

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 69 (1976)
Heft: 1

Artikel: Microfacies et diagenèse de quelques niveaux jurassiques des
Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France)
Autor: Septfontaine, Michel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164491>

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: 28.01.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 69/1	Pages 39–61	5 figures dans le texte et 2 planches	Bâle, avril 1976
---------------------	-----------	-------------	--	------------------

Microfaciès et diagenèse de quelques niveaux jurassiques des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France)

Par MICHEL SEPTFONTAINE¹⁾

ABSTRACT

Two lithologic units at the Dogger–Malm limit in the Préalpes médianes du Chablais (Haute-Savoie, France) are defined by means of their microfacies. One of these, the gravel limestone, was deposited in a shallow marine environment. In this unit diagenetic features are described. Compaction and cementation phenomena are more thoroughly studied. A particular relationship between a first generation «drusy» cement and overgrowth calcite on echinid plates has been observed. A diagenetic sequence of the gravel limestone is proposed, in which silicification appears as a very late diagenetic event.

On top of the gravel limestone a second lithologic unit, consisting on thinly bedded limestones, represents deposition under deeper water conditions than the gravel limestone. In the thinly bedded limestone intense silicification predates compaction and is probably a syndimentary process.

RÉSUMÉ

Deux unités lithologiques de la limite Dogger–Malm des Préalpes médianes du Chablais (Haute-Savoie, France) sont définies par leur microfaciès. L'une d'elles, le calcaire graveleux, représente un milieu de sédimentation marin, peu profond, isolé du large. Dans cette unité des structures diagénétiques sont décrites. On étudie en détail les figures de cimentation et de compaction. Un cas particulier de ciment de première génération est lié aux particules échinodermiques micritisées et à la calcite d'«overgrowth». Une séquence d'événements diagénétiques, qui ont conduit à la lithification du calcaire graveleux, est proposée. On démontre par exemple que la silice apparaît très tardivement dans l'histoire diagénétique.

L'autre unité lithologique, le calcaire en petits bancs, surmonte le calcaire graveleux et représente un milieu de sédimentation plus profond que ce dernier. La silicification très poussée dans le calcaire en petits bancs est intervenue avant la compaction, probablement comme phénomène syndimentaire.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	40
2. Les unités lithologiques considérées: microfaciès et interprétation du milieu de déposition	41
a) Le calcaire graveleux au col de Cordon	41
b) Le calcaire en petits bancs au col de Cordon	48

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

3. Observations diagénétiques	49
a) Figures diagénétiques dans le calcaire graveleux	49
b) Séquence diagénétique dans le calcaire graveleux	55
c) Phénomènes diagénétiques dans le calcaire en petits bancs	58
4. Conclusions	59
Bibliographie	60

1. Introduction

Dans le Sud-Ouest du Chablais les terrains du Jurassique moyen et de la base du Jurassique supérieur montrent une grande variation de faciès. Au cours d'une étude systématique de ces terrains dans la région de Somman au-dessus de Mieussy (Haute-Savoie, France) notre attention a été attirée par certains niveaux carbonatés qui affleurent de manière discontinue dans la chaîne de la Haute-Pointe dominant le plateau de Somman. Déjà ANDRÉ LOMBARD (1940) avait reconnu la présence de tels niveaux en effectuant la carte géologique de cette région. Cet auteur a décrit plusieurs coupes de terrain où affleurent des unités lithologiques carbonatées qu'il attribue au faciès du Dogger à *Mytilus* et à la base du Malm. La coupe du col de

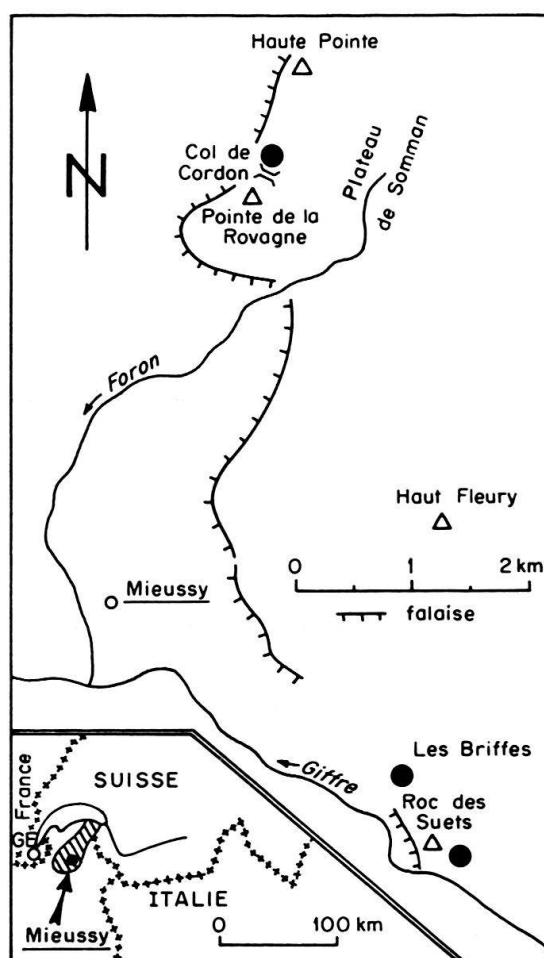


Fig. 1. Plan de situation des coupes du calcaire graveleux étudiées dans ce travail (ronds noirs).
En hachures: Préalpes médianes du Chablais (France).

Cordon (coordonnées: 934.840/138.450) figurée par LOMBARD (1940, p. 88) présente les meilleures conditions d'affleurement et c'est surtout elle qui a retenu notre attention dans le cadre de cette note. Elle se situe sur le flanc Nord du col de Cordon, entre le massif de la Haute-Pointe et la pointe de la Rovagne (fig. 1). Pour compléter notre information nous avons également pris quelques échantillons dans deux autres coupes plus méridionales, l'une située au carrefour des Briffes (coordonnées: 925.750/133.450) et l'autre sous le sommet du Roc des Suets (coordonnées: 926.150/132.700).

Le but du présent travail est de décrire quelques microfaciès peu connus des dépôts carbonatés du Jurassique moyen et de la base du Malm des Préalpes médianes ainsi que de mettre en évidence certaines structures diagénétiques particulières. Nous avons également tenté d'ordonner dans le temps les diverses étapes diagénétiques qui ont conduit à la lithification d'une des unités lithologiques considérées: le calcaire graveleux.

2. Les unités lithologiques considérées: microfaciès et interprétation du milieu de déposition

Dans la région de Somman les terrains jurassiques montrent de grandes variations verticales et latérales de faciès. Il est également difficile de les dater avec précision faute d'organismes caractéristiques. Dans ce travail nous considérons surtout une unité lithologique bien caractéristique que nous avons appelée le calcaire graveleux et qui est placée par LOMBARD (1940) dans le «Dogger supérieur à Mytilus». Cette unité est datée, avec doute, du Bathonien supérieur au Callovien. Au-dessus stratigraphiquement on trouve les niveaux silicifiés du calcaire en petits bancs décrits comme «Malm inférieur à silex» par LOMBARD (1940). Cette deuxième unité lithologique, qui a également retenu notre attention, est attribuée à l'Oxfordien.

D'une manière plus générale ces deux unités lithologiques sont comprises entre les calcaires noduleux rouges (faciès Argovien) au sommet et les calcaires fins, fétides, bio-détritiques et coralligènes du «Dogger inférieur à Mytilus» à la base (fig. 2).

a) Le calcaire graveleux au col de Cordon

Lithologie

Cette unité a ici une puissance de 13 m. Le contact avec le calcaire fin, fétide est progressif; le passage au calcaire en petits bancs est brutal. A l'affleurement, le calcaire graveleux est mal stratifié, en bancs massifs irréguliers de 0,5 à 1 m d'épaisseur. Ces bancs sont divisés par des fissures horizontales ou obliques discontinues (diastèmes?). Aucune figure sédimentaire n'est visible à la surface des bancs, la roche est toujours fortement lapiazée.

Le calcaire est gris-brun à la cassure, finement grenu et oolithique avec un niveau plus grossier, microconglomératique (niveau *b*, fig. 2). Les éléments grossiers remaniés sont surtout des grains et des granules (diamètre de 1 à 4 mm) de calcaire dolomitique blanc-jaune arrondis, avec des débris d'échinodermes. On observe aussi des débris de l'ordre du centimètre. Le niveau grossier a une épaisseur de 1 à 2 m et

