpionelles caractéristiques de la sous-zone D3, prouve que cette limite Berriasien-Valanginien est également valable dans les chaînes subalpines septentrionales.

Milieu continental: Les horizons émersifs de la Zone M_5 d'âge berriasien supérieur correspondent sur la plate-forme jurassienne à la Formation de Vions ou à ses équivalents latéraux de la zone présubalpine (Formation d'Allèves p.p.). C'est dans le Jura français méridional et en Chartreuse occidentale que les dépôts émersifs de la Formation de Vions et ses équivalents latéraux sont les mieux représentés. Ceux-ci sont absents dans le Jura suisse occidental.

Ces épisodes émersifs correspondent à des paléosols à racines et à des interbancs marneux souvent ligniteux. Ces derniers ont livré une riche flore de spores et de pollens (TAUGOURDEAU-LANTZ & DONZE 1971; MEDUS 1971) et de charophytes ainsi qu'une faune monospécifique de *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959 (*Cypridea «tumescens praecursor»* dans OERTLI & STEINHAUSER 1969, dans CLAVEL et al. 1986 et dans BOISSEAU 1987), un ostracode dulçaquicole de l'Upper Purbeck anglais et du Wealden 4 d'Allemagne du Nord.

Cette Zone M_5 est caractérisée par *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974 et par *Globator nurrensis steinhauseri* n. ssp., dont l'apparition dans le Berriasien supérieur terminal permet de définir la sous-zone M_{5b}.

Valanginien inférieur:
— limite inférieure: Zone à *Otopeta.*
— limite supérieure: Zone à *Campylotoxum.*

Sur la plate-forme jurassienne, le Valanginien inférieur est difficile à caractériser au point de vue micropaléontologique. Ainsi, les quelques foraminifères benthiques et ostracodes marins des unités lithologiques du Valanginien inférieur (cf. 6.2.1 et 6.2.2) ne permettent pas d'y établir une zonation biostratigraphique aussi précise que pour le Berriasien (cf. biozonation des charophytes et des ostracodes d'eau douce).

Pour le domaine subalpin, la quasi-totalité du Valanginien inférieur devrait correspondre, d'après la zonation vocontienne (REMANE 1974), à la partie supérieure de la sous-zone D3 et à la Zone E (Zone à *Calpionellites*). Les limites inférieure et supérieure de cette Zone E sont définies respectivement par l'apparition de *Calpionellites darderi* (lorica campanulée très large, col double infléchi vers l'intérieur) et par la disparition des calpionelles dans la «fosse» vocontienne.

Malheureusement, cette Zone E n'a pas pu être mise en évidence dans les chaînes subalpines septentrionales en raison d'un détritisme argileux omniprésent (cf. 6.2.5, remarque 1).

Valanginien supérieur:
— limite inférieure: Zone à *Verrucosum.*
— limite supérieure: Zone à *Callidiscus.*

Comme la Valanginien inférieur, le Valanginien supérieur est difficile à caractériser, car il est très condensé et nettement appauvri au point de vue micropaléontologique. Toute datation, et en particulier le reconnaissance de la limite Valanginien-Hauterivien, nécessite l'utilisation des ammonites et/ou des échinodermes (échinides). Localement, celle-ci est aussi possible grâce aux ostracodes marins (cf. 6.2.2).

Au point de vue lithostratigraphique, les faciès de type «Calcaire roux» du Valanginien (faciès bioclastiques peu profonds) peuvent facilement être distingués des dépôts transgressifs marneux et glauconieux du Valanginien supérieur terminal? et de l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*), au sein desquels l'abondance et la fréquence d'*Acanthodiscus radiatus* (Bruguiere) permet de situer précisément la limite Valanginien-Hauterivien. Toutefois, cette ammonite qui est largement répandue sur la plate-forme jurassienne, se raréfie rapidement en direction du bassin vocontien où la limite Valanginien-Hauterivien devient alors plus difficile à préciser (Busnardo dans Debrand-Passard et al. 1984, p. 292). Cette remarque est également valable pour les chaînes subalpines septentrionales.

8. Le problème de la limite Jurassique–Crétacé

Pour des raisons historiques (Portmann 1966), c'est sur la plate-forme jurassienne (région de Neuchâtel, Jura suisse occidental), à l'émersion fini-jurassique, qu'a été établie une coupure entre les systèmes Jurassique et Crétacé. Mais très rapidement, ce furent les séries marines plus continues et plus riches en faunes pélagiques des domaines subalpin et vocontien (Sud-Est de la France) qui suscitèrent l'attention des stratigraphes.

Toutefois, ces recherches orientées sur la biostratigraphie ou sur l'analyse séquentielle n'ont pas encore permis de préciser la position stratigraphique de la limite Jurassique–Crétacé qui reste très discutée.

Dans le bassin delphino-helvétique savoyard, la limite Jurassique–Crétacé (fig. 3) est traditionnellement confondue, depuis les travaux de Kilian (1907), avec le brusque changement lithologique qui se marque entre les calcaires micritiques massifs attribués au Tithonique et les alternances marno-calcaires d'âge berriasien.

Si cette limite historique à l'avantage d'être facile à cartographier, elle présente néanmoins quatre inconvénients majeurs:

1. Biostratigraphiquement elle ne correspond pas à une coupure nette dans la zonation des ammonites, ni dans celle des calpionelles.

Les sous-zones à *jacobi* et à *grandis* s.str. (Le Hegarat 1971) présentent de nombreuses espèces communes dont seules les proportions semblent différer. Il s'agit de la «faune banale» de Lombard & Coaz (1932). D'autre part, l'apparition, à ce niveau, de la petite forme parabolique de *C. alpina* ne constitue par un événement paléontologique déterminant.

2. Les faunes d'ammonites du Berriasien inférieur sont peu abondantes et peu diversifiées (cf. 6.1).

3. Cette limite est légèrement hétérochrone à l'échelle du SE de la France. En effet, le changement lithologique utilisé par Kilian (1907) est plus précoce dans le bassin delphino-helvétique (faunes de la sous-zone à *jacobi* fréquentes à la base des alternances marno-calcaires) que sur ses bordures, où les calcaires massifs débordent largement sur la sous-zone à *grandis* s.str.

4. Régionalement, comme à l'échelle du SE de la France, cette limite est souvent soulignée par une surface durcie (hard-ground) correspondant à une lacune de sédimentation plus ou moins importante (Remane 1958 et 1966; Détraz & Steinhauser 1988).

L'ensemble de ces remarques nous a amené à rejeter la limite historique (fig. 3) de KILIAN (1907) au profit de la limite inférieure de la Zone à *Jacobi-Grandis* adoptée lors du Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 1973).

Ainsi, parmi les participants à ce Colloque, un large consensus s'était dégagé en faveur d'une nouvelle limite placée à la base de la Zone à *Grandis* s.l. (fig. 3) de façon à faire coïncider la limite Jurassique–Crétacé avec la limite des zones A et B de la biozonation des calpionelles (REMANE 1963, 1969a, 1974a, 1974b; LE HEGARAT & REMANE 1968). Ceci principalement pour des raisons pratiques car les calpionelles présentent à ce niveau un renouvellement faunique important.

C'est donc cette nouvelle limite, biostratigraphiquement significative, qui a été adopté dans cette étude. Toutefois, parmi les coupes étudiées, beaucoup présentent une lacune totale ou partielle des dépôts du Tithonique supérieur (Zone A). La limite Jurassique–Crétacé retenue ci-dessus est donc souvent tronquée par une importante discontinuité stratigraphique (cf. 10.1, fig. 22b: discontinuité D IIa) dont l'origine est due à des érosions sub-aériennes et sous-marines.

Evolution paléogéographique

9. Contexte paléogéographique ouest-européen et régional à la fin du Jurassique

9.1 Les terres émergées

Avant l'Oxfordien terminal, les seules terres émergées sont la Terre armoricaine et la Terre ardenno-rhénane (ENAY et al. 1980, pl. 37 et 38). Toutefois, dès l'Oxfordien moyen un net mouvement régressif s'était amorcé. Celui-ci s'est affirmé à l'Oxfordien supérieur avec le développement de milieux protégés ou confinés, à influences continentales (GYGI & PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988) en Franche-Comté et dans le Jura suisse septentrional.

Ces indices attestent d'une extension vers l'Est (Jura septentrional) de la Terre ardenno-rhénane mais aussi de l'apparition de nouvelles terres émergées, notamment sur le Massif Central et peut-être sur les Vosges. Il s'agit respectivement de la Terre centrale et de la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 39 et 40) dont l'extension s'est progressivement accrue durant tout le Kimméridgien et le Tithonique.

Ainsi, la Terre centrale s'est aggrandie surtout en direction de l'Est et du Nord, alors qu'un contact s'est probablement établi entre la Terre ardenno-rhénane et la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 41 et 42).

A partir du Tithonique inférieur (Zone à *«Gravesia»/Hybonotum*), la confluence de ces terres émergées a progressivement empêché toute communication maritime entre la Téthys et le Bassin parisien.

Durant le Tithonique supérieur, la Terre orientale s'est encore étendue en direction du SW et a formé un promontoire bordé de milieux lagunaires, qui a isolé le bassin delphino-helvétique des influences maritimes boréales.

9.2 Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne

La marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'appuie au SW sur l'Eperon lyonnais et sur le bloc Vosges-Forêt Noire (Terre orientale) au NE. Elle s'étend au Jura, à la Haute-Saône et à la bordure NE du Massif Central.

D'après Enay et al. (1988), deux plate-formes carbonatées séparées par un épisode marneux (transgressif) se sont succédées, dans la partie septentrionale du Jura, entre l'Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*) et l'Oxfordien supérieur (Zones à *Bimammatum* et *Planula*). L'installation de la seconde de ces plate-formes (Zone à *Bimammatum*) s'est accompagnée d'une importante progradation des zones de faciès vers le Sud et dans une moindre mesure vers le SW (Enay et al. 1988; p. 342, fig. 9).

Les flexures qui contrôlaient l'organisation sédimentaire de ces deux plate-formes bioclastiques et récifales successives s'orientaient souvent parallèlement au faisceau salinois d'axe SW–NE (Enay et al. 1984b; p. 268, fig. 5.35 et 1988; p. 340, 342 et 345, figs. 8, 9 et 10).

Sur ces plates-formes, l'approfondissement des milieux de dépôt s'effectuait en direction du SE tandis que l'accumulation sédimentaire était maximale dans la zone de raccord avec le bassin delphino-helvétique (sillon grenoblois, Baudrimont & Dubois 1977). Ce dispositif sédimentaire, caractérisé par des lignes isopiques d'orientation SW–NE contrôlera toute l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de la plate-forme jurassienne jusqu'à l'émersion fini-jurassique.

Après le développement des Couches à céphalopodes au Kimméridgien inférieur, des biohermes se sont développés dans tout le Jura méridional au cours du Kimméridgien supérieur. Ces bioconstructions à madréporaires ont prospéré surtout au niveau de la Haute-Chaîne où elles édifièrent une vaste barrière corallienne (Enay et al. 1984b, p. 245). Celle-ci fut exondée lors de la première émersion qui a affecté la plate-forme sud-jurassienne au Kimméridgien terminal (Zone à *Beckeri*) et marque le sommet de la séquence régressive A définie par Bernier (1984, p. 662).

Durant l'Oxfordien et le Kimméridgien, la partie centrale de la Téthys occidentale était sous alimentée et entrait en vacuité. Des calcaires pélagiques associés à des radiolarites, s'accumulaient alors sur la marge continentale subsidente (Briançonnais et Piémontais externe) et sur le hiatus océanique liguro-piémontais.

10. Evolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne du Tithonique-Portlandien au Valanginien

Pour chacune des quatre étapes qui ont marqué l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne du Tithonique-Portlandien au Valanginien, le texte qui suit fait la synthèse des connaissances stratigraphiques et sédimentologiques actuelles.

Ce commentaire est accompagné par huit cartes de faciès (figs. 11 à 18) qui illustrent chacune la paléogéographie du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne à un moment déterminé et par deux profils correspondant respectivement au passage plate-forme/bassin (fig. 20a) et à un transect intra-plate-forme (fig. 20b).

D'autre part, l'intervalle de temps concerné par chacune des cartes de faciès est reporté sur la fig. 21 qui permet également de suivre la migration des différentes zones de faciès au cours du temps.

Rappel: La position géographique, structurale et stratigraphique de chaque coupe citée et numérotée ci-dessous est reportée en annexe (fig. 26 et tableaux 1 à 5).

10.1 Jurassique terminal (Tithonique-Portlandien)

Après l'émersion de la plate-forme sud-jurassienne à la fin du Kimméridgien, l'activité récifale s'est déplacée vers l'Est et le SE.

Cette étape dans la migration des constructions récifales a été accompagnée par une progradation des faciès de plate-forme interne. Ces derniers sont représentés par les Couches du Chailley (Enay 1965 dans Bernier 1984) qui se sont développées dans tout le Jura méridional dès le Portlandien inférieur. Les faciès récifaux et périrécifaux ne subsistaient alors que sur la bordure orientale de la plate-forme jurassienne (figs. 11, 20a et 21), au Salève (Deville 1985 et 1988) et à l'Echaillon.

Dans le forage de la Tailla (T), les dépôts du Kimméridgien-Tithonique moyen présentent des faciès identiques à ceux de la Chartreuse ou de la bordure occidentale du massif des Bauges. Ce sont des micrites hémipélagiques beiges à saccocomidés.

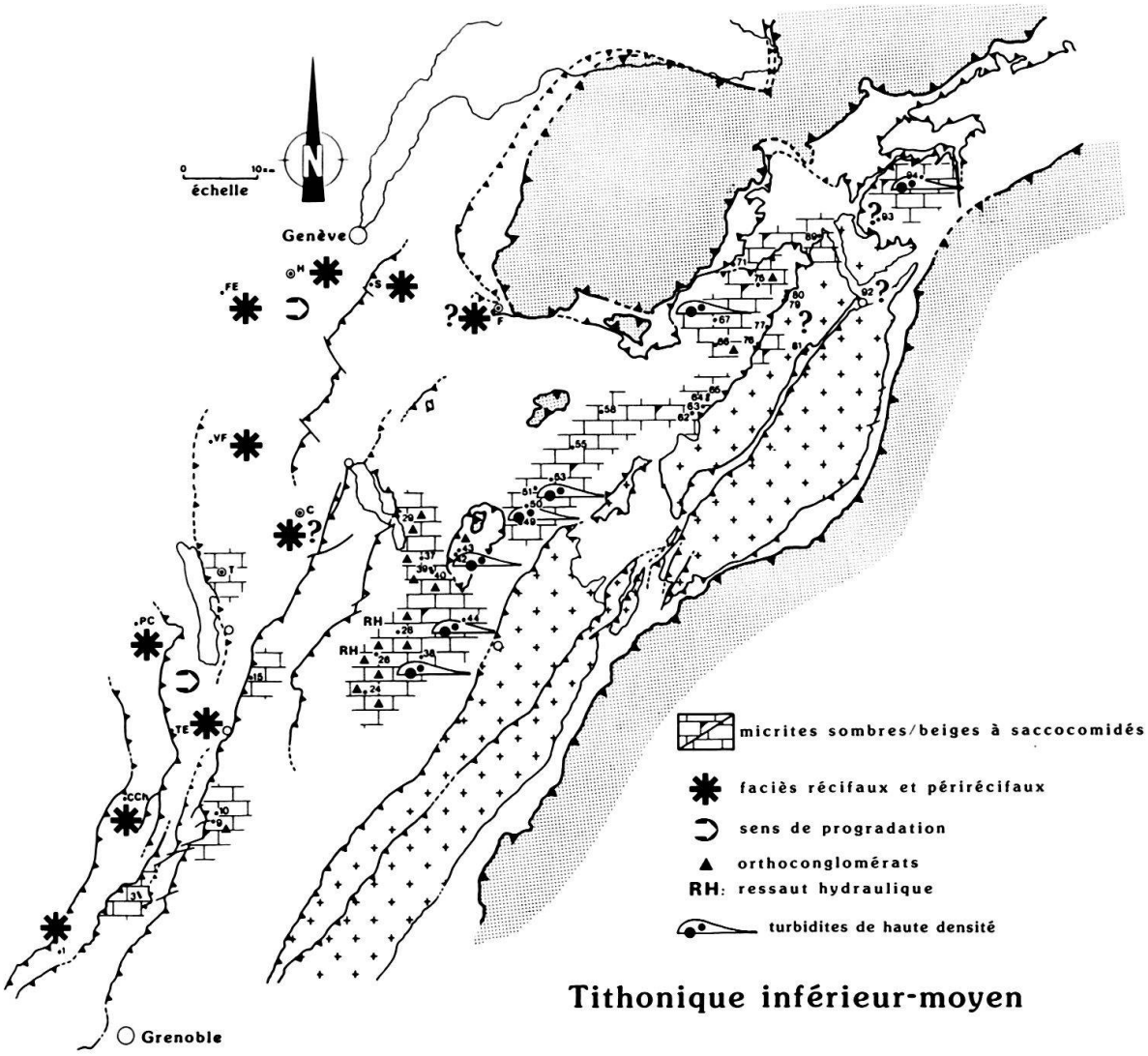


Fig. 11. Tithonique inférieur-moyen: carte de répartition de faciès.

Le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins s.l. devait donc s'effectuer rapidement par l'intermédiaire d'une marge dépositionnelle à barrière récifale (McIlreath & James 1984).

D'après ce modèle, les micrites hémipélagiques auraient occupé une position distale sur le talus d'avant-récif (fig. 20a).

En poursuivant vers l'Est, la transition avec les faciès subalpins s.str. était au contraire de type «by pass» (McIlreath & James 1984).

Cet escarpement érosionnel (fig. 20a) a généré d'abondantes et volumineuses coulées boueuses particulièrement bien développées au col de Cherel (coupe 28). Leurs équivalents distaux sont représentés par les turbidites de haute densité qui sont visibles sur la bordure orientale du bassin delphino-helvétique (coupes 38, 44, 49, 50, 51 et 53) et dans le domaine ultrahelvétique (klippe de Sulens: coupes 42 et 43).

Mis à part ces resédimentations massives, les zones internes des chaînes subalpines septentrionales étaient caractérisées par une sédimentation de micrites sombres à saccocomidés. Ces dépôts hémipélagiques sont également présents sur le massif cristallin des Aiguilles rouges (coupes 76 et 89), dans le parautochtone du Champ de Barme (Val d'Illiez: coupe 71) et à Morcles (flanc normal: coupe 94).

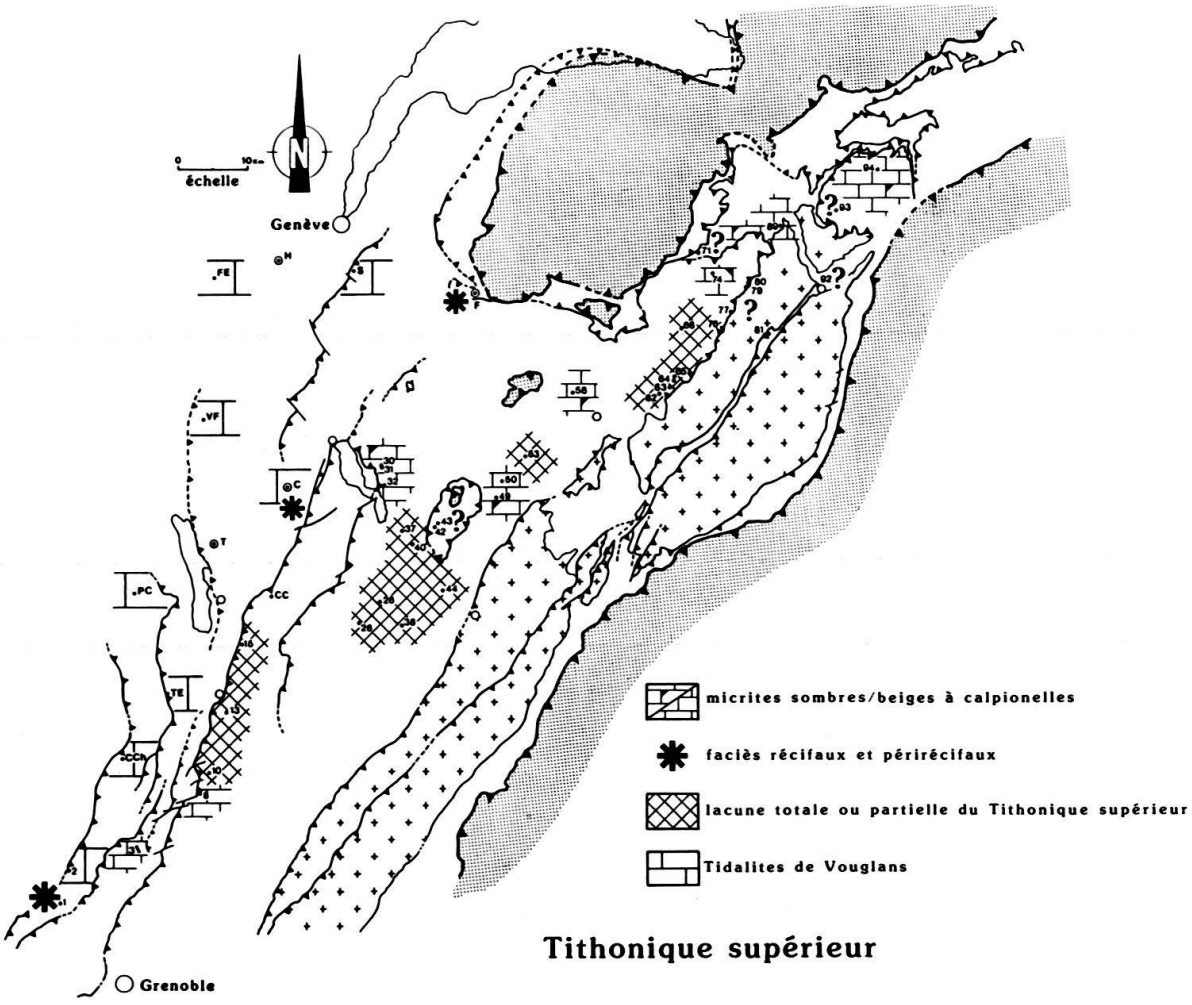


Fig. 12. Tithonique supérieur: carte de répartition de faciès.

