

---

QUELQUES OBSERVATIONS  
SUR LE PASSAGE DES FACIÈS JURASSIENS  
AUX FACIÈS SUBALPINS  
A LA LIMITE JURASSIQUE-CRÉTACÉ  
DANS LES ENVIRONS DE GRENOBLE

par Jürgen REMANE

---

INTRODUCTION

Au cours d'études sur le passage du Jurassique au Crétacé dans la région grenobloise, nous avons eu l'occasion de faire quelques observations sur la transition des faciès jurassiens aux faciès subalpins dans le Tithonique supérieur et le Berriasien. En ce qui concerne les faciès jurassiens, nous avons surtout étudié l'extrémité méridionale du Jura : la cluse de Chailles, La Buisse et l'Echaillon. Du point de vue stratigraphique, des observations détaillées ont été faites dans le Tithonique supérieur et le Purbeckien d'une part et le Berriasien d'autre part, tandis que le Tithonique inférieur et sa délimitation du Kimméridgien n'ont pas été l'objet d'études spéciales.

I. Les faciès jurassiens : le Purbeckien et son passage au « marbre bâlard », berriasien, le calcaire récifal de l'Echaillon.

Le Purbeckien de La Buisse et celui de la cluse de Chailles présentent un aspect assez monotone. Les calcaires blanc-jaunâtre à grain très fin (calcaires lithographiques ou calcaires vaseux) y

dominant tout à fait et à côté des nombreuses intercalations de marnes vertes, dont l'épaisseur dépasse rarement 20 cm, on ne trouve que quelques bancs de calcaire pseudoolithique. Mais on n'observe jamais en ces deux endroits cette succession variée, comprenant des dolomies, des microbrèches dolomitiques, etc., comme l'a décrit A. CAROZZI [2] à propos du Jura suisse.

A la cluse de Chailles, le Purbeckien est visible sur 20 m environ, passant graduellement au marbre bâtard. Sur le terrain, la limite entre les deux formations paraît assez nette. Le Purbeckien, bien lité, avec ses intercalations de marnes vertes, est surmonté d'un marbre bâtard en gros bancs serrés qui ne présentent guère d'interstratification. L'étude micrographique montre pourtant que la composition de la roche est pratiquement la même; les mêmes types lithologiques s'observent dans les deux formations. On voit par exemple des calcaires vaseux qui ne contiennent que de très rares Miliolidés (milieu saumâtre ?), d'autres assises qui sont extrêmement riches en débris de *Clypeina* et indiquent ainsi un milieu lagunaire ou des calcaires à débris zoogènes, souvent riches en Foraminifères (surtout des Miliolidés et des Textularidés). Dans les derniers 6 à 7 m du Purbeckien, on voit souvent des calcaires vaseux contenant de petits débris zoogènes qui sont si fortement recristallisés que l'on ne reconnaît plus leur origine. Mais plus bas les calcaires purement vaseux dominent nettement.

Fait intéressant, on ne trouve jamais, dans la partie supérieure du Purbeckien, de *Chara* ou d'Ostracodes, même pas dans les petits bancs calcaires qui s'intercalent souvent dans les marnes vertes.

A La Buisse, où tout le Purbeckien est visible, on observe à peu près les mêmes phénomènes. Son passage au marbre bâtard est pourtant encore plus lent qu'à la cluse de Chailles : même sur le terrain, on ne voit pas de limite nette.

C'est seulement au milieu de la succession qu'il y a des assises qui présentent des traits particuliers : on y voit quelques bancs de calcaire pisolithique, dont les nodules atteignent un diamètre de 1,5 cm et montrent bien leur constitution en sphères concentriques; de plus, des calcaires verdâtres finement rognonneux et des calcaires gris noir. La couleur de ces deux derniers devrait s'expliquer par une certaine proportion de marne, car à côté des marnes vertes il y a aussi quelques minces couches de marnes noires.

Dans son ensemble, le Purbeckien se compose cependant surtout de calcaires lithographiques blanc-jaunâtre avec de nombreuses intercalations de marnes vertes et quelques bancs de calcaire pseudoolithique souvent riche en petits débris zoogènes.

