

Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève

Autor(en): **Conrad, Marc-A. / Ducloz, Charles**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **70 (1977)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164618>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 70/1	Pages 127-141	8 figures dans le texte	Bâle, mars 1977
---------------------	-----------	---------------	-------------------------	-----------------

Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève

Par MARC-A. CONRAD¹⁾ et CHARLES DUCLOZ²⁾

ABSTRACT

In the area surrounding Geneva, the general Barremian regression was temporarily interrupted. During the Lower Barremian, the Urgonian shallow water and protected carbonate platform extending over the Jura and Salève area prograded slowly towards the southeast. An oolite bar progradation is described whose rate of advance averaged 0.8 kilometers per meter of limestone deposited. This oolite bar did not pass the edge of the clinoform zone, which was located close to the present Salève area. During the Middle Barremian, the La Rivière marly Limestone Member was transgressively deposited on the Jura and Salève platform, under slightly deeper water and open marine conditions, as shown by its faunal content.

The Eocene continental quartzose sandstones of the Salève (Siderolitic) rest, locally, with a slight angular unconformity over the Urgonian limestones. These sandstones are medium-grained but contain a coarse microconglomeratic fraction which is mostly concentrated in the lower part of the unit. The proportion of micropebbles increases from E to W. Whereas the majority of the pebbles is made up of quartz, some are derived from different types of quartzites which are sometimes orientated. The main source of the clastic components of the sandstones is most likely the Hercynian basement of the Central Massif and its overlying blanket of Triassic quartzites and sandstones and not the Middle Cretaceous detrital formations of the Jura platform.

Introduction

L'étude des grès sidérolithiques du Salève a conduit l'un d'entre nous (Ch. D.) à examiner deux coupures d'érosion: celle du Ravin Saint-Martin au NW de Cruseilles et celle du Ruisseau des Prés au SW de Clarnant. Ces entailles qui mettent à jour, sous la couverture des grès tertiaires, le substratum crétacé sont intéressantes car elles nous ont permis de préciser la morphologie de la surface d'érosion tertiaire et d'étudier une section quasi complète de la série urgonienne.

L'Urgonien inférieur est bien exposé dans la coupe du Ruisseau des Prés. Cet Urgonien est décrit, ci-dessous, sous le nom de la coupe de l'Oratoire. L'Urgonien supérieur lui n'affleure que dans la coupe du Ravin Saint-Martin. Cette dernière localité semble bien être le seul endroit au Salève où cette partie de l'Urgonien ait été épargnée par l'érosion tertiaire. C'est là aussi que l'on peut voir, reposant en concordance sur l'Urgonien supérieur, les assises de la Lumachelle du Gault (Gargasien?), formation mésozoïque la plus jeune du Salève.

¹⁾ Petroconsultants S.A., 2, rue Vallin, P.O. Box Stand 319, 1211 Genève 11, Suisse.

²⁾ Section des Sciences de la Terre, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

Ce travail se divise en deux parties: la première a trait aux calcaires urgoniens, la seconde aux grès tertiaires du Sidérolithique.

Urgonien

L'Urgonien de la coupe de l'Oratoire

La présence de couches marneuses intercalées dans la partie inférieure des calcaires urgoniens du Salève est mentionnée en 1913 par JOUKOWSKY & FAVRE. Ces auteurs (p. 343) notent que «certains bancs de marno-calcaires oolithiques grumeleux et rognonneux forment des retraits dans les parois constituées par l'Hauterivien supérieur et le Barrémien (...). Ces calcaires grumeleux oolithiques jaunes roux, qui sont identiques à ceux du Barrémien inférieur du Jura (couches de la Russille), sont très peu fossilifères, à part des Spongiaires, très abondants, mais peu déterminables.»

L'étude de cette série est reprise en 1969 par l'un de nous (CONRAD 1969, p. 20) qui publie les résultats d'un relevé exécuté aux environs du Grand-Piton. Succinctement, cet auteur établit un parallélisme entre les couches rognonneuses à Spongiaires du Salève et les niveaux à Algues calcaires encroûtantes décrits à la base de la série urgonienne du Jura.

La découverte de couches marneuses, formant un «retrait» prononcé dans l'Urgonien de la région de Clarnant, nous a incité à reprendre l'étude de ces niveaux et à les interpréter d'une façon nouvelle.

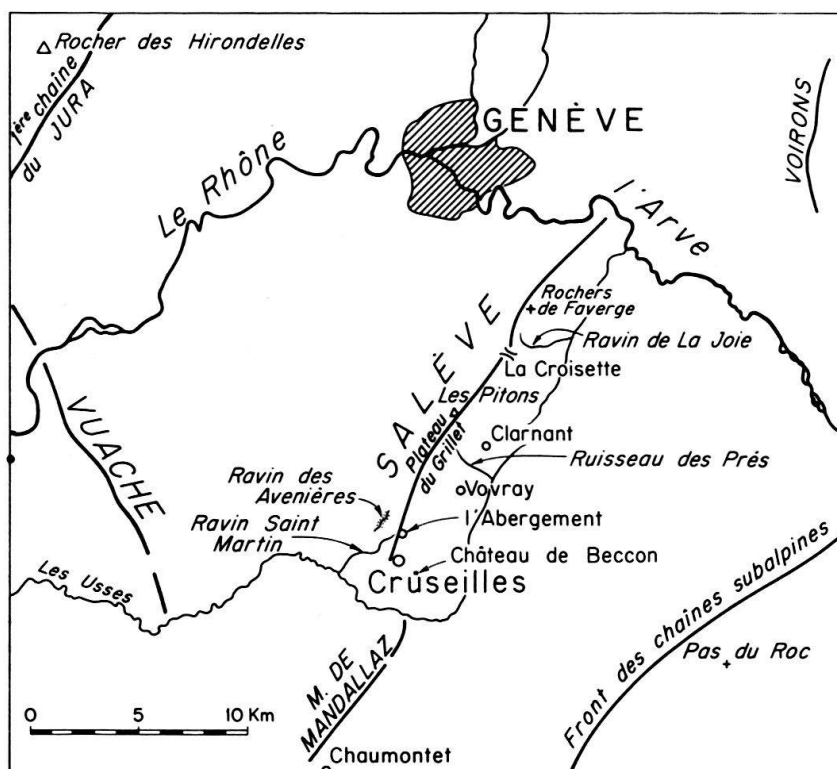


Fig. 1. Plan de situation.

Coupe de l'Oratoire (Ruisseau des Prés) (fig. 2)

La coupe est subdivisée en deux sections, localisées comme suit (carroyage kilométrique Lambert). Niveau 1: $x = 894,26$; $y = 126,70$; dans le ravin, au niveau de l'Oratoire. Niveau 12: $x = 894,35$; $y = 126,60$; dans le Ruisseau des Prés, au niveau de la captation. Le levé se poursuit, à cet endroit, sur 4 m, formant l'équivalent latéral des niveaux 13 et 14. Ceux-ci ont été levés au sommet de l'ancienne carrière, située au-dessus de l'Oratoire. Cette carrière, également relevée, forme l'équivalent latéral des niveaux 9 à 11. Sommet du niveau 15: $x = 894,52$; $y = 126,65$. Le recoupement partiel des deux sections a permis de constater l'existence de passages latéraux de faciès dont il sera question plus loin.

