

LE V3a DU SONDAGE DE CORENNE (SYNCLINORIUM DE DINANT, BELGIQUE): 110 METRES DE BRECHE GRISE¹

par

Thierry DE PUTTER² & Alain HERBOSCH³

(3 figures et 5 planches)

RESUME.- Le sondage de Corenne, foré en 1978, n'a fait l'objet jusqu'à ce jour d'aucune étude sédimentologique systématique. La présente note comprend une description macroscopique du sondage, constitué en majeure partie de brèche calcaire grise, une analyse sédimentologique et une description détaillée des nombreuses pseudomorphoses carbonatées et siliceuses d'évaporites. Un modèle de bréchification reprend les observations en un essai de synthèse.

ABSTRACT.- No sedimentological study of the Corenne borehole (Dinant Basin, Belgium, drilled in 1978) had been made till now. This study includes a macroscopic description of the borehole, which presents 110 meters of grey Visean limestone breccia, a sedimentological analysis as well as a detailed description of abundant carbonated and siliceous pseudomorphs after evaporites. A brecciation model constitutes a tentative synthesis of the observations.

1.- INTRODUCTION ET POSITION STRATIGRAPHIQUE (fig. 1, localisation)

Foré en 1978 par la s.a. Smet de Dessel à des fins hydrogéologiques, le sondage de Corenne (coord. 174E549 du Service géologique de Belgique) recoupe un synclinal secondaire du Synclinorium de Dinant. Ce sondage, carotté sur toute sa hauteur (diamètre de la carotte: 85 mm), a atteint la cote -130,65 m. Peu étudié à ce jour, il présente à l'observation près de 110 mètres de brèche calcaire grise dans une région où les coupes de cette ampleur sont rares.

Le sondage livre peu de microorganismes utilisables d'un point de vue biostratigraphique. A la base de la séquence, dans une courte passée d'environ un mètre cinquante (-129,90 m à -128,30 m), on observe une microfaune de foraminifères d'assez large répartition viséenne à laquelle il semble cependant possible d'attribuer un âge «pré-V3a» (B. Mamet, comm. pers.). La séquence bréchique sus-jacente, qui ne présente plus d'organismes ou de bioclastes stratigraphiquement utiles, pourrait donc être datée, en tout ou en partie, du «V3a», ce qui m'amène à

assimiler la brèche du sondage de Corenne à la «Grande Brèche» des Bassins de Namur et Dinant. Il convient de signaler qu'une telle épaisseur de «V3a» est très supérieure à ce que l'on peut observer sur le terrain dans la bande de Florennes.

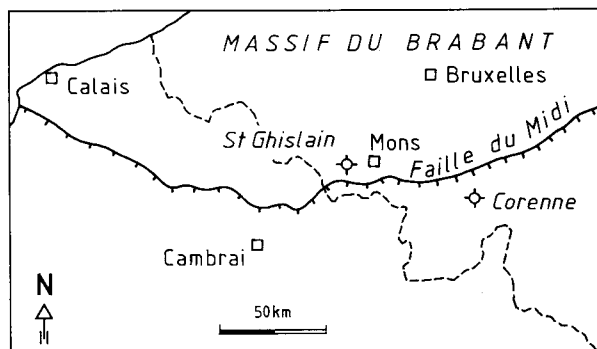


Fig. 1.- Carte de localisation du sondage de Corenne.

1. Manuscrit reçu en mai 1990.

2. Boursier I.R.S.I.A., Université Libre de Bruxelles, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, 50, av. F. Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgique.

3. Université Libre de Bruxelles, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, 50, av. F. Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgique.

Cela laisse supposer la présence d'un accident structural ayant provoqué un surépaississement de cette formation bréchique. Cette interprétation stratigraphique correspond avec les données fournies par la carte géologique («V2cx» à l'affleurement) et confirme les observations de Bourguignon (1951).