L'examen micrographique du passage du Purbeckien au marbre bâtard donne les mêmes résultats qu'à la cluse de Chailles : au microscope, on ne saurait distinguer les assises supérieures du Purbeckien et celles, inférieures, du marbre bâtard. Là aussi, on remarque l'absence complète d'assises franchement lacustres dans la partie supérieure du Purbeckien.

Ces phénomènes présentent un contraste étonnant avec ce que l'on peut observer dans le Jura suisse où la limite entre le Purbeckien, laguno-lacustre jusqu'au sommet, et le Berriasien marin est bien nette, souvent marquée par un conglomérat de base [1].

La base du Purbeckien de La Buisse est formée d'une brèche récifale, déposée en milieu franchement marin. C'est un dépôt, constitué d'innombrables débris zoogènes souvent assez grossiers (coquillages, fragments de Polypiers, etc.) et de pseudoolithes; le tout soudé par un ciment de calcite recristallisée. Au microscope on voit de nombreux Foraminifères qui forment parfois le noyau d'un oolithe, et d'autres coupes qui semblent appartenir à des Algues (peut-être *Acicularia* ?).

Ce qui est intéressant, c'est que l'on rencontre un gisement de calcaire typiquement purbeckien à *Chara*, à environ 1 km au S de La Buisse, peu au-dessus de cette brèche récifale.

Le Purbeckien de La Buisse a une puissance d'environ 60 m, ce qui est considérable par rapport au Purbeckien du Jura suisse [2]. Il est d'autant plus étonnant que l'on n'en retrouve aucune trace à 4 km plus au S, au Bec de l'Echaillon. Là, il n'y a qu'une seule masse récifale, épaisse de 300 m, qui s'étend jusque dans le Crétacé.

En général, on admettait jusqu'à présent que les derniers 40 à 50 m de ce calcaire récifal appartenaient au Valanginien, correspondant au marbre bâtard [6]. Une étude détaillée de cet affleurement a cependant montré que ce sont seulement les derniers 7 m du calcaire de l'Echaillon qui se distinguent un peu de la masse principale. Dans sa partie supérieure, le calcaire récifal passe progressivement (toutefois d'une façon oscillante) à une brèche récifale grossière et très typique. A côté de gros fragments de Bivalves et de Gastropodes on y observe de véritables blocs de Polypiers, d'un diamètre de 30 à 40 cm, qui ne se trouvent plus dans leur position d'origine. Cette brèche est recouverte d'un calcaire à débris zoogènes assez fins, d'une structure très homogène, sans qu'il y ait un terme de passage entre les deux assises. Ce dernier niveau, d'une puissance de 7 m environ, présente au microscope de très rares Calpionelles qui deviennent plus fréquentes vers le haut. Elles restent toujours rares mais, à l'exception de quelques exemplaires égarés, il n'y en a point dans le calcaire récifal.

Dans ce dernier on ne peut distinguer aucune limite lithologique. C'est une succession continue, sans ruptures brusques d'équilibre. Il semble donc le plus vraisemblable que la brèche récifale traduit l'émergence purbeckienne, tandis que le calcaire à débris qui la recouvre a été déposé dans une mer plus profonde, c'est-à-dire lors de la transgression paléocrétacée.

Ainsi, le Purbeckien se termine très vite en biseau vers le S, de sorte que l'on ne le retrouve plus à l'Echaillon. Ce qui semble étrange, à première vue, c'est que le même phénomène s'observe dans le marbre bâtard qui est représenté à l'Echaillon par une assise épaisse seulement de 7 m au lieu de 50 m. Mais, comme nous le verrons plus loin, ces faits s'adaptent aisément au schéma général du passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins.

## II. Les faciès profonds.

### 1. Tithonique et Berriasien; la subdivision lithologique du Tithonique.

Comme nous venons de le voir, la limite entre Purbeckien et marbre bâtard dans l'extrémité méridionale du Jura est floue et difficile à définir. Dans les faciès profonds, le passage du Tithonique<sup>1</sup> au Berriasien est pourtant très brutale. Les calcaires lithographiques blancs du Tithonique supérieur sont directement surmontés de marno-calcaires gris foncé du Berriasien sans qu'il y ait un terme de passage. Comme le montre l'étude détaillée, il y a même une lacune entre les deux formations, dont l'extension verticale varie selon les endroits.