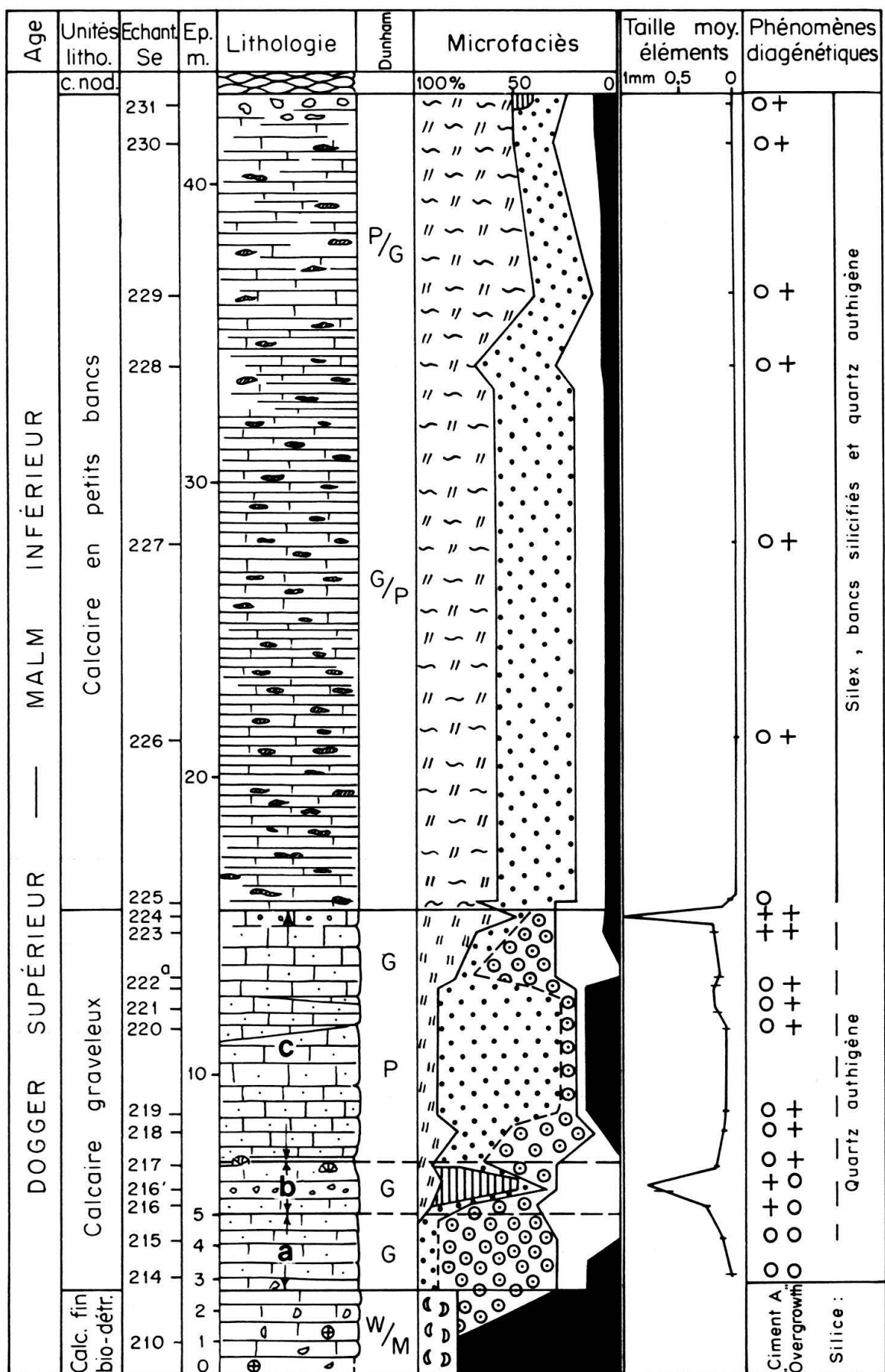


Fig. 2. Log lithologique et microfaciès de la coupe du col de Cordon.
 Structure de dépôt selon DUNHAM (1962): G = Grainstone, P = Packstone, W = Wackestone, M = Mudstone.

est situé à 2,5 m environ de la base du calcaire graveleux. Dans les niveaux *a* et *c* le calcaire est finement grenu (diamètre des grains 100–200 μ), un peu spathique, sans éléments grossiers.















A la surface des bancs on observe de petits silex et des grains de quartz idiomorphe de néoformation. Le quartz authigène est abondant avec une taille maximum dans le niveau *b* grossièrement graveleux. La macrofaune est rare; on observe cependant un niveau à bryozoaires (*Bauneia multitalulata* DENINGER d'après LOMBARD 1940) et petits polypiers silicifiés situé directement au-dessus du niveau *b*.

Microfaciès²⁾

Le calcaire graveleux montre un microfaciès assez variable bien que les «pelletoïdal oolitic lime grainstone/packstone» prédominent. Vers la base de la série (niveau *a*, fig. 2) on observe de petites oolithes (diamètre variable entre 100–200 μ) partiellement ou complètement micritisées. Il n'est pas exclu que les oolithes soient en réalité de petites oncolithes (JENKYN 1972) mais il ne nous est pas possible de le démontrer avec certitude. Les interstices entre les grains sont occupés par de la calcite sparitique et de la micrite (pl. I, fig. 1).

Le niveau *b* grossièrement graveleux et microconglomératique est un «lithoclastic/oolitic lime grainstone» avec de nombreux éléments biodétritiques. Les éléments remaniés proviennent de types lithologiques différents. On distingue ainsi les microfaciès remaniés suivants:

Légende Fig. 2

Lithologie	Microfaciès
 Calcaire noduleux (faciès Argovien)	 Micrite
 Calcaire finement spathique à silex	 Sparite
 Calcaire graveleux fin	 Oolithes
 Calcaire graveleux grossier	 Pellets (surtout particules micritisées, oolithes et petits foraminifères)
 Bryozoaire (Bauneia sp.)	 Lithoclasts
 Calcaire fin, fétide, bio-détritique	 Débris échinodermiques
Diagenèse	 Bioclasts en général
○ Ciment non identifié	 Filaments
+ Ciment visible	

²⁾ Nous utilisons la nomenclature de DUNHAM (1962).

- «micropelletoïdal lime grainstone/packstone»; les particules sont assemblées et orientées en lamina successifs.
- «pelletoïdal/bioclastic lime grainstone», avec des grains de petite taille (diamètre $200\ \mu$). On observe un ciment de première génération régulier autour des grains.
- «bioclastic lime wackestone» avec des débris d'échinodermes et de foraminifères encroûtants à paroi microgranulaire (nubéculaires).
- calcaire dolomitique fin.

Tous ces éléments remaniés sont bien arrondis (pl. I, fig. 2).

Les enveloppes oolithiques et micritiques qui enrobent les particules méritent une attention particulière et seront examinées dans le chapitre suivant. D'autre part, il est intéressant de souligner que dans la même lame mince on trouve des particules sans cortex oolithique voisinant avec des particules enrobées d'une seule couche oolithique, d'autres enfin sont de vraies oolithes avec plusieurs couches (pl. I, fig. 2).

Le niveau *c* est une récurrence du niveau *a*. On note cependant une plus grande abondance des débris échinodermiques et des pellets (qui sont probablement de petites oolithes micritisées). Le dernier banc du niveau *c* (échantillon Se 224) est composé d'éléments grossiers, essentiellement d'origine organique (pl. I, fig. 3).

La taille moyenne des éléments et la succession des différents microfaciès sont indiqués sur la figure 2. Les particules sont en général bien classées sauf dans le niveau *b* grossièrement graveleux et dans le dernier banc du niveau *c*.

Le quartz de néoformation est présent à tous les niveaux mais surtout abondant dans le faciès grossier (pl. II, fig. 9 et 12-14).

La microfaune (essentiellement foraminifères) fera le sujet d'un travail ultérieur.

Milieu de déposition

Le sédiment à l'origine du calcaire graveleux s'est déposé dans un milieu marin à salinité normale permettant le développement de nombreux micro- et macroorganismes: foraminifères variés, algues calcaires ainsi que polypiers et bryozoaires (*Bauneia multitalulata* DENINGER).

Dans le niveau *a* les éléments sont en majorité des oolithes, à cortex fibro-radié, de petite taille (diamètre variable de $100-200\ \mu$) souvent fortement micritisées. Le fait que le sédiment du niveau *a* du calcaire graveleux soit composé d'oolithes et qu'il soit bien classé parle en faveur d'un environnement de haute énergie en eau peu profonde.

Au Golfe Persique les sédiments oolithiques ont été observés dans des situations fort différentes: dans le milieu marin profond, au centre du golfe (oolithes fossiles mélangées au sédiment actuel par bioturbation); dans le milieu aérien désertique à près de 40 km des côtes (dunes oolithiques) et enfin dans les dépôts côtiers de la rive sud du golfe où les sédiments oolithiques sont les plus répandus (LOREAU & PURSER 1973). C'est dans les dépôts oolithiques côtiers que l'on trouve des sédiments montrant de fortes analogies avec le niveau *a* du calcaire graveleux composé essentiellement d'oolithes de petite taille.

LOREAU & PURSER (1973) distinguent, dans les dépôts côtiers, les milieux suivants:

- Les deltas de marée situés à l'extrémité d'un chenal localisé entre deux zones émergées («tidal delta»). Les sables en partie oolithiques des plages adjacentes au delta ainsi que les dunes oolithiques sur les îles proches font partie du complexe deltaïque. Les sédiments composés d'oolithes de petite taille (62–250 μ) occupent une place bien définie dans ce complexe car ils sont situés dans la partie la plus externe du delta («outer delta») à une profondeur de 2 m. La granulométrie augmente lorsqu'on se dirige vers le centre du delta.
- Les barres oolithiques situées dans des chenaux de grande largeur séparant les îles de la côte («tidal bars within channels»). La variation locale de la taille des oolithes n'est pas encore connue dans ce milieu.
- Les sables oolithiques de plage dans une baie ouverte («open coastal embayment and beach»). Ces sables sont intercotidaux et infracotidaux peu profonds (max. 2 m). Dans la zone intercotidale les oolithes sont de petite taille (100–200 μ et 300–400 μ) et composent le 100% des particules du sédiment. Dans la zone infracotidale, à partir de 2 m de profondeur, les sables oolithiques sont graduellement mélangés à des débris calcaires d'origine organique.

Les oolithes de petite taille du niveau *a* ont probablement leur origine dans un des trois milieux, générateurs d'oolithes, ci-dessus. Ces trois milieux ont en commun: la profondeur d'eau qui est faible (0 à 2 m); une forte agitation de l'eau (courants de marée); la proximité d'une côte émergée. Ce dernier point n'est pas une condition stricte pour la formation d'un sédiment oolithique car, aux Bahamas, les hauts fonds où les oolithes se forment sont situés à près de 100 km des côtes de l'île d'Andros (BATHURST 1971).

On pourrait aussi interpréter tout ou partie de ces oolithes comme des micro-oncolithes décrits par JENKYNS (1972) dans des faciès de mer ouverte. Cependant, l'absence d'organismes pélagiques dans l'unité du calcaire graveleux et la présence de foraminifères néritiques rendent cette hypothèse peu probable. Enfin notons la présence de micrite interstitielle, peu fréquente, que nous interprétons comme un ciment.

Dans le niveau *b*, les éléments remaniés («lithoclasts») sont bien arrondis et sans cortex oolithique; les oolithes (diamètre variable entre 400–800 μ) sont fréquentes. La particularité du niveau *b* réside dans le mélange d'un sable oolithique grossier avec des particules généralement de grande taille (millimétriques) non oolithisées: débris de roches préexistantes, «pellets» et plus rarement débris calcaires d'origine organique. Le sommet du niveau *b* contient quelques *Bauneia* sp. entiers.