Au cours du Portlandien supérieur (figs. 12, 20a et 21), les Couches du Chailley ont été affectées plus ou moins tôt par des émersions. Plus précoces dans le Jura central (Formation de Twannbach, HÄFELI 1966), ces émersions ont gagné rapidement l'ensemble de la plate-forme jurassienne et les Couches du Chailley passent alors aux Tidalites de Vouglans qui constituent le terme final de la seconde séquence régressive – ou séquence B – définie par BERNIER (1984, p. 662).

Ces faciès de plate-forme interne confinée se sont développés largement au Salève (STRASSER 1988), alors qu'ils sont totalement absents à l'Echaillon (coupe 1) où le récif a continué à croître verticalement durant tout le Tithonique-Portlandien supérieur (KILIAN & LORY 1900; MAZENOT 1939).

Cela signifie que dans la région grenobloise, la subsidence et la baisse du niveau marin s'équilibraient tandis qu'au Nord, la seconde l'emportait sur la première avec pour conséquence une migration des faciès récifaux vers l'Est.

Leur présence sous le plateau molassique, au front des massifs subalpins septentrionaux, a pu être confirmée grâce aux forages pétroliers de Chapeiry 1 (écaille supérieure) et de Faucigny 1.

Dans l'écaille inférieure du forage de Chapeiry 1, ces faciès récifaux sont remplacés par des calcaires micritiques et dolomitiques de plate-forme interne. Ces derniers pourraient correspondre aux Couches du Chailley et/ou aux Tidalites de Vouglans p.p.

Les faciès portlandiens du Jura central (Formation de Twannbach) et méridional (Tidalites de Vouglans) sont surmontées par les premiers faciès émersifs berriasiens (Formation de Goldberg).

L'installation de ces faciès intertidaux et supratidaux dans le Jura central et méridional, marque le terme ultime de la régression fini-jurassique.

Dans le bassin delphino-helvétique, cet événement paléogéographique s'est enregistré par des érosions sous-marines importantes. Des lacunes totales ou partielles du Tithonique supérieur (Zone A) se sont alors développées alors sur de grandes surfaces (figs. 12 et 21). Comme le montre la fig. 12, ces surfaces d'érosion sont séparées par des aires où les dépôts du Tithonique supérieur sont partiellement ou totalement conservés. Ces érosions sous-marines sont donc limitées dans l'espace comme cela est également le cas dans les chaînes subalpines méridionales (REMANE 1970: fig. 19).

Dans le cas des chaînes subalpines septentrionales, la position paléogéographique de ces surfaces d'érosion laisse à penser qu'il pourrait s'agir de vallées sous-marines, d'orientation NW–SE, qui canalisaient préférentiellement les resédiments en provenance de la plate-forme jurassienne (sables bioclastiques) ou du talus (coulées boueuses à intraclastes micritiques).

Une importante discontinuité stratigraphique, liée à l'émersion de la plate-forme jurassienne, se situe donc dans le bassin delphino-helvétique à la limite des Zones A et B (fig. 3).

10.2 Berriasien inférieur à supérieur

10.2.1 Berriasien inférieur/basal (Zone B inférieure)

Le Berriasien inférieur/basal (Zone B inférieure) correspond à une période de bas niveau marin (figs. 13 et 21).

Dans le domaine delphino-helvétique, les érosions sous-marines ont cessé. Des boues hémipélagiques carbonatées se sédimentaient alors sur l'ensemble du domaine subalpin à l'exception de la Chartreuse septentrionale (coupes 10 et 13) où ces dépôts sont absents (lacune sédimentaire ou érosive, fig. 20a).

Dans les massifs des Bauges, de Platé et du Haut-Giffre, ces micrites alternent avec des orthoconglomérats polygéniques parfois chenalisés (coupe 15). A Salvadon (coupe 67), leur direction d'écoulement au moment du dépôt était subméridienne.

La présence au sein de ces orthoconglomérats, d'intraclastes d'âge kimméridgien-tithonique moyen et tithonique supérieur caractérise l'extrémité méridionale du massif des Bornes (coupes 30, 31, 32, 37 et 40).

A la faveur de cette période de bas niveau marin, la genèse de ces intraclastes jurassiques pourrait s'expliquer par le développement de niches d'arrachement sur la bor-

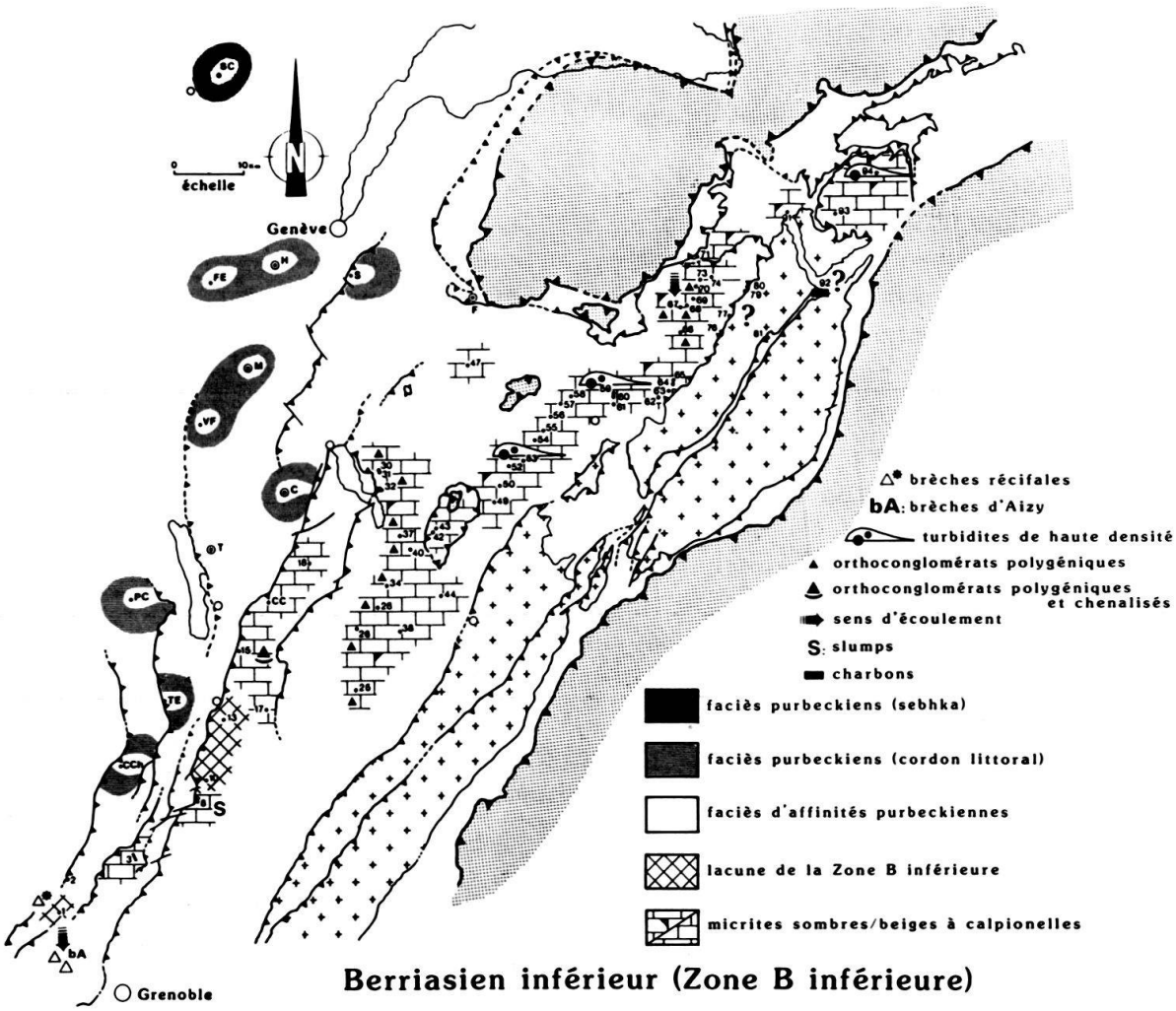


Fig. 13. Berriasien inférieur (Zone B inférieure): carte de répartition de faciès.

dure occidentale du domaine delphino-helvétique. Une structure de ce type a d'ailleurs été reconnue dans le parautochtone du Val d'Illiez (coupe 71; DÉTRAZ 1989a, p. 67, figs. 12a et b).

Dans la chaîne des Aravis ainsi que sur la bordure occidentale du massif de Platé (coupe 60) et dans le flanc normal de la nappe de Morcles (coupe 93), ces debris-flow à matrice bioclastique passent à des turbidites de haute densité.

Dans la région grenobloise, le récif de l'Echaillon était exondé et les matériaux issus de son démantèlement alimentaient, à l'aval, les brèches d'Aizy tandis qu'à l'arrière, à la Buisse (coupe 2), se développait une sédimentation d'affinité purbeckienne. Ces dépôts très épais (50 à 60 mètres) recouvrent des sables oolithiques dont le toit montre des traces d'émersion très nettes (silts-vadose et calcretes).

Sur la plate-forme jurassienne, l'âge des premiers dépôts purbeckiens (fig. 13) reste indéterminé. Toutefois et malgré cette indétermination d'ordre stratigraphique, ces premiers dépôts purbeckiens doivent manifestement être rattachés à la première séquence transgressive du Crétacé basal; ceci pour les trois raisons suivantes:

1. Dans le Jura méridional, ces premiers dépôts purbeckiens sont représentés par une succession d'épisodes émersifs à calcretes et galets noirs alternant avec des dépôts à caractères laguno-lacustres ou franchement marins (STRASSER 1988; MOJON 1988). Cette succession de séquences de dépôt de type «shallowing upward» séparées par des surfaces d'inondation, montre que ces faciès de cordon littoral (ou cordon insulaire au sens de DAVAUD et al. 1983) se sont mis en place lors d'une phase d'inondation de la plate-forme jurassienne.

Dans le Jura central, à l'abri derrière ce cordon littoral d'orientation SW–NE, limité à la bordure orientale de la plate-forme jurassienne, se développaient des faciès évaporitiques de sebhka (MOJON & STRASSER 1987) tandis qu'à l'avant se déposaient déjà des micrites de lagon marin (carrière de la Buisse: coupe 2) au sein desquelles de nombreux horizons à galets noirs remaniés sont visibles.

2. Ces premiers dépôts purbeckiens évaporitiques ou à calcretes et galets noirs passent insensiblement aux faciès purbeckiens mixtes lacustres, lagunaires et marins au sein desquels les influences marines sont de plus en plus fortes.

3. Enfin et contrairement aux dépôts portlandiens sous-jacents, ils renferment une proportion importante de minéraux argileux qui s'exprime par le développement d'interbancs marneux. Or, dans le bassin delphino-helvétique, le détritisme argileux ne se développe qu'à partir du Berriasien inférieur (Zone B supérieure).

Cette dernière remarque a toute son importance car elle laisse supposer que ces premiers faciès purbeckiens représentaient un équivalent latéral des premières micrites argileuses déposées dans le bassin delphino-helvétique à partir de la Zone B supérieure. Ce qui revient à affirmer que la plate-forme jurassienne serait restée émergée durant toute la Zone B inférieure, soit durant la première moitié du Berriasien inférieur. Toutefois, il est possible que l'apparition du détritisme argileux ait été légèrement diachrone entre la plate-forme jurassienne et le bassin delphino-helvétique. Aussi par prudence, ces premiers dépôts purbeckiens, bien que rattachés à la première séquence transgressive du Crétacé basal, n'ont pas été représentés sur la fig. 14 mais sur la fig. 13.

D'après AYRTON (1980), un équivalent charbonneux de ces faciès purbeckiens se serait développé à la Batiaz (Valais, coupe 92).

10.2.2 Berriasien inférieur (Zone B supérieure)

Dès le milieu de la Zone B, des boues argileuses ou argilo-carbonatées ont envahi l'ensemble du bassin delphino-helvétique (fig. 14). Ce brusque changement lithologique, autrefois confondu avec la limite Jurassique–Crétacé (Kilian 1907), est associé à des phénomènes de condensation.

Tandis que se sédimentaient des boues argileuses et glauconieuses (Couches à ciment) en Chartreuse et sur la bordure occidentale du massif des Bauges (coupes 3, 8, 10, 13, 15, CC et 18), un hard-ground s'est développé dans les parties plus internes des chaînes subalpines septentrionales. Ce dernier est particulièrement bien visible au col de Cherel (coupe 28) ainsi qu'à St-Pancrasse et au Chevallon (Remane 1958).

Sur la bordure occidentale du massif de Platé, ces premiers dépôts argileux se sont sédimentés alors que leur substratum était affecté par une tectonique cassante de type distensif (figs. 20a, 23, 24 et 25; coupe 60). Cette tectonique était contrôlée par des failles synsédimentaires d'orientation N55°–60°E. Le mouvement répétitif de ces accidents a provoqué de nombreux glissements sous-marins (slumps), qui sont particuliè-

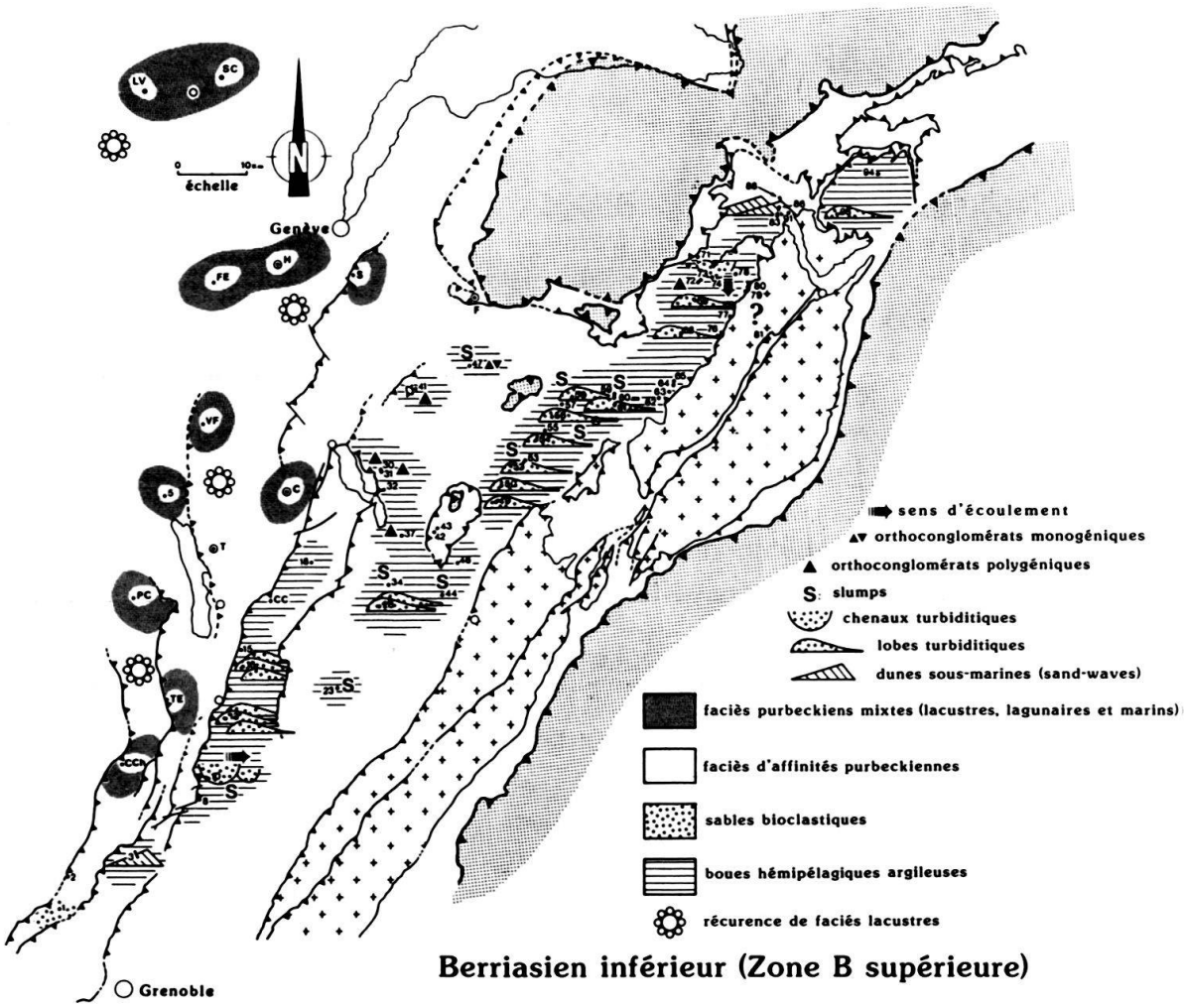


Fig. 14. Berriasien inférieur (Zone B supérieure): carte de répartition de faciès.

rement bien développés dans la chaîne des Aravis (coupes 49 à 58). Toutefois, aucune faille n'a pu y être observée en raison de l'orientation défavorable (SW–NE) de la ligne d'affleurement (DÉTRAZ et al. 1987).

Dans le même temps, la plate-forme jurassienne (Jura méridional et central) et sa bordure orientale étaient affectées par un premier mouvement transgressif.

Dans la région grenobloise, le sommet bréchifié du récif de l'Echaillon a été recouvert par des sables biodétritiques transgressifs (fig. 20a), tandis qu'au Nord et au NW le cordon littoral et les faciès de sebkha étaient remplacés par des faciès mixtes marins, lagunaires et lacustres (fig. 20b) s'organisant en une succession de séquences à bathymétrie décroissante de type «shallowing upward» (MOJON & STRASSER 1987; STRASSER 1988).

Sur la plate-forme jurassienne, cette instabilité des milieux de dépôt a persisté jusqu'à la fin du Berriasien inférieur (sous-zone à *grandis* s.str., figs. 3 et 21). Toutefois dans la partie supérieure des faciès purbeckiens (sous-zone M_{1b}, Zones M_2 et M_3), les épisodes lacustres prédominent et marquent une récurrence des influences continentales (figs. 20a, 20b et 21).

Dans le domaine delphino-helvétique, cette période a été marquée par le transit (chenaux érosionnels et dépositionnels: coupes 10 et 74) ou le dépôt (lobes turbiditiques) d'importants volumes de sables biodétritiques (fig. 20a).

A Morcles, ces resédiments d'origine turbiditique n'apparaissent que dans le flanc inverse (coupe 93), tandis qu'à l'extrémité SW du massif des Bornes ils forment des orthoconglomérats polygéniques en association avec des intraclastes micritiques d'âge kimméridgien-tithonique moyen, tithonique supérieur et berriasien inférieur (coupes 30, 31 et 37). Ceci témoigne en faveur d'une érosion persistante du substratum jurassique à l'amont.

L'émersion fini-jurassique n'a donc pas modifié de façon radicale, la nature du passage entre la plate-forme jurassienne et le bassin delphino-helvétique.

Au cours du Berriasien inférieur, ce passage s'effectuait toujours par l'intermédiaire d'une marge dépositionnelle. Toutefois, la barrière récifale avait disparu et les faciès de talus proximaux se développaient alors en Chartreuse orientale ainsi que sur la bordure occidentale du massif des Bauges, où l'accumulation sédimentaire était maximale (fig. 20a). Cette sursédimentation (fig. 19) marque l'individualisation d'une nouvelle zone de faciès: la zone présubalpine ou domaine présubalpin au sens de STEINHAUSER (1969 et 1970).

10.2.3 Berriasien moyen (Zone C)

Dès la base du Berriasien moyen (sous-zone à *subalpina* ou Zone B terminale), la plate-forme jurassienne et sa bordure orientale ont enregistré un second mouvement transgressif (fig. 15).

A l'Echaillon, des boues hémipélagiques argilo-carbonatées puis argileuses (Couches du Balcon) ont transgressé rapidement (hard-ground) les sables bioclastiques qui couronnaient les brèches récifales (figs. 15 et 20a).

Ces sables ont alors gagné et envahi la Chartreuse méridionale (coupe 2) et la Chartreuse occidentale (anticlinaux occidental et médian: coupes 3, 4 et 6), où leur dépôt était contrôlé par les tempêtes (coupes 4 et 7) ou par les marées (sand-waves: coupe 3). De telles dunes sous-marines sont également visibles en Valais dans la région

de St-Maurice (coupes 83, 86, 88 et 91), où elles sont superbement développées (Détraz 1989b).

Leur installation a été datée comme en Chartreuse de la Zone B supérieure, sans toutefois pouvoir préciser s'il s'agissait du Berriasien inférieur où de la base du Berriasien moyen (Zone B terminale).

Durant tout le Berriasien moyen, une barrière bioclastique à rudistes a protégé le lagon marin (Formation de Pierre-Châtel) qui couvrait l'ensemble du Jura méridional. Localement, quelques biohermes ont réussi à prospérer dans ce milieu de faible énergie (Salève et anticlinal de l'Epine).