DESCRIPTION DU SONDAGE ET MANOCALCIMETRIE

2.a.- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (1) (fig. 2)

De bas en haut, le sondage de Corenne présente une passée bréchique dont une quinzaine de centimètres seulement (de -130,65 m à environ -130,50 m) sont visibles dans les carottes dont j'ai pu disposer. Les blocs, gris clair dans une matrice foncée et légèrement argileuse, sont le plus souvent de taille millimétrique, parfois centimétrique. Certains d'entre eux présentent de fines laminations millimétriques. Cette passée bréchique est surmontée par des calcaires gris stratifiés à bréchiformes (cote de passage entre brèche et calcaire stratifié estimée aux environs de -130,10m), qui ont subi une bréchification sans déplacement important des blocs les uns par rapport aux autres (bréchification *in situ*). Les organismes et bioclastes sont relativement abondants et, à cette échelle d'observation, sont surtout représentés par des coquilles de brachiopodes.

A partir de -114,40 m, la fracturation s'accroît et fait progressivement place au faciès bréchique qui prévaut jusqu'au sommet du sondage (-5,70 m). Les blocs de la brèche, de tailles très diverses, parfois millimétriques mais plus généralement centimétriques, sont principalement constitués d'alternance de *laminae* d'épaisseur millimétriques, ondulantes et de couleur gris clair à gris foncé. Les contrastes de couleur entre *laminae* claires et foncées sont souvent soulignés par des joints stylolithiques. Les blocs de la brèche sont fréquemment recoupés par des fissures, d'ouverture millimétrique ou centimétrique, cimentées par de la sparite et qui ne se poursuivent pas dans la matrice (Pl. 1 : A). Certains blocs montrent la présence d'ooïdes (de quelques dixièmes de millimètre de diamètre au maximum) ou sont constitués de mudstone gris homogène apparemment azoïque. Quelques pseudomorphoses centimétriques d'anhydrite nodulaire s'observent occasionnellement (-112,40 m notamment). La matrice de la brèche, gris clair à gris foncé, est finement grenue. Elle comprend parfois des amas millimétriques à centimétriques irréguliers de sparite blanche ainsi que de nombreux éléments inframillimétriques et millimétriques.

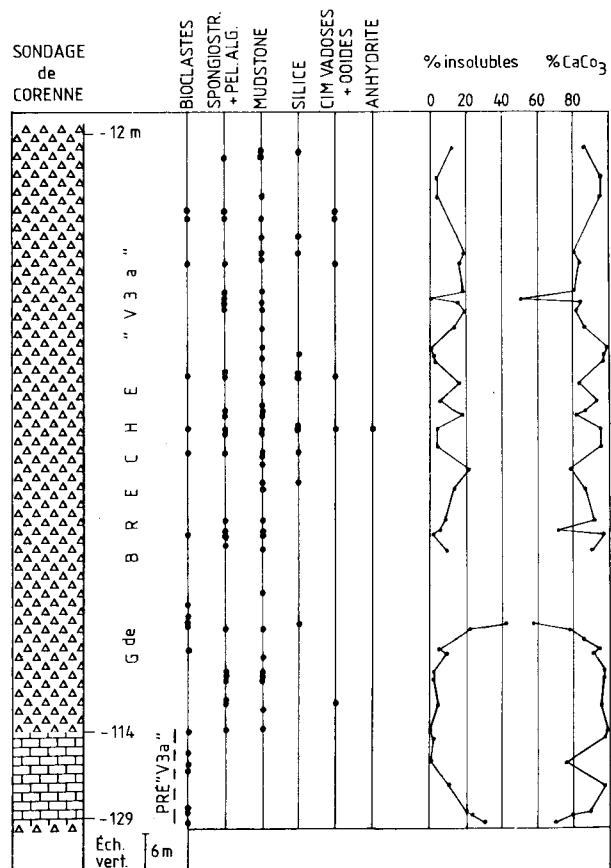


Fig. 2.- Colonne stratigraphique, données sédimentologiques et analyse manocalcimétrique.