Dans les sédiments oolithiques actuels du Golfe Persique on observe des zones de mélange entre particules oolithiques et éléments non oolithisés (LOREAU & PURSER 1973):

- Dans les deltas de marée, sous une profondeur d'eau de 2 à 5 m, le sédiment oolithique est toujours mélangé avec des «pellets» et des éléments bio-détritiques; à l'intérieur du chenal, sous une tranche d'eau de plus de 5 m, le contenu en oolithes est inférieur à 10%. Ce type de sédiment formé de particules mixtes est le plus répandu en superficie dans le «tidal delta».
- Entre les barres oolithiques où se trouvent des dépressions ou chenaux dans

lesquels on observe un mélange entre oolithes et débris bio-détritiques. Les chenaux ont une profondeur de 5 m ou plus.

- Dans les sables oolithiques de plage (intercotidaux et infracotidaux) à partir d'une profondeur de 2 m, où ces sables passent graduellement à un sédiment bio-détritique. On retrouve un sédiment mixte oolithique et bio-détritique accumulé sur les plages adjacentes, en milieu aérien.

Aux Bahamas, dans les sédiments actuels, les oolithes se rencontrent soit dans un milieu de haute énergie qui est leur milieu de formation et où elles représentent près de 100% des composants («oölite lithofacies» de PURDY 1963; NEWELL et al. 1960; BATHURST 1971), soit, sous l'effet de courants de marée, à l'état déplacé dans un milieu de basse énergie où elles ne forment plus que 67% des éléments («oölitic lithofacies»).

Les différents milieux actuels où l'on observe un mélange entre des oolithes et des particules diverses sans cortex oolithique ont en commun:

- Une profondeur d'eau comprise entre 2 et 5 m, ou plus importante.
- Une énergie hydraulique moindre que celle du milieu générateur d'oolithes. De ce fait le sédiment est souvent mal classé.
- D'une manière générale l'aire de répartition du sédiment mixte (oolithes-particules bio-détritiques, etc...) est beaucoup plus grande que l'aire de répartition du sédiment purement oolithique (cette dernière aire représente le milieu générateur d'oolithes).

Dans notre cas il paraît évident que les oolithes du niveau *b*, d'ailleurs peu abondantes (5 à 30%), ne se sont pas formées en place mais ont été transportées avec les éléments détritiques arrondis depuis un milieu peu profond de haute énergie vers un milieu plus profond de moindre énergie. En ce sens les niveaux grossiers du calcaire graveleux montrent une analogie avec le «oölitic lithofacies» des Bahamas et les différents milieux à sédiment mixte du Golfe Persique. En résumé nous avançons cette hypothèse sur la base des observations suivantes:

1. Les oolithes du niveau *b* forment un pourcentage trop bas des éléments pour que l'on puisse comparer ce niveau avec une barre oolithique.
2. Des particules sans cortex oolithique (fréquentes) voisinent avec des particules enrobées d'une seule couche oolithique (rare) et de vraies oolithes (fréquentes).
3. Le classement des particules est mauvais et de ce fait le milieu devait être peu agité.

Nous avons également remarqué une certaine analogie entre les particules à une seule couche oolithique et celles décrites par BATHURST (1967) dans le lagon de Bimini (Bahamas). Les particules des sédiments actuels sont enrobées d'un cortex oolithique formé d'une couche unique déposée dans des conditions de basse énergie. Cette couche a une épaisseur d'environ 3μ sur les particules décrites par BATHURST (1967); elle a une épaisseur nettement supérieure (10–20 μ) sur les particules du niveau *b*.

Dans le niveau *c* l'interprétation du microfaciès est rendue difficile par l'intense micritisation des particules qui empêche leur identification. Une grande partie

d'entre elles sont probablement des oolithes. Il est cependant curieux que les débris d'échinodermes abondants dans ce niveau ne montrent jamais de cortex oolithique. On peut interpréter ce fait comme un mélange entre des grains provenant de milieu sédimentaires où régnaient des degrés d'énergie différents. La présence de micrite interstitielle dans certains échantillons peut également s'expliquer de cette manière, ou représenter un ciment.

En résumé:

- Le niveau *a* représente un sédiment formé dans un milieu de haute énergie (sous quelques mètres d'eau) analogue aux hauts fonds à oolithes des Bahamas («mobile oölite habitat», BATHURST 1971) ou aux milieux générateurs d'oolithes, décrits plus haut, dans le Golfe Persique.
- Le niveau *b* montre un mélange de particules oolithisées à des degrés différents et mal classées. La présence de vraies oolithes mélangées aux «lithoclasts» indique la proximité d'un milieu de haute énergie; ces oolithes ont été déplacées dans le milieu de formation du niveau *b* où régnaient des conditions d'énergie plus faible sous une tranche d'eau vraisemblablement plus importante que le milieu de formation des oolithes (analogie avec le «stable sand habitat» des Bahamas et les «mixed oölitic-pellet-skeletal sands» du Golfe Persique). Notons que les éléments mélangés aux oolithes sont ici essentiellement des «lithoclasts» avec une faible quantité de «bioclasts» alors que dans les Bahamas et le Golfe Persique il s'agit surtout de «bioclasts».
- Le niveau *c* représente un milieu sédimentaire difficile à caractériser. Il est composé d'une proportion égale de débris d'échinides (non oolithisés) et d'oolithes micritisées. L'environnement de déposition était probablement proche de celui du niveau *b*.
- Dans les différents niveaux du calcaire graveleux, quartz et mica détritiques sont rigoureusement absents.

b) Le calcaire en petits bancs au col de Cordon

Lithologie

Au-dessus du calcaire graveleux on passe sans transition à une série bien stratifiée d'une puissance de 28 m que nous avons nommée le calcaire en petits bancs. Il s'agit d'une alternance monotone de bancs de calcaire de 10 à 20 cm d'épaisseur, riches en rognons de silex. C'est le «Malm inférieur à silex» de LOMBARD (1940). A la cassure le calcaire est gris-vert, très finement grenu, siliceux. Souvent la silice envahit tout le banc. Dans les 8 derniers mètres de la série la stratification est à peine visible et le calcaire se présente comme une masse irrégulière, tectonisée. Aucun fossile n'est visible.

Microfaciès

Sous le microscope cette unité lithologique présente une grande constance pétrographique. Il s'agit d'un «micropelletoïdal/echinoïdal lime grainstone/packstone». Un fait caractéristique est la présence constante et abondante de filaments que nous interprétons, à la suite de PEYRE (1959), comme des sections de tests

d'organismes ou tout au moins comme débris d'origine organique. En plus des filaments le microfaciès est défini par la présence abondante de micropellets et de débris d'échinodermes. La dimension de ces éléments est de 125μ en moyenne. Les micropellets ne sont pratiquement pas identifiables; quelques rares exemplaires peuvent être attribués à de petits foraminifères micritisés ou à de petites oolithes (ou oncolithes?). Ces micropellets sont probablement en partie les restes d'un sédiment micritique partiellement recristallisé (pl. I, fig. 4).

La silice est considérée ici comme le résultat d'un processus diagénétique et non pas comme un élément constitutif du microfaciès servant à définir l'environnement de déposition. C'est pourquoi cet élément ne figure pas dans la colonne microfaciès de la figure 2. Le problème de la silice sera repris dans le chapitre suivant.

Milieu de déposition

Aucune comparaison avec un sédiment récent n'est possible en ce qui concerne le microfaciès à filaments, micropellets et débris d'échinides. On peut seulement souligner le fait que le calcaire en petits bancs se situe entre deux unités lithologiques dont l'environnement de déposition est relativement connu, soit à la base le calcaire graveleux (dépôt de plate-forme en milieu marin peu profond) et le calcaire noduleux rouge à céphalopodes [milieu de mer ouverte et d'eau profonde (GARRISON & FISCHER 1969)]. D'autre part, le microfaciès du calcaire en petits bancs se rapproche de celui des bancs de calcaire marneux intercalés dans la formation calcaréo-argileuse, ou Dogger à *Cancellophycus*, à tendance bathyale des Préalpes médianes plastiques. Dans cette dernière formation les filaments sont abondants. Du fait de cette analogie, le calcaire en petits bancs représente déjà un dépôt de mer ouverte probablement profond qui annonce les dépôts pélagiques du calcaire noduleux à céphalopodes (faciès «Argovien»).

Une étude détaillée des différentes unités lithologiques du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes du Chablais est en cours afin de préciser, avec l'aide de la micropaléontologie, leur environnement de déposition et leur âge. Dans l'état actuel des connaissances l'introduction de formations pour ces terrains serait prématurée. Une étude plus étendue géographiquement est nécessaire afin de mettre en évidence leur relation mutuelle dans l'espace et dans le temps. C'est pourquoi nous avons parlé, dans cette note, uniquement d'unités lithologiques introduites à titre provisoire, telles que calcaire graveleux ou calcaire en petits bancs.

3. Observations diagénétiques

C'est surtout le calcaire graveleux qui présente le plus nettement les phénomènes diagénétiques permettant de reconstituer, du moins partiellement, l'histoire de la lithification de cette unité lithologique. Le niveau *b* grossièrement graveleux est favorable de ce point de vue. Les informations obtenues au col de Cordon sont complétées par l'étude de lames minces effectuées dans deux autres coupes de terrain, soit la coupe des Briffes et du Roc des Suets (fig. 1). Nous dirons aussi quelques mots sur la diagenèse du calcaire en petits bancs et la silicification.