Par contre dans le Jura central, les faciès lacustres purbeckiens ont persisté jusque dans la base du Berriasien moyen (Zone M_3 pro parte = sous-zone à *subalpina*; figs. 3 et 21).

D'autre part, des faciès lacustres (Zone M_4, sous-zone à *privasensis*; figs. 3 et 21) se sont maintenus, malgré de brefs épisodes transgressifs, dans la partie basale de la For-

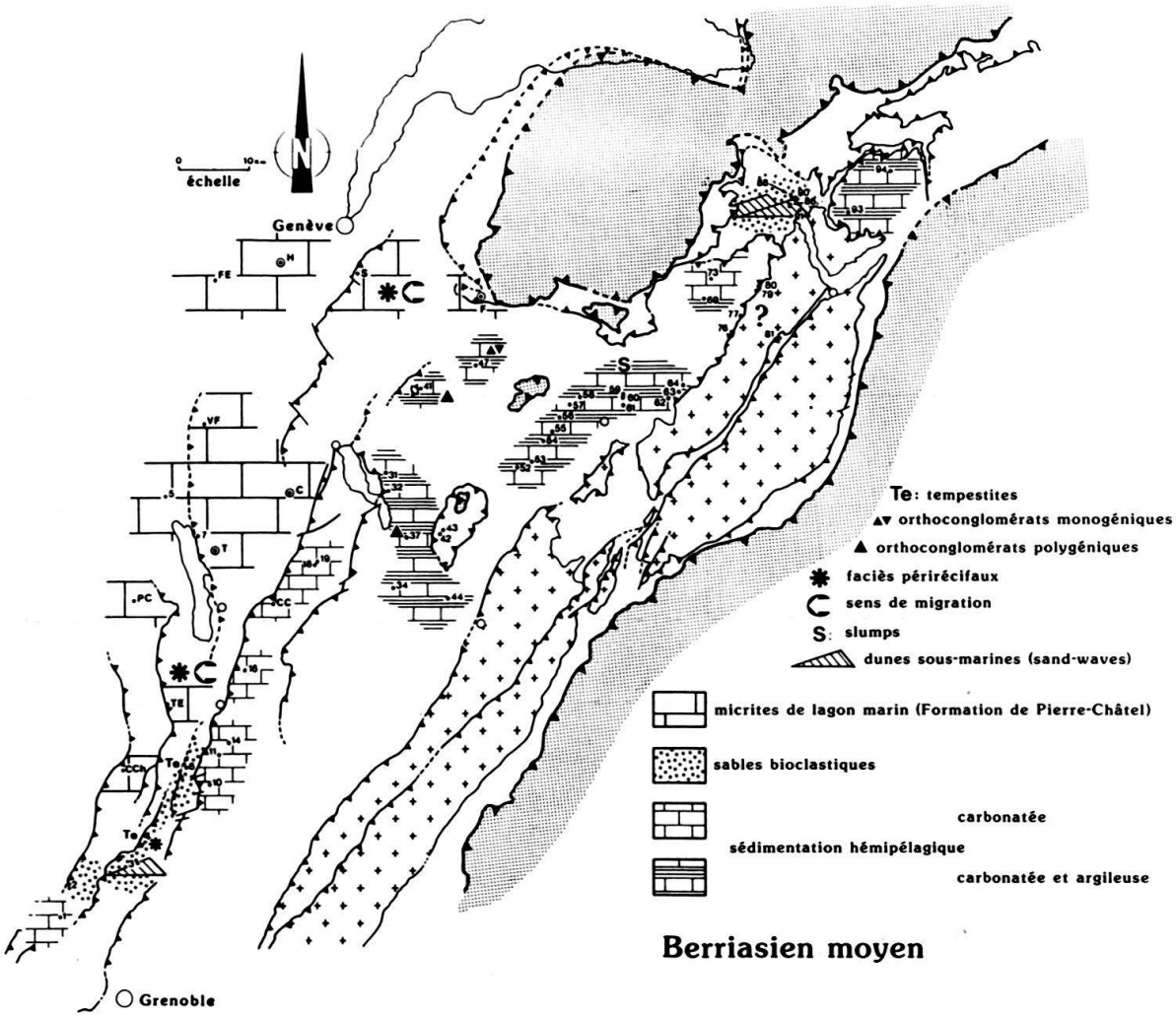


Fig. 15. Berriasien moyen (Zone C): carte de répartition de faciès.

mation de Pierre-Châtel du Jura suisse occidental (fig. 20b: Unité inférieure oolithique et Mergel-und-Kalk-Zone).

La zone présubalpine (Chartreuse orientale: coupes 10, 11 et 14; bordure occidentale du massif des Bauges: coupes 16, CC, 18 et 19) était alors caractérisée par une importante accumulation de micrites hémipélagiques finement bioclastiques, tandis que des alternances marno-calcaires se développaient dans les parties plus internes des chaînes subalpines septentrionales.

10.2.4 Berriasien supérieur (sous-zones D1, D2 et D3 pro parte)

Dès la base du Berriasien supérieur, des émersions généralisées ont à nouveau affecté la plate-forme jurassienne (fig. 16). A cette époque, le Jura méridional ne formait plus qu'un immense estran («tidal-flat») dont le confinement allait croissant vers l'WNW. Cet estran était affecté par des émersions temporaires permettant l'installation locale d'une végétation de marais littoraux à Ptéridophytes et de milieux lagunaires fortement dessalés, voire franchement lacustres (Zone M_5). Ces faciès émersifs limités

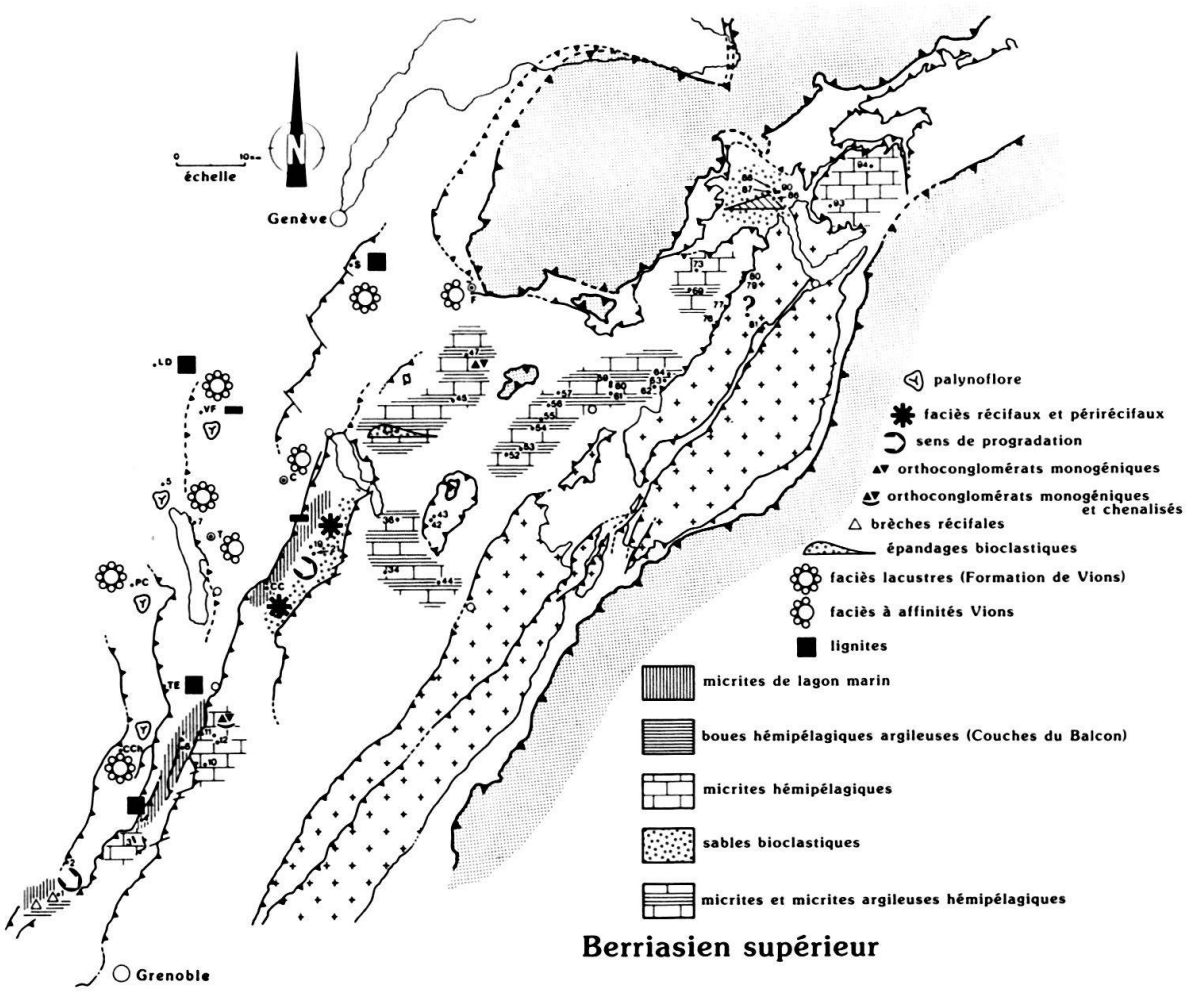


Fig. 16. Berriasien supérieur (Zones D1, D2 et D3 pro parte): carte de répartition de faciès.

à un cordon littoral d'orientation subméridienne, se sont développés préférentiellement dans le Jura méridional (Formation de Vions) et en Chartreuse occidentale (coupe 4, partie supérieure de la Formation d'Allèves).

Cette régression a naturellement provoqué une migration des zones de faciès vers l'Est et le SE (figs. 16 et 20a). Toutefois, cette progradation n'a semble-t-il pas eu la même ampleur partout:

— au Nord, à la latitude du massif des Bauges (coupes CC, 19 et 21), la marge de la plate-forme jurassienne a progradé de 5 à 10 km. La transition avec le bassin delphino-helvétique était alors 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 de 20° à 25° vers le SE.
  A la fin du Berriasien supérieur, le comblement de la zone présubalpine est terminé et les faciès de lagon marin (calcaires micritiques à pelotes algaires) ont atteint et dépassé la bordure occidentale du massif des Bauges (fig. 16; coupes CC, 19 et 21).
— au Sud, les faciès de lagon marin ont rapidement progradé jusqu'en Chartreuse occidentale (anticlinaux occidental et médian: coupes 4 et 6) où ils sont restés cantonnés durant tout le Berriasien supérieur.

Parallèlement, une sédimentation hémipélagique, localement perturbée par des orthoconglomérats monogéniques chenalisés, persistait en Chartreuse orientale (coupes 10, 11 et 12) ou reprenait en Chartreuse méridionale (coupe 3).

A l'Echaillon (coupe 1), les Calcaires à Chamacées (rudistes) ont progradé sur les Couches du Balcon par l'intermédiaire d'une brèche récifale (Lory 1896; Kilian & Lory 1900).

Il semble donc qu'au cours du Berriasien supérieur, la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique savoyard ait été affectée par une subsidence plus active entre Grenoble et Chambéry qu'entre Chambéry et Annecy.

Au Sud, le flux sédimentaire étant insuffisant pour compenser la subsidence, la progradation des faciès de plate-forme interne a été freinée ou arrêtée.

Cette subsidence différentielle ressort nettement à la vue de la carte isopachique (fig. 19) du Berriasien.

Durant le Berriasien supérieur, les faciès de plate-forme interne ont piégé un détritisme quartzeux dont l'apparition est diachrone entre le domaine jurassien (base du Berriasien supérieur) et le domaine subalpin (Berriasien terminal). La source de ce quartz détritique n'a pas pu être précisée, mais elle est probablement aussi à l'origine du détritisme gréseux qui caractérise les dépôts wealdiens du domaine boréal.

10.3 Berriasien terminal-Valanginien inférieur (sous-zone à *callisto,* Zones à *Otopeta* et *Pertransiens*)

Au Berriasien terminal-Valanginien inférieur, la mer a recouvert toute l'aire paralique de la zone présubalpine et du Jura (fig. 17).

Dans la zone présubalpine, ce troisième mouvement transgressif s'est manifesté par le recul et la disparition progressive de la zone périrécifale (fig. 20a), dont on retrouve quelques témoins dans le sommet de la Formation d'Allèves (coupes CC et 21) ou à la base du Calcaire du Fontanil (coupes 3 et 7), puis dans le Jura méridional au Molard de Vions (stromatopores, fig. 21).

Dans le domaine subalpin cette transgression s'est enregistrée par le développement d'un horizon condensé à ammonites (DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, p. 129).

Le Vercors septentrional (coupe 1), la Chartreuse méridionale et occidentale (coupes 2, 3, 4, 6, 10, 11 et 12) ainsi que le Jura méridional ont été envahis par une sédimentation de plate-forme externe bioclastique dominée par les tempêtes (Formation du Calcaire du Fontanil: coupes 1, 3 et 12) ou par les marées et la houle (Membre du Guiers: coupe 5).

A la Chambotte (coupe 7), au Val de Fier (Coupe VF) comme au Molard de Vions, le Membre du Guiers (Formation de la Chambotte) a livré une faune de stromatopores identique à celle des Marnes d'Arzier (SCHNORF-STEINER & GUILLAUME 1965), qui sont limitées au Jura suisse occidental. Ces équivalents latéraux déposés en zone subtidale à intertidale suivant les régions, correspondraient respectivement à une sédimentation d'estran sableux ou vaseux (DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, p. 140).

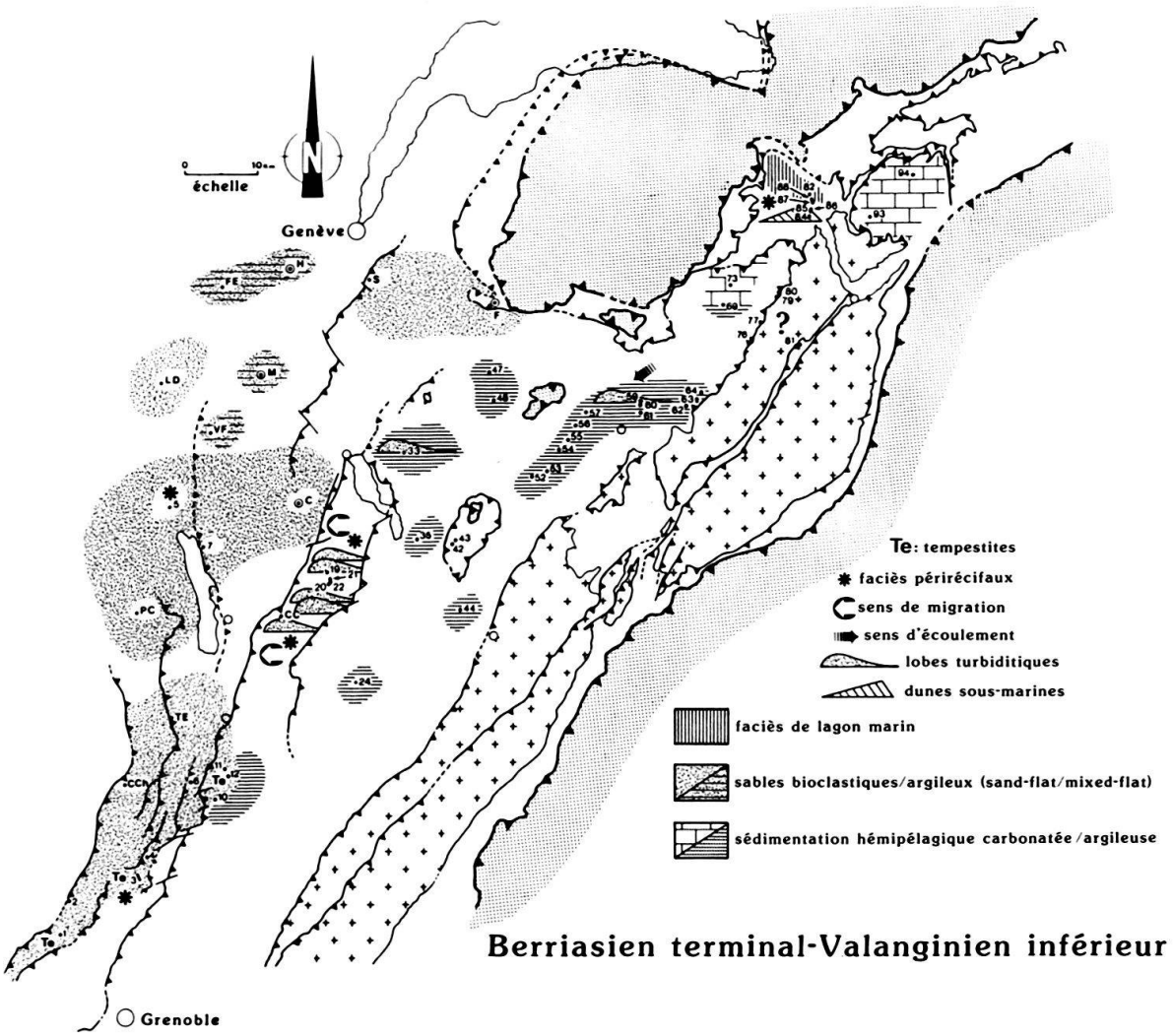


Fig. 17. Berriasien terminal-Valanginien inférieur (sous-zone à *callisto*, Zones à *Otopeta* et *Pertransiens*): carte de répartition de faciès.

Ces profonds changements paléogéographiques montrent que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'est transformée rapidement en une rampe carbonatée de type «distally steepened» (READ 1985, p. 5 et 11).

Durant le Valanginien inférieur, les domaines jurassien, présubalpin et subalpin étaient donc à nouveau nettement différenciés.

Les importants volumes de sables d'origine bioclastique produits ou érodés dans le premier allaient s'accumuler dans le second (tempestites/turbidites: Formation du Calcaire du Fontanil) alors que le détritisme argileux atteignait son maximum dans le bassin subalpin. Les rares débris d'échinodermes et de bryozoaires mélangés à ces marnes pourraient représenter les équivalents distaux des sables bioclastiques de la Formation du Calcaire du Fontanil.

Dans la zone présubalpine, le passage entre la Formation du 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 (coupe CC). Ces derniers ont été rapidement enfouis sous les sables échinodermiques de la Formation du Bourget (fig. 18).

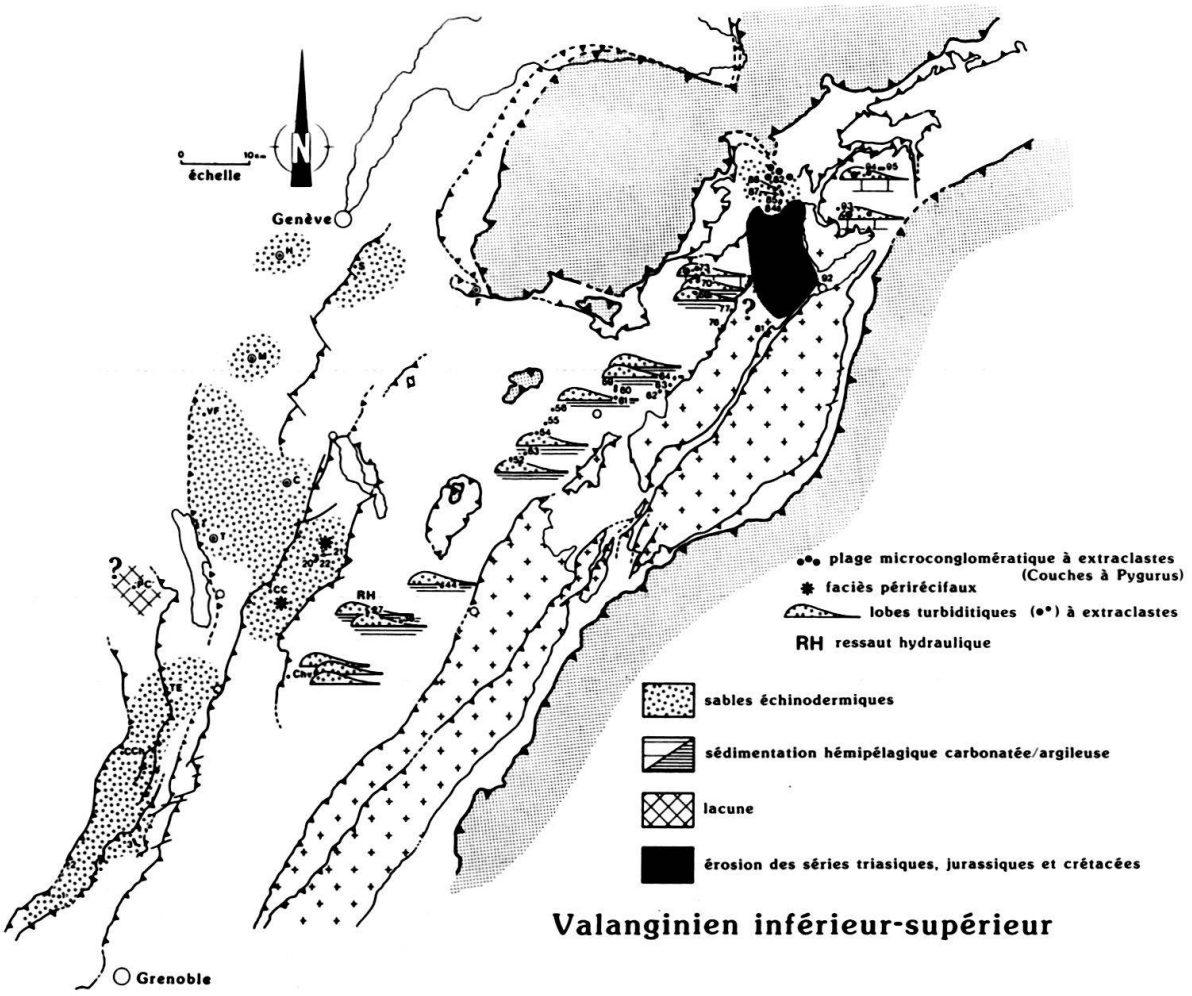


Fig. 18. Valanginien inférieur-supérieur (Zones à *Campylotoxum, Verrucosum, Trinodosum* et *Callidiscus*): carte de répartition de faciès.