La coupe analysée à la figure 2, est interprétée comme suit:

Niveau 1: Grainstones échinodermiques et glauconieux. Milieu circalittoral régressif, partiellement alimenté à partir de hauts-fonds.

Niveau 3: Grainstones oolithiques à 100% présentant un phénomène de lessivage sélectif de tout ou partie des cortex. Hauts-fonds oolithiques médiolittoraux en bordure de mer ouverte. Diagenèse subaérienne (?).

Niveaux 5-9: Packstones massifs ou noduleux et grainstones plaquetés. 10-40% d'oolithes. Passages latéraux de faciès entre les deux sections relevées, indiquant l'existence de chenaux (?) comblés par des grainstones. 10-40% d'oolithes sauf au sommet du niveau 9 (90%). Milieu d'épendages circalittoraux à faibles mouvements transgressifs ou régressifs.

Niveaux 10-12: Wackestones et packstones. Disparition des oolithes. Vasières circalittorales (Spatanges) en milieu transgressif, avec décharges résiduelles de matériel bioclastique (niveau 12, fig.2). *Valserina broennimanni broennimanni* SCHROEDER & CONRAD 1968.

Niveaux 13 et 14: Packstones à fraction de lithoclastes, remaniés des wackestones sous-jacents. Chenal (?) de grainstones (sur l'Oratoire). Latéralement (Ruisseau des Prés): *Melathrokerion praesigali* (BANNER). Milieu régressif circalittoral à influences infralittorales.

Niveau 15: Packstones-wackestones. Milieu analogue en voie d'isolement. Vers le haut: passage à des wackestones à lumps, caractérisés par la disparition des sestonophages (Bryozoaires, Eponges) et le développement des Dasycladales. Milieu infralittoral moyen, relativement protégé.

Corrélations: Les corrélations proposées entre les séries urgoniennes du Salève, du Jura et des Chaînes Subalpines sont illustrées par la figure 3. Les coupes du Rocher des Hirondelles et du Pas du Roc sont décrites dans le travail de thèse de l'un de nous (CONRAD 1969, p. 10 et 25). Le trait saillant est l'attribution des niveaux 10 à 12 de la coupe de l'Oratoire au Membre des Calcaires marneux de La Rivière. Rappelons que cette unité forme une intercalation au sein des Calcaires urgoniens inférieurs, dans le Jura gessien (CONRAD 1969, p. 7).

La base des Calcaires marneux de La Rivière a été choisie comme horizon de référence (datum 1), entre le Jura et le Salève. Entre le Salève et les Chaînes Subalpines (Pas du Roc), faute de niveau repère dans l'Urgonien inférieur, nous avons utilisé la base des Marnes à Orbitolines (datum 2).

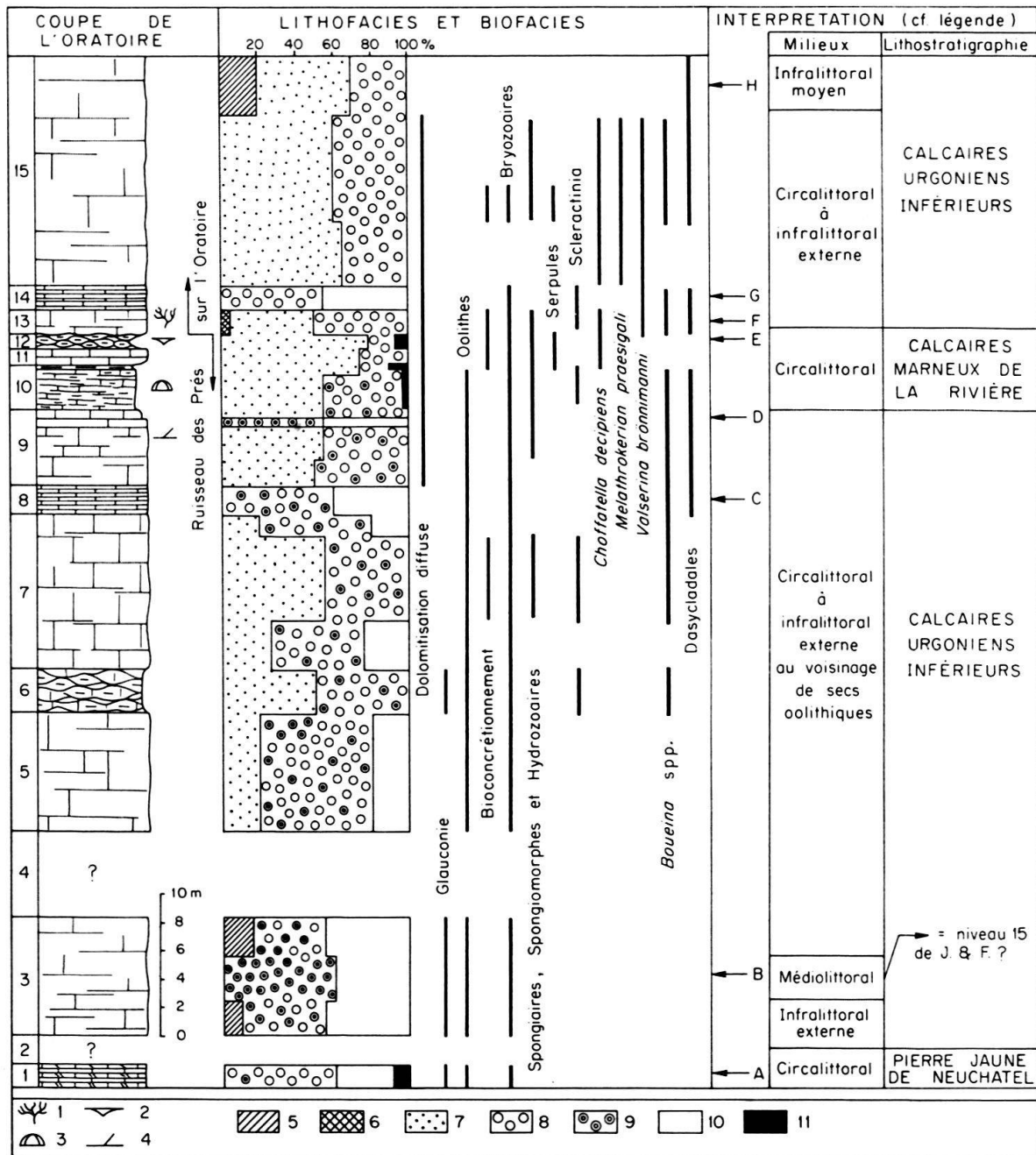


Fig. 2. Coupe de l'Oratoire, dans le Barrémien inférieur de la Chaîne du Salève.