*a) Figures diagénétiques dans le calcaire graveleux**Déformation des cortex oolithiques et des enveloppes micritiques (pl. I, fig. 5-10)*

Par cortex oolithique nous entendons une (ou plusieurs) fines pellicules de calcite fibro-radiée (épaisseur d'une couche $10-20\mu$), les cristaux fibreux étant perpendiculaires à la surface de la particule oolithisée (pl. I, fig. 5; pl. II, fig. 5). En lumière polarisée on observe le phénomène de la croix noire. D'après SHEARMAN et al. (1970) les cristaux de calcite fibreuse ne sont pas d'origine primaire mais représentent un ciment qui a occupé, après dissolution de l'aragonite, l'espace libre subsistant dans l'oolithe entre deux couches concentriques riches en matière organique insoluble.³⁾

L'enveloppe micritique se présente comme une très fine pellicule ($5-10\mu$) de calcite microcristalline (pl. II, fig. 7-8) qui enrobe les particules. Lorsque ces dernières sont dissoutes l'enveloppe micritique subsiste seule à l'état de moule externe des particules (pl. II, fig. 7). Vraisemblablement ces enveloppes micritiques ont une même origine que celles décrites par BATHURST (1966) dans les dépôts actuels des Bahamas. Elles représentent un phénomène de remplissage par précipitation (?) de carbonate de calcium micritique dans d'innombrables microperforations tubulaires effectuées à la surface de la particule par des algues microscopiques.

Dans les «grainstones» grossiers du niveau *b*, nous avons observés que ces cortex et enveloppes (que nous groupons ici sous le terme de membranes) étaient très fréquemment décollés ou arrachés des particules sur lesquelles ils se développaient pour «flotter» dans le ciment sparitique qui comble les intervalles entre les grains (pl. I, fig. 5-10). Les membranes se déforment d'une manière plus ou moins intense, surtout par étirement autour de la surface de la particule suite à un effort de cisaillement. Ces déformations sont liées au degré de compaction des particules et en sont la conséquence directe (FRUTH et al. 1966).

Pourtant nous avons observé paradoxalement un maximum de déformation des membranes dans un échantillon apparemment non compacté Se 216/5 (pl. I, fig. 6) où les grains vus en section mince ne se touchent pas, ou sont seulement en contact ponctuel. Cela indique que les particules ont gardé leur arrangement mutuel de déposition et n'ont pratiquement pas subi de compaction, du moins avant la cimentation. Deux hypothèses sont alors à considérer:

1. Les déformations de membranes sont synsédimentaires et provoquées par le choc des particules entre elles, d'une manière analogue aux oolithes déformées décrites par CAROZZI (1961).
2. Les déformations de membranes ont eu lieu après la cimentation dans un stade de compaction tardive. Le ciment empêcherait alors le contact entre les particules tout en transmettant les contraintes.

Plusieurs arguments soutiennent la deuxième hypothèse, principalement le fait que le ciment drusique de première génération est déplacé avec la membrane sur laquelle il s'est déposé (pl. I, fig. 7-10; pl. II, fig. 4). D'autre part, les cristaux de ce ciment sont presque constamment clivés et mâclés surtout dans les zones où les

³⁾ SANDBERG (1975, *Sedimentology* 22/4) considère cette structure comme primaire.

déformations de membranes sont marquées (pl. I, fig. 9-10; pl. II, fig. 4-6). On observe également que le ciment de première génération de particules voisines est souvent compacté (pl. II, fig. 3-5 et 10). Cette compaction du ciment de première génération est nettement d'origine mécanique dans l'échantillon Se 272e de la coupe des Briffes (pl. II, fig. 10) où l'état d'écrasement des particules ou de ce qui en reste est très avancé. Par contre dans le cas de l'échantillon Se 216/5 il est possible que la mise en contact du ciment de première génération de trois particules différentes soit dû uniquement à la croissance rapide des cristaux, sans action mécanique (CULLIS 1904). Dans la majorité des cas les déformations des membranes superficielles des particules du niveau *b* au col de Cordon sont des phénomènes purement diagénétiques liés à une phase de compaction intervenant en tout cas après le dépôt du ciment de première génération (voir aussi BATHURST 1971, p. 465). Même dans les niveaux apparemment non compactés les enveloppes micritiques qui subsistent comme moule externe des particules après dissolution de ces dernières sont fréquemment écrasées; ce phénomène d'origine mécanique (compaction) a eu lieu en même temps que la déformation des membranes superficielles car le ciment de première génération est déjà présent sur le côté extérieur de l'enveloppe et déformé avec elle. On observe très bien ce phénomène dans l'échantillon Se 272e de la coupe des Briffes (pl. II, fig. 7-8). Certaines déformations observées dans le niveau *b* du col de Cordon pourraient être d'origine synsédimentaire et se rapprochent des figures décrites par CAROZZI (1961). Ces cas sont rares et douteux.

Dans la littérature on trouve souvent ces déformations de membranes (cortex oolithique etc...) décrites en liaison avec les phénomènes de «pressure solution» (BATHURST 1971, p. 462) qui interviennent dans les stades les plus avancés de la diagenèse, lorsque le sédiment est profondément enfoui. La présence de stylolithes est alors caractéristique. Dans le niveau *b* du calcaire graveleux les contacts entre particules, par l'intermédiaire du ciment de première génération, ne montrent aucune figure stylolithique (accumulation de résidu insoluble aux contacts). La phase de compaction liée à la déformation des membranes s'est donc effectuée dans un stade relativement jeune de la diagenèse sans relation avec les phénomènes de «pressure solution». FRUTH et al. (1966) obtiennent expérimentalement des figures de compaction identiques dans un sédiment oolithique soumis à une pression de 1000 bar. D'ailleurs les phénomènes tardifs de compaction sont visibles dans nos lames sous la forme de nombreux microstylolithes, sans rapport avec les membranes déformées.

En résumé:

1. Les déformations de particules et de membranes d'origine synsédimentaire sont pratiquement absentes à part quelques rares cas douteux.
2. Dans la majorité des cas on a à faire à des déformations liées à un phénomène de compaction tardive. Cette compaction est ultérieure au dépôt du ciment de première génération, mais sans rapport avec la diagenèse profonde et la «pressure solution».

Les ciments

Le terme ciment est pris ici au sens de BATHURST (1971, p. 416) qui donne la définition suivante: «all passively precipitated, space filling carbonate crystals which grow attached to a free surface». Le processus de cimentation a lieu non seulement entre les particules mais aussi à l'intérieur des grains précédemment dissous, comme ciment de remplissage.

Dans le niveau *b* graveleux du col de Cordon ainsi que dans les échantillons de la coupe des Briffes et du Roc des Suets, on distingue nettement deux générations de ciments (ciments A et B). Cette distinction est moins nette dans les niveaux fins-graveleux (*a* et *c*, fig. 2) où le ciment de première génération (A) est souvent mal développé, quelquefois absent. L'observation de ces structures est également rendue difficile du fait de la taille réduite des éléments. Enfin la compaction tardive («pressure solution») est souvent un obstacle à l'observation des ciments car les particules sont alors compactées les unes contre les autres après dissolution des ciments.

Dans les cas les plus favorables (certains échantillons du niveau *b* de la coupe du col de Cordon, échantillon Se 272e de la coupe des Briffes) on distingue très bien le ciment de première génération. Ce ciment s'est déposé sous la forme de petits cristaux de calcite [calcite magnésienne ou aragonite à l'origine (?)] tapissant la paroi des cavités formées entre les particules. Ces cristaux croissent perpendiculairement à la surface de la particule (ciment «drusique» de BATHURST 1958). Il existe une discontinuité dans l'orientation cristallographique de ces cristaux dits de première génération par rapport à la calcite sparitique déposée ultérieurement dans l'espace vide qui subsistait encore dans la cavité. Cette calcite sparitique est un ciment de deuxième génération (pl. I, fig. 7-8) ou ciment B.

Le «fabric» (taille, forme et orientation cristallographique) des cristaux composant le ciment de première génération est variable. Les dimensions observées sont les suivantes:

- longueur variable entre 20-200 μ (le plus souvent 100 μ),
- largeur variable entre 5-80 μ .

Dans les lames minces que nous avons étudiées nous avons remarqué les types de cristaux, composant le ciment de première génération, suivants:

1. Cristaux de petite taille, de longueur irrégulière, quelquefois équigranulaires, formant une croûte d'épaisseur relativement constante (40 μ) autour des particules. Les cristaux sont souvent mal individualisés et l'aspect fibro-radié n'est pas net. Ce ciment peut passer progressivement au type 2 (néomorphisme?).
2. Cristaux de grande taille, bien individualisés (longueur 20-200 μ ; largeur 40 à 80 μ). Ces cristaux forment une croûte d'épaisseur variable à contour régulier autour des particules («bladed crust» des auteurs anglo-saxons, ciment «palisade» SCHROEDER 1973, p. 186, fig. 4). Dans le niveau *b* on observe souvent que ces cristaux sont fortement clivés et mâclés, ce qui indique que le ciment de première génération a subi de fortes contraintes mécaniques. Les faces cristal-

lines du côté cavité sont nettes et régulières, elles forment pour chaque cristal un angle obtu très ouvert (pl. II, fig. 3-6).

3. Cristaux à habitus aciculaire (longueur 60μ ; largeur $5-10\mu$) formant une croûte d'épaisseur très régulière autour des particules; en lumière naturelle ils apparaissent légèrement teintés en jaune clair. Ce ciment rappelle un peu l'habitus fibreux du ciment aragonitique des dépôts récents (voir par exemple SHINN 1971 in BRICKER, Carbonate cements, fig. 31, p. 64). Ce type de ciment est rare dans le calcaire graveleux et n'a été observé que dans un échantillon pris à la coupe des Briffes (pl. II, fig. 10-11).

Dans les trois cas on observe souvent que le ciment de première génération de plusieurs particules voisines est en contact, les cristaux se touchent par leur extrémité et occupent ainsi tout l'espace de la cavité. Il n'y a alors plus de place pour un ciment de deuxième génération.

Le ciment de deuxième génération remplit les pores qui peuvent encore subsister entre les particules ainsi que les cavités à l'intérieur des particules dissoutes. Il s'agit de cristaux de calcite sparitique («blocky calcite») et microsparitique. Le diamètre des grains de sparite varie de 30 à 200μ . Les cristaux ne montrent en général pas de trace de compaction comparativement au ciment de première génération. Nous avons remarqué un fait important pour la compréhension de la succession des événements diagénétiques, à savoir que le ciment de deuxième génération remplit non seulement les pores entre les particules mais également les interstices entre les particules et les membranes décollées (pl. I, fig. 5-10; pl. II, fig. 1-2 et 4). Nous reviendrons dans le chapitre suivant sur l'interprétation de ce phénomène.