Dans le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois), une importante discontinuité stratigraphique d'origine érosive doublée d'une discordance angulaire se marque à la base du Valanginien inférieur (fig. 20b; STEINHAUSER 1969; DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, p. 143). Ainsi, l'importante lacune sédimentaire (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur p.p.) mise en évidence dans le Jura neuchâtelois par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) et confirmée récemment par CLAVEL et al. (1986) résulterait donc en partie, sinon en totalité, d'une succession d'épisodes émersifs/érosifs s'échelonnant sur tout le Berriasien supérieur et le début du Valanginien inférieur, et non pas d'une érosion unique qui aurait précédé le dépôt du Calcaire roux (équivalent latéral de la Formation du Bourget).

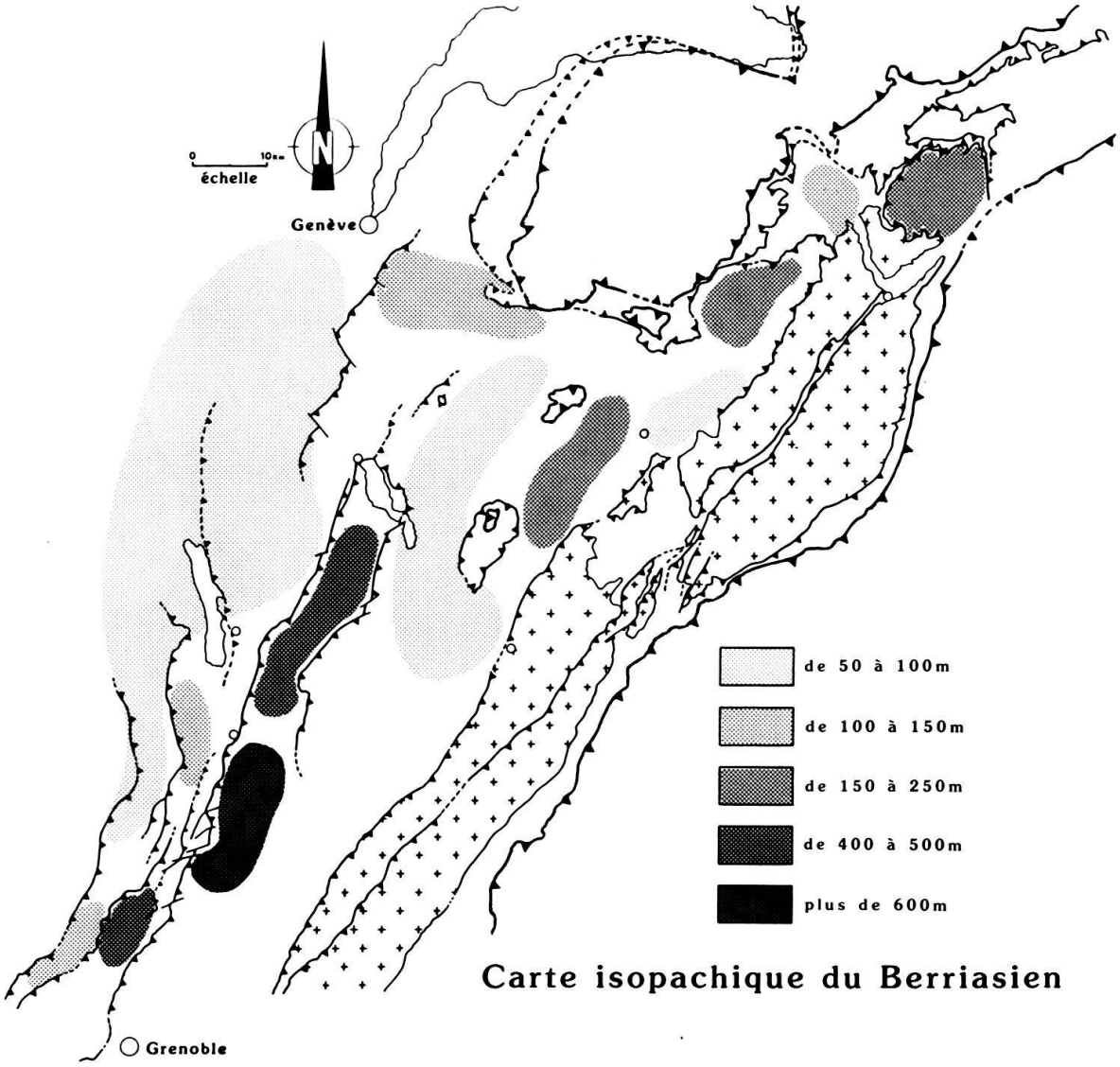


Fig. 19. Carte isopachique du Berriasien.

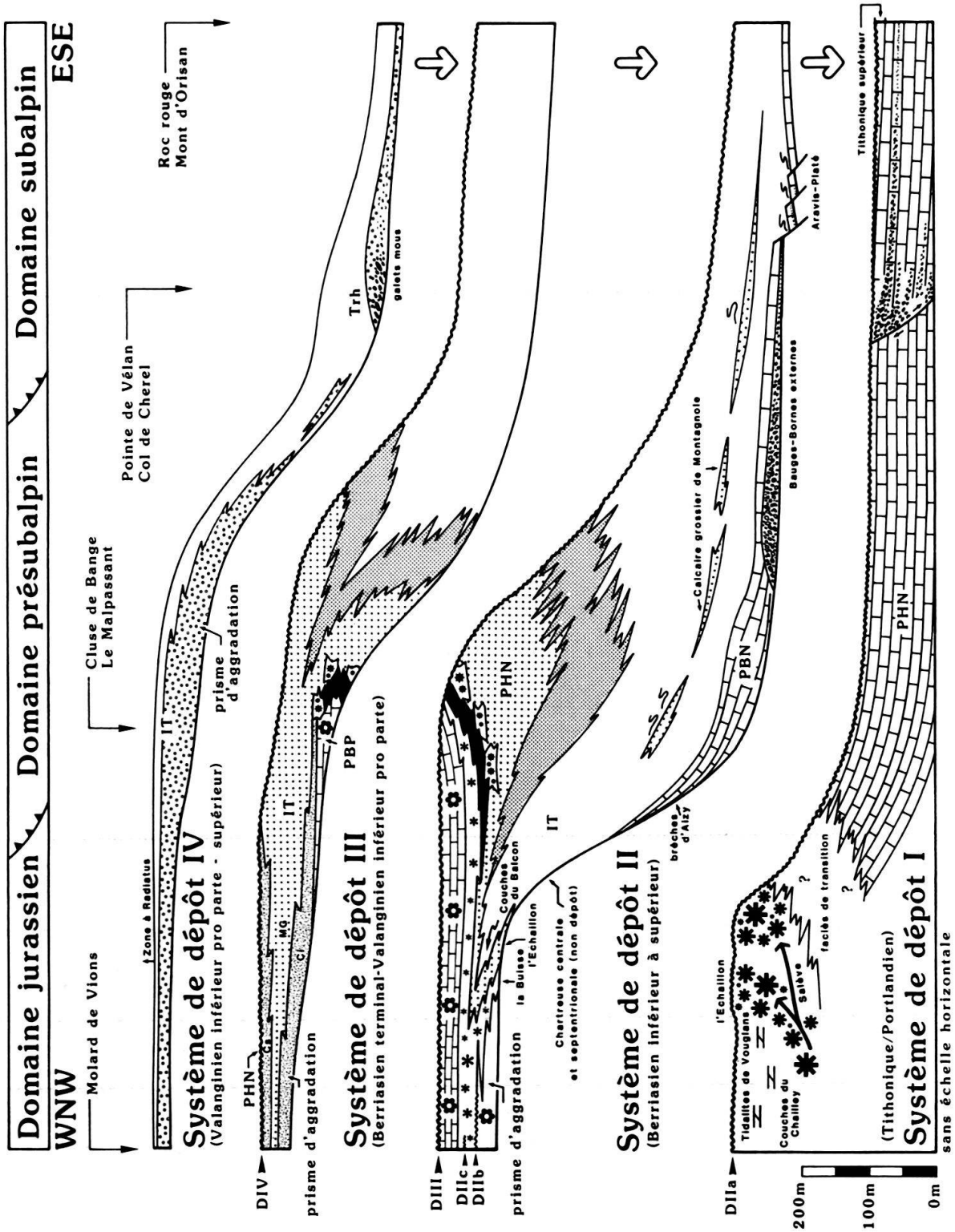
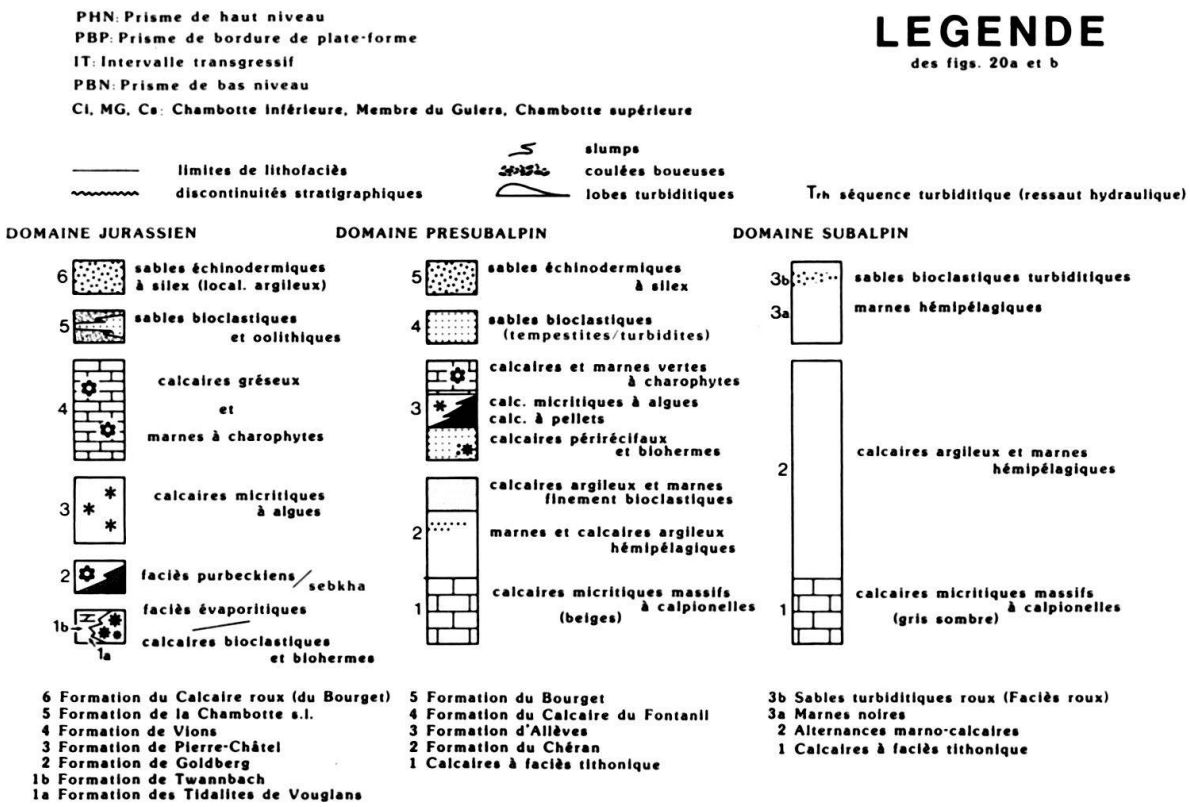

Domaine jurassien
Domaine présubalpin
Domaine subalpin
WNW
ESE
Molard de Vions
Cluse de Bange
Le Malpassant
Pointe de Vélan
Col de Cherel
Roc rouge
Mont d'Orisan
Zone à Radiatus
IT
prisme d'aggradation
Système de dépôt IV
(Valanginien inférieur pro parte - supérieur)
DIV
PHN
Ca
MQ
Cl
IT
prisme d'aggradation
PBP
Trh
galets mous
Système de dépôt III
(Berriasien terminal-Valanginien inférieur pro parte)
DIII
DIIc
DIIb
prisme d'aggradation
la Buisse
l'Echaillon
Couches du Balcon
Chartreuse centrale
et septentrionale (non dépôt)
PHN
IT
Système de dépôt II
(Berriasien inférieur à supérieur)
brèches d'Aizy
Calcaire grossier de Montagnole
PBN
Bauges-Bornes externes
Aravis-Platé
DIIa
l'Echaillon
Tidalites de Vouglans
Couches du Chailley
Salève
faciès de transition
Tithonique supérieur
PHN
(Tithonique/Portlandien)
Système de dépôt I
sans échelle horizontale
200m
100m
0m

fig.20a



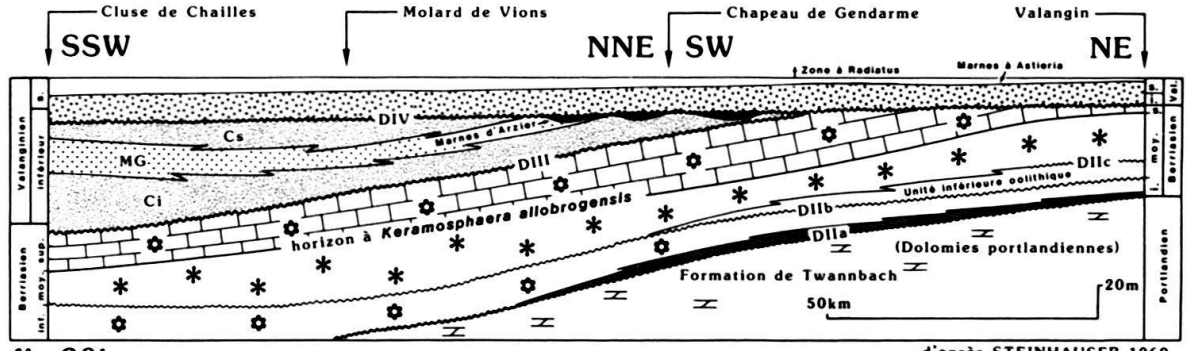


fig.20b

d'après STEINHAUSER 1969 modifié

Fig. 20. Profils à travers la plate-forme jurassienne et sa marge delphino-helvétique, depuis le Tithonique-Portlandien jusqu'au Valanginien.

20a. Passage des faciès néritiques à continentaux de la plate-forme jurassienne aux faciès hémipélagiques du bassin delphino-helvétique (d'après DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, modifié DÉTRAZ 1989).

20b. Section transversale de la plate-forme jurassienne entre le Jura français méridional et le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois) mettant en évidence son basculement vers le SW au cours du Valanginien inférieur.

10.4 Le Valanginien inférieur-supérieur (Zones à *Campylotoxum, Verrucosum, Trinodosum* et *Callidiscus*)

La partie supérieure du Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur marquent le retour, sur la plate-forme, à une sédimentation marine caractérisée par une forte production sédimentaire d'origine biologique (Formation du Bourget, fig. 18). Ce milieu, fortement influencé par l'action de la houle, était localement favorable à la prolifération des bryozoaires et des échinodermes ainsi qu'au développement de «prairies» à crinoïdes dont les articles peuvent constituer la majeure partie du sédiment.

Du NE vers le SW, ces sables échinodermiques montrent une nette diminution de la teneur en fer dont l'origine suggère l'existence d'une aire septentrionale émergée.

La pente qui assurait la transition entre les faciès de plate-forme et de bassin (fig. 20a) a progradé vers l'E et a dépassé le domaine présubalpin. L'équivalent latéral de ces sables est représenté dans le domaine subalpin par des resédimentations d'origine turbiditique.

Un ressaut hydraulique (Ravenne & Beghin 1983; Ravenne et al. 1983) avait lieu sur la bordure occidentale du domaine subalpin (coupe 27) et les fines, mises alors en suspension, atteignaient sa limite orientale (fig. 18; coupe 44).

Cette simple migration des faciès ne modifie pas fondamentalement le modèle sédimentaire reconnu pour le Berriasien terminal-Valanginien inférieur. Celui-ci reste donc valable pour les faciès bioclastiques du Valanginien inférieur-supérieur.

Dans la région de St-Maurice, des faciès bioclastiques de dunes sous-marines parfois oolithiques, ont persisté pratiquement sans interruption depuis le Berriasien moyen jusqu'au Valanginien inférieur (fig. 17; coupes 84, 85 et 86). Ces dunes protégeaient vers le Nord, un lagon marin puis restreint.

Au Valanginien inférieur-supérieur, ce dispositif sédimentaire s'est complètement inversé (fig. 18; coupes 82, 84, 85, 87 et 88).

Vers le Sud, la couverture sédimentaire autochtone du massif cristallin des Aiguilles Rouges a émergé et son érosion a alors alimenté en matériaux triasiques, jurassiques et crétacés les faciès de plages (Couches à *Pygurus*: membre inférieur) visibles au Nord de St-Maurice (coupe 82). Par la suite, ces derniers ont été transgressés par des sables échinodermiques (Couches à *Pygurus*: membre supérieur), eux-mêmes surmontés par les calcaires siliceux (Kieselkalk) de l'Hauterivien. Ces dépôts successifs reposent en biseau d'aggradation («onlap») sur la discontinuité qui est visible au toit des dépôts du Valanginien inférieur (Détraz 1989a, fig. 61).

Enfin dès le Valanginien terminal et durant l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus),* une sédimentation de boues transgressives hémipélagiques, argilo-gréseuses et glauconieuses a envahi toute l'aire d'étude.

11. Découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique

Avant de proposer un découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique, il faut rappeler que ces derniers ont été mis au point sur des marges siliciclastiques dites passives (subsidence supposée constante en tout point au

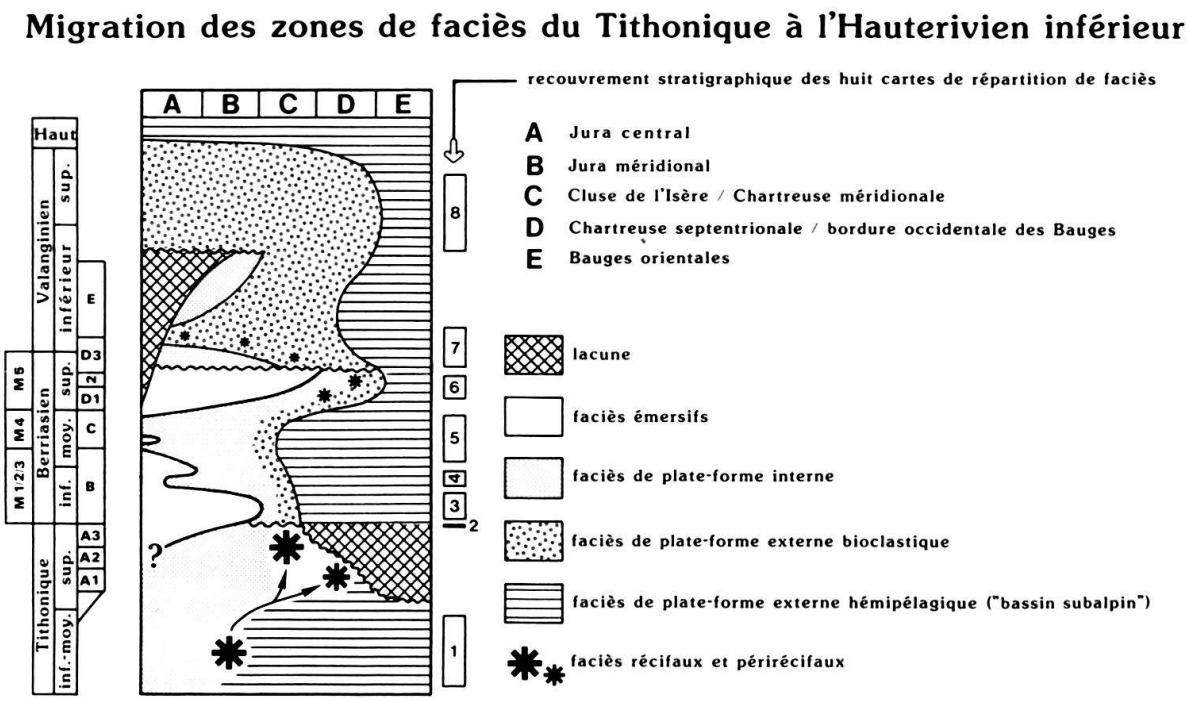


Fig. 21. Migration des zones de faciès du Tithonique à l'Hauterivien inférieur.

cours du temps) sur lesquelles les apports sédimentaires sont également supposés constants. Ces concepts ont été introduits et précisés par VAIL et al. (1977, 1984 et 1987).

Or, la plate-forme jurassienne était essentiellement carbonatée et à ce titre, sujette à des phénomènes de cimentation précoce accompagnés par une baisse importante de la productivité biosédimentaire en cas d'émersion.

Comme l'ont montré SHANMUGAN & MOIOLA (1984), ceci signifie qu'une baisse du niveau marin ne s'accompagne pas nécessairement d'une érosion importante en domaine de plate-forme et d'une augmentation du flux sédimentaire en direction des zones plus profondes.