2.b.- ANALYSE MANOCALCIMETRIQUE (fig. 2)

L'analyse de 40 échantillons au manocalcimètre S.N.P.A. montre que le pourcentage de dolomite est généralement nul, à trois exceptions près: -40,80 m, -80,20 m et -119,70 m, qui contiennent respectivement 49, 23 et 22% de dolomite. Le pourcentage moyen de calcite s'établit autour de 88%, avec cependant une assez grande variabilité (valeurs extrêmes: 58-100%, écart-type= 11%) et, par différence, le pourcentage moyen en résidu insoluble est de 12%. La teneur en résidu insoluble diminue de façon sensible vers la base de la principale séquence bréchique (-114,40 m à -5,70 m) et dans la zone de transition avec les calcaires stratifiés (autour de -114,40 m); il réaugmente ensuite vers la base du sondage.

(1) Cette description se base sur les carottes dont j'ai pu disposer personnellement. Un échantillonnage macroscopique peu abondant ($\pm 20\%$ représentatifs de l'ensemble du sondage) est compensé par un échantillonnage beaucoup plus serré en lames minces, réparti sur la quasi totalité de la hauteur carottée.

3.- ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

L'analyse pétrographique (en lame minces) des blocs de la brèche révèle quatre types majeurs de microfaciès. Ce sont, en allant du plus abondant au moins abondant: un mudstone à pseudomorphoses dolomitiques et évaporitiques, un boundstone à spongiostromides ainsi qu'un dolostone et enfin un wackestone/packstone à bioclastes marins. Ces microfaciès principaux, ainsi que leurs variantes éventuelles, sont décrits puis interprétés ci-dessous.

3.a.- MUDSTONE A PSEUDOMORPHOSES

C'est le microfaciès le mieux représenté: il s'agit d'un mudstone à matrice micritique homogène sans traces de bioturbation, ni organismes ou bioclastes (à l'exception des spongiostromides). Lorsque son aspect est laminaire, ce caractère est fréquemment accentué par des stylolithes parallèles au litage. On peut noter dans la micrite l'occurrence sporadique de *fenestras* irrégulières de quelques centaines de microns et une structure où se devinent parfois quelques rares «minipéloïdes» micritiques (20 à 30 microns). On y observe en outre d'abondantes «lentilles» millimétriques oblongues constituées de cristaux hypidiotopiques à idiotopiques de dolomite trouble (de 20 à 40 et exceptionnellement 100 microns) (Pl. 1: B). Ces cristaux, riches en inclusions micritiques, sont actuellement constitués d'une pseudomorphose calcitique de dolomite, ou «dédolomite» (Evamy, 1967). Lorsque des stylolithes sont présents, ces derniers tronquent nettement les cristaux de dédolomite.

De nombreuses pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de minéraux évaporitiques s'observent dans ce microfaciès: porphyrotopes, lentilles biconvexes, fissures calcitiques gainées d'un manchon micritique ou «en éclatement». Une description détaillée de ces pseudomorphoses figure au chapitre 4.

L'aspect laminaire du mudstone ainsi que la présence de *fenestras* et minipéloïdes micritiques suggèrent un processus de micritisation de tapis à spongiostromides (voir 3.b.). Un tel processus est attesté dans les bioconstructions récifales pléistocènes de l'atoll de Mururoa et dans les complexes récifaux de l'Archipel des Mascareignes, dans un contexte supratidal et pédogénétique (Montaggioni, 1978; Perrin, 1989). Il semble que la micritisation y soit liée à l'action destructrice de bactéries, cyanophycées et/ou champignons sur les parois cellulaires des tissus algaires.

L'ensemble des éléments précédents permet d'attribuer à ce microfaciès une position très

élevée sur la plate-forme, intertidale supérieure à supratidale. Le contexte hypersalin est attesté par la présence de nombreuses pseudomorphoses ainsi que par l'absence de bioclastes.

L'évolution diagénétique de ce microfaciès, outre le processus de micritisation des tapis algaires décrit ci-dessus, consiste en une micro-paritisation de la micrite, ainsi qu'en une phase de dolomitisation, suivie d'une dédolomitisation. La dolomitisation paraît très précoce et pourrait être liée à l'augmentation du rapport Mg/Ca provoquée par la précipitation des évaporites (Folk & Land, 1975).