On observe d'autre part souvent comme ciment de deuxième génération une calcite grossière développée en continuité cristallographique sur une particule échinodermique. C'est un ciment fréquent dans les roches fossiles ainsi que dans les sédiments actuels («syntaxial overgrowth» décrit par EVAMY & SHEARMAN 1965 et 1969 ainsi que BATHURST 1971, p. 429). La répartition de ce type de ciment dans la coupe du col de Cordon est indiquée sur la figure 2; lorsque la quantité de débris d'échinodermes est abondante, le ciment d'«overgrowth» se développe à la place de tout autre type de structure (phénomène de «competitive cementation», PRAY in BATHURST 1971, p. 423). En plus du ciment de deuxième génération grossièrement cristallisé, une calcite micritique (diamètre des grains inférieur à 20μ) ou microsparitique (diamètre des grains compris entre 20 et 50μ) est surtout fréquente dans les niveaux finement graveleux. Il ne nous a pas été possible de trancher avec certitude entre sédiment micritique introduit mécaniquement dans les cavités interparticules ou ciment micritique. La deuxième hypothèse nous paraît la plus probable.

Enfin, en dernier lieu, il nous a paru intéressant de signaler un ciment analogue au ciment de première génération décrit plus haut mais qui montre une relation particulière avec la calcite grossière d'«overgrowth» développée sur des particules échinodermiques (fig. 3). Ce ciment est composé de cristaux de taille moyenne (longueur variable entre $30-70\mu$) irréguliers, dont l'allongement est perpendiculaire à la surface du grain d'échinoderme. La forme cristalline lorsqu'elle est régulière est le scalénohèdre; les cristaux ont ainsi une terminaison aiguë caractéristique («dog tooth spar», BATHURST 1971, p. 432). Cet habitus cristallin est plutôt rare dans le

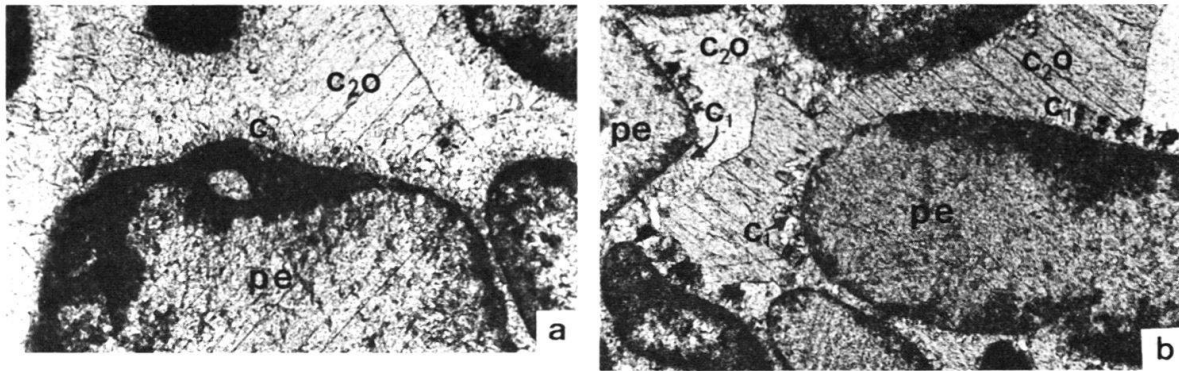


Fig. 3. Ciment de première génération drusique (c_1) développé sur les zones micritisées d'une particule échinodermique (pe) monocristalline. Ce ciment est complètement inclus dans une large plage de calcite d'«overgrowth» (c_2o) dont la croissance s'est effectuée selon l'orientation cristallographique de la particule. En lumière polarisée, la particule et le ciment d'«overgrowth» s'éteignent simultanément de part et d'autre du ciment drusique (c_1), à l'extrémité de la flèche noire (a et b: échantillon Se 224, col de Cordon).

a = Lumière naturelle. Grossissement: $\times 55$.

b = Lumière polarisée. Grossissement: $\times 55$.

ciment de première génération habituel du calcaire graveleux. La croûte fibro-radiée qui enrobe la particule échinodermique est discontinue; elle est surtout bien développée à la surface des zones fortement micritisées de la particule. La particularité réside dans le fait que ce ciment est inclus dans la calcite grossièrement sparitique qui s'est développée en «overgrowth» sur le débris d'échinoderme. Autrement dit, le ciment de seconde génération est ici une calcite développée en continuité cristallographique sur une particule échinodermique et cette calcite englobe complètement un ciment fibro-radié déposé précédemment sur la même particule. Nous avons à faire à un exemple particulier de la structure poikilotopique décrite par FRIEDMAN (1965). Les cristaux du ciment de première génération, vus en lumière polarisée, ne sont pas en continuité cristallographique avec le ciment d'«overgrowth» de la même particule échinodermique et ne correspondent donc pas aux stades de croissance de la calcite d'«overgrowth» décrits par EVAMY & SHEARMAN (1969).

Nous avons soumis les ciments décrits ci-dessus au test de l'alizarine-ferricyanide de potassium, sans succès. Les différentes générations de calcite sont toutes dépourvues de fer.

Figures de dissolution des particules

Le phénomène de dissolution partielle ou totale des particules est fréquent dans la coupe du col de Cordon. Un cas exceptionnel a été observé dans un échantillon (Se 272e) de la coupe des Briffes où les particules presque totalement dissoutes forment plus de 50% des éléments (pl. II, fig. 7-8). La dissolution paraît s'effectuer surtout aux dépens des grains micritiques. On pourrait confondre dans certains cas la calcite de néomorphisme avec le ciment de remplissage des particules. Cependant la majorité des éléments dissous a subi une phase de compaction primaire qui a provoqué la déformation des membranes micritiques subsistantes, ce qui permet d'affirmer que le centre de la particule formait bien un vide avant une phase ultérieure de cimentation.

Le contour extérieur des particules subsiste grâce à la présence de l'enveloppe micritique insoluble (BATHURST 1971, p. 384) et du ciment de première génération. C'est particulièrement le cas de l'échantillon Se 272e où le contour des grains est souligné par:

1. Une très fine membrane micritique (épaisseur 5–10 μ);
2. Le ciment fibreux de première génération, solidaire de la membrane et déformé avec elle.

On sait (BATHURST 1971, p. 327) que le ciment de première génération peut jouer le même rôle qu'une enveloppe micritique autour des particules, c'est-à-dire que ce ciment subsiste pendant la dissolution de la particule pour former un moule externe rigide qui est souvent écrasé et déformé sous l'effet de la compaction.

Les stylolithes, les veinules calcitiques et le quartz authigène

Les stylolithes et les figures de «pressure solution» sont présents dans le calcaire graveleux mais peu fréquents. Par contre, les veinules calcitiques sont abondantes et recoupent la surface de la lame mince dans toutes les directions. Il s'agit essentiellement de microfractures de cisaillement ou de tension, remplies ultérieurement par une calcite sparitique. Le déplacement des lèvres de part et d'autre de la fracture est nettement visible. On observe également des veinules de recristallisation («recrystallization veinlets», MISIK 1971) qui recoupent les particules et le ciment sans déplacement relatif des lèvres de la fracture. Dans ce cas, la calcite sparitique s'est développée par remplacement (néomorphisme) des particules et du ciment (pl. I, fig. 2).

Le quartz authigène est présent dans toutes les lames minces du calcaire graveleux, souvent avec abondance (pl. II, fig. 9, 12 et 14). Les cristaux de quartz sont idiomorphes, les faces cristallines sont nettes et recoupent toutes les structures préexistantes dans la roche. Le quartz se forme toujours à l'intérieur des particules micritiques; il ne remplace jamais directement les cristaux plus grossiers des ciments de première et deuxième génération. Tout au plus on observe que le cristal de quartz déborde sur certains côtés la particule micritique pour s'étendre sur le ciment.

Nous avons noté qu'il peut exister dans certains cas (Se 218a, Se 222, Se 224), une relation entre les stylolithes, la présence de pores irréguliers jalonnant la ligne du stylolithe, et la présence de quartz sous forme cristalline remplissant partiellement des cavités. Il est probable que ces cristaux de quartz se sont développés à partir de la migration de silice le long du stylolithe; après dissolution, seuls les moules externes de ces cristaux subsistent avec quelques rares témoins siliceux remplissant encore les pores. Ce phénomène est particulièrement bien marqué dans l'échantillon Se 218a où des cavités de type «moldic porosity» (CHOQUETTE & PRAY 1970) sont abondantes et alignées le long d'une ligne stylolithique peu nette. Enfin on observe fréquemment que le quartz authigène englobe une portion de stylolithe dont les matières insolubles subsistent dans le quartz à l'état d'inclusions (pl. II, fig. 14).