Le Jurassique tout à fait supérieur des chaînes subalpines, le Tithonique, présente un faciès entièrement marin, et même pélagique dans sa plus grande partie (calcaires vaseux à Radiolaires et Calpionelles). On le subdivise d'habitude en plusieurs niveaux lithologiques, correspondant aux zones stratigraphiques telles qu'elles sont définies par les fossiles caractéristiques. On admet en général le schéma suivant [11] :

---

<sup>1</sup> Le Tithonique est en fait un faciès qui comprend le Portlandien et le Kimméridgien supérieur. Mais on le traite souvent comme une unité stratigraphique, définie par des fossiles caractéristiques qui permettent en même temps une subdivision paléontologique de cet étage [7]. C'est le schéma que nous suivons dans cet article.

Berriasien marno-calcaire		
	Pseudobrèche et calcaire rognonneux	env. 5 m
Tithon. {	sup. Brèche d'Aizy { Calcaire sublithographique blanc-jaunâtre (calc. sublithographique d'Aizy)	25 m
	inf. Pseudobrèche massive en gros bancs	30 m

Les brèches récifales, qui s'intercalent dans le Tithonique supérieur à Aizy et au Chevallon, sont d'habitude considérées comme des prolongements du calcaire de l'Echaillon, indiquant une diminution marquée de la profondeur de la mer (émersion purbeckienne). Les séries d'Aizy et du Chevallon présenteraient ainsi un terme de passage entre les faciès profonds et les faciès jurassiens.

On a même signalé de telles lentilles subrécifales dans le Berriasien marno-calcaire de cette zone, à Chaleis et dans la vallée du Guiers-Mort, en amont de Fourvoirie. Celles-ci rapprocheraient ainsi le Berriasien de ces régions du marbre bâtard. A l'E de St-Laurent-du-Pont enfin, tout le Tithonique et la plupart du Berriasien seraient envahis par le faciès zoogène [13].

2. Les observations nouvelles dans les chaînes subalpines des environs de Grenoble.

a) *Le Tithonique.*

D'après les données que nous venons de résumer ci-dessus, il y aurait un faciès subalpin bien défini qui passerait graduellement aux faciès jurassiens par intercalation progressive de lentilles récifales ou subrécifales.

De nouvelles études détaillées dans ces régions ont cependant montré que la répartition des faciès, dans le domaine subalpin, est plus compliquée qu'on ne le pensait jusqu'ici, et que les différences de faciès dans les divers endroits ne permettent pas une subdivision lithologique du Tithonique qui serait caractéristique pour toute la Chartreuse.

Regardons d'abord les séries du Chevallon et de St-Pancrasse. Les profils détaillés de la partie supérieure du Tithonique (fig. 1) montrent du premier coup d'œil qu'une subdivision du Tithonique

supérieur en 5 m de « pseudobrèche et calcaire rognonneux » et 25 m de calcaire lithographique ne correspond pas aux faits. Les différences entre les deux successions sont même si grandes que l'on ne pourrait pas les caractériser par un schéma commun.

Il en est de même pour les assises sous-jacentes. Au Chevallon on trouve, au-dessous du calcaire à débris du niveau inférieur, encore 25 à 30 m de calcaires lithographiques blanc-jaunâtre qui reposent sur environ 12 m de calcaire rognonneux gris foncé. Ce n'est qu'au-dessous de cette assise-ci que l'on rencontre des pseudobrèches massives en gros bancs, appartenant probablement au Tithonique inférieur.

A St-Pancrasse on observe, sur les 12 m qui se trouvent au-dessous du profil dessiné dans la fig. 1, des alternances de calcaires rognonneux à rognons plus ou moins serrés, des pseudobrèches, des calcaires lithographiques et quelques minces couches marneuses (allant jusqu'à 20 cm d'épaisseur); mais on ne rencontre pas de calcaires à débris.