Légende des figures: 1= Colonies de Scleractinia. 2= Brachiopodes. 3= Echinides. 4= Stratification oblique. 5= Lumps, intraclastes. 6= Lithoclastes de remaniement. 7= Micrite et pelmicrite. 8= Bioclastes. 9= Oolithes. 10= Ciment sparitique. 11= Terrigènes (argiles, quartz, glauconie).

Interprétation: A= Encrinite glauconieuse; rares oolithes. B= Oosparite lessivée; probablement milieu émerusif. C= Biosparite plaquetée; chenal? D= Oosparite; voisinage immédiat de cordons oolithiques. E= Niveau 12; biopelmicrite marneuse à décharges biodétritiques. F= Lithoclastes remaniés du niveau 12. G= Biosparite plaquetée; chenal? H= Intrabiopelmicrite riche en Dasycladales; disparition des sestonophages.

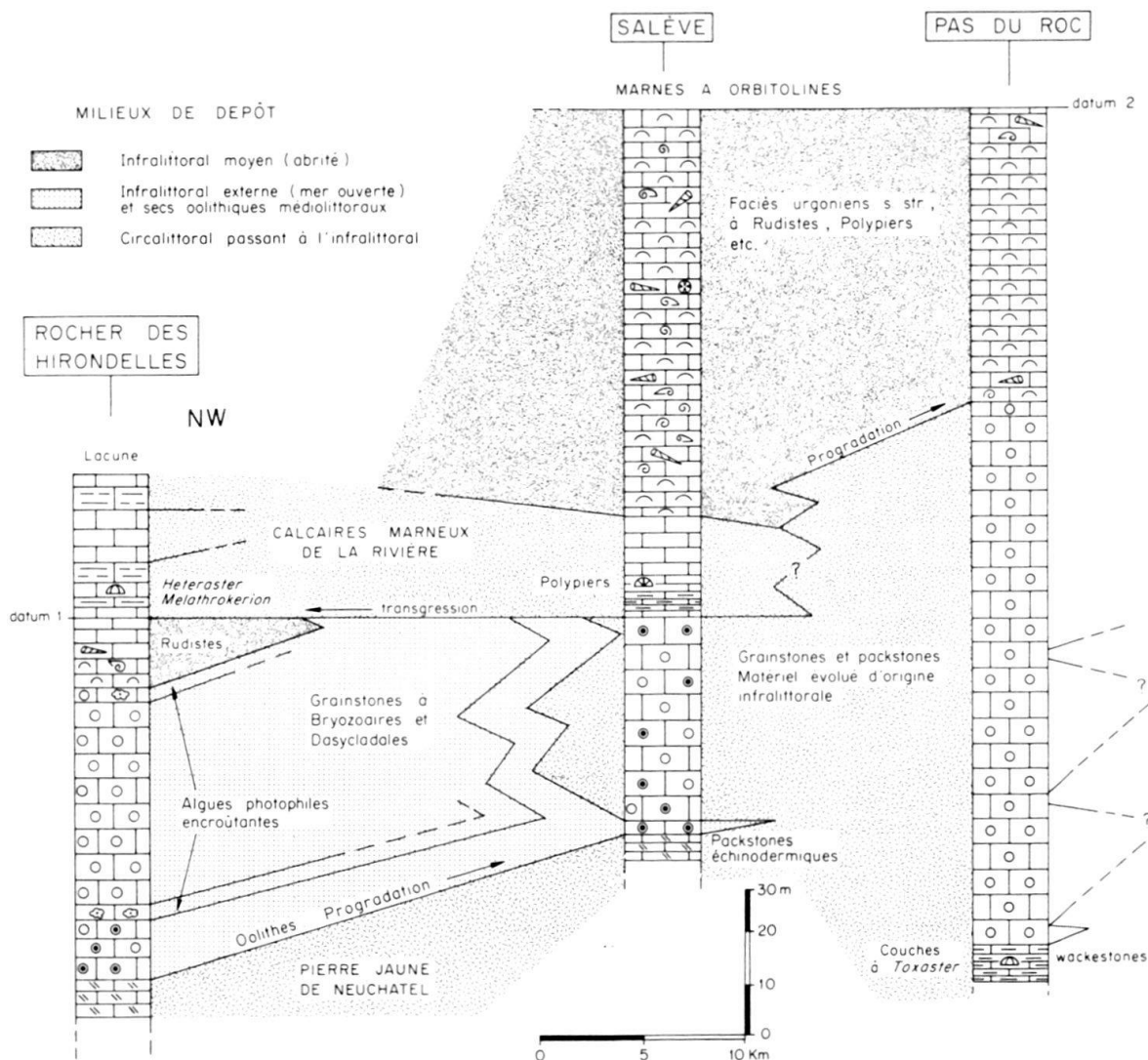


Fig. 3. Corrélations entre les Calcaires urgoniens inférieurs du Salève, du Jura et des Chaînes subalpines.

Les Calcaires marneux de La Rivière. Nouvelle interprétation

L'extension des Calcaires marneux de La Rivière au pli du Salève est fondée sur les arguments suivants:

1. Présence de *Valserina broennimanni broennimanni* SCHROEDER & CONRAD, dans les niveaux 13 à 15 de la coupe de l'Oratoire, que nous rattachons par conséquent à la zone II de Foraminifères benthiques (SCHROEDER, CHAROLLAIS & CONRAD 1968), soit à la partie supérieure du Barrémien inférieur. Présence aussi de *Melathrokerion praesigali* (BANNER), une forme commune dans sa localité-type de La Rivière.

2. Similitude des faciès, formés de wackestones légèrement argileux, à biophase très bien conservée, riches en *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER. Toutefois, alors que les Scleractinia et les sestonophages (filter-feeders) sont rares ou absents à La Rivière, les niveaux marneux de l'Oratoire renferment en abondance des Bryozoaires, des Eponges, des Polypiers et des Brachiopodes, qui indiquent le développement de substrats indurés au voisinage de vasières à Foraminifères. En outre, *Boueina* sp.,

une Algue verte analogue aux *Halimeda* actuels, n'est pas rare à l'Oratoire, où elle indique un milieu proche du large.

D'une manière générale, les Calcaires marneux de La Rivière se sont déposés en des milieux de vasières correspondant au circalittoral supérieur, trop profond pour permettre la prolifération d'Algues photophiles, mais pas assez, toutefois, pour empêcher le développement d'une faune benthique animale relativement abondante bien que peu diversifiée.

Cette interprétation paléocéanographique s'oppose à celle qui avait été proposée par l'un de nous (CONRAD 1969, p. 31), et selon laquelle les Calcaires marneux de La Rivière se seraient déposés en milieu infralittoral interne.