En effet, aucune augmentation sensible du détritisme bioclastique ne s'est marquée dans le domaine subalpin durant les mouvements régressifs de grande ampleur. Au contraire, nous constatons que les appareils d'accumulation turbiditique se sont développés préférentiellement durant les périodes d'inondation de la plate-forme.

Compte tenu de ces remarques, les dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin peuvent être subdivisés en quatre systèmes de dépôt de troisième ordre, numérotés de I à IV (figs. 20a et 22b), qui correspondent respectivement aux quatre étapes sédimentaires retraçant l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne, telles qu'elles ont été définies et décrites précédemment (cf. 10.1 à 10.4).

En raison du peu d'informations biostratigraphiques dont nous disposions, le système de dépôt SD I couvre la totalité du Tithonique. Il est associé à la discontinuité D I (Kimméridgien terminal: Zone à *Beckeri*) dont le type (T1 ou T2) n'a pas pu être déterminé.

Le système de dépôt SD II couvre la totalité du Berriasien inférieur et moyen ainsi que la majeure partie du Berriasien supérieur. Il est associé à la discontinuité fini-jurassique D IIa, située à la limite des Zones A et B (figs. 2, 22a et b), qui est de type T1.

Sur la plate-forme jurassienne (figs. 20a et b), cette discontinuité est située au toit des Formations de Twannbach (Jura central) ou des Tidalites de Vouglans (Jura méridional).

Sur l'ensemble des domaines jurassien, présubalpin et subalpin, ce second système de dépôt a vu s'enchaîner les cortèges sédimentaires suivants: PBN (Prisme de Bas Niveau; Zone B inférieure), IT (Intervalle Transgressif; Zones B supérieure et C) et PHN (Prisme de Haut Niveau; sous-zones D1, D2 et D3 pro parte). Le premier de ces cortèges sédimentaires était restreint aux domaines présubalpin et subalpin (sommet des Calcaires à faciès tithonique; fig. 2) tandis que les deux autres occupaient la totalité du domaine d'étude.

Dans le domaine jurassien, l'IT a débuté avec l'installation des faciès purbeckiens à calcretes et galets noirs (Jura méridional) ou évaporitiques (Jura central) et s'est poursuivi avec les faciès purbeckiens mixtes (marins, lagunaires et lacustres) dont l'organisation séquentielle périodique (Strasser 1988) n'est en fait qu'une succession de paracycles limités par des surfaces d'inondation successives.

Il en va de même pour les discontinuités mineures D IIb (sous-zone à *grandis* s.str.) et D IIc (sous-zone à *subalpina*) dont l'enregistrement est lié aux récurrences de faciès lacustres qui caractérisent successivement la partie sommitale des dépôts purbeckiens du Jura central puis la base de la Formation de Pierre-Châtel (Unité inférieure oolithique) dans le Jura suisse occidental (figs. 20a et b et 22b). Cette succession de microséquences de type «shallowing upward» séparées par des surfaces d'inondation est typique d'un prisme d'aggradation côtière.

Cet IT comprend également la Formation du Chéran (domaine présubalpin) et la partie inférieure des alternances marno-calcaires (domaine subalpin) tandis que le PHN regroupe la Formation de Vions (domaine jurassien), la Formation d'Allèves (domaine présubalpin) et la partie supérieure des alternances marno-calcaires (domaine subalpin).

Le système de dépôt SD III couvre le Berriasien terminal et une partie du Valanginien inférieur. Il est associé à une discontinuité de type T2. Il s'agit de la discontinuité D III, située au sommet de la sous-zone à *picteti* ou à la base de la sous-zone à *callisto*.

Ce troisième système de dépôt a vu s'enchaîner les cortèges sédimentaires suivants: PBP (Prisme de Bordure de Plate-forme), IT et PHN. Le PBP était restreint au seul domaine présubalpin où il est représenté par la partie sommitale de la Formation d'Allèves. L'IT comprend la partie inférieure de la Formation de la Chambotte et le Membre du Guiers (domaine jurassien), la Formation du Calcaire du Fontanil (domaine présubalpin) et les Marnes noires (domaine subalpin) tandis que le PHN ou ce qu'il en subsiste sous la discontinuité D IV est représenté par la partie supérieure de la Formation de la Chambotte.

En raison de leur grande homogénéité pétrographique (faciès de type «Calcaire roux») sur l'ensemble de l'aire étudiée, les dépôts du Valanginien inférieur-supérieur n'ont pas pu faire l'objet d'un découpage séquentiel précis.

C'est pourquoi le système de dépôt SD IV couvre une partie du Valanginien inférieur (Zone à *Campylotoxum*), le Valanginien supérieur et l'Hauterivien basal (Zone à *Radiatus*).

La discontinuité DIV, qui lui est associée, s'est marquée essentiellement dans le Jura suisse occidental où elle correspond à une importante surface d'érosion doublée d'une discordance angulaire (cf. 10.3 et fig. 20b: amalgame des discontinuités DIII et DIV).

Entre le Valanginien inférieur et l'Hauterivien basal, ce quatrième système de dépôt n'était apparement constitué que par un cortège sédimentaire transgressif (IT) qui comprend la Formation du Calcaire roux et les Marnes à *Astieria* (Jura central), la Formation du Bourget (Jura méridional et domaine présubalpin) et les sables turbiditiques roux (domaine subalpin) auxquels il faut ajouter les Marnes d'Hauterive et les Calcaires siliceux (Kieselkalk) de l'Hauterivien basal.

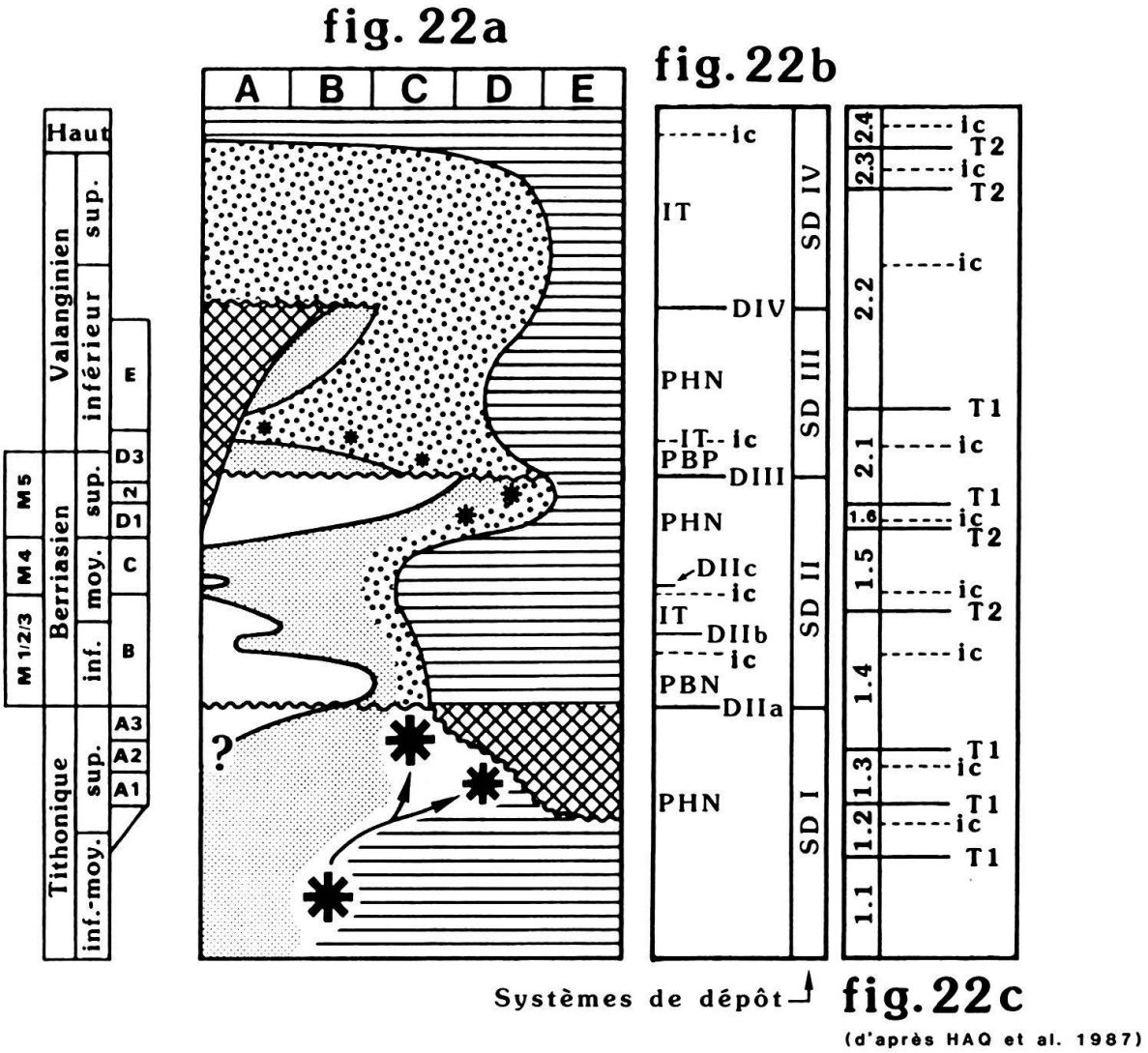


Fig. 22. Comparaison du découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin (22a et b) et du découpage séquentiel (22c) proposé par HAQ et al. (1987).

12. Existence et influence de la tectonique synsédimentaire sur l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne

12.1 Preuves indirectes

12.1.1 Comparaison entre le découpage séquentiel proposé par Haq *et al. (1987) et le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin*

La comparaison du découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin avec le découpage séquentiel proposé par Haq et al. (1987) permet de faire les constatations suivantes:

1. Aucun des quatre systèmes de dépôt de troisième ordre, tels qu'ils ont été définis ci-dessus (fig. 22b) n'a d'équivalent dans la succession chronostratigraphique des séquences (fig. 22c) publiée par Haq et al. (1987).

Toutefois, on constate pour les paraséquences IIa et IIb comme pour les séquences III et IV une assez bonne corrélation entre les intervalles de condensation régionaux (ic IIa, IIb, III et IV; fig. 22b) et leurs équivalents au sein des séquences LZB-1.4, LZB-1.5, LZB-2.1 et LZB-2.4 (fig. 22c).

Cela signifie que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique savoyard enregistrait assez fidèlement les remontées eustatiques rapides tandis que des variations eustatiques négatives et brutales, de type T1 (fig. 22c: cycles LZB-1.4, LZB-2.1 et LZB-2.2), ne se marquaient pas du tout ou alors avec retard et de manière atténuée comme c'est le cas pour les discontinuités majeures D IIa et D III.

2. La comparaison des figures 22b et 22 c met aussi en évidence trois anomalies au niveau régional. En effet, si l'on se réfère à la fig. 22c, l'enregistrement régional des discontinuités mineures D IIb et D IIc (fig. 22b) semble illogique car il intervient durant une période de haut niveau marin absolu (respectivement PHN: cycle LZB-1.4 et LZB-1.5).

Il en va de même pour la discordance D IV (fig. 22b) dont l'enregistrement s'est fait indépendamment des variations eustatiques absolues.

D'autre part, cette discontinuité D IV est doublée d'une discordance angulaire qui présente une géométrie particulière (cf. 10.3, fig. 20b) interprétée par Vail et al. (1984, p. 138, fig. 8b) comme le résultat d'un basculement tectonique. Conformément à cette interprétation, la plate-forme jurassienne aurait donc basculé vers le SW au cours du Valanginien inférieur.

Ainsi, l'absence d'une grande partie des dépôts du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur, qui caractérise le Jura neuchâtelois et dans une moindre mesure le Jura vaudois, aurait une origine tectonique.

12.1.2 Subsidence différentielle sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique: la carte isopachique du Berriasien

Au cours du Berriasien, deux sillons d'accumulation préférentielle, d'orientation SSW–NNE se sont développés sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique (fig. 19).

Le premier et le plus important était situé au niveau de la zone de raccord entre les faciès de plate-forme et les dépôts hémipélagiques qui caractérisaient le domaine subalpin. Il correspond à la zone présubalpine (Steinhauer 1969 et 1970; Santos

NARVAEZ 1980; DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988) qui était caractérisée par une sursédimentation dont le gradient allait croissant du NNE (bordure occidentale du massif des Bauges) vers le SSW (Chartreuse septentrionale).

Simultanément, un second sillon se développait au sein même du domaine subalpin et plus précisement au niveau de la chaîne des Aravis, des massifs de Platé, du Haut-Giffre/Dents du Midi et de Morcles (fig. 1) qui occupaient à l'origine une position paléogéographique plus interne, à l'arrière du massif cristallin des Aiguilles Rouges (GOURLAY 1984; ESCHER et al. 1988).

Dans la chaîne des Aravis et sur la bordure occidentale du massif de Platé, cette surépaisseur est principalement due à l'accumulation de resédiments (slumps) tandis qu'ailleurs, il s'agit d'une simple sursédimentation.

En ce qui concerne la moitié Nord de notre domaine d'investigation, ces deux sillons étaient donc séparés par le haut-fond que constituait le massif cristallin des Aiguilles Rouges (AMBERGER 1960; LANDRY 1978).

Un tel dispositif sédimentaire, nous amène à penser que la zone présubalpine et le haut-fond des Aiguilles Rouges ne sont en fait que l'enregistrement d'un seul et même événement tectonique qui s'est manifesté sous la forme d'un bloc basculé à vergence WNW.

Ce mouvement de rotation a d'autre part dû être affecté par un gauchissement qui permettrait d'expliquer la surépaisseur croissante des faciès présubalpins vers le SSW et leur disparition, tout au moins tels qu'ils ont été définis par STEINHAUSER (1969 et 1970), vers le NNE.

Par contre, si l'on compare les cartes de répartition de faciès du Berriasien inférieur et moyen (figs. 13, 14 et 15), on constate une nette similitude de faciès entre l'autochtone de St-Maurice (coupes 82 à 91) et la Chartreuse occidentale (coupes 3, 4 et 6).

Cela tend à prouver qu'au Nord de notre domaine d'étude, la plate-forme jurassienne et ses cortèges de dépôts s'étendaient vers l'Est jusqu'au massif cristallin des Aiguilles Rouges.

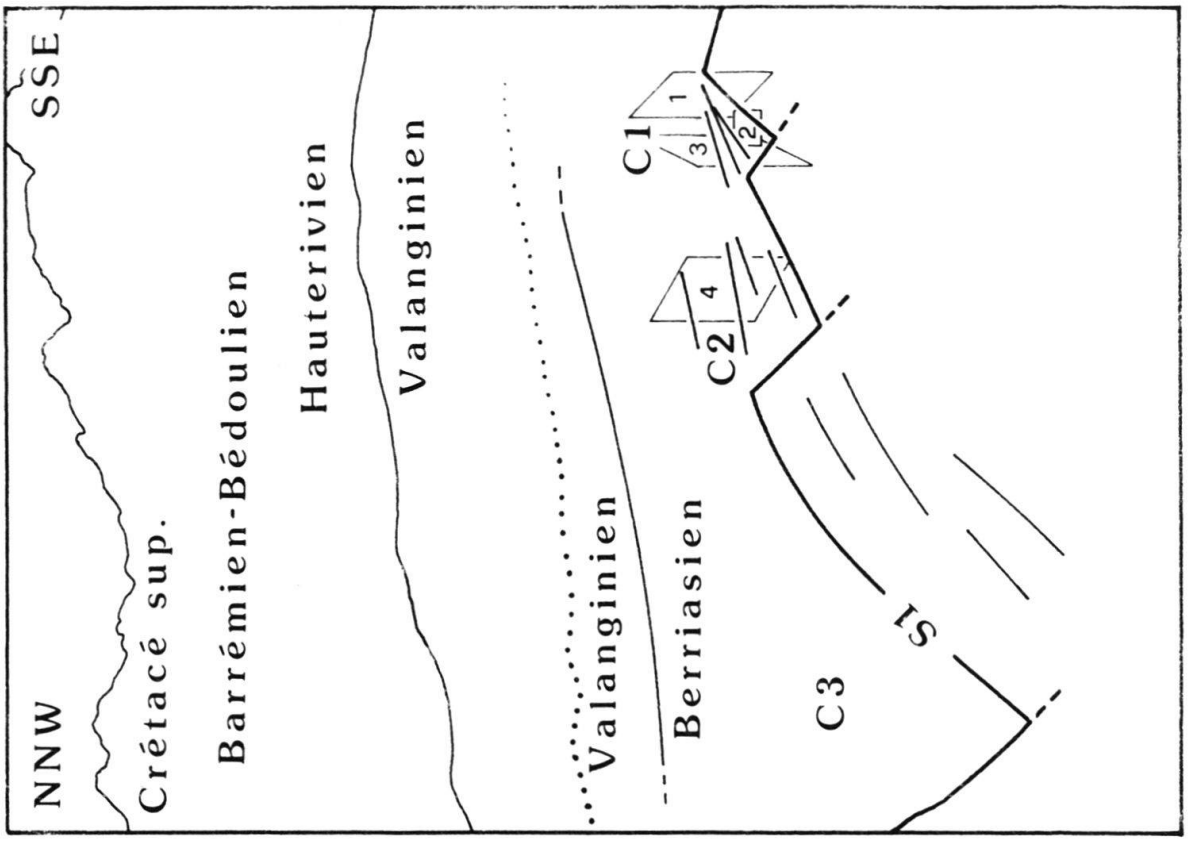
Ce dispositif tectonique est resté valable pour le Valanginien (figs. 17 et 18) mais l'accentuation du basculement vers l'WNW au cours du Valanginien inférieur a provoqué l'émersion du massif cristallin des Aiguilles Rouges et l'inversion du dispositif sédimentaire précédent (cf. 10.4).

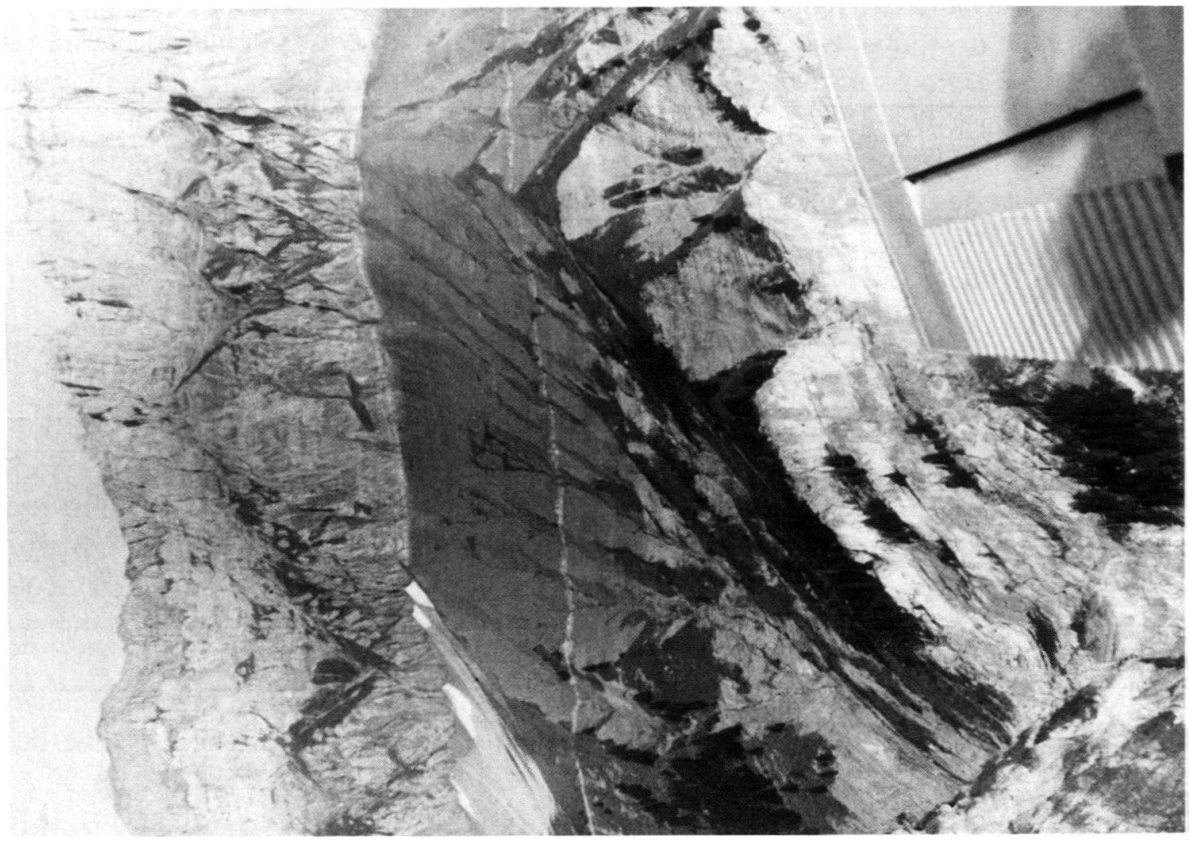
12.2 Preuves directes: l'exemple du massif de Platé au Berriasien inférieur et moyen

Durant le Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale), la bordure orientale du domaine subalpin etait affectée par de nombreux glissements synsédimentaires sous-marins. Ces derniers se sont développés préférentiellement au niveau de la chaîne des Aravis et sur la bordure occidentale du massif de Platé (fig. 1) où leurs épaisseurs cumulées atteignent 50 à 120 m. L'analyse géométrique de ces resédiments (DÉTRAZ et al. 1987) a démontré qu'ils se sont mis en place sur des pentes sédimentaires, d'orientation homogène (SW–NE), à vergence SE ou NW.