L'examen micrographique montre que la série de St-Pancrasse se compose de dépôts plus profonds que celle du Chevallon. Les calcaires vaseux sont plus fins et plus homogènes; ils contiennent moins de débris zoogènes microscopiques que les calcaires du Chevallon. Les calcaires à débris sont également plus fins. C'est seulement la pseudobrèche à débris zoogènes, près du sommet du Tithonique de St-Pancrasse, qui présente des éléments plus grossiers; elle rappelle beaucoup le calcaire supérieur à débris du Chevallon <sup>2</sup>.

Néanmoins, la série du Chevallon présente aussi une succession presque entièrement profonde. Les deux bancs de calcaire à débris, qui ont ensemble une épaisseur de 3,7 m, jouent un rôle peu important par rapport à la puissance des sédiments profonds (environ 55 m). La seule différence principale entre les deux faciès de St-Pancrasse et du Chevallon réside dans le fait qu'il y a de nombreux niveaux pseudobrèchiques à St-Pancrasse, tandis qu'il n'y en a guère au Chevallon. A St-Pancrasse, on peut observer tous les termes de passage entre un calcaire lithographique du type habituel, une pseudobrèche à débris zoogènes et un calcaire à débris sans éléments pseudobrèchiques.

Aux environs de St-Laurent-du-Pont, on rencontre des faciès plus néritiques qu'au Chevallon. Il y a deux affleurements où l'on peut suivre le développement lithologique du Tithonique, l'un au

---

<sup>2</sup> A la falaise N du Mont Rachais on trouve aussi une pseudobrèche, qui contient de très beaux débris d'Echinodermes assez grossiers. Sa position stratigraphique est à peu près la même.