Le quartz est aussi souvent associé à certains macrofossiles tels que bryozoaires et polypiers. Dans ces cas là, il s'agit d'une silice cristalline remplissant les cavités intraorganiques, avec quelquefois épigénisation de la paroi par la silice. Le remplissage siliceux intervient après une phase de cimentation partielle des cavités par de la calcite.

b) Séquence diagénétique dans le calcaire graveleux

Dans ce paragraphe nous allons tenter d'ordonner dans le temps les différents événements diagénétiques qui ont affecté le calcaire graveleux. Faute d'une datation absolue, on peut seulement reconnaître au microscope optique la succession relative des phénomènes diagénétiques à partir des relations mutuelles entre les structures qui résultent de ces phénomènes (fig. 4). Dans les grandes lignes nous distinguons, dans le calcaire graveleux, une première période (diagenèse jeune) comprise entre le moment où le sédiment s'est déposé et le moment où le ciment de seconde génération (B) a occupé les interstices qui subsistaient dans le sédiment. Nous considérons que les phénomènes qui se sont déroulés pendant ce laps de temps sont encore en relation avec la surface, soit le fond de la mer, et qu'ils correspondent au stade eogénétique de CHOQUETTE & PRAY (1970, p. 219). Ensuite la seconde période

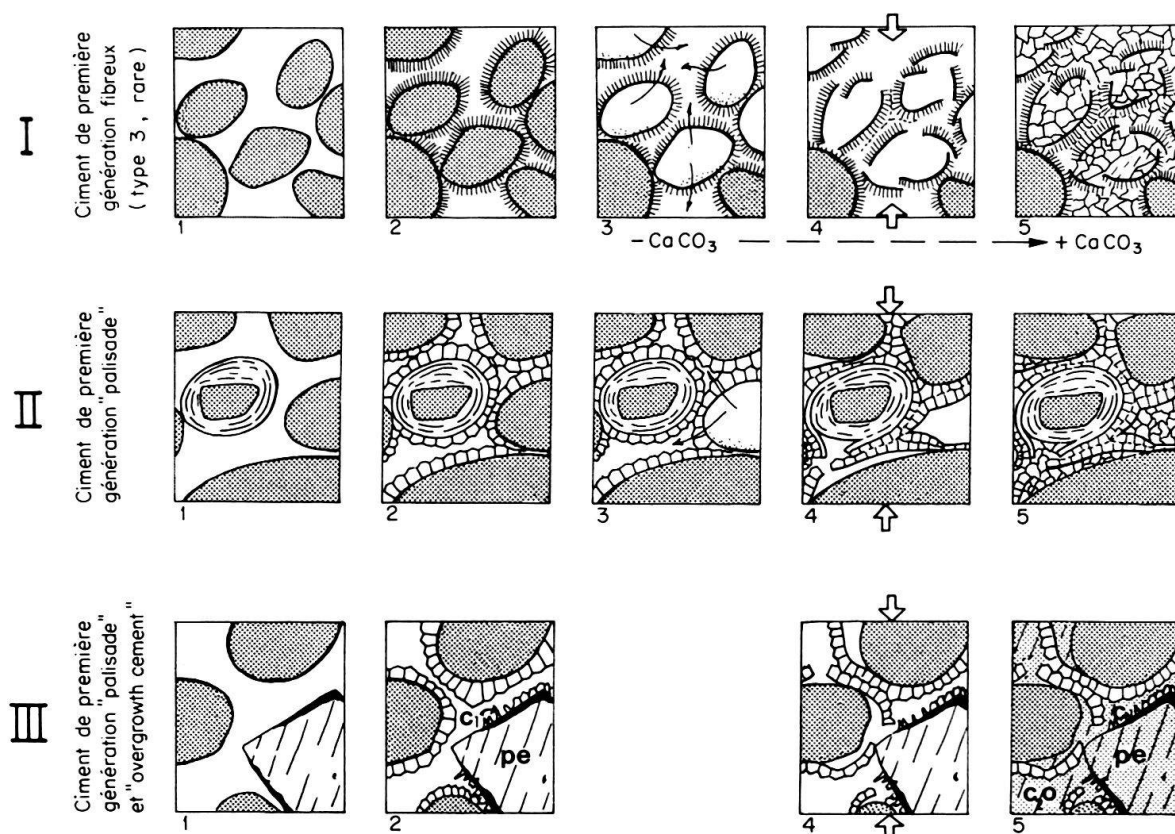


Fig. 4. Essai de reconstitution de quelques phénomènes de diagenèse jeune dans le calcaire graveleux (Jurassique moyen, massif de la Haute-Pointe).

1. Accumulation des particules («grain supported») après micritisation superficielle.
2. Dépôt du ciment de première génération (plusieurs cas I, II et III. En III apparition d'un ciment drusique (c_1) sur les zones micritisées de la particule échinodermique (pe).
3. Dissolution d'un nombre variable de particules.
4. Ecrasement et déformation des membranes et du ciment de première génération sous l'effet de la compaction 1.
5. Remplissage des cavités subsistantes par le ciment 2. En III apparition d'une calcite d'«overgrowth» (c_2o) qui inclut entièrement le ciment c_1 de la particule échinodermique (lumière polarisée, position d'extinction). Voir aussi figure 3.

sédiment parcouru par des solutions soussaturées en carbonate de calcium dans un stade déjà avancé de la diagenèse. Il est important de noter qu'actuellement, en milieu marin peu profond, on n'observe aucune trace de dissolution des particules à l'interface eau-sédiment (BATHURST 1971, p. 452).

- La première compaction se situe après la dissolution et entre deux phases de cimentation (1 et 2).

Dans certains cas la dissolution est peu marquée; la compaction primaire (1) n'affecte que les membranes superficielles des particules non dissoutes provoquant surtout des décollements. Les déformations et éclatements de membranes sont nettement provoqués par la compaction 1 dans les exemples figurés (pl. II, fig. 1-2 et 7-8). On ne peut cependant généraliser car dans certains cas la compaction 2 en relation avec la «pressure solution» a certainement joué un rôle (voir BATHURST 1971, p. 462) dans ces déformations. En l'absence de dissolution évidente les microstructures de compaction peuvent être examinées directement en relation avec les ciments de première et deuxième génération.

Les déformations dues à la compaction primaire s'effectuent toujours par l'intermédiaire du ciment de première génération qui est compacté ou déformé avec la membrane qu'il recouvre (pl. I, fig. 5-10; pl. II, fig. 7-8).

La compaction primaire a eu lieu après le dépôt du ciment de première génération. D'autre part, le ciment de seconde génération remplit les interstices entre les membranes déformés et les particules. Ce ciment ne montre en général pas de trace de contraintes (mâcles, clivages courbes et fortement marqués). Le ciment de seconde génération (avec le ciment d'«overgrowth») s'est donc déposé après les phénomènes de compaction primaire.

Enfin la compaction primaire ne s'accompagne pas de «pressure solution», les déformations ne s'effectuent jamais par l'intermédiaire de stylolithes.

- La cimentation de deuxième génération (cimentation 2) précède les phénomènes de «pressure solution» et la silicification.

On observe fréquemment que les figures de «pressure solution» recoupent les ciments de première et de deuxième génération et mettent en contact par l'intermédiaire d'un stylolithe les ciments contre une particule partiellement dissoute. En outre, la silice sous forme de quartz authigène ou calcédoine (?) se développe partiellement aux dépens des ciments (pl. II, fig. 12-14).

Le ciment de seconde génération s'est donc formé dans un stade encore relativement jeune de la diagenèse.

Le ciment d'«overgrowth» peut être considéré comme un ciment de seconde génération du fait de sa position par rapport aux autres éléments de la roche. Ce ciment remplit toujours les cavités qui subsistent après le dépôt du ciment de première génération. Toutefois, il n'est pas exclu que dans certains cas ce type de ciment se soit formé sur les débris d'échinides en même temps que le ciment fibro-radié sur les particules voisines. Cette possibilité paraît cependant assez douteuse du fait que le ciment d'«overgrowth» remplit également les interstices entre les membranes décollées et les particules. Cela signifie que ciment de première génération (déplacé sur la membrane décollée) et ciment d'«overgrowth» sont séparés dans le temps par une phase de compaction (déformation)

et ne sont pas synchrones. Le test de coloration montre que ces ciments sont dépourvus de fer.

- La compaction tardive (compaction 2) et les phénomènes de «pressure solution» précèdent la silicification.

Dans toutes les lames minces étudiées le phénomène diagénétique le plus tardif observé est la silicification sous forme de quartz authigène idiomorphe ou de calcédoine (?). Ce fait est démontré par le quartz qui souvent englobe une partie d'un stylolithe lors de sa croissance (pl. II, fig. 14) ou montre une forme cristalline intacte dans une zone fortement soumise à la compaction tardive et à la «pressure solution».

Il est probable que les stylolithes sont une voie d'accès aux solutions riches en silice. Cette hypothèse est soutenue par le fait que le quartz est souvent cristallisé à proximité voire sur un stylolithe. La silicification serait alors un processus diagénétique, dans le cas du calcaire graveleux, lié à la diagenèse profonde et à la «pressure solution».

Nous avons aussi observé dans certains cas que des microfractures sont postérieures à la formation du quartz authigène.

Remarques: Le schéma des phénomènes diagénétiques du tableau (fig. 5) n'est pas valable pour l'ensemble des niveaux de l'unité lithologique du calcaire graveleux au col de Cordon. Ce schéma est surtout l'image des événements diagénétiques qui ont affecté le niveau *b*. Par exemple, le ciment drusique de première génération à habitus fibro-radié se développe mal dans les niveaux *a* et *c*, ceci dû entre autres à la forte teneur du sédiment (surtout niveau *c*) en débris d'échinodermes qui favorisent la formation du ciment d'«overgrowth». Les processus tardifs de «pressure solution» ont également souvent compacté les particules entre elles après avoir dissous les ciments. Les déformations de cortex oolithiques ou de membranes micritiques à la surface des particules sont bien moins marqués dans les niveaux *a* et *c* que dans le niveau *b*.

Dans un même niveau (niveau *b*) les processus diagénétiques ne montrent pas de variations latérales visibles. Par exemple, un échantillon (Se 212) pris à une cinquantaine de mètres de la coupe du col de Cordon a subi les mêmes processus diagénétiques que ceux étudiés dans la coupe elle-même.

Par contre, les phénomènes diagénétiques montrent une certaine variation entre les niveaux *a*, *b* et *c* du calcaire graveleux. Dans le cas des ciments, cette variation paraît liée d'une part à la taille des particules (le ciment de première génération est mal développé dans les niveaux *a* et *b* où les particules ont un diamètre de l'ordre de 100 à 200 μ) et d'autre part à la présence en abondance de débris d'échinodermes. Ces débris conduisent à la formation d'un ciment d'«overgrowth».

c) Phénomènes diagénétiques dans le calcaire en petits bancs

Dans cette unité lithologique les éléments figurés, associés aux filaments (micro-pellets et débris d'échinodermes) sont de petite taille (125 μ). Les débris échinodermiques abondent et forment environ 30 à 50% de la surface des lames minces.