A ce titre, la bordure occidentale du massif de Platé qui offre une vue perpendiculaire à l'axe de ces paléopentes, s'est révélée plus démonstrative que la chaîne des Aravis.

Photographiée d'avion (fig. 23), elle permet de faire les observations suivantes:


NNW
SSE
Crétacé sup.
Barrémien-Bédoulien
Hauterivien
Valanginien
Valanginien
Berriasien
C1
C2
C3
S1
1
2
3
4



– Le toit des calcaires micritiques massifs (surface S1), datés de la Zone B inférieure-moyenne, n'est pas plan. Au contraire, cette limite lithologique, autrefois confondue avec la limite Jurassique–Crétacé (Kilian 1907), présente une géométrie en marches d'escalier. Leur hauteur atteint 15 à 20 m alors que leur extension horizontale varie entre 50 et 100 m. Elles délimitent trois compartiments successifs (C1, C2 et C3, fig. 23).

– Les dépôts berriasiens sus-jacents (Zones B supérieure à D3) montrent une nette augmentation d'épaisseur du SSE vers le NNW. Celle-ci s'accompagne d'une diminution progressive des valeurs de pendage.

L'organisation des dépôts, au sein des compartiments C1 et C2, est illustrée grâce à des photos prises à l'affleurement (figs. 24a et b, 25a et b). Leur cadrage est précisé sur la vue aérienne de la bordure occidentale du massif de Platé (fig. 23).

Dans le compartiment C1 (fig. 24a), la limite supérieure des calcaires micritiques massifs (surface S1; N 110° E, 40° NE) et la base du faisceau de bancs calcaires sus-jacents (surface S2), délimitent un coin sédimentaire. Sa partie amont se caractérise par une succession de bancs fortement étirés et une stratification relativement bien ordonnée alors que sa partie aval fait l'objet d'un épaississement dû à une accumulation répétitive de slumps (fig. 24b).

Le troisième côté de ce coin sédimentaire est déterminé par un plan de faille d'orientation N 55°–60° E avec un pendage de 45° à 60° vers le SE. Il s'agit de la surface S3, visible sur la fig. 25a (le personnage cerclé donne l'échelle). Sur la même figure, on peut constater que cette faille est scellée par la surface S2 qui met alors directement en contact les calcaires micritiques massifs et le faisceau de bancs calcaires. Le premier banc de ce faisceau, que l'on peut suivre depuis le haut du compartiment C1 où il détermine un angle avec les dépôts sous-jacents (fig. 24a), a livré une association de calpionelles caractéristique de la Zone B supérieure-terminale, soit de la base du Berriasien moyen.

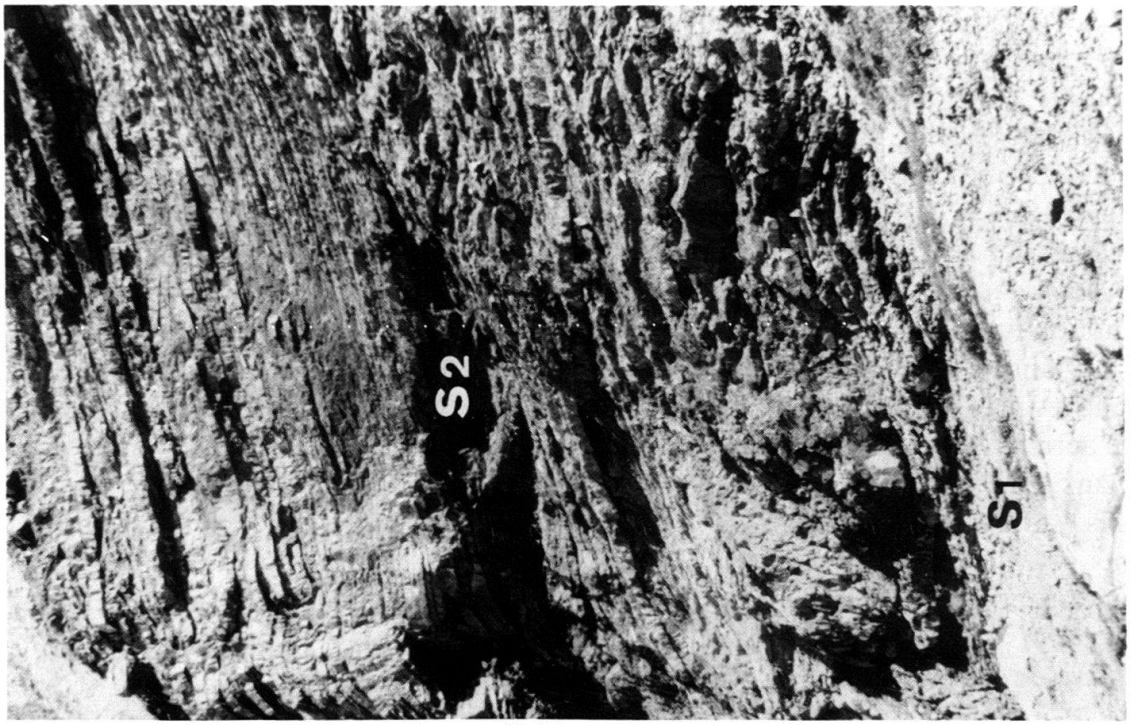
Deux troncatures intraformationnelles synsédimentaires (Ti: fig. 25b) sont visibles dans le compartiment C2 qui présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le compartiment C1.

Ces observations de terrain prouvent incontestablement que cette partie du bassin delphino-helvétique a été affectée durant le Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale) par une tectonique synsédimentaire de type distensif.

Celle-ci s'est traduite par un morcellement du fond marin en une succession de blocs basculés hectométriques, limités par des failles d'orientation NE–SW.

Cette succession de petits blocs basculés s'effondrant progressivement illustre à échelle réduite les phénomènes de distention qui ont affecté la bordure orientale de la plate-forme jurassienne et celle du haut-fond des Aiguilles Rouges.

Fig. 23. Vue aérienne de la bordure occidentale du massif de Platé.
1: plan de la fig. 24a
2: plan de la fig. 24b
3: plan de la fig. 25a
4: plan de la fig. 25b



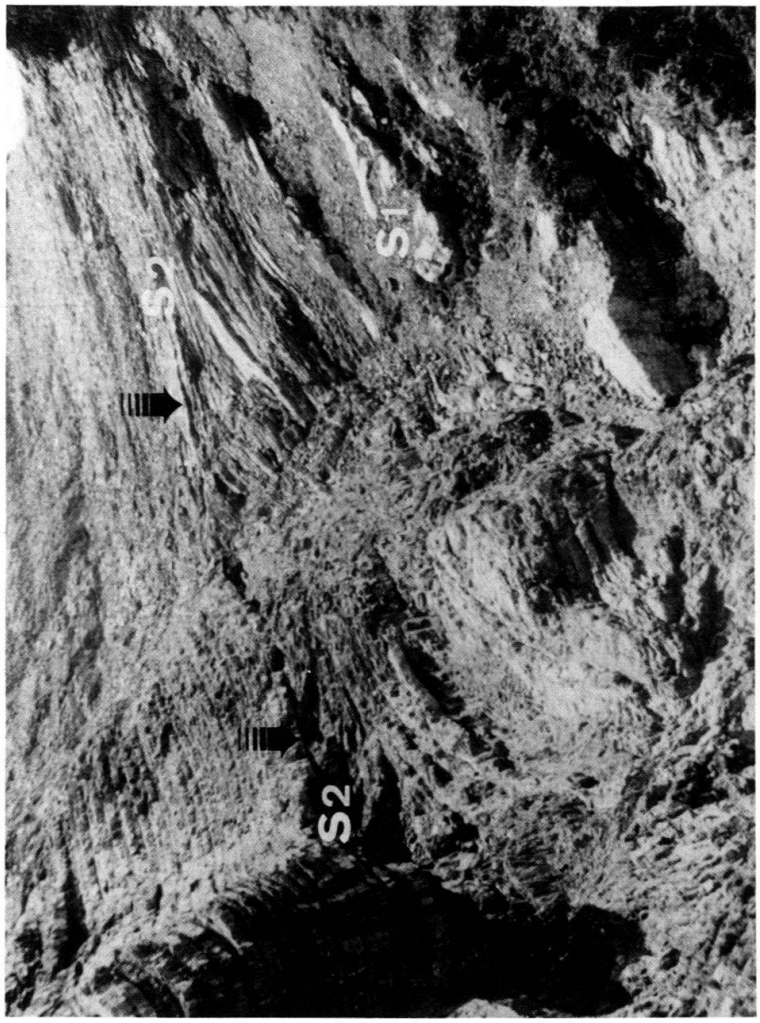
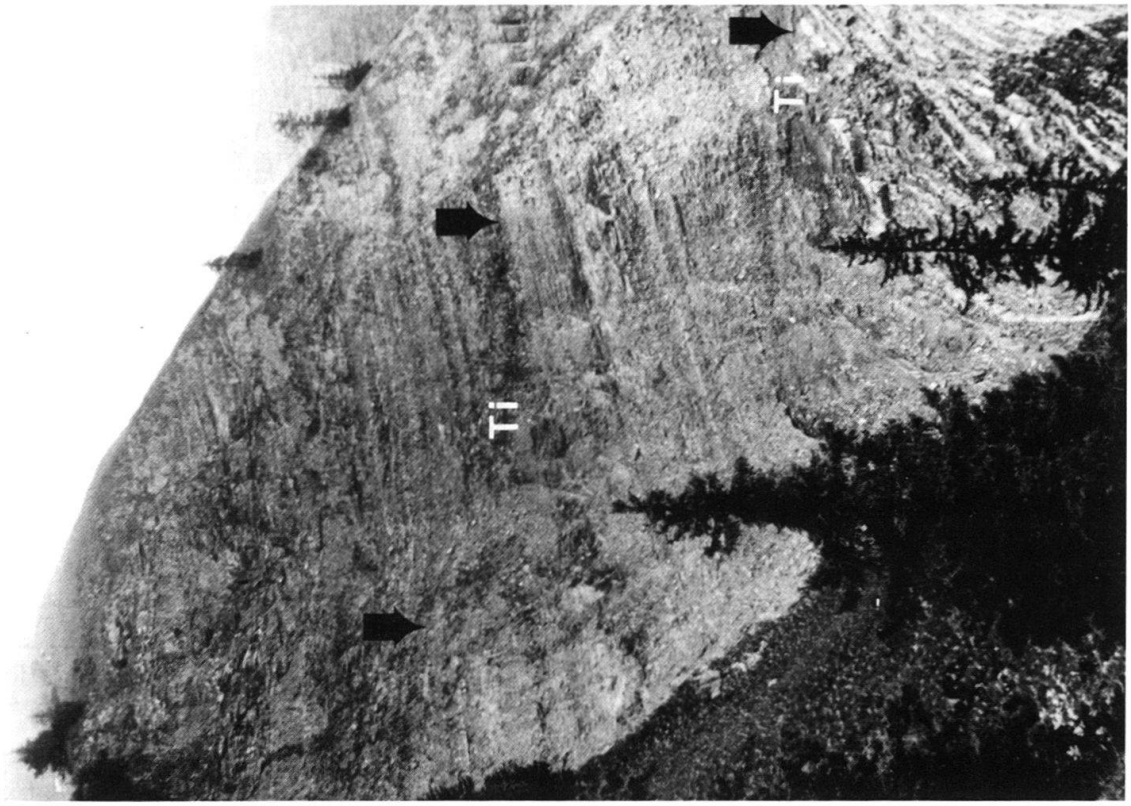


Fig. 24a et b. Détail du compartiment C1 (fig. 23).



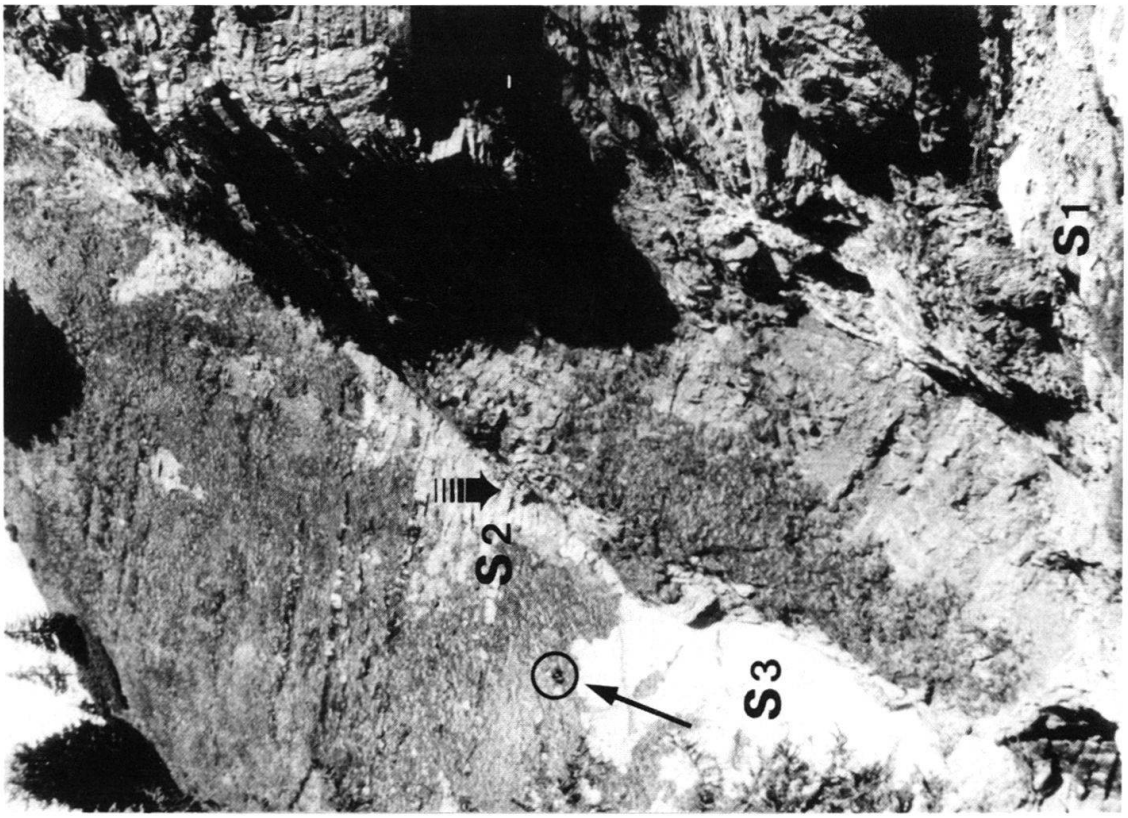


Fig. 25a et b. Détail des compartiments C1 et C2 (fig. 23).

Conclusions

L'imbrication des faciès marins et continentaux éocrétacés du Jura franco-suisse a permis d'y établir une biozonation continentale de charophytes et d'ostracodes corrélable avec les échelles biostratigraphiques mésogéennes d'ammonites et de calpionelles, qui ont été utilisées avec les protoglobigérines et les saccocomidés pour dater les dépôts hémipélagiques du Jurassique terminal–Crétacé basal du domaine delphino-helvétique savoyard.

Cette biozonation continentale permet en outre de corréler les faciès émersifs berriasiens de la plate-forme jurassienne avec les faciès «purbeckiens» boréaux (Sud de l'Angleterre, Bassin de Paris et Allemagne du Nord) et méridionaux (Basse-Provence, Sardaigne et Espagne), dont les âges berriasien inférieur à valanginien basal peuvent ainsi être précisés.

Sur la base de ces données biostratigraphiques permettant de bonnes corrélations et d'après la répartition des faciès caractérisant les différentes unités lithologiques finijurassiques et berriaso-valanginiennes du Jura et des chaînes subalpines septentrionales, l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne a pu être reconstituée avec précision entre le Tithonique-Portlandien et le Valanginien.

D'autre part, un découpage séquentiel des dépôts tithoniques-portlandiens à valanginiens des domaines jurassien, présubalpin et subalpin a été établi et comparé aux données de Haq et al. (1987).

La mauvaise corrélation existant entre ces deux découpages séquentiels, suggère que l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne entre le Tithonique-Portlandien et le Valanginien ne dépendait pas des seules variations eustatiques.

Un contrôle tectonique est venu relayer ou moduler le signal eustatique à plusieurs reprises, notamment au passage Jurassique–Crétacé (limite des Zones A et B; discontinuité D IIa), au cours du Berriasien inférieur-moyen (Zone B supérieure et terminale; discontinuités D IIb et D IIc), au Berriasien terminal (discontinuité D III) et durant le Valanginien inférieur (discontinuité D IV).

Cette tectonique synsédimentaire de type distensif a retardé, atténué ou annulé les effets des variations eustatiques négatives tandis que les variations eustatiques positives continuaient de s'enregistrer fidèlement.

Parallèlement, une structuration, héritée ou non, de type blocs basculés a contrôlé l'organisation sédimentaire du bassin delphino-helvétique.

Durant le Berriasien et le Valanginien, l'architecture de ce dernier s'articulait alors autour de deux sillons d'accumulation sédimentaire d'orientation SSW–NNE.

Dans la partie Nord du domaine d'étude, ces deux sillons étaient séparés par le haut-fond du massif cristallin des Aiguilles Rouges.

Le sillon occidental correspond à la zone présubalpine dont l'organisation sédimentaire est caractéristique d'un prisme d'accumulation situé en bordure de plate-forme. Toutefois, en raison du gradient d'épaisseur décroissant qui la caractérise en direction du NNE, il est fort probable que cette zone de faciès, telle qu'elle a été décrite par Steinhauser (1969 et 1970), ne se prolonge pas beaucoup plus au Nord que l'extrémité septentrionale du massif des Bauges. Au-delà, les faciès présubalpins à affinités

tantôt jurassiennes, tantôt subalpines, seraient remplacés progressivement par des sédiments de plate-forme externe bioclastique dominée par les marées, comme c'est le cas dans la région de St-Maurice ou en Chartreuse occidentale et méridionale.

Dans cette optique, la limite orientale de la plate-forme jurassienne serait confondue, dans la partie septentrionale du domaine d'étude, avec le haut-fond des Aiguilles Rouges.

Ces résultats montrent que pendant la période d'accrétion océanique téthysienne, amorcée à la fin du Dogger et/ou au début du Malm (Lemoine 1982), la marge jurassienne de la Téthys continuait d'enregistrer au cours du Crétacé inférieur une activité tectonique synsédimentaire distensive.

Deux «discordances post-rifting» au sens de Boillot et al. (1984, p. 210–211) se sont respectivement enregistrées dans les chaînes subalpines septentrionales et le Jura à la base du Berriasien moyen (Zone B terminale) ainsi que durant le Valanginien inférieur.

Ces deux «discordances post-rifting» pourraient également être une conséquence lointaine du rifting atlantique (Boillot et al. 1984), comme l'ont suggéré récemment pour les chaînes subalpines méridionales Dardeau & De Graciansky (1987) ainsi que De Graciansky et al. (1987).

Cette activité tectonique doit probablement être rattachée à la phase néocimmérienne qui s'est également enregistrée en Mer du Nord et dont les effets (discordance angulaire) sont particulièrement bien visibles sur les nombreux profils sismiques effectués dans cette région (J. Gérard/TOTAL CFP, comm. pers.).

Remerciements

Pour ce travail qui rassemble les résultats de deux thèses menées à l'Université de Genève (Département de Géologie et de Paléontologie), nous avons bénéficié sur le terrain de la précieuse collaboration de N. Steinhauser et de A. Strasser (Univ. Genève) à qui nous tenons à exprimer notre vive gratitude.

Nous remercions également M. Feist (Univ. Montpellier II) et H. Oertli (Elf-Aquitaine, Pau) qui ont revu la partie paléontologique concernant les charophytes et les ostracodes, J. Medus (Faculté de St-Jérôme, Marseille) pour ses analyses palynologiques, R. Busnardo et G. Le Hegarat (Univ. Lyon I) pour leurs déterminations d'ammonites, J. Wüest (Conservatoire et Jardin botaniques, Genève) pour la réalisation de la partie photographique (MEB) et M. Benest (Univ. Lyon I) pour le matériel paléontologique qu'il nous a très généreusement remis.

Nous sommes aussi reconnaissant envers R. Enay (Univ. Lyon I), R. Gygi (Naturhistorisches Museum, Basel), H. Oertli, N. Steinhauser, M. Floquet (Univ. Dijon) et J. Charollais (Univ. Genève) qui ont avec beaucoup d'amabilité revu notre manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

Ainardi, R. 11015: Microfaciès et paléoécologie du «Purbeckien» des régions de Nantua et Saint-Rambert (Jura méridional). Mise en évidence d'un horizon à *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger). Extrait: Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 11013). Mém. B.R.G.M. (Paris) 86, 232–241.

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., & Remane, J. 11011: Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean province. Extrait: Proc. II Plankt. Conf. Roma 11010, 2, 1337–1340. Ed. Tecnoscienza, Rome.

Amberger, G. 1960: L'autochtone de la partie Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse n° 1312 Univ. Genève.

Anderson, F.W., & Bazley, R.A.B. 11011: The Purbeck Beds of the Weald (England). Bull. geol. Surv. G.B. 34, 1–175.

ANDERSON, F.W. 1985: Ostracod faunas in the Purbeck and Wealden of England. J. Micropaleont. 4/2, 1–68.

AYRTON, S. 1980: La 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.

BABINOT, J.F., GERVAIS, J., MASSE, J.P., & TRONCHETTI, G. 1971: Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique de la formation des «Marnes vertes infracrétacées» de la Basse-Provence occidentale (Sud-Est de la France). Ann. Univ. Provence 46, 189–208.