3.b.- BOUNDSTONE A SPONGIOSTROMIDES

Les tapis à spongiostromides sont typiquement constitués d'une alternance de *laminae* micritiques sombres et microsparitiques plus claires. Les *laminae* sombres consistent en un «tissu spongiostromidique» de péloïdes micritiques, de taille comprise entre 40 et 500 microns et de forme variée. Lorsque ces péloïdes présentent une forme allongée, ovale ou elliptique, ils constituent des «stercomes» bacilliformes (Gürich, 1906) (Pl. 1: C), de taille comprise entre 40 et 200 microns de large et 200 microns à 1 millimètre de long. L'allongement des stercomes est généralement parallèle à la stratification des *laminae*. L'agencement réticulé des péloïdes micritiques pourrait être représentatif de la structure originelle du tapis algaire.

Les *laminae* plus claires, microsparitiques, sont riches en minipéloïdes «algaires» (de 20 à 30 microns de diamètre) et en *fenestras* irrégulières affectant des formes variées et des tailles comprises entre quelques dizaines de microns et quelques millimètres.

Le contraste de couleur et de structure entre les deux types de *laminae* est accentué par les joints stylolithiques qui les limitent fréquemment. Ces stylolithes, dont il sera plus amplement question dans le chapitre consacré à l'établissement d'une séquence de bréchification, sont parfois fortement enrichis en résidu insoluble. Ce microfaciès ne contient, outre les spongiostromides, qu'une microfaune pauvre où nul organisme caractéristique de faciès ouvert ne peut être observé. On y trouve parfois quelques fragments de coquilles d'ostracodes ou de mollusques ainsi que des algues: *Bevocastria* Garwood, 1931, *Sphaerocodium* Rothpletz, 1890 et quelques ortonelles (comm. pers. B. Mamet), très généralement dans un état de préservation médiocre.

Quelques pseudomorphoses carbonatées de minéraux évaporitiques s'observent également dans ce microfaciès (cristaux triangulaires, poecilotopes, cf. ch. 4).

Si la phylogénie et l'écologie des spongiostromides ne sont pas parfaitement connus, on peut toutefois leur attribuer un environnement peu profond, calme et semi-confiné, caractéristique des zones subtidales (le plus souvent dans la partie supérieure) à supratidales (Purser, 1980). Le caractère hypersalin du milieu, attesté ici (et plus encore dans le mudstone à pseudomorphoses) par les pseudomorphoses évaporitiques, semble très favorable au développement des tapis algaires dans la mesure où il est par contre défavorable à celui des organismes brouteurs et, plus largement, de toute faune benthique. La présence d'abondantes *fenestrae* fournit un argument supplémentaire puisque celles-ci caractérisent un sédiment en contact régulier avec l'atmosphère, c'est-à-dire un sédiment de la zone intertidale ou supratidale (Shinn, 1968; Purser, 1980).

3.c.- VARIANTES PRINCIPALES DU BOUNDSTONE A SPONGIOSTROMIDES

Une variante, extrêmement fréquente, est représentée par les packstones à minipéloïdes «algaires» (20 à 30 microns de diamètre), où subsistent parfois quelques pseudomorphoses évaporitiques. Les minipéloïdes micritiques sont généralement entourés de microspar calcitique et parfois inclus dans des plages poecilotopiques de calcite (voir 4.d. ci-dessous). Ils servent occasionnellement de *nuclei* pour la précipitation d'ooïdes fibro-radiaires de plus ou moins 500 microns de diamètre. On observe également dans ce microfaciès quelques occurrences de croûtes de calcite fibro-radiale millimétriques ainsi que des ciments fibro-radiaires asymétriques (Pl. 2: A).