Caractère transgressif et extension des Calcaires marneux de La Rivière

La figure 3 montre qu'au Salève, les Calcaires marneux de La Rivière reposent sur des calcaires circalittoraux ou infralittoraux externes. Au Rocher des Hirondelles, par contre, les Calcaires marneux de La Rivière reposent sur des calcaires contenant des Rudistes, déposés en un milieu infralittoral moyen relativement protégé.

Ces faciès différents ont donc été pris en écharpe par un mouvement transgressif, marqué par un approfondissement du milieu de dépôt (en tout cas dans la région jurassienne), et par le développement de ce qui semble avoir été un vaste golfe, faiblement alimenté en colloïdes terrigènes à partir du nord-ouest.

Les Calcaires marneux de La Rivière sont beaucoup mieux développés dans le Jura gessien qu'au Salève. Ils manquent dans le Jura méridional (Semnoz, Val de Fier), mais semblent se prolonger dans le Jura vaudois, dans la coupe de la gare de Vallorbe (CONRAD, travaux en cours), dans un contexte paléosédimentaire analogue à celui du Salève.

Selon H. et A. Arnaud³⁾ (en litt., 28. 10. 1975), ils pourraient fort bien correspondre aux marnes à Céphalopodes (Heterocères en particulier), qui recouvrent transgressivement, dans le Diois, les calcaires bioclastiques du Barrémien inférieur (ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD 1975, p. 697). En tel cas, les Calcaires marneux de La Rivière et, partant, la zone II de Foraminifères benthiques, dateraient de la base du Barrémien supérieur, ce que rien ne permet d'infirmier à l'heure actuelle.

Progradation des cordons oolithiques en bordure de plateforme

Au Salève comme au Jura, la base des Calcaires urgoniens inférieurs est soulignée par le développement de grainstones oolithiques à 100%. On sait la signification de ce type de dépôt, qui correspond à la marge externe de la plateforme urgonienne, en contact avec les eaux froides océaniques.

Les coupes de l'Oratoire et du Rocher des Hirondelles ayant été mesurées avec la précision voulue, il est intéressant de constater que la puissance des calcaires séparant les oolithes de la base des Calcaires marneux de La Rivière, est de 72 m au Jura, contre 38 m seulement au Salève. Cette différence de 34 m, sur une distance

³⁾ Université de Grenoble.

horizontale d'environ 27 km, s'explique si l'on considère que le mouvement régressif amorcé à l'Hauterivien supérieur (dépôt de la Pierre Jaune de Neuchâtel), se poursuivait au Barrémien inférieur par la lente progradation de la plateforme urgonienne vers le large, c'est-à-dire en direction du sud-est.

Cette progradation du cordon oolithique s'est donc effectuée à un taux d'avancée moyen de 0,8 km par mètre de sédiment accumulé. Un cas analogue de progradation d'oolithe a été décrit récemment par TODD (1976) dans le Permien du Texas. Partant d'un horizon repère de bentonite radioactive, cet auteur calcule, par exemple, un taux de 102 m pour 56 km, soit 0,55 km de progradation par mètre déposé (op. cit., p. 923).

Au Rocher des Hirondelles et ailleurs dans le Jura gessien, le gros des Calcaires urgoniens inférieurs (sous les Calcaires marneux de La Rivière) s'est déposé à l'arrière du cordon oolithique. Au Salève, au contraire, ces mêmes calcaires correspondent, le plus souvent, à une aire de sédimentation soumise aux apports du cordon oolithique, mais située au large de celui-ci. Les grainstones oolithiques des niveaux 3 et 9 de la coupe de l'Oratoire correspondent donc aux avancées extrêmes de la plateforme, dont la marge stationnait le plus souvent au nord-ouest de la région actuellement occupée par le Salève.

La zone cliniforme du bassin devait donc, à l'époque, être située immédiatement au sud-est de la région du Salève. Dans les Chaînes Subalpines (coupe du Pas du Roc, fig. 3), en effet, la première partie des Calcaires urgoniens inférieurs est formée de sables bioclastiques très évolués (grainstones), en partie d'origine circalittorale, déposés dans des conditions fort différentes de celles de la plateforme jurassienne (CONRAD 1969, p. 28). Les Calcaires marneux de La Rivière n'ont pas leur équivalent dans ces régions.

Conclusions

L'analyse de la coupe de l'Oratoire montre que l'épisode transgressif des Calcaires marneux de La Rivière intéresse également la région du Salève. Au Barrémien inférieur, cette région était voisine de la zone cliniforme du bassin. Elle se trouvait soumise à l'influence de cordons oolithiques, qui la séparaient des aires plus protégées proprement jurassiennes.

L'Urgonien et la Lumachelle du Gault du Ravin Saint-Martin

Un levé détaillé du Ravin Saint-Martin près de Cruseilles (fig. 5) nous a permis de calculer l'épaisseur approximative des Calcaires urgoniens supérieurs. Ailleurs dans la chaîne du Salève, ceux-ci ne sont connus qu'à Chaumontet, à l'extrémité méridionale de la Montagne de Mandallaz, où leur puissance atteint 37 mètres.

Au Ravin Saint-Martin, des calcaires marno-gréseux, grisâtres, formant un niveau de 8,7 m d'épaisseur, affleurent aux coordonnées Lambert: $x = 123,03$; $y = 891,42$. Leurs faciès et leur contenu micropaléontologique sont typiques des *Marnes à Orbitolines* auxquelles nous rattachons, par conséquent, ce niveau. Quant aux Calcaires urgoniens supérieurs qui les surmontent leur épaisseur approximative est de 55 m. L'épaisseur totale des Calcaires urgoniens inférieurs, mesurée dans la

région du Ravin de la Joie, au NE de la Croisette, atteint 180 m. L'épaisseur totale de la série urgonienne du Salève n'est donc pas inférieure à 244 m. Cette épaisseur est du même ordre de grandeur que celle que l'on observe dans les Chaînes Subalpines.

Aux coordonnées $x = 891,24$; $y = 122,90$, les Calcaires urgoniens supérieurs sont recouverts par 6 m d'une encrinite glauconieuse de teinte jaune-verdâtre, bien stratifiée, que nous attribuons à la «Lumachelle du Gault». Cette encrinite, à sa base, est peu gréseuse (2 à 3% de quartz) mais vers le haut de la coupe, elle se charge considérablement en quartz détritique et, dans certains niveaux, ce dernier peut représenter jusqu'à 30% de la roche.

La glauconie est toujours présente dans la «Lumachelle du Gault». Alors qu'elle ne forme, dans les assises de la base de la formation, que 2 à 5% de la roche, elle augmente, comme le quartz, vers le haut de la coupe et peut constituer localement jusqu'à 15% de la roche.