BARTENSTEIN, H., & BURRI, F. 1954: Die Jura-Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. Eclogae geol. Helv. 47/2, 426–443.

BAUDRIMONT, A.F., & DUBOIS, P. 1977: Un bassin mésogéen du domaine périalpin: le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 1/1, 261–308.

BEAUDOIN, B. 1967: A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. C.R. Acad. Sci. (Paris) 264/3, 446–449, sér. D.

BENEST, M. 1985: Evolution de la plate-forme de l'ouest algérien et du nord-est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé: stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. Thèse Univ. Lyon I, Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 95/1–2, 1–581.

BERNIER, P. 1984: Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Thèse Univ. Lyon I, Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 92/1–2, 1–803.

BLONDEL, T., SCHROEDER, R. et coll. 1986: Coupe VII, Formation de Vions du Vuache Nord. Extrait: Livret-guide de l'excursion n° 1 du Congrès BENTHOS'86 dans le Jura méridional et les chaînes subalpines. Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève, sér. Guide géol. n° 5.

BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M., & BIJU-DUVAL, B. 1984: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Ed. MASSON, Paris.

BOISSEAU, T. 1987: La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse–Vercors). Analyse et corrélations avec les séries du bassin. Thèse Univ. Grenoble.

BRAVARD, C. 1968: Etude géologique de la région de Saint-Laurent-du-Pont et de la Grande Sure. Dipl. Etudes sup. Univ. Grenoble (inédit).

BRENNER, P. 1976: Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). Palaeontographica 152/4–6, 113–201.

BUSNARDO, R., LE HEGARAT, G., & MAGNE, J. 1965: Le stratotype du Berriasien. Extrait: Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963). Mém. B.R.G.M. (Paris) 34, 6–33.

BUSNARDO, R., THIEULOY, J.P., MOULLADE, M. et coll. 1979: Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). Extrait: Les stratotypes français 6. Ed. C.N.R.S., Paris.

BUTLER, R.W.H., WELBON, A., GILLCRIST, R., & COWARD, M. 1987: External western Alpine thrust belt. Field excursion guide of the Tectonics Studies Group. Ed. R.W.H. BUTLER, Univ. Durham, G.B.

CAROZZI, A. 1948: Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse. Thèse n° 1122 Univ. Genève; Arch. Sci. (Genève) 1/1, 211–375.

— 1952: «Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur des chaînes subalpines de Haute-Savoie». Rev. générale. Sci. (Paris) 59, 229–245.

CATALANO, R., & LIGUORI, V. 1971: Facies a Calpionelle della Sicilia occidentale. Extrait: Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, 1, 167–210. Ed. Tecnoscienza, Rome.

CHAROLLAIS, J. 1963: Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute-Savoie). Thèse n° 1342 Univ. Genève.

CHAROLLAIS, J., & LOMBARD, Aug. 1966: Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines, aux environs de Genève. Arch. Sci. (Genève) 19/1, 49–81.

CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., CARDIN, M., CLAVEL, B., DECROUEZ, D., DELAMETTE, M., GORIN, G., LEPILLER, M., MONDAIN, P.H., ROSSET, J., & VILLARS, F. 1988: Notice explicative de la Feuille Annecy–Bonneville au 1:50 000. Extrait: Carte géologique de la France. Ed. B.R.G.M. (Orléans).

CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., & LE HEGARAT, G. 1986: Précisions stratigraphiques sur le Crétacé basal du Jura méridional. Eclogae geol. Helv. 79/2, 319–341.

COAZ, A. 1932: Sur le Néocomien de la Nappe Morcles-Aravis entre le Col des Aravis et le col de Sageroux (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv. 25/2, 331–335.

COLIN, J.P., FEIST, M., GRAMBAST-FESSARD, N., CHERCHI, A., & SCHROEDER, R. 1984: Charophytes and ostracods from the Berriasian (Purbeckian facies) of Cala d'Inferno (Nurra region, NW-Sardinia). Boll. Soc. paleont. Ital. 23/2, 345–354.

COLLET, L.W. 1910: Les Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 36/4, 411–586.

— 1943: La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 79.

COQUAND, H. 1871: Sur le Klippenkalk des Départements du Var et des Alpes-Maritimes. Bull. Soc. géol. France (2), 28, 208–234.

DARDEAU, G., & GRACIANSKY, P.C. de, 1987: Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Esteron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. Bull. Soc. géol. France (8), 3/6, 1207–1210.

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, 575–578, sér. II.

DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S., & LIENHARDT, M.J. 1984: Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M. (Orléans) 125.

DECONINCK, J.F., & STRASSER, A. 1987: Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). Eclogae geol. Helv. 80/3, 753–772.

DESOR, E. 1854: Quelques notes sur l'étage inférieur du groupe néocomien (Etage Valanginien). Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 3, 172–180.

DESOR, E., & GRESSLY, A. 1859: Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 4, 1–159.

DÉTRAZ, H., MULLER, A., MULLER, D., & VILLARS, F. 1986: Etude préliminaire de la stratigraphie et de la sédimentologie de la Chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France; Domaine Delphino-Helvétique). Arch. Sci. (Genève) 39/3, 365–376.

DÉTRAZ, 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 resédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. Eclogae geol. Helv. 80/1, 69–108.

DÉTRAZ, H., & STEINHAUSER, N. 1988: Le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. Eclogae geol. helv. 81/1, 125–154.

DÉTRAZ, H. 1989a: Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional) du Tithonique au Valanginien: tectonique synsédimentaire et eustatisme. Thèse n° 2338 Univ. Genève.

— 1989b: Exemple de sédimentation sur une plate-forme externe bioclastique dominée par les marées: l'Autochtone de St-Maurice (Valais, Suisse) au Berriasien-Valanginien. Eclogae geol. Helv. 82 (à paraître).

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

— 1988: Analyse sédimentologique et séquentielle des terrains les plus anciens du Salève: les traces d'un récif à la base (?) du Kimméridgien. Arch. Sci. (Genève) 41/1, 65–84.

DONZE, P. 1955: Nouvelles espèces de Charophytes de la limite jurassico-crétacée du Jura, des Alpes-Maritimes et de la Provence. Bull. Soc. géol. France (6), 5, 287–290.

— 1958: Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne». Thèse Univ. Lyon I, Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 3, 1–221.

— 1964: Ostracodes berriasiens des massifs subalpins septentrionaux (Bauges et Chartreuse). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 11, 103–160.

— 1965: Espèces nouvelles d'ostracodes des Couches de base du Valanginien de Berrias (Ardèche). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 12, 87–107.

— 1967: Deux espèces nouvelles d'ostracodes du Crétacé inférieur vocontien. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 14, 63–67.

— 1969: Sur la présence d'un niveau d'émersion à *Cypridea* dans le Valanginien inférieur du flanc Est de la Montagne du Grand-Colombier (Jura méridional). C.R. somm. Soc. géol. France 1, 8–9.

— 1973: Corrélations stratigraphiques dans le Berriasien-Valanginien inférieur du Sud-Est de la France, sur la base de nouveaux *Trachyleberidinae* (Ostracodes). Remarques paléoécologiques. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 57, 1–13.

— 1975: Espèces nouvelles d'ostracodes du genre *Protocythere* TRIEBEL, 1938, dans le Berriasien du Sud-Est de la France. Répartition stratigraphique. Rev. españ. Micropaleont., numéro spécial, 97–106.

DONZE, P., & ENAY, R. 1961: Les Céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix-de-Saint-Concors près de Chambéry (Savoie). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 7, 1–236.

DONZE, P., & THIEULOY, J.P. 1975: Sur l'extrême condensation du Valanginien supérieur dans le Jura neuchâtelois, en particulier dans le stratotype de Valangin, et sa signification dans l'ensemble des formations valanginiennes du Sud-Est de la France. C.R. Acad. Sci. (Paris) 280/3, 1661–1664, sér. D.

DOUDOUX, B., MERCIER DE LEPINAY, B., & TARDY, M. 1982: Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R. Acad. Sci. (Paris) 295, 63–68, sér. II.

DOUXAMI, H. 1896–1897: Feuilles de Chambéry et Albertville, révision de Nantua, Annecy et Thonon. Bull. Serv. Carte géol. France 8/53, 151–153.

ELDREDGE, N. 1971: The allopatric model of phylogeny in Paleozoic Invertebrate. Evolution 25, 156–167.

ENAY, R. 1965: Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). Bull. Soc. géol. France (7), 7, 23–31.

— 1966: Le genre *Gravesia* (*Ammonitina* jurassique) dans le Jura français et les Chaînes subalpines. Ann. Paléont. 42, 95–105.

— 1980: Crussolien. Extrait: Les étages français et leurs stratotypes. Mém. B.R.G.M. (Orléans) 109, 90–91.

ENAY, R., MANGOLD, C. et coll. 1980: Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (hors série) 5.

ENAY, R. (coord.) et coll. 1984a: Jurassique supérieur: Malm. Extrait: Synthèse géol. du SE de la France. Mém. B.R.G.M. (Orléans) 125, 223–286.

ENAY, R., BODEUR, Y., CONTINI, D., & PEYBERNES, B. 1984b: Jurassique supérieur: Malm. Paléogéographie. Extrait: Synthèse géol. du SE de la France. Mém. B.R.G.M. (Orléans) 125, 263–272.

ENAY, R., CONTINI, D., & BOULLIER, A. 1988: Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. Eclogae geol. Helv. 81/2, 295–363.

EPARD, J.L. 1986: Le contact entre le socle du Mont-Blanc et la zone de Chamonix: implications tectoniques. Bull. géol. Lausanne 288, 225–245.

ESCHER, A., MASSON, H., & STECK, A. 1988: Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. Mém. Géol. Lausanne 2.

FARINACCI, A., & SIRNA, G. 1959: Livelli a Saccocoma del Malm dell'Umbria e della Sicilia. Boll. Soc. geol. Ital. 79/3, 1–23.

FLANDRIN, J., SCHAER, J.P., ENAY, R., REMANE, J. (coord.) et coll. 1975: Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 1973). Mém. B.R.G.M. (Paris) 86.

GARDUÑO MONROY, V.H. 1981: Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges (Savoie, France). Thèse Univ. Paris VI.

GIDON, M. 1977: Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne. Ed. DIDIER-RICHARD (B.R.G.M.), Grenoble.

GOURLAY, P. 1984: La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse Univ. Paris VI.

GRACIANSKY, P.C. DE, BUSNARDO, R., DOUBLET, R., & MARTINOD, J. 1987: Tectogenèse distensive d'âge crétacé inférieur aux confins des Baronnies (Chaînes subalpines méridional); liaison avec le rifting atlantique; conséquences sur la tectonique alpine. Bull. Soc. géol. France (8), 3/6, 1211–1214.

GRAMBAST, L. 1966a: Un nouveau type structural chez les Clavatoracées. Son intérêt phylogénétique et stratigraphique. C.R. Acad. Sci. (Paris) 262/18, 1929–1932, sér. D.

— 1966b: Structure de l'utricule et phylogénie chez les Clavatoracées. C.R. Acad. Sci. (Paris) 262/21, 2207–2210, sér. D.

— 1970: Origine et évolution des *Clypeator* (Charophytes). C.R. Acad. Sci. (Paris) 271/3, 1964–1967, sér. D.

— 1974: Phylogeny of the Charophyta. Taxon 23/4, 463–481.

GROSDIDIER, E. 1964: Quelques ostracodes nouveaux du Crétacé inférieur de Champagne Humide. III: Barrémien-Hauterivien. Rev. Micropaléont. 6/4, 223–236.

GRÜNDEL, J. 1969: Neue taxionomische Einheiten der Unterklasse *Ostracoda (Crustacea)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 6, 353–361.

GYGI, R., & PERSOZ, F. 1986: Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. Eclogae geol. Helv. 79/2, 385–454.

HÄFELI, C. 1966: Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). Eclogae geol. Helv. 59/2, 565–697.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., & VAIL, P.R. 1987: Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 millions Years Ago to Present). Science 235, 1152–1167.

HAUG, E. 1895: Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. Bull. Serv. Carte géol. France 7/47, 1–92.

— 1925: Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France (4), 25/7, 97–244.

HAUG, E., & LUGEON, M. 1901–1902: Feuille d'Annecy (2ème édition). Bull. Serv. Carte géol. France 13/91, 646–649.

JACCARD, A. 1869: Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. Matér. Carte géol. Suisse 6.

JORDAN, H. & BLESS, M.J.M. 1971: Eine inverse *Cypridea* aus dem oberen Jura von Teruel (Spanien). –Extrait: Colloque sur la Paléoécologie des Ostracodes (Pau 1970). Bull. Centre Rech. Pau, SNPA 5bis, 683–693.

KILIAN, W. 1894: Etudes dans la Savoie, le Dauphiné, le Briançonnais et les Basses-Alpes. Bull. Serv. Carte géol. France 6/38, 118–122.

— 1904: Massif de la Grande-Chartreuse. Extrait: Feuilles de Gap, Vizille, Grenoble (révision), Privas au 80 000e; Lyon et Avignon au 320 000e. Bull. Serv. Carte géol. France 15/98, 261–265.

— 1907: Das Mesozoïcum. Kreide. Lethaea geognostica 2/3, 1–398. Ed. Schweizerbart'schen, Stuttgart.

— 1924: Sur la structure des Chaînes subalpines dauphinoises. C.R. Acad. Sci. (Paris) 178/1, 360–363.

KILIAN, W., & LORY, P. 1900: Notice sur les assises jurassiques et crétacées du promontoire de l'Echaillon. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. (Univ.) Grenoble 5, 568–595.

LANDRY, P. 1978: Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. Géol. alp. (Grenoble) 54, 83–112.

LE HEGARAT, G. 1971: Le Berriasien du Sud-Est de la France. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 43/1–2, 1–575.

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.

LOMBARD, Aug. & COAZ, A. 1932: La limite entre le Jurassique et le Crétacé du col des Aravis au col de Sageroux (Haute-Savoie). C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 49/2, 110–114.

LOMBARD, Aug. & CHAROLLAIS, J. 1965: La flexure du Salève-les Bornes et son influence sur la paléosédimentologie régionale. Geol. Rdsch. 55, 542–548.

LORIOL, P. DE, & JACCARD, A. 1865: Etude géologique et paléontologique de la formation d'eau douce infracrétacée du Jura et en particulier de Villers-le-Lac. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 18.

LORY, P. 1896: Notes sur les chaînes subalpines. Bull. Soc. géol. France (3), 24, 236–237.

LUGEON, M., & ARGAND, A. 1937: Notice explicative feuille 485 Saxon–Morcles. Atlas géol. Suisse 1:25 000. Ed. Kümmerly & Frey, Bern.

MCILREATH, I.A., & JAMES, N.P. 1984: Carbonates Slopes. Extrait: Facies Models (2nd edition). Geoscience Canada (Reprint Series 1).

MAILLARD, G. 1884a: Etude sur l'étage Purbeckien dans le Jura. Thèse Univ. Zürich.

— 1884b: Invertébrés du Purbeckien du Jura. Mém. Soc. paléont. suisse 11.

— 1885: Supplément à la monographie des Invertébrés du Purbeckien du Jura. Mém. Soc. paléont. suisse 12.

— 1889: Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches, Haute-Savoie. Bull. Serv. Carte géol. France 1/6, 1–63.

MANIVIT, H. 1964: Contribution à l'étude micropaléontologique des séries jurassiques de la feuille de Vizille (Isère). C.R. somm. Soc. géol. France 5, 185–187.

MARTIN, G.P.R. 1940: Ostracoden des norddeutschen Purbeck und Wealden. Senckenb. lethaea 22/5–6, 275–361.

MARTIN-CLOSAS, C., & GRAMBAST-FESSARD, N. 1986: Les charophytes du Crétacé inférieur de la région de Maestrat (Chaîne ibérique–Catalanides, Espagne). Paléobiol. cont. (Montpellier) 15, 1–86.

MARTIN-CLOSAS, C., & SALAS, R. 1988: Corrélation de la biozonation des charophytes avec celle des foraminifères (Orbitolinidés) dans le Valanginien inférieur du Bassin du Maestrat (Castelló, Espagne). Geobios 21/5, 645–650.

MAYNC, W. 1958: *Feurtillia frequens,* n. gen., n. sp., a new genus of Lituolid Foraminifera. Contr. Cushman Found. foram. Res. 9/1.

MAZENOT, G. 1939: Les *Palaeohoplitidae* tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. Mém. Soc. géol. France (n.s.) 41/18.

MEDUS, J. 1971: Contribution à la connaissance des associations palynologiques du Berriasien de Savoie occidentale. Application à la Provence. Ann. Univ. Provence 45, 243–249.

MENARD, G. 1979: Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France. C.R. Acad. Sci. (Paris) 290, 299–302.

— 1979: Relation entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse Univ. Grenoble.

MOJON, P.O. 1988: Contribution à l'étude micropaléontologique, paléoécologique et biostratigraphique des faciès «portlandiens» et «purbeckiens» (limite Jurassique–Crétacé) du Salève (Haute-Savoie, France). Arch. Sc. (Genève) 41/1, 99–102.

— 1989: *Dictyoclavator neocomiensis,* une nouvelle Clavatoracée (Charophytes) du Berriasien moyen du Jura suisse occidental. Arch. Sci. (Genève) 42/2 (sous presse).

— in prep.: Les formations mésozoïques à charophytes (Bathonien-Aptien) du Jura franco-suisse et des chaînes subalpines septentrionales. Thèse Univ. Genève (à paraître).

MOJON, P.O., & STRASSER, A. 1987: Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). Eclogae geol. Helv. 80/1, 37–58.

MORET, L. 1933: Sur la Géologie de l'extrémité septentrionale du Semnoz près d'Annecy et sur les limites méridionales des lagunes purbeckiennes. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. (Univ.) Grenoble 17/1, 76–83.

— 1934: Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Mém. Soc. géol. France (n.s.) 22, 1–162.

MOUTY, M. 1966: Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse n° 1369 Univ. Genève.

OERTLI, H.J. 1963: Ostracodes du «Purbeckien» du Bassin parisien. Rev. Inst. français Pétrole 18/1, 5–39.

— 1966: Die Gattung *Protocythere (Ostracoda)* und verwandte Formen im Valanginien des zentralen Schweizer Jura. Eclocae geol. Helv. 59/1, 87–127.

OERTLI, H.J., & STEINHAUSER, N. 1969: Découverte d'un gisement d'Ostracodes d'âge berriasien supérieur au Molard de Vions (Savoie, France). C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 4/1, 114–117.

OPPEL, A. 1865: Die tithonische Etage. Z. dtsch. geol. Ges. 17/3, 535–538.

ORBIGNY, A. D', 1852: Terrains Jurassiques. Céphalopodes. Extrait: Paléontologie française. Ed. MASSON, Paris.

PECORINI, G. 1969: Le *Clavatoraceae* del «Purbeckiano» di Cala d'Inferno nella Nurra di Alghero (Sardegna Nord-Occidentale). Boll. Soc. Sarda Sci. nat. 5, 1–14.

PERRIER, G., & VIALON, P. 1980: Les connaissances géophysiques du Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. Géol. alp. (Grenoble) 56, 13–21.

PEYBERNÈS, B., & REY, J. 1975: *Choffatella pyrenaica* n. sp., nouveau Lituolidé du Néocomien des Pyrénées et du Portugal. Géol. méditérranéenne 2/1, 11–22.

PIJOLAT, B. 1978: Les déformations des terrains secondaires dans la région de Mégève. Thèse Univ. Lyon I.

PORTMANN, J.P. 1966: Notice historique de géologie neuchâteloise. Eclogae geol. Helv. 59/1, 5–19.

RAMALHO, M. 1971: Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environ de Lisbonne (Portugal). Mém. Serv. géol. Port. (n.s.) 19, 1–212.

RAVENNE, C., & BEGHIN, P. 1983: Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. Rev. Inst. français Pétrole 38/8, 279–298.

RAVENNE, C., BEGHIN, P., GARIEL, O., & CREMER, M. 1983: Turbidites: experiments and sedimentological interpretation. Abstracts of the 4th European Regional Meeting IAS, Split, Yougoslavia.

READ, J.F. 1985: Carbonate Platform Facies models. A.A.P.G. Bull. 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. Lab. Géol. Fac. Sci. (Univ.) Grenoble 34, 179–191.

— 1960: Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est 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. (Univ.) Grenoble 3, 25–82.

— 1966: Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. Bull. Soc. géol. France (7), 8, 448–453.

— 1969a: Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (*Protozoa incertae sedis, Ciliata* ?). Extrait: Proc. 1st Int. Conf. on planktonic microfossils Geneva 1967, 2, 559–573. Ed. BRILL, Leiden.

— 1969b: Nouvelles données sur la position taxonomique des *Calpionellidea* BONET (1956) et sur leurs rapports avec les *Tintinnina* actuels et les autres groupes de «Tintinnoïdiens» fossiles. Extrait: Proc. 1st Int. Conf. on planktonic microfossils. Geneva 1967, 2, 574–587. Ed. BRILL, Leiden.

— 1970: Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. Eclogae geol. Helv. 63/3, 685–740.

— 1971: Les Calpionelles, protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. Ann. Guébhard (Neuchâtel) 47, 39–393.

— 1974a: Les Calpionelles. Extrait: Livret guide des excursions du colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 1973). Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (hors série) 1, 94–97.
— 1974b: Les calpionelles. Extrait: Cours de 3ème cycle en Sciences de la Terre, Univ. Genève.
— 1985: Calpionellids. Extrait: Plankton stratigraphy. Ed. Bolli, Saunders & Perch-Nielsen, Press Univ. Cambridge.