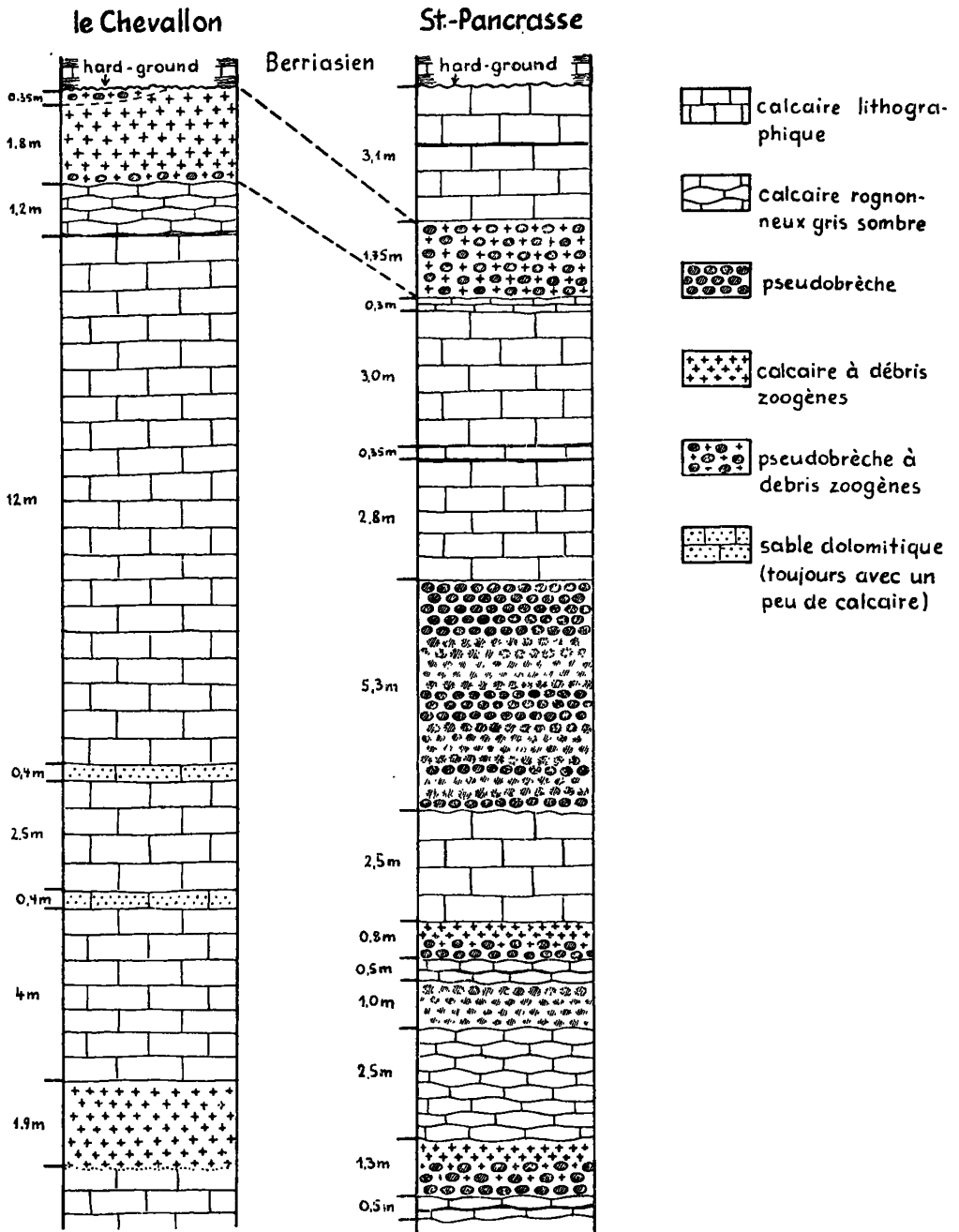


Fig. 1. — Profils détaillés de la partie supérieure du Tithonique du Chevallon et de St-Pancrasse. La parallélisation du calcaire à débris au sommet du Tithonique du Chevallon avec la pseudo-brèche supérieure à débris de St-Pancrasse a été possible grâce aux Calpionelles.

bord de la route qui monte au col de la Charmette, près du couvent de Curière, et l'autre au bord de la route dite d'Arpizon [13], à environ 2 km à l'E de St-Laurent-du-Pont. Cependant, les conditions d'affleurement n'y sont pas favorables au point que l'on puisse établir des profils aussi détaillés et exacts qu'au Chevallon.

Près de Curière, on a à peu près la succession suivante :

Berriasien marno-calcaire	
— Hard-ground —	
1,7 m	Banc massif de calcaire pseudoolithique à débris zoogènes fins; blanc-jaunâtre.
2,3 m	Calcaire blanc-jaunâtre à pâte fine, c'est presque un calcaire vaseux.
Visible sur 1,5 m	Calcaire blanc-jaunâtre à nombreux débris zoogènes assez grossiers dans une pâte fine mais peu homogène. Par endroit on observe des phénomènes de doiomitisation.
10 à 15 m	Absence d'affleurement.
Environ 20 m	Dans la partie inférieure les calcaires vaseux dominent (disposés en petits lits irréguliers). On a de plus des calcaires rognonneux et (surtout dans la partie supérieure) des calcaires d'un aspect finement granuleux, sans qu'on puisse distinguer des grains nets.
Environ 2 m	Calcaire vaseux gris clair un peu jaunâtre. Deux petits bancs de calcaire à débris fins s'intercalent dans la moitié inférieure.
0,5 m	Calcaire à débris zoogènes.
1 m	Calcaire rognonneux à minces intercalations marneuses.
1,4 m	Calcaire à débris zoogènes fins.
Environ 6 m	Calcaire dur, gris clair, à pâte fine; finement granuleux à la base.
0,6 m	Calcaire à débris zoogènes fins.



Un peu au-dessous du dernier banc on trouve une assise de sable dolomitique, contenant des fragments de calcaire vaseux, d'une puissance de 1 m.

En effet, cette série est plus néritique que celle du Chevallon, car elle ne contient guère de calcaires vaseux pélagiques à Calpionelles et à Radiolaires, qui dominent tout à fait au Chevallon. Aussi les calcaires fins présentent toujours au microscope une structure hétérogène et plus ou moins grumeleuse, bien qu'on ait rarement de véritables pseudoolithes. D'autre part, on ne trouve pas à Curière de calcaires à débris aussi purs qu'à Aizy ou au Chevallon (mais les 15 m couverts par les éboulis n'ont pu être explorés). A côté des débris zoogènes on observe toujours une quantité considérable de petits grumeaux calcaires, composés d'un grain extrêmement fin. Cependant, ils présentent souvent des contours peu distincts.