On observe parfois un type de sédiment riche en «copeaux» millimétriques de tapis algaires. Ceux-ci peuvent être légèrement écrasés les uns contre les autres et être limités par des filets argileux, ce qui produit un aspect pseudo-nodulaire. Plus rarement, des péloïdes (80 à 100 microns) ou des intraclastes spongiostromidiques (de plusieurs centaines de microns) baignent dans un sédiment de type wackestone à packstone à bioclastes marins (voir description ci-dessous, 3.d.).

La décomposition physico-chimique plus ou moins avancée du boundstone à spongiostromides conduit à sa transformation en packstone à minipéloïdes. C'est sous cette forme que se présentent le plus souvent les tapis à spongiostromides dans le sondage. La poursuite occasionnelle de l'évolution diagénétique au sein de séquences émerives de type «shallowing-upward» conduit à la précipitation d'ooïdes fibro-radiaires caractéristiques d'environnements de

faible énergie, à la dolomitisation du sédiment et enfin à la dissolution vadose et à la précipitation de croûtes de calcite fibro-radiale et de ciments asymétriques (De Putter & Prétat, 1989).

Les microfaciès à «copeaux» de tapis algaires, assez rares, témoignent probablement du morcellement des tapis à spongiostromides par dessiccation.

3.d.- DOLOSTONE

Certains blocs sont constitués exclusivement de dédolomie; celle-ci se présente le plus souvent comme une mosaïque de cristaux de dédolomite xénotopiques à hypidotopiques (plus rarement ididotopiques), troubles et de taille comprise entre 20 et 80 à 100 microns. Des poecilotopes de calcite s'y observent occasionnellement ainsi que quelques fines fissurations cimentées par de la calcite.

Quelques cas isolés (-60,75 m par exemple) permettent d'observer au sein de la dédolomie, de «voiles» micritiques brunâtres à noirâtres présentant une structure vaguement laminaire.

Les blocs décrits ici ont manifestement subi une dolomitisation suivie d'une dédolomitisation complètes. Ces deux processus ont le plus souvent oblitéré totalement les caractéristiques du microfaciès d'origine. Seule la persistance occasionnelle des voiles micritiques permet de reconnaître le microfaciès d'origine, qui devait être dans ce cas un boundstone à spongiostromides. Plus encore que dans les cas où le sédiment d'origine reste aisément reconnaissable, la situation décrite ici rend délicate une interprétation génétique et chronologique de la dolomitisation et de la dédolomitisation.

3.e.- WACKESTONE/PACKSTONE A BIOCLASTES MARINS

Ce microfaciès est peu représenté dans le sondage à l'exception de la base non bréchique (-129 m à -114 m) et de quelques occurrences sporadiques (-96,8 m à -93,1 m, -80,2 m, -34,5 m) dans la partie bréchique (fig. 2). Il s'agit d'un wackestone ou d'un packstone contenant de très abondants organismes: ostracodes (souvent très abondants et à coquilles dissociées), calcisphères, brachiopodes, échinodermes, spicules de spongiaires, lamellibranches, archéogastéropodes, foraminifères, rares trilobites et fascielles (*incertae sedis*) (Pl. 2: B). Ces organismes sont très généralement brisés (bioclastes). Le sédiment est fortement réhomogénéisé par les processus de bioturbation. Les bioclastes présentent parfois de fines perforations de quelques dizaines de microns

de long et de 10 à 20 microns de diamètre. On observe dans ce microfaciès d'assez abondants débris phosphatés, de quelques centaines de microns. Une dolomitisation (cristaux xénotopiques à hypidiotopiques), occupant préférentiellement les vides laissés par la dissolution des bioclastes aragonitiques, est parfois présente et subsiste à l'état de pseudomorphose calcitique.

Une variante, assez peu fréquente (-129,10 m, -128,80 m, -53 m), de ce microfaciès consiste en un sédiment de type packstone (ou grainstone) microconglomératique à bioclastes variés abondamment encroûtés par un manchon de micrite «cryptalgair», à stercomes (?) de spongiostromides, à péloïdes (de 40 à 250 microns de diamètre) et intraclastes de minipéloïdes «algaires» (voir 3.b.). Ces derniers se présentent le plus souvent sous la forme de «copeaux» millimétriques aux formes arrondies.