La «Lumachelle du Gault» est concordante sur l'assise sommitale des Calcaires urgoniens supérieurs, le contact étant une surface légèrement onduleuse. Directement sous cette surface l'on observe généralement une lumachelle de petits Rudistes (épaisseur 30 à 40 cm) qui passe vers le bas à un calcaire légèrement gréseux, parfois glauconieux, et à stratification onduleuse. Ce banc de calcaire gréseux repose sur un banc massif de grainstones. Les calcaires du toit de l'Urgonien supérieur sont fissurés et perforés par des Mollusques lithophages et l'encrinite de la «Lumachelle du Gault» pénètre parfois sur plusieurs mètres, sous forme de minces filons dans la masse calcaire sous-jacente.

Sidérolithique

On peut distinguer dans le Sidérolithique du Salève trois termes: des grès quartzeux affleurant particulièrement bien dans la région de Cruseilles et qui sont de loin, en volume, les dépôts les plus importants, des grès fins argileux et des argiles silteuses rougeâtres ou gris verdâtre, les «bolus» des auteurs.

Les observations contenues dans cette note concernent exclusivement le terme le plus commun du Sidérolithique salévien, les grès quartzeux que nous appellerons ici les *grès de Cruseilles*.

Lithologie et sédimentologie

Les grès de Cruseilles sont des grès quartzeux souvent très purs, blancs, parfois teintés en jaune paille, en brun ou en rouge par des hydroxydes ou des oxydes de fer. Exceptionnellement, ils contiennent des grains de glauconie et prennent alors une couleur verdâtre. En certains points, une très faible fraction de kaolinite et des traces d'illite (SITTLER 1965) se mêlent à leur ciment. Ces grès sont imparfaitement cimentés et sont parfois si friables qu'ils ont souvent été décrits comme des sables. Ils forment une couche d'épaisseur irrégulière qui parfois s'interrompt, les poudingues de Mornex (Sannoisien?) ou la Molasse (chattienne) reposant alors directement sur les calcaires urgoniens. L'épaisseur de cette couche de grès varie de 0 à 40 m. Ces variations d'épaisseur sont dues principalement au fait que le mur du dépôt est une surface d'érosion très irrégulière creusée de poches et de cavités parfois assez vastes.

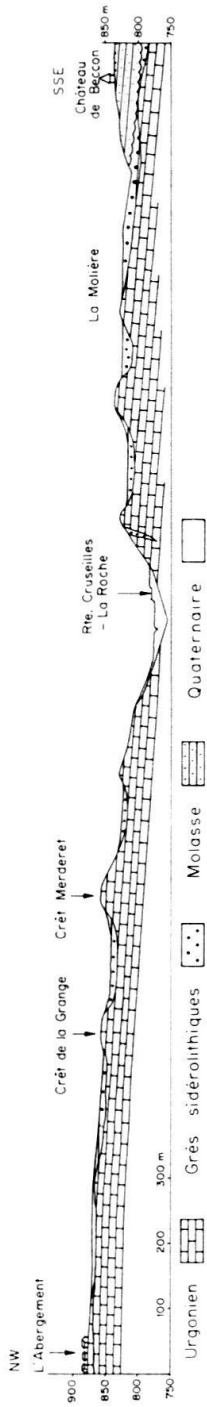


Fig. 4. Coupe de L'Abergement au Château de Beccou.

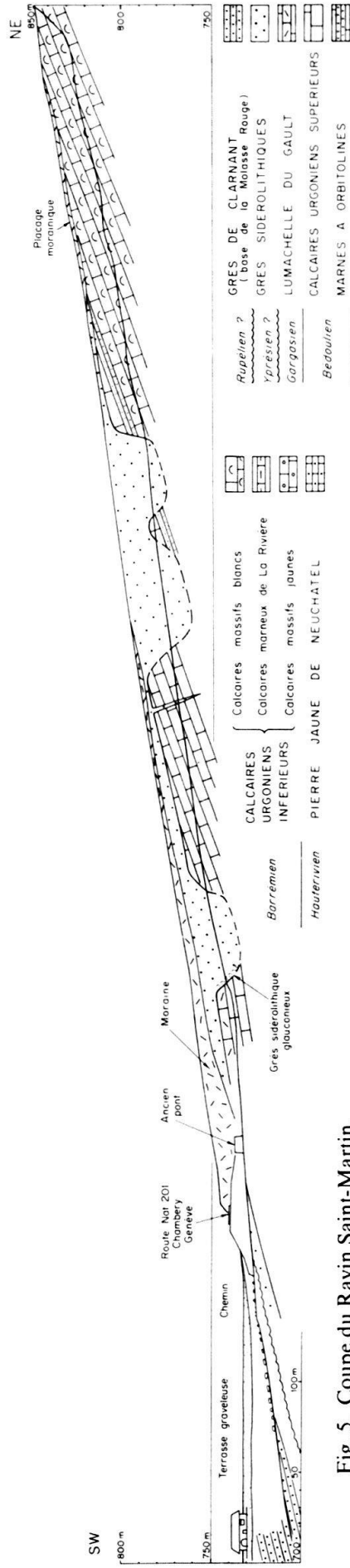


Fig. 5. Coupe du Ravin Saint-Martin.

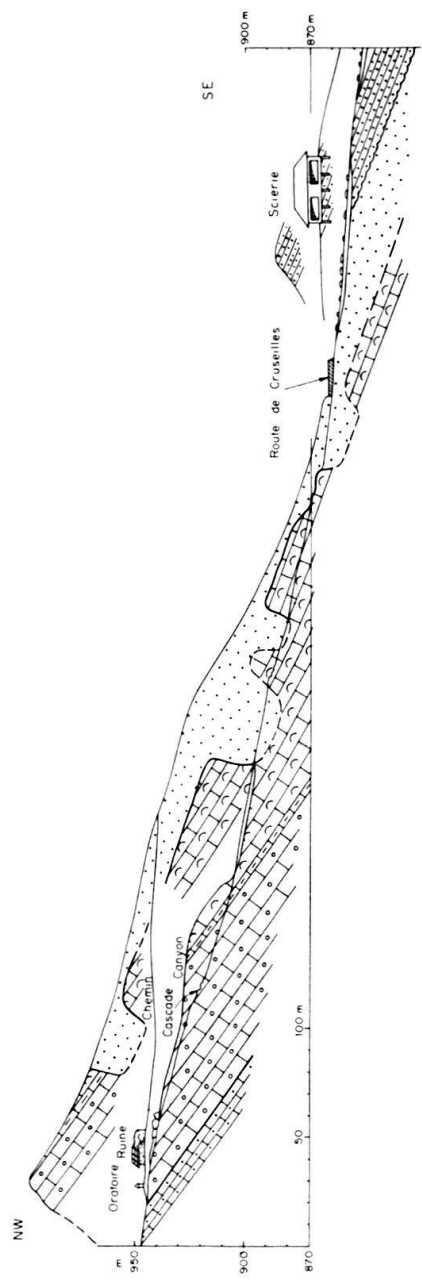


Fig. 6. Coupe du Ruisseau des Prés (légende cf. fig. 5).