Un relevé détaillé n'est guère possible à la route d'Arpizon, à cause d'une tectonisation assez forte et de conditions d'affleurement peu favorables. On voit néanmoins très bien que presque toute la partie supérieure du Tithonique est envahie par le faciès des calcaires très finement grumeleux à débris zoogènes, de sorte qu'il n'y a guère de calcaires vaseux. Ce sont pourtant des dépôts bien lités, il ne s'agit donc pas d'un milieu récifal. Mais sans doute les récifs jurassiens ont dû se trouver non loin de cet endroit.

Dans la partie inférieure du Tithonique (la position stratigraphique exacte n'est pas déterminable), un peu plus au S, on rencontre surtout des calcaires lithographiques disposés en petits lits irréguliers. On voit au microscope que ce sont de véritables calcaires vaseux; ils ne contiennent pourtant pas de Calpionelles, peut-être est-ce dû à la position stratigraphique de ces assises.

Là, on trouve aussi un banc massif de dolomie cristalline d'une épaisseur de 6 à 7 m. C'est la seule dolomie pure que nous ayons observée dans le Tithonique des environs de Grenoble. Dans les autres cas cités ci-dessus il s'agissait toujours de roches qui contenaient aussi une certaine proportion de calcaire.

#### b) *Le Berriasien.*

Dans le Berriasien des régions que nous venons de décrire, il n'y a pratiquement pas de terme de passage entre les marno-calcaires gris foncé des faciès subalpins et le marbre bâtard jurassien.

La lentille de calcaire blanc zoogène dans le Berriasien de Chaleis (près du Chevallon) résulte en vérité d'un glissement. C'est un petit affleurement où l'on ne voit pas les couches avoisinantes (tant supérieures qu'inférieures) et que l'on pourrait difficilement

désigner comme Berriasien en se fondant seulement sur sa position sur le terrain. Quant aux caractères lithologiques, ce calcaire rappelle plus le faciès zoogène du calcaire de Fontanil que le marbre bâtard, car les macrofossiles n'y sont pas rares. De plus, si l'on considère que la partie supérieure du calcaire de Fontanil, déjà envahie par le faciès zoogène, forme le sommet de la grande falaise située au-dessus du plateau de Chaleis, il semble beaucoup plus vraisemblable qu'il s'agisse ici d'un paquet glissé; d'autant que le pied de cette falaise est constitué par les marnes valan-giennes.

Quant à la lentille de calcaire blanc zoogène dans le Berriasien en amont de Fourvoirie, il s'agit d'une injection tectonique de calcaire tithonique. La mince bande de marnes gris foncé qui le sépare du sommet du Tithonique se termine trop vite en biseau. Elle est, de plus, complètement tectonisée et, dans la partie en contact avec le calcaire blanc, on voit bien les traces d'un déplacement.

Cependant, dans la zone subalpine externe qui longe le chaînon jurassien du Ratz, on observe souvent un faciès qui se distingue du type habituel du Berriasien subalpin. Il est caractérisé par des calcaires durs, finement granuleux et d'une couleur allant du gris au gris clair. On n'y voit guère d'intercalations marneuses. Au microscope, on observe de petits débris zoogènes dispersés, et les Foraminifères y sont beaucoup plus fréquents que dans le Berriasien marno-calcaire.

C'est pourtant un faciès qui n'a rien de commun avec le marbre bâtard, bien qu'il s'en rapproche un peu si on le compare au Berriasien subalpin habituel. On rencontre ce faciès à Chaleis, à Curière et à la route d'Arpizon, surtout dans le Berriasien supérieur.