L'ensemble des éléments présentés ci-dessus permet de définir pour ce microfaciès un environnement de plate-forme à circulation ouverte (diversité des bioclastes), peu profonde (calcisphères, bioturbation, gastéropodes (Burchette & Riding, 1977)), et d'agitation modérée. Le fait que les coquilles d'ostracodes soient souvent dissociées pourrait indiquer une vitesse de sédimentation relativement lente (Oertli, 1971). Le packstone ou grainstone à «copeaux» de spongiostromides traduit la proximité de tapis spongiostromidiques et leur décomposition par dessiccation.

L'évolution diagénétique du microfaciès comprend une phase de dissolution des bioclastes aragonitiques et une phase de cimentation des vides ainsi créés par de la sparite équigranulaire limpide (surmontant parfois du sédiment interne, en une disposition géopétale normale). Le néomorphisme de la micrite a transformé celle-ci en fin microspar (environ 20 microns). Le processus de dolomitisation (remplissage d'une microporosité moldique) est probablement postérieur à celui décrit dans le mudstone à pseudomorphoses. Lorsque la dolomitisation est plus poussée, les organismes et bioclastes calcitiques (brachiopodes et échinodermes principalement) sont souvent les seuls à demeurer non dolomitisés.

4.- PSEUDOMORPHOSES EVAPORITIQUES

Le matériel du sondage présente d'abondantes pseudomorphoses carbonatées et siliceuses d'évaporite:

- lentilles biconvexes et cristaux triangulaires croissant perpendiculairement au sédiment;

- porphyrotopes (2) à section rectangulaire ou carrée;
- fissures et veinules «gainées» d'un manchon micritique et fissures «d'éclatement»;
- plages de calcite poecilotopique;
- pseudomorphoses siliceuses.

Il convient d'ajouter à cette liste les reliquats anhydritiques préservés. Cette anhydrite se présente le plus souvent sous forme d'inclusions (de quelques dizaines de microns à environ 200 microns) dans la sparite cimentant les fissures ou dans les pseudomorphoses siliceuses. Exceptionnellement, les formes cristallines sont préservées (-63,20 m, dans un joint stylolithique) (Pl. 2: C).

4.a.- PSEUDOMORPHOSES DE LENTILLES BICONVEXES ET DE CRISTAUX TRIANGULAIRES

Les lentilles biconvexes (Pl. 2: D) ont jusqu'à quelques dixièmes de millimètres de long et quelques dizaines de microns de large. On les observe principalement dans les sédiments micritiques du mudstone à pseudomorphoses. Elles sont remplies par de la calcite microsparitique trouble et systématiquement recoupées par les stylolithes, lorsque ceux-ci sont présents.

Les cristaux triangulaires sont généralement millimétriques. Ils croissent perpendiculairement au sédiment - le plus souvent un packstone à minipéloïdes algaires -, la pointe du triangle vers le haut, en déformant plastiquement l'encaissant carbonaté. Le remplissage calcitique et les relations avec les stylolithes sont de même type que pour les lentilles biconvexes.

Les lentilles biconvexes sont d'anciennes lentilles gypseuses, bien connues dans les environnements intertidaux supérieurs des séquences évaporitiques de type «sabkha» (Kinsman, 1969, West *et al.*, 1979, Bouroullec & Deloffre, 1982). Le fait qu'on les observe principalement dans les mudstones confirme les observations selon lesquelles ces pseudomorphoses subsistent d'autant mieux qu'elles se trouvent dans un sédiment fin et homogène (Tucker, 1981; Rouchy *et al.*, 1984).

Les cristaux triangulaires peuvent être rapprochés des cristaux «sélénitiques», qui caractérisent un milieu sous-aquatique peu profond («shallow lagoonal environment», Hardie & Eugster, 1971; voir aussi Garrison *et al.*, 1978). Les déformations de l'encaissant carbonaté attestent du caractère diagénétique précoce de la croissance des cristaux de gypse au sein du sédiment.