Du point de vue diagénétique, les seuls processus pouvant être déduits de l'observation des structures visibles sont:

- la cimentation comprenant exclusivement un ciment sparitique d'«overgrowth» développé sur les débris échinodermiques;
- la silicification; elle peut affecter des bancs entiers ou former des concrétions siliceuses en nodules irréguliers ou en couches parallèles à la stratification. Au microscope, on observe également la présence de quartz authigène;
- la compaction tardive qui s'accompagne des phénomènes de «pressure solution» peu développés.

Dans la succession des événements diagénétiques, la silice intervient relativement tôt à l'intérieur du sédiment, en tout cas avant les phénomènes de compaction dûs à l'enfouissement (compaction 2 et peut-être compaction 1, fig. 5). En effet, on observe souvent que le contour des nodules de silex ou même des zones incomplètement silicifiées est souligné par un enduit brunâtre de résidus insolubles. Quelquefois, le contact du nodule siliceux avec le reste de la roche s'effectue par l'intermédiaire d'une ligne stylolithique. Dans certains cas le sédiment montre même de très fines lamina (alignements de filaments) qui épousent la forme de la concrétion siliceuse.

Ces différentes particularités démontrent clairement que, lors de la compaction, les nodules de silex étaient déjà indurés et le sédiment a été comprimé autour des accidents siliceux (BANKS 1970).

En résumé, nous pensons que la silice s'est déposée dans le sédiment avant l'induration de ce dernier; elle est probablement synsédimentaire. Il est possible que la silice primaire du calcaire en petits bancs soit à l'origine de la silice secondaire (quartz idiomorphe, silice diffuse et remplissages siliceux de cavités de tests d'organismes) que nous avons décrite dans le calcaire graveleux.

4. Conclusions

Cette première approche des microfaciès et des phénomènes diagénétiques de quelques niveaux carbonatés du Jurassique des Préalpes médianes nous a permis de préciser l'environnement de déposition, l'environnement diagénétique et les principales étapes de la lithification de ces niveaux.

a) Calcaire graveleux

Le calcaire graveleux est considéré comme un dépôt marin d'eau peu profonde, sans communication directe avec la mer ouverte, d'énergie variable, situé dans ou à proximité de zones de haute énergie où se formaient des oolithes. En outre, on peut supposer la présence de reliefs émergés (affleurements de Trias et Lias) battus par les vagues et qui ont fourni les nombreux éléments remaniés, très arrondis, du niveau *b*.

L'environnement diagénétique du calcaire graveleux dans les stades jeunes de la diagenèse est uniquement marin, aucune structure ne permet de mettre en évidence une éventuelle émergence de cette unité dans la zone étudiée. Lors des premières étapes de la diagenèse, le sédiment était encore en contact avec l'eau de mer. Le carbonate de calcium du ciment de première génération provenait probablement de

l'eau de mer; le carbonate de calcium des particules dissoutes est lui à l'origine du ciment de seconde génération. La silicification intervient dans une phase tardive, lors de l'enfouissement du sédiment, pendant et après les phénomènes de «pressure solution».

La connaissance des phénomènes diagénétiques ayant transformé les sédiments fossiles est encore très fragmentaire et il est probable que le tableau (fig. 5) ne représente qu'une partie de ces phénomènes, soit ceux qui ont laissé des traces visibles dans les lames minces.

L'examen détaillé des particules, des ciments interstitiels ainsi que de la succession des phénomènes diagénétiques permet de conclure que le sédiment à l'origine du calcaire graveleux (dans la chaîne Haute-Pointe – Rocher des Briffes) est bien en position autochtone. L'absence de stratification nette et de granoclasement à l'affleurement, viennent appuyer cette conclusion.

On connaît en effet, dans le Bathonien des Préalpes médianes romandes, des niveaux sédimentaires composés de particules analogues à celles du calcaire graveleux (oolithes, débris échinodermiques, lithoclastes etc...) avec en plus du quartz et du mica. Mais ces particules sont en position allochtone sous forme de turbidites dans le faciès profond du Dogger à *Cancellophycus* (GROSS 1965; GISIGER 1967). Dans ces turbidites et contrairement au calcaire graveleux le ciment de première génération est absent entre les particules et l'on note la présence constante d'un sédiment micritique interstitiel (pl. II, fig. 15).

b) Calcaire en petits bancs

Le calcaire en petits bancs est caractérisé par la présence de filaments et de micropellets. Il représente un sédiment déposé dans des conditions de faible énergie, vraisemblablement en eau plus profonde que le calcaire graveleux. Ces niveaux sont marqués par une intense silicification précédant la compaction, vraisemblablement synsédimentaire. La silice du calcaire en petits bancs est peut-être la source de la silice secondaire, tardive, du calcaire graveleux.

Remerciements

Nous tenons à remercier tout particulièrement Monsieur le Professeur Albert Matter de l'Université de Berne qui a bien voulu lire et critiquer notre manuscrit. Nos remerciements vont également à Monsieur le Professeur Paul Brönnimann qui nous a encouragé dans l'élaboration de ce travail. Nous avons en outre bénéficié de l'aide du Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique.

BIBLIOGRAPHIE

- BANKS, N.G. (1970): *Nature and origin of Early and Late Cherts in the Leadville Limestone, Colorado*. – Bull. geol. Soc. Amer. 81, 3033–3048.
- BATHURST, R.G.C. (1958): *Diagenetic fabrics in some British Dinantian Limestones*. – Liverpool Manchester geol. J. 2, 11–36.
- (1966): *Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites*. – Geol. J. 5, 15–32.
- (1967): *Oölitic films on low energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas*. – Marine Geol. 5, 89–109.

- (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis*. – Dev. Sedimentol. 12.
- CAROZZI, A. V. (1961): *Distorted oolites and pseudoolites*. – J. sediment. Petrol. 31/2, 262–274.
- CHOQUETTE, P. W., & PRAY, L. C. (1970): *Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54, 207–250.
- CULLIS, C. G. (1904): *The mineralogical changes observed in cores of the Funafuti borings*. In: T. G. BONNEY (Ed.): *The Atoll of Funafuti* (p. 392–420). – R. Soc., London.
- DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W. E. HAM (Ed.): *Classification of carbonate Rocks* (p. 108–121). – Amer. Assoc. Petroleum Geol., Tulsa.
- EVAMY, B. D., & SHEARMAN, D. J. (1965): *The development of overgrowths from echinoderm fragments*. – Sedimentology 5, 211–233.
- (1969): *Early stages in development of overgrowths on echinoderm fragments in Limestones*. – Sedimentology 12, 317–322.
- FRIEDMAN, G. M. (1965): *Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks*. – J. sediment. Petrol. 35, 643–655.
- FRUTH, L. S., ORME, G. R., & DONATH, F. A. (1966): *Experimental compaction effects in carbonate sediments*. – J. sediment. Petrol. 36, 347–754.
- GARRISON, R. E., & FISCHER, A. G. (1969): *Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic*. In: G. M. FRIEDMAN (Ed.): *Depositional Environments in Carbonate Rocks: a Symposium* (p. 20–55). – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 14.
- GISIGER, M. (1967): *Géologie de la région Lac Noir – Kaiseregg – Schafberg (Préalpes médianes plastiques fribourgeoises et bernoises)*. – Eclogae geol. Helv. 60/1, 237–350.
- GROSS, A. (1965): *Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises*. Eclogae geol. Helv. 58/2, 743–788.
- JENKYN, H. C. (1972): *Pelagic «oolites» from the Tethyan Jurassic*. – J. Geol. 80, 21–33.
- LOMBARD, AND. (1940): *Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman (vallée du Giffre, Haute-Savoie)*. – Eclogae geol. Helv. 33/1, 1–178.
- LOREAU, J.-P., & PURSER, B. H. (1973): *Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf*. In: B. H. PURSER (Ed.): *The Persian Gulf* (p. 279–328). – Springer, Berlin.
- MISIK, M. (1971): *Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks*. – J. sediment. Petrol. 41/2, 450–460.
- NEWELL, N. D., PURDY, E. G., & IMBRIE, J. (1960): *Bahamian oolitic sand*. – J. Geol. 68, 481–497.
- PEYRE, Y. (1959): *Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments*. – Rev. Micropaléont. 2/2, 80–87.
- PURDY, E. G. (1963): *Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2.: Sedimentary facies*. – J. Geol. 71, 472–497.
- SCHROEDER, J. H. (1973): *Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock*. – Sediment. Geol. 10, 179–204.
- SEPTFONTAINE, M. (1970): *Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse)*. – Résumé de thèse n° 1554, Genève.
- SHEARMAN, D. J., TWYMAN, J., & KARIMI, M. Z. (1970): *The genesis and diagenesis of oolites*. – Proc. Geologists' Assoc. (London) 81, 561–575.
- SHINN, E. A. (1971): *Holocene submarine cementation in the Persian Gulf*. In: O. P. BRICKER (Ed.): *Carbonate Cements*. – Stud. Geol. 19 (J. Hopkins Press).

Planche I

Fig. 1-10: Coupe du col de Cordon.

- Fig. 1 Calcaire graveleux, niveau *a*. Petites oolithes (diamètre $150\ \mu$) partiellement ou totalement micritisées.
Se 215. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 33$.
- Fig. 2 Calcaire graveleux, niveau *b*. Particules avec et sans couches oolithiques. Grand «lithoclast» à la base de la photo. Le ciment de seconde génération (B) est absent; on observe seulement le ciment de première génération écrasé et fortement clivé.
Se 216/5. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 33$.
- Fig. 3 Calcaire graveleux, niveau *c*. Notez la grande quantité d'éléments échinodermiques favorisant la formation du ciment d'«overgrowth» (co). Micritisation poussée des particules.
Se 224. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 33$.
- Fig. 4 Calcaire en petits bancs. Les éléments sont des micropellets (foraminifères micritisés et sédiment micritique résiduel), des filaments et des débris échinodermiques.
Se 227. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 33$.
- Fig. 5-10 Calcaire graveleux, niveau *b*. Décollements de cortex oolithiques et d'enveloppes micritiques. Le ciment de première génération (c_1) est souvent clivé et mâclé. Le ciment de seconde génération (c_2) occupe les interstices entre les membranes et les particules (p). On observe, sur la figure 8, qu'un cristal du ciment de seconde génération occupe à la fois l'intervalle entre les particules (c'_2) et l'interstice (c''_2) entre une membrane et la particule correspondante (p). Le ciment c_2 est donc postérieur à la phase de déformation de la membrane micritique (m).
Se 216/5. Lumière naturelle (sauf fig. 7: lumière polarisée). Grossissement: $\times 130$ (fig. 5, 7, 8); $\times 55$ (fig. 9, 10); $\times 33$ (fig. 6).