Revil, J. 1893: Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur des environs de Chambéry. Bull. Soc. Hist. nat. Savoie (1), 6, 28–37.
— 1911–1913: Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. (Petit-Bugey, Environs d'Aix-les-Bains et de Chambéry, Massif des Bauges, Massif de Curienne–La Thuile, Extrémité septentrionale du Massif de la Chartreuse). Mém. Acad. de Savoie (5), 1–2. Impr. Générale Savoisienne, Chambéry.

Rollier, L. 1909: Caractères généraux et affinités géologiques du Jura. 9ème Congr. Association Franc-Comtoise des Sociétés Savantes à Pontarlier, p. 13–30. Impr. Dodivers, Besançon.

Salvini-Bonnard, G., Zaninetti, L., & Charollais, J. 1984: Les foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen–Valanginien inférieur) de la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France): Inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. Rev. Paléobiol. (Genève) 3/2, 175–184.

Santos Narvaez, J.M. 1980: Contribution à l'étude géologique des chaînons externes nord-occidentaux du massif de Chartreuse (Savoie). Thèse Univ. Paris VI.

Saporta, G. de, 1891: Plantes jurassiques. Extrait: Paléontologie française (2), 4, 498–500. Ed. Masson, Paris.

Schnorf-Steiner, A., & Guillaume, S. 1965: Les marnes d'Arzier, leur extension, leur valeur stratigraphique. Extrait: Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963). Mém. B.R.G.M. (Paris) 34, 49–59.

Schudack, M. 1987: Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzschichten mariner Jura/Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). Palaeontographica 204/1–6, 1–180.

Shanmugan, G., & Moiola, R.J. 1984: Eustatic control of calciclastic turbidites. Marine Geol. 56, 273–284.

Steinhauser, N. 1969: Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). Thèse n° 1506 Univ. Genève (inédite).
— 1970: Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). Thèse condensée n° 1506 Univ. Genève.

Steinhauser, N., & Lombard, Aug. 1969: Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 4/1, 100–113.

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.

Steinhauser, N., Clavel, B., & Charollais, J. 1986: Molard de Vions, Formation de Vions. Extrait: Livret-guide de l'excursion n° 2 du congrès BENTHOS'86 dans les domaines jurassien et présubalpin. Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève, sér. Guide géol. n° 4.

Strasser, A. 1988: Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). Arch. Sci. (Genève) 41/1, 85–97.

Strasser, A., & Davaud, E. 1982: Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv. 75/2, 287–301.

Tardy, M., Fudral, S., & Deville, E. 1986: Profil «ECORS–CROP»: coupe prédictive. Extrait: Rapport d'implantation du profil «structure profonde des Alpes». Campagne 86–87. Programme franco-italien «ECORS–CROP».

Taugourdeau-Lantz, J., & Donze, P. 1971: Un aperçu de l'environnement végétal pendant l'épisode régressif du Berriasien terminal dans le Jura méridional (France). Rev. Micropaléont. 14/5, 102–120.

Thurmann, J. 1832: Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. Impr. Levrault, Strasbourg.

Tintant, H. 1972: La conception biologique de l'espèce et son application en stratigraphie. Mém. B.R.G.M. (Paris) 77, 77–87.

Toucas, A. 1890: Etude de la Faune des Couches tithoniques de l'Ardèche. Bull. Soc. géol. France (3), 18, 560–630.

Vail, P.R., Mitchum, M.R., & Thompson, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Mem. A.A.P.G. 26.

Vail, P.R., Hardenbol, J., & Todd, R.G. 1984: Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. Reprinted from: Interregional Unconformities and hydrocarbon accumulation. Mem. A.A.P.G. 36, 129–144.

Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F., & Trifilieff, V. 1987: La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France (8), 3/7, 1301–1321.

VERNIORY, R. 1955: Répartition stratigraphique et géographique de *Saccocoma* AGASSIZ entre l'Oberland bernois et la Provence. Arch. Sci. (Genève) 8/1, 97–101.

WAEHRY, A. 1988: Analyse de faciès et de séquences sédimentaires dans la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen, Jura méridional). Dipl. Univ. Genève (inédit).

WIEDMANN, J. 1975: The Jurassic-Cretaceous boundary as one of the Mesozoic system boundaries. Extrait: Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 1973). Mém. B.R.G.M. (Paris) 86, 358–362.

WILEY, E.O. 1978: The evolutionary species concept reconsidered. Syst. Zool. 27, 17–26.

WIENHOLZ, E. 1968: Ostracodenfaunen der Jura/Kreide-Grenzschichten im Norden der Deutschen Demokratischen Republik. Ber. dtsch. Ges. geol. Wiss. 13/2, 233–238.

WOLBURG, J. 1959: Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. Senckenb. lethaea 40/3–4, 223–315.

ZANMATTI-SCARPA, C. 1957: Studio di alame microfacies del Bresciano. Boll. Serv. geol. Ital. 77, 585–608.

Manuscrit reçu le 14 juin 1988
Révision acceptée le 29 octobre 1988

Annexe

La couverture topographique de l'aire étudiée, au 1:25 000 est assurée comme suit:
Morcles[9]): 1305 (Dt de Morcles) 1285 (Les Diablerets).
Aiguilles Rouges[9])/[10]): 1344 (Col de Balme), 3630 W.
Ht-Giffre[9])/[10]): 1302 (Val d'Illiez), 1324 (Barberine), 3529 E, 3530 W.
Platé[10]): 3530 E/W.
Bornes/Aravis[10]): 3430 E/W, 3431 E/W, 3530 W, 3531 W.
Bauges[10]): 3431 E/W, 3332 E, 3432 E/W.
Chartreuse[10]): 3233 E, 3333 W, 3234 E/W.

Jura suisse occidental (Jura central; cantons de Berne et de Neuchâtel)[9]): 1125 (Bienne), 1144 et 1145 (carrière Juracime/Cornaux, près de Neuchâtel; coordonnées 567.000/210.000).

Jura français (Jura central et méridional)[10]): 3328 W, 3329 E/W, 3429 W, 3330 E/W, 3332 W.

Entre Chambéry et Sion, la couverture topographique au 1:200 000 est assurée par la feuille 3 de la carte nationale de la Suisse.

---

[9]) cartes nationales de la Suisse.
[10]) cartes IGN (France), série bleue.

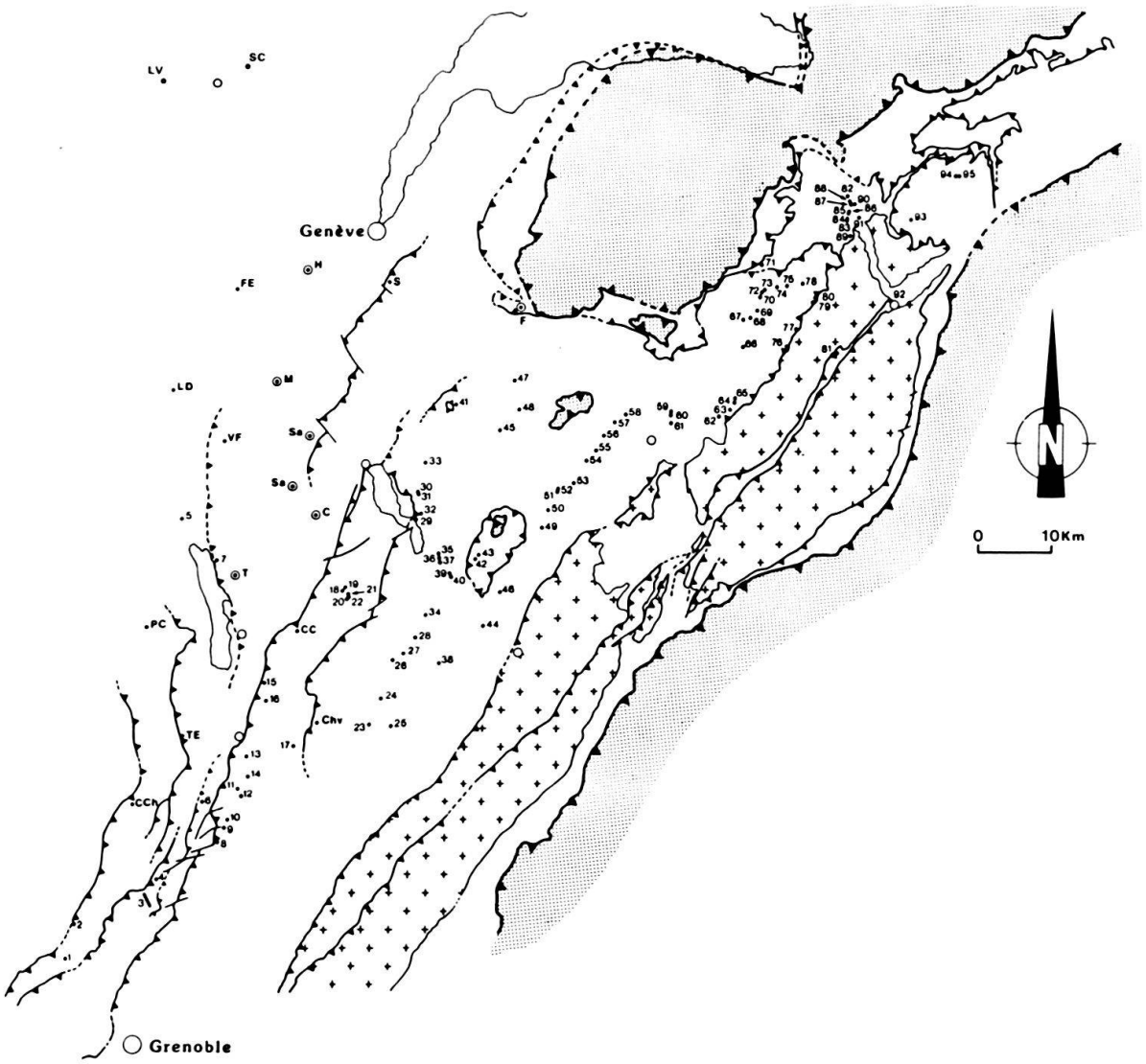


Fig. 26. Position géographique et structurale des coupes citées.

Légende des Tableaux 1 à 5:

Domaines paléogéographiques

A: Autochtone
J: Jura
P: Présubalpin
Pa: Parautochtone
S: Subalpin
U: Ultrahelvétique

Position géographique

Av: Aravis
AR: Aiguilles Rouges
Ba: Bauges
Bo: Bornes
Cb: Chablais
Ch: Chartreuse
HG: Haut-Giffre
Jm: Jura méridional
Jc: Jura central
KS: Klippe de Sulens
MB: Mont-Blanc
Pl: Platé
VI: Val d'Illiez

Position stratigraphique

K-Tm: Kimméridgien-Tithonique moyen
Ts: Tithonique supérieur
Bi: Berriasien inférieur
Bm: Berriasien moyen
Bs: Berriasien supérieur
Vi: Valanginien inférieur
Vs: Valanginien supérieur
H: Hauterivien

intervalle stratigraphique étudié

======= avec échantillonnage
------- sans échantillonnage
LLLLLLL lacune

	COUPES ▲ coupes faisant l'objet d'une description détaillée. (DETRAZ, thèse in prep.)			Coordonnées X Y	K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
1	Bec de l'Echaillon	J/P	Ch	856.700/2037.950	?====LL	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
2	La Buisse	J	Ch	858.050/2041.750	=L?==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
3▲	Guiers Mort	P	Ch	867.300/2046.950	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
4▲	La Pointière	P	Ch	868.500/2049.100	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
5	Molard de Vions	J	Jm	869.400/2098.580	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
6▲	Granges du Grapillon	P	Ch	874.100/2059.350	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
7	La Chambotte	J	Jm	874.300/2093.580	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
8	Chez Joubert	P	Ch	876.400/2053.750	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
9	Ruisseau des Gorgeats	P	Ch	877.250/2055.550	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
10▲	Plan Martin	P	Ch	877.750/2057.050	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
11▲	Torrent du Rouselet	P	Ch	879.600/2061.900	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
12	Torrent de Favière	P	Ch	879.450/2060.600	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
13	Le Pontet	P	Ch	879.850/2066.400	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
14	Pas de la Fosse	P	Ch	880.350/2063.450	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
15	Le Malpassant	P	Ba	881.750/2076.900	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
16	Combe de Lay	P	Ba	882.350/2073.700	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
17	Col du Joueret	S	Ba	886.100/2068.800	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
18	Cluse de Bange I (coupe du Chéran) 1)	P	Ba	892.280/2089.720	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
19	Cluse de Bange II (coupe de la Filia) 1)	P	Ba	892.050/2090.500	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
20	Cluse de Bange III (coupe de chez Martinod 1)	P	Ba	892.520/2088.920	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
21	Cluse de Bange IV (coupe de la carrière du pont de Bange) 1)	P	Ba	892.560/2089.560	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	

TABLEAU 1

1) STEINHAUSER 1969.

Tab. 1: Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 1 à 21).

					K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
22	Cluse de Bange V (carrière des ponts et chaussées 1)	P	Ba	892.600/2089.350	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
23	Col du Frêne	S	Ba	896.355/2071.450	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
24	Epernay	S	Ba	897.650/2075.350	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
25	Mont Benoit	S	Ba	899.300/2071.300	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
26	Ruisseau du Cherel	S	Ba	898.700/2080.400	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
27	Pont des Clos	S	Ba	900.600/2081.900	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
28▲	Col de Cherel	S	Ba	902.250/2083.900	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
29	Talloire	S	Bo	901.375/2100.200	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
30▲	Nant de Cotona I	S	Bo	901.850/2104.100	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
31	Nant de Cotona II	S	Bo	901.800/2103.800	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
32	Nant de Sallier	S	Bo	901.000/2101.000	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
33	Ruisseau des Crottes	S	Bo	902.350/2107.800	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
34▲	Pointe de Vélan	S	Ba	903.350/2086.700	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
35▲	Nant de Montmin III	S	Bo	905.050/2095.500	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
36▲	Nant de Montmin II	S	Bo	904.850/2095.400	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
37▲	Nant de Montmin I	S	Bo	905.000/2094.200	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
38▲	Mont d'Orisan	S	Ba	906.000/2081.000	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
39▲	Chenay II	S	Bo	906.050/2093.200	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
40▲	Chenay I	S	Bo	906.500/2092.800	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
41	Nant Sec	S	Bo	906.325/2116.600	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
42	Les Esserieux II	U	Su	910.300/2095.400	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
43	Les Esserieux I	U	Su	910.250/2095.450	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
44▲	Roc Rouge	S	Ba	910.200/2080.600	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
45	Ferme des Gras	S	Bo	912.300/2113.050	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
46	l'Alpettaz	S	Ba	913.750/2090.475	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
47▲	Petit Bornand	S	Bo	914.050/2120.250	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
48	Nant-la-Ville	S	Bo	914.350/2116.050	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
49	Les Chalets	S	Av	919.550/2100.400	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
50	Les Stappsets	S	Av	920.000/2102.500	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
51	Col des Aravis	S	Av	921.200/2105.350	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
52▲	Torrent du Chatelard	S	Av	921.250/2105.450	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
53▲	Plan des Eves	S	Av	923.400/2106.600	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
54	Pététruy	S	Av	924.450/2109.350	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	

TABLEAU 2

Tab. 2: Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 22 à 54).

					K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
55	La Mia	S	Av	925.350/2110.600	=====?	?----------						
56	Combe des Fours	S	Av	927.050/2113.650			---===----------					
57	Les Quatres Têtes	S	Av	928.100/2115.250			---===----------					
58	Doran	S	Av	930.100/2116.225	==========							
59	Véran	S	Pl	936.425/2116.750			----------			===-------		
60▲	Pointe de Varochet	S	Pl	936.000/2116.300			==========					
61	Lacha	S	Pl	936.400/2115.200			==========			---------		
62	Aières des Perrières	S	Pl	943.050/2116.650	====LLLLL	======	----------					
63	Barmèche	S	Pl	944.500/2117.800	==LLLLL	====	----------					
64	Col d'Anterne	S	Pl	945.250/2118.550	=LLLLL	==========						
65▲	Lac d'Anterne	S	Pl	945.100/2119.300	=====LLLLL	====						
66▲	Montagne de Commune	S	HG	551.700/99.600	=====LLLLL	=====						
67▲	Salvadon	S	HG	550.900/103.825			===					
68	Pointe de Sans Bêt	S	HG	552.500/104.300			==					
69	Très Cos	S	HG	553.025/104.800			==========			----------		
70	La Vogealette	S	HG	553.250/106.500			==					
71	Champ de Barme	Pa	VI	554.700/111.350	====?-?-?	======						
72	La Vogealle	S	HG	553.650/107.425			===					
73▲	Tête de Peruaz-Sageroux	S	HG	553.950/107.500			==========					
74▲	Tête des Ottans	S	HG	555.800/107.850		==========						
75	Petit Ruan	S	HG	556.900/108.000	===							
76	Vieux Emosson	A	AR	557.500/100.900	===?---?---?							
77	Arevassey	A	AR	558.650/103.200	?--?---?--?							
78	Mont Ruan	S	HG	558.250/108.050			===					
79	Col de Barberine	A	AR	560.825/105.650	?--?---?--?							
80	Combe d'Emaney	A	AR	561.300/106.700	?--?---?--?							
81	Catogne-d'en-Haut	A	MB?	563.500/98.700	?--?---?--?							
82▲	Les Palluds	A	AR	566.200/119.800							========	
83▲	Torrent du Mauvoisin	A	AR	565.750/117.475			====					
84▲	Les Basseys	A	AR	565.750/117.725							==LLLLL==	
85▲	Plateau de Verossaz	A	AR	566.250/118.750							==LLLL===	
86▲	Notre Dame du Scex	A	AR	566.075/118.550				==========				
87▲	La Basilique	A	AR	566.375/118.850					======LLL====			

TABLEAU 3

Tab. 3: Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 55 à 87).

					K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
88▲	Le Chateau	A	AR	566.450/118.875				==========			LL=====	
89	Mex	A	AR	565.750/116.250	========							
90	Les Chenalettes	A	AR	566.500/119.250					===			
91▲	Lavey-les-Bains	A	AR	567.275/117.625			======--					
92	La Batiaz	A	MB?	570.725/106.025			?=?					
93	La Tsantonnaire	S	Mo	574.550/117.275			==========					
94	Les Crêtes	S	Mo	579.550/122.300	==========							
95	Pierregrosse	S	Mo	581.725/123.525							====	

COUPES COMPLEMENTAIRES

CC:	Col de la Cluse 1)	P	Ba	885.770/2023.660				----------				
CCh:	Cluse de Chailles 1)	J	Jm	865.025/2058.770			----------					
Ch:	Les Chavonnettes 2)	S	Ba	889.200/2071.750							---	
FE:	Fort l'Ecluse 3)	J	Jm	874.850/2130.200			----------					
LD:	La Dorche 3) et 4)	J	Jm	867.150/2116.450					---			
LV:	Lavans 5)	J	Jc	864.625/2169.800			------					
PCh:	Pierre Châtel 1)	J	Jm	865.050/2084.040			----------				LLLLL-	
S:	Salève (le Coin) 6)	J	Jm	895.900/2133.300	----------						L-?-L-	
SC:	St Claude 5)	J	Jc	872.275/2164.100		--------						
TE:	Tunnel de l'Epine 1)	J	Jm	870.635/2070.370			----------					
VF:	Val de Fier 3)	J	Jm	872.875/2109.900			----------			L?--		

TABLEAU 4

2) GARDUÑO MONROY 1981.
3) MOUTY 1966.
4) DONZE 1969.
5) MOJON (thèse in prep.)
6) SALVINI-BONNARD et al. 1984, DEVILLE 1985 et 1988, STRASSER 1988.

Tab. 4: Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 88 à 95 et coupes complémentaires).

FORAGES

L'étude lithostratigraphique des logs de forage cités ci-dessous, permet de définir une succession d'unités lithologiques qui présentent des affinités jurassiennes, présubalpines ou subalpines. Toutefois, en raison du peu d'informations biostratigraphiques dont nous disposions, leur attribution chronostratigraphique reste très imprécise.

						K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
C:	Chapeiry 1 7)	éc. sup.	J	Jm	887,881/2100,679	-?---J1--(J3---J4---J5--J6/P1J7/P2)-							
		éc. int.											?--------?
		éc. inf.				-?---J2?--J3---J4---J5--J6/P1J7/P2-							
F:	Faucigny 7)		J/P	Cb	911,600/2132,200	-J1--J1---J3---J4---J5---P1--J7/P2?							
H:	Humilly 8)		J	Jm	885,020/2130,535	-J1---?---J3---J4---J5---J6---J7-							
M:	Musiège 1 9)		J	Jm	880,335/2119,650	-?----?---J3---J4---J5---J6---J7-							
T:	La Tailla 1 7)	éc. sup.	J	Jm	876,720/2092,050	-8---J2?--J3?--J4---J5---J6?--J7/P2?							

TABLEAU 5

J: affinités jurassiennes
- J1: récifales ou périrécifales.
- J2: Couches du Chailley et/ou Tidalites de Vouglans.
- J3: Purbeckien
- J4: Pierre-Châtel.
- J5: Vions ou affinités.
- J6: Chambotte s.l.
- J7: Bourget ou Calcaire roux.

P: affinités présubalpines
- P1: périrécifales.
- P2: Calcaire du Fontanil ou Bourget.

S: affinités subalpines (sédimentation hémipélagique).

(...): reconnu uniquement sur diagraphies.

?: absent ou mal individualisé.

7) ESSO-REP.
8) SNPA.
9) PREPA.

Tab. 5: Position géographique, structurale et stratigraphique des forages pétroliers utilisés.