La relative rareté des pseudomorphoses de gypse (par rapport aux pseudomorphoses de l'anhydrite) est peut-être le reflet d'une transformation «diagénétique» quasi totale du gypse en anhydrite. Cette transformation a pu se produire soit par déshydratation du gypse au cours de l'enfouissement (hypothèse envisagée par Rouchy *et al.*, (1984) pour le sondage de Saint-Ghislain), soit encore par transformation précoce du gypse en anhydrite, dans un environnement de type «sabhka»(3). L'antériorité, observée dans le matériel du sondage, des pseudomorphoses évaporitiques par rapport aux processus de dissolution liés à la compaction, m'incite à favoriser la seconde hypothèse.

4.b.- PORPHYROTOPES A SECTION RECTANGULAIRE OU CARREE

Les porphyrotopes, actuellement en calcite, se présentent sous la forme de cristaux subhédraux à parfaitement euhédres présentant des sections rectangulaires ou carrées. Ils sont particulièrement abondants dans les sédiments micritiques du mudstone à pseudomorphes. Les dimensions de ces pseudomorphoses sont généralement comprises entre 20 à 40 microns de large et 100 à 200 microns de long. La longueur d'un monocristal peut parfois atteindre plusieurs centaines de microns (jusqu'à 1200 microns à -60,10 m) (Pl. 3: A). On observe fréquemment des agrégats de porphyrotopes, dont la largeur est de 500 à 600 microns et la longueur égale ou supérieure au millimètre (Pl. 3: B). La partie centrale des porphyrotopes englobe une fraction micritique importante. Contrastant avec la partie centrale trouble (en raison de l'opacité de la micrite), la périphérie de ces pseudomorphes est le plus souvent limpide. Cette limpidité est due à la présence d'une fine bande (20 microns de large) de spar calcitique sans inclusions micritiques qui marque fréquemment le pourtour des porphyrotopes et agrégats. Ces pseudomorphoses sont systématiquement recoupées par les stylolithes lorsque ces derniers se sont développés dans leur voisinage.

Ce type de cristaux a été décrit par Murray (1964), qui le range dans les manifestations anhydritiques «de remplacement». Il a également été observé dans le matériel du sondage de Saint-Ghislain où les porphyrotopes n'ont pas été pseudomorphosés. Dans ce dernier sondage, ils ont été interprétés comme résultant de la recristallisation «tardive» de fluides issus de la dissolution de l'anhydrite nodulaire (Rouchy *et al.*, 1984). Il faut cependant souligner qu'à Corenne, ces pseudomorphoses sont systématiquement recoupées par les stylolithes et donc clairement pré-compactionnelles. Le caractère «tardif»

(Rouchy *et al.*, 1984) de ce type de pseudomorphoses doit donc être reconsidéré en tenant compte de cette observation, décrite par ailleurs (Clark & Shearman, 1980, cité par Rouchy *et al.*, 1984, p.118).

4.c.- FISSURES ET VEINULES «GAÎNÉES» D'UN MANCHON MICRITIQUE ET FISSURES «D'ÉCLATEMENT»

On observe dans le sondage des veinules «gaînées» d'environ 200 microns de large. Ces veinules sont constituées d'un axe central de microspar limpide entouré d'un «manchon micritique» opaque. Les parois externes des veinules sont soulignées, comme ceux des porphyrotopes, par une fine bande de microspar limpide (jusqu'à 40 microns) (Pl. 3: C, D). Cette structure n'est que rarement observée (-63,80 m notamment) et, lorsqu'elle l'est, elle ne présente de contact ni avec des porphyroblastes, ni avec des stylolithes.

Des fissures «d'éclatement» de quelques dizaines à quelques centaines de microns de large sont également présentes. Les blocs isolés par ces fissures présentent l'aspect de «pièces de puzzle» anguleuses, dont les contours s'ajustent parfaitement aux épontes (Pl. 4: A,B). Ces fissures sont généralement cimentées par de la sparite limpide