Les grès de Cruseilles ont ceci de particulier qu'ils sont massifs et que ce n'est que très exceptionnellement que l'on peut distinguer en leur sein de vagues stratifications horizontales ou obliques. Ils sont hétérométriques mais assez homogènes, la taille des grains de quartz variant généralement de 0,03 à 5,00 mm et la taille moyenne variant de 0,3 à 0,4 mm, valeur qui en fait des grès moyens. La fraction grossière, microconglomératique, est disséminée d'une manière assez erratique dans cette matrice de granulométrie moyenne, cependant, c'est dans la partie inférieure de la couche de grès que l'on trouve la plus grande proportion d'éléments grossiers, c'est-à-dire ceux qui atteignent la taille de microgalets. La taille de ces galets varie généralement de 5 à 10 mm mais peut exceptionnellement atteindre 15 mm de diamètre. La proportion d'éléments microconglomératiques au sein des grès de Cruseilles augmente nettement de l'E vers l'W et c'est dans le Ravin des Avenières, au NW de Cruseilles, que nous avons observé les niveaux les plus riches en éléments grossiers. Ces niveaux dont la teneur en petits galets varie de 20 à 30% peuvent être d'ailleurs considérés comme des véritables passées de microconglomérats au sein des grès moyens.

La plupart des microgalets, c'est-à-dire les 95 à 98%, est formée de quartz blanc, opaque ou légèrement transparent, qui doit dériver de quartz filonien. Une très faible proportion est formée par un quartz teinté en rose par des oxydes de fer. La fraction restante, et c'est la plus intéressante, est formée de quartzites dont la couleur varie du blanc au gris foncé et exceptionnellement au rose. Certains de ces quartzites sont orientés (fig. 8) et parfois coupés de petites veinules de quartz.

Dans le Ravin Saint-Martin, la base des grès de Cruseilles, à l'endroit où ces derniers reposent sur la «Lumachelle du Gault» et l'Urgonien supérieur (fig. 7), est formée par un grès plus fin, poreux et friable de couleur verte, qui contient environ 30% de grains de glauconie. Cette couche de grès vert dont l'épaisseur est d'environ 1 m est certainement l'équivalent du grès glauconieux rencontré dans une galerie de recherches près de Cruseilles et qui a été attribuée, à tort, par DOUXAMI (1897), à

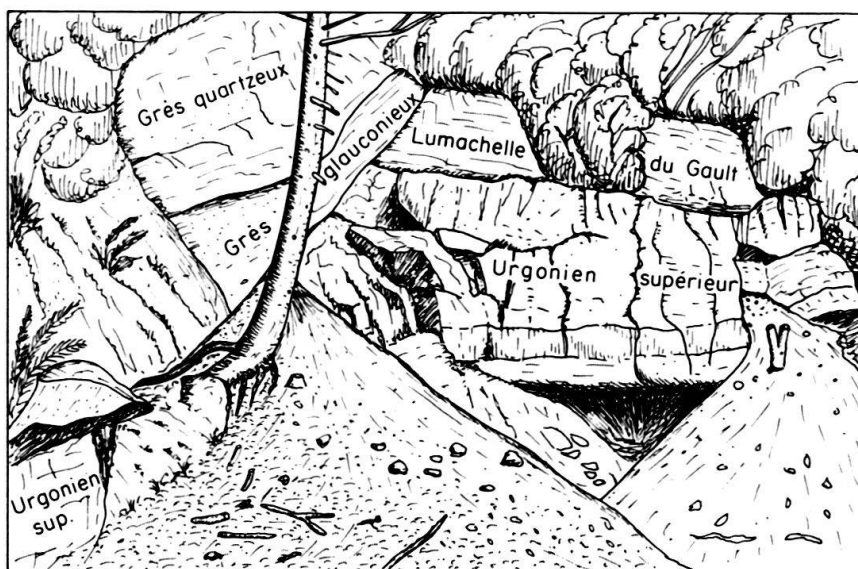


Fig. 7. Contact Urgonien-Sidérolithique (Ravin Saint-Martin).

l'Albien. Dans le Ravin Saint-Martin, ce grès glauconieux passe très rapidement vers le haut au grès quartzeux typique du Sidérolithique, mais dans lequel on trouve quelques paillettes de muscovite. En général, les micas sont totalement absents dans les grès de Cruseilles. Leur présence, ici, est certainement due à un remaniement à partir des grès albiens, lesquels ont certainement contribué, dans une large mesure, à la formation des grès glauconieux sous-jacents.

Si les grès de Cruseilles sont généralement dépourvus de mica, ceux qui se trouvent directement sous les grès molassiques et affleurent sur la route qui va de Cruseilles à Vovray contiennent, en certains endroits, une proportion importante de paillettes de muscovite et parfois aussi de la glauconie. Ces grès micacés n'ont que quelques mètres d'épaisseur et passent vers le bas aux grès sidérolithiques typiques. Ils doivent correspondre à une zone de remaniement, formée lors de l'immersion des sables continentaux éocènes encore meubles sous les eaux des lagunes molassiques. Les micas, ici, sont des débris avant-coureurs du détritique alpin molassique.

Les grès de Cruseilles contiennent une fraction infime de minéraux lourds résistants (moins de $\frac{1}{10\,000}$). La majeure partie de cette fraction est constituée de tourmaline (3 variétés) et de staurotide. A ces deux constituants principaux s'ajoute une petite quantité de zircon et d'actinote. C'est donc une suite de minéraux tout à fait semblable à celle déjà décrite par VATAN et al. (1957) dans des sables sidérolithiques de la Savoie. Si les tourmalines sont généralement sous forme de grains très usés, subanguleux et même arrondis, montrant de nombreuses marques de chocs

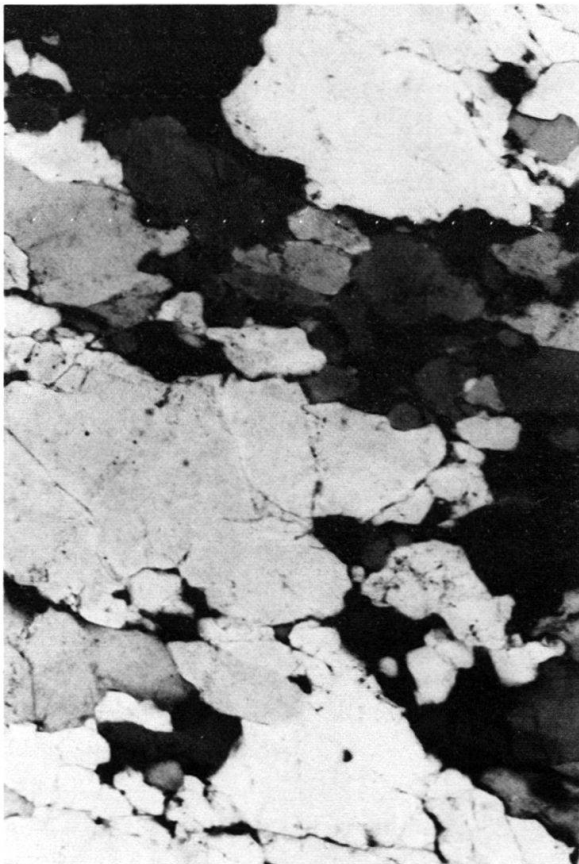


Fig. 8. Quartzite orienté. - Galet des grès sidérolithiques du Ravin des Avenières (D-33). Lumière polarisée. Grossissement $\times 50$.