### III. Conclusions.

Les faits que nous venons d'exposer prouvent bien que le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins se produit plus brutalement que l'on ne le pensait jusqu'ici. A Aizy et au Chevallon, on a déjà un faciès profond, bien que la distance des récifs jurassiens (l'Echaillon, La Buisse) ne dépasse pas 5 km. La présence de calcaires à débris s'explique facilement par des exhaussements un peu plus marqués pendant la grande émerision purbeckienne. Ces exhaussements ont produit dans les récifs jurassiens une érosion accentuée et fourni ainsi les matériaux qui ont constitué les cal-

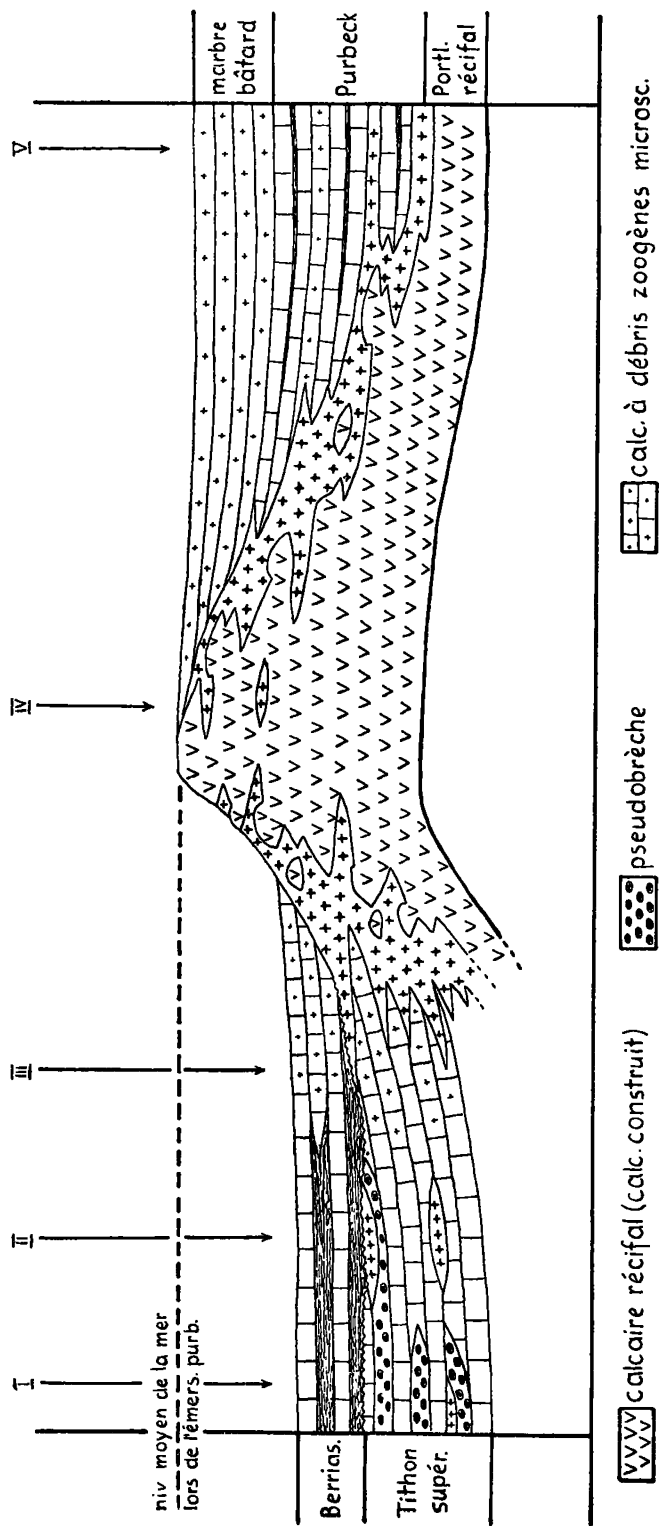


Fig. 2. — Profil schématique du passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins, montrant la position relative des différents types de faciès (I, St-Pancrasse; II, Le Chevallon; III, St-Laurent-du-Pont; IV, L'Echailon; V, La Buisse).

N. B. — Pour les figurés de faciès, voir aussi fig. 1.

caires à débris. Ces derniers n'indiquent donc pas nécessairement une faible profondeur de la mer dans les régions où ils se sont déposés.

C'est seulement aux environs de St-Laurent-du-Pont, surtout à la route d'Arpizon, que l'on rencontre un véritable terme de passage entre les faciès jurassiens et subalpins; la proximité des récifs jurassiens se fait sentir pendant presque tout le Tithonique supérieur.