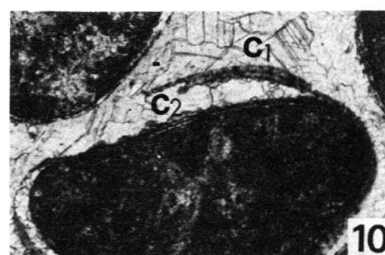
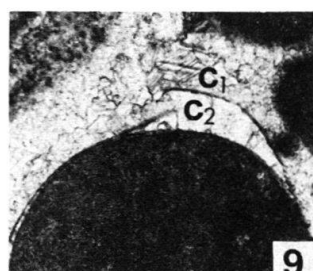
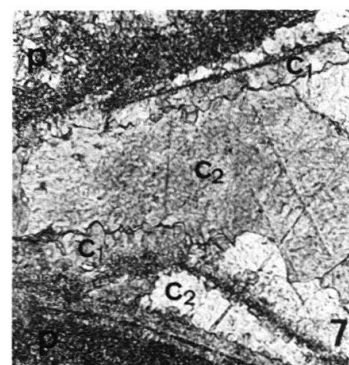
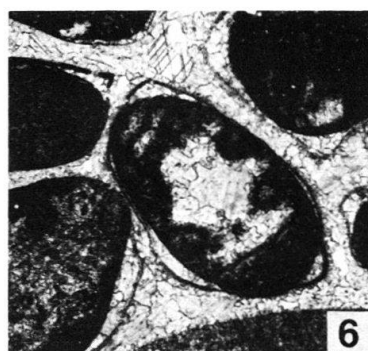
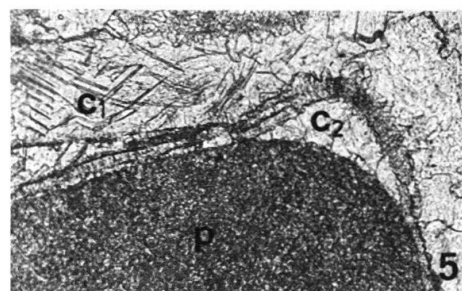
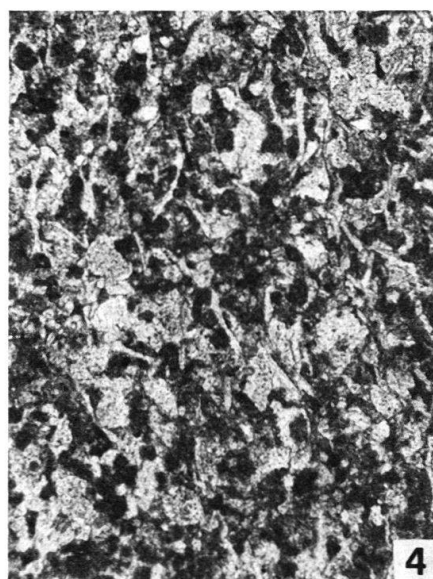
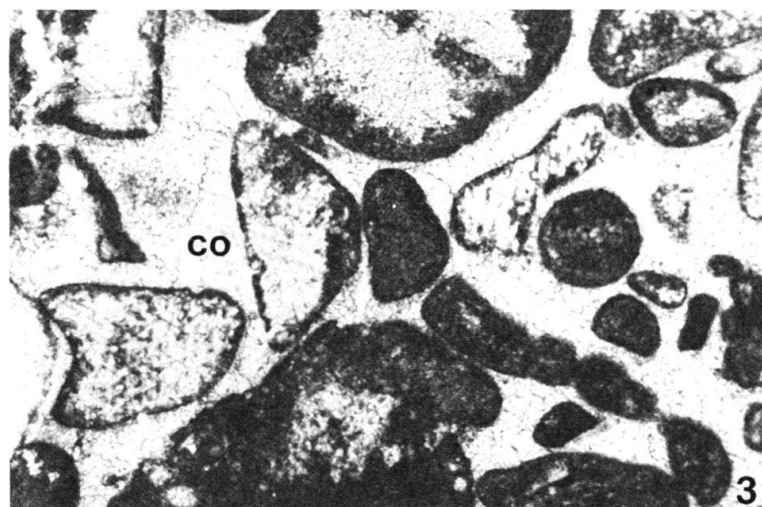
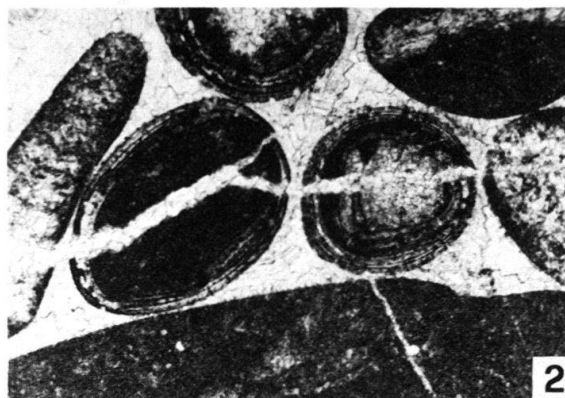
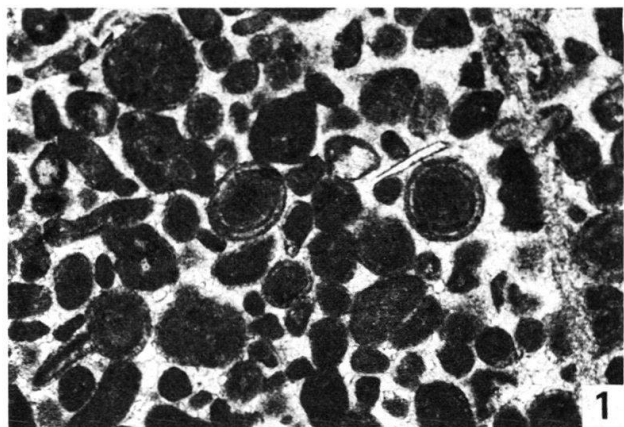


Planche II

Fig. 1-6, 9, 12-14: Col de Cordon; fig. 7-8, 10-11: Les Briffes; fig. 15: Les Collondaires (Préalpes romandes, région Rochers de Naye).

- Fig. 1-2 Décollement d'une membrane superficielle. Le ciment de seconde génération est ici une calcite d'«overgrowth» (c_2o) qui remplit les interstices entre membrane et particule (zone noire sous la membrane décollée de la particule p, au bout de la flèche). A noter l'extinction simultanée de la particule échinodermique (pe) et de son prolongement cristallin (c_2o), ceci de part et d'autre de la membrane. La particule échinodermique n'est pas visible dans la figure 2.
Se 216. Lumière polarisée, position d'extinction. Grossissement: $\times 55$.
- Fig. 3 Ciment de première génération, type 2 («palisade ciment»). Le ciment de seconde génération est absent.
Se 216/5. Lumière polarisée. Grossissement: $\times 55$.
- Fig. 4 Ciment type «palisade» (c_1) de première génération sur une membrane décollée. L'interstice entre particule et membrane est occupé par un ciment de seconde génération (c_2). Il est à noter que les cristaux c_1 de particules voisines sont fortement clivés et écrasés (partie gauche de la fig. 4), ceci avant le dépôt du ciment c_2 .
Se 216/5. Lumière polarisée. Grossissement: $\times 130$.
- Fig. 5 Ciment de première génération (c_1) autour d'une oolithe. Le ciment c_1 est fortement écrasé contre le ciment des particules voisines. L'écrasement se manifeste par la présence de cristaux clivés et mâclés. Le ciment c_2 est absent. On note la présence d'un ciment interne fibreux (f) à l'intérieur de l'oolithe.
Se 216/5. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 55$.
- Fig. 6 Ciment de première génération (c_1) de type 2 («palisade ciment»).
Se 216/5. Lumière polarisée. Grossissement: $\times 130$.
- Fig. 7-8 Particules dissoutes (pd). Le contour extérieur des particules est conservé grâce à la membrane micritique (m) et au ciment de première génération (c_1) de type 3. Après déformation et écrasement (fig. 8) des membranes, le vide laissé par la particule dissoute est occupé par une calcite sparitique (c_2).
Se 272e. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 33$ (fig. 7); $\times 55$ (fig. 8).
- Fig. 9 Quartz authigène développé sur un stylolithe (st) (direction NNW-SSE sur la photo). Une trocholine (tr) est partiellement dissoute par «pressure solution» au contact du stylolithe.
Se 216/5. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 55$.
- Fig. 10-11 Ciment de première génération (c_1) de type 3, compacté sur la figure 10.
Se 272e. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 130$.
- Fig. 12 Quartz authigène (q) développé dans une particule calcaire micritique et débordant sur le ciment. Le quartz s'est formé postérieurement à l'écrasement (cristaux mâclés) du ciment.
Se 216/5. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 55$.
- Fig. 13 Silice tardive épigénisant une particule (ps) et le ciment (s).
Se 216/5. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 55$.
- Fig. 14 Quartz authigène (q) développé sur une ligne stylolithique (st) soulignée par des impuretés. Le stylolithe a canalisé les solutions riches en silice.
Se 216/5. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 130$.
- Fig. 15 Sédiment interstitiel (se) déposé par infiltration entre les particules d'une turbidite du «Dogger à Cancellophycus», en faciès profond. Le vide restant est occupé par un ciment sparitique (c). Le ciment de première génération est absent.
S 511. Lumière naturelle. Grossissement: $\times 55$.