éoliens, le staurotide est lui en grains subanguleux ou anguleux. Il y a là certainement une indication d'apports d'âges et de provenances divers.

Mur des grès de Cruseilles

JOUKOWSKY & FAVRE (1913, p. 348) ont montré que les grès sidérolithiques du Salève remplissent souvent des dépressions irrégulières creusées dans les calcaires urgoniens et que la surface qui forme le mur du dépôt est une surface karstique. La morphologie de cette surface a été étudiée dans la région de Cruseilles par MARTINI (1962) et a été décrite par cet auteur comme un karst à «pitons» et même à «tourelles», donc comme un karst tropical très évolué. Nous avons repris l'étude de cette surface dans la région située au N et à l'E de Cruseilles et nous l'avons complétée en relevant deux coupes: celle du Ravin Saint-Martin au NW de Cruseilles et celle du Ruisseau des Prés au SW de Clarnant (fig. 5 et 6).

Au N et à l'E de Cruseilles (fig. 4) l'on voit une surface plus ou moins plane, légèrement gauchie vers le SE, coupée par endroits par de petits escarpements et dont l'altitude varie de 860 à 810 m. De cette surface émergent des buttes calcaires à versants parfois assez raides et dont la hauteur est de 10 à 15 m. Une exploration à la tarière de cette surface qui est couverte d'un sol sablonneux brun nous a montré que celui-ci recouvre une couche d'argile sableuse, brunâtre, dont l'origine doit être colluviale et dont l'épaisseur varie de 50 cm à 2 m. Cette argile repose en plusieurs endroits sur des grès sidérolithiques et parfois sur les calcaires urgoniens. La cartographie des affleurements d'Urgonien au droit de la surface suggère que l'épaisseur des grès sidérolithiques ne doit pas dépasser 5 à 10 m. Les buttes témoins s'élèvent donc de 15 à 30 m au plus au-dessus d'un plan rocheux qui doit correspondre à un fond de polje où à des dolines coalescentes. Elles n'ont donc ni la vigueur ni la hauteur des pitons tropicaux. Par leurs dimensions modestes, elles s'apparentent plutôt aux «hum» des karsts méditerranéens.

Les profils à travers le mur du dépôt des grès de Cruseilles (fig. 5 et 6) montrent que la surface d'érosion sur lesquels ils reposent est plus ou moins plane et qu'elle n'est que localement parallèle au plan des couches du substratum urgonien. En général, elle tranche sous un angle de 10° à 15° les calcaires de l'Urgonien supérieur et les calcaires blancs de l'Urgonien inférieur. En plusieurs endroits, la surface est creusée par des dépressions à flancs abrupts qui sont certainement des dolines, dont le diamètre varie de 20 à 80 m et dont la profondeur ne doit pas excéder une trentaine de mètres. Les profils suggèrent que par places ces dolines sont coalescentes (ouvalas). Environ 1 km en amont du profil relevé dans le Ruisseau des Prés, au Plateau du Grillet, près du sommet du Salève, les grès de Cruseilles reposent sur les calcaires jaunes de l'Urgonien inférieur. La planation karstique qui a précédé le dépôt des grès a donc dû s'effectuer, dans la région du Salève, sur une dalle urgonienne qui était légèrement ployée en anticlinal.

JOUKOWSKY & FAVRE (1913, p. 348) rapportent, dans leur mémoire, qu'en plusieurs points, près de la ligne de crête du Salève, le Sidérolithique repose sur l'Hauterivien. Ces observations, qui sont données avec certaines réserves par ces auteurs, ont été reprises par PARÉJAS (1938) qui en a conclu que le Salève était déjà plissé à l'Eocène inférieur et que la charnière du pli était décapée jusqu'à l'Hauteri-

vien. Une révision des affleurements cités par JOUKOWSKY & FAVRE nous a montré que le Sidérolithique en question n'est pas en place. Les «affleurements» situés au NW des Rochers de Faverges et au SW de la Croisette sont des débris accumulés autour de forges préhistoriques. Quant aux «affleurements» de Praz Foraz, au S des Pitons, il correspond à deux vallons dont les versants sont couverts de végétation et dont le sol est sujet à une importante solifluxion: les petits débris de grès sidérolithiques que l'on observe ici et là ne sont manifestement pas en place. Nous pouvons donc conclure que la surface sur laquelle reposent les grès de Cruseilles n'a pas atteint l'Hauterivien et qu'elle n'a entaillé que la carapace urgonienne. Cependant, à une époque ultérieure, la surface a dû être taraudée par des gouffres profonds car certaines fissures remplies de grès sidérolithiques ont atteint le Néocomien et l'ont même, par endroits, traversé pour pénétrer le Portlandien inférieur (JOUKOWSKY & FAVRE 1913, p. 348).

Origine du matériel détritique

La plupart des auteurs, notamment DOUXAMI (1896, 1901), COLLET & PARÉJAS (1936), PARÉJAS (1938) et plus récemment AUBERT & LE RIBAUT (1975) ont admis que les grès sidérolithiques de la région genevoise sont le produit de la destruction des grès albiens et cénomaniens. Un remaniement partiel de ces formations gréseuses dans les grès éocènes ne paraît, en effet, pas douteux puisque ces derniers livrent des assemblages de minéraux lourds très semblables à ceux des grès crétacés et qu'ils contiennent localement de la glauconie détritique et même parfois, comme à Bellegarde, des silex sénoniens remaniés. Cependant, c'est commettre une erreur, à notre avis, que de faire dériver entièrement, ou en grande partie, ces grès d'une source crétacée. Et pourquoi? D'abord, parce que ces grès sont beaucoup plus grossiers, dans l'ensemble, que les formations crétacées gréseuses dont on veut les faire dériver et ensuite parce que le volume du matériel détritique quartzeux présent dans les grès sidérolithiques n'est manifestement pas comparable à celui qui devait constituer les assises gréseuses du Crétacé moyen. Ce volume doit être plusieurs fois, sinon des dizaines de fois, supérieur à celui du quartz disponible dans les formations crétacées. En ce qui concerne l'argument granulométrique, l'on pourrait objecter qu'il existe au Roc-de-Chère et dans le synclinal d'Entrevernes des grès du Crétacé moyen dont la granulométrie s'apparente à celle des grès sidérolithiques saléviens et que des dépôts semblables auraient pu exister en amont du Salève, c'est-à-dire au NW de l'emplacement de cette chaîne et constituer ainsi des sources adéquates. Alors que l'on ne peut écarter complètement une telle hypothèse, tout semble indiquer, d'après les affleurements de Crétacé moyen qui nous sont connus aujourd'hui, que l'Albien a dû se déposer sur les aires situées à l'W et au NW du Salève sous forme de grès glauconieux à grains fins, de marnes et d'argiles, tandis que le Cénomaniens s'est déposé surtout sous forme de craies.