Pendant le Berriasien, la limite entre les deux domaines de faciès est encore plus marquée. Le marbre bâtard semble être un dépôt rigoureusement jurassien; à l'Echaillon, il se termine déjà en biseau. Par suite de la transgression paléocrétacée, il n'y a plus eu d'érosion dans les récifs jurassiens, et ainsi on n'observe guère de transport de débris zoogènes venant de ces régions.

On arrive ainsi à une notion du passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins telle qu'elle est figurée dans le profil schématique ci-contre (fig. 2) : il existe, selon nous, une plateforme jurassienne, séparée de la mer profonde (le domaine subalpin) par un récif frangeant. Le talus externe de ce récif constitue une pente rapide qui explique le voisinage quasi immédiat de calcaires récifaux et de calcaires vaseux pélagiques. Pendant l'émersion purbeckienne, ce récif a été mis à sec plusieurs fois. Son érosion accentuée lors de ces émergences a fourni les matériaux pour les calcaires à débris des faciès subalpins, et ces matériaux ont souvent été déposés assez loin de leur zone d'origine (calcaires à débris du Mont Rachais et de St-Pancrasse).

Ces émergences ont en même temps effectué une séparation complète du domaine jurassien de la mer subalpine. Ainsi des dépôts d'eau douce ont pu se former à La Buisse, à moins d'une dizaine de kilomètres de la haute mer.

Pendant la transgression paléocrétacée, les récifs ne se sont pas reformés dans cette région, mais la plateforme jurassienne et le domaine subalpin restent tout de même nettement séparés. Sur la première, des sédiments subrécifaux (marbre bâtard) se sont déposés, tandis que des marno-calcaires gris foncé caractérisent les faciès subalpins. Là aussi, la notion d'une plateforme jurassienne à pente rapide expliquerait aisément la délimitation si nette que l'on observe entre les deux domaines de faciès.

## BIBLIOGRAPHIE

I. — *Abréviations :*

*A.F.A.S.* : Association Française pour l'Avancement des Sciences, Paris.

*C.R.A.S.* : Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences.

*T.L.G.* : Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble.

II. — *Liste des ouvrages :*

1. BARTENSTEIN et BURRI (1954). — Die Jura-Kreidegrenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen (*Eclog. Geol. Helv.*, vol. 47, n° 2, p. 426).
  2. CAROZZI (1948). — Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse (Thèse, *Arch. Sc.*, Genève).
  3. COLLET (1936). — Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé (*Eclog. Geol. Helv.*, vol. 29, n° 1).
  4. DONZE (1955). — Sur la répartition des zones de faciès et sur l'âge des dépôts purbeckiens dans le Jura français (*C.R.A.S.*, t. 241, p. 1964).
  5. KILIAN (1899-1900). — Sur les chaînes subalpines des environs de Grenoble (*T.L.G.*, t. V, fasc. 3).
  6. KILIAN et LORY (1899-1900). — Notice sur les assises jurassiques et crétacées du promontoire de l'Echaillon (*T.L.G.*, t. V).
  7. MAZENOT (1959). — Les *Palæohoplitidæ* tithoniques et berriasiens du SE de la France (*Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. série, t. XVIII).
  8. MORET (1926). — Existence du Purbeckien dans les chaînes jurassiennes des environs de Voreppe (*A.F.A.S.*, Lyon).
  9. MORET (1933). — Sur la géologie de l'extrémité septentrionale de Semnoz, près Annecy, et sur les limites méridionales des lagunes purbeckiennes (*T.L.G.*, t. XVII, fasc. 1).
  10. MORET (1933). — Sur les limites du Jura méridional (*A.F.A.S.*, Chambéry).
  11. NASH (1926). — De Geologie der Grande-Chartreuseketens (*Techn. Boekhandel en Druckerij*, Delft.).
  12. STASTNY (1930). — Etude pétrographique de l'affleurement le plus méridional de Jurassique supérieur à faciès purbeckien : La Buisse, près Grenoble (*T.L.G.*, t. XV).
  13. WEGELE (1910). — Sur la constitution géologique des environs de St-Laurent-du-Pont (*T.L.G.*, t. IX, fasc. 2).
-