La découverte de galets de quartzites dans les grès sidérolithiques du Salève vient étayer d'ailleurs notre point de vue puisque l'on a jamais signalé de galets ou des bancs de quartzite dans le Crétacé régional. La source des détritiques éocènes doit être donc en grande partie distincte. Il faut la chercher, à notre avis, dans le socle hercynien du Massif Central et les grès et les quartzites du Trias qui étaient

émergés à l'Eocène et ceinturaient ce massif à sa bordure orientale. L'augmentation vers l'W des niveaux microconglomératiques contenant des galets de quartzites confirme encore que la source des détritiques devait se trouver dans cette direction. L'importance croissante, en se dirigeant également d'E en W des dépôts sidérolithiques gréseux dans le Jura et les Chaînes Subalpines externes étaye encore notre raisonnement. Absents ou mal représentés dans le Jura vaudois, les grès sidérolithiques se développent largement dans la région genevoise, le bord externe des chaînes des Bauges et de la Chartreuse où ils forment souvent une couche de 10 à 20 m d'épaisseur. Plus à l'W et vers le S dans le Royans, en se rapprochant encore du Massif Central, les grès sidérolithiques atteignent une centaine de mètres d'épaisseur (GIOT 1944). Leur composition et leur granulométrie montrent, dans cette région, qu'ils proviennent directement du démantèlement du Massif Central.

Transport et dépôt des grès de Cruseilles

Depuis longtemps les géologues s'accordent pour faire des grès quartzeux du Sidérolithique un dépôt continental de remaniement, provenant en partie de la destruction d'une zone d'altération latéritique. Certains auteurs ont vu dans ces dépôts des accumulations éoliennes, d'autres des formations fluviatiles, sans que les évidences avancées dans un sens ou un autre soient toujours bien convaincantes.

Récemment AUBERT & LE RIBAUT (1975), après avoir étudié au microscope électronique à balayage les grains de quartz de quelques échantillons de grès crétacés et tertiaires du Jura et du Salève, ont montré que les sables sidérolithiques doivent bien être d'origine fluviatile mais qu'ils conservent encore, en partie, une morphologie éolienne héritée, selon ces auteurs, de leurs sources crétacées. Nous avons vu plus haut que, pour le moins en ce qui concerne les grès du Salève, la source principale du matériel détritique devait se situer dans le Massif Central et sa bordure orientale. L'empreinte éolienne, à notre avis, remonterait au Trias, ce qui est beaucoup plus satisfaisant; les dépôts triasiques s'étant déposés, c'est un fait bien connu, dans un environnement désertique alors que les dunes littorales crétacées imaginées par AUBERT & LE RIBAUT paraissent bien hypothétiques.

Les grès de Cruseilles forment une couche irrégulière de grande extension que l'on peut évaluer, pour la seule région du Salève, à plus de 20 km² de surface. Ces grès, dont l'épaisseur varie de 0 à 40 m, sont massifs, de grains moyens et de texture assez homogène. Ils contiennent, nous l'avons vu, une fraction grossière disséminée dans la masse des grès moyens mais qui augmente vers le bas de la couche. Ce dépôt ne présente ni les stratifications entrecroisées, ni les ravinements, ni les bancs de graviers si typiques de dépôts fluviatiles. Et pourtant ces grès ont dû être transportés par des eaux courantes, comme en témoignent les émoussés des grains de quartz et l'aspect général du dépôt. Ne pourrait-on pas, dans ces conditions, considérer cette assise gréseuse comme un dépôt de basse plaine présentant une très faible déclivité. Ce dépôt, dont l'origine était lointaine (plus de 130 à 150 km), se serait effectué rapidement à la suite d'inondations. Il a comblé, en grande partie, un relief karstique peu accusé, façonné dans les calcaires urgoniens. L'absence de paléosols au mur des grès de Cruseilles indique clairement que ce relief avait été préalablement décapé de sa couverture latéritique.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD-VANNEAU, A., & ARNAUD, H. (1975): *Le Vercors au Barrémien inférieur: naissance et progradation d'un haut-fond à sédimentation bioclastique, préfiguration de la plateforme urgonienne ultérieure.* - C.R. Acad. Sci. Paris 281 (15 septembre 1975).
- AUBERT, D., & LE RIBAUT, L. (1975): *Quartz du pied du Jura.* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 72/348, 231-240.
- COLLET, L. W., & PARÉJAS, E. (1936): *Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève.* - N° 3: *Vue d'ensemble.* - C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 53/2, 98-101.
- CONRAD, M. A. (1969): *Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève.* - Eclogae geol. Helv. 62/1, 1-79.
- DOUXAMI, H. (1896): *Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale.* - Ann. Univ. Lyon 27, 1-318.
- (1897): *Révision des feuilles Chambéry, Nantua, Annecy.* - Bull. Serv. Carte géol. France (C.R. Collab. Campagne 1895) 8, 151-153.
- (1901): *Etudes sur la vallée du Rhône aux environs de Bellegarde.* - Bull. Serv. Carte géol. France 12/81, 1-22.
- GIOT, P. R. (1944): *Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drome).* - Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble 24, 49-68.
- JOUKOWSKY, E., & FAVRE, J. (1913): *Monographie géologique et paléontologique du Salève.* - Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 37/4, 295-523.
- MARTINI, J. (1962): *Les phénomènes karstiques de la chaîne du Salève (Haute-Savoie).* - «Les Boueux», Bull. Sect. Genève Soc. suisse Spéléol. 1/1, 3-9.
- PARÉJAS, E. (1938): *Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève.* - Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul [n.s.] 3/2, 1-50.
- SCHROEDER, R., CHAROLLAIS, J., & CONRAD, M. A. (1968): *Essai de biozonation au moyen des orbitolindae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France.* - C.R. Acad. Sci. Paris 267, 390-393.
- SITTLER, C. (1965): *Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques.* - Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. 24, 1-392.
- TODD, R. G. (1976): *Oolite-bar progradation, San Andres Formation, Midland Basin, Texas.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 60/2, 907-925.
- VATAN, A., ROUGE, P. E., & BOYER, F. (1957): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes.* - Rev. Inst. franç. Pétrole 12/4, 468-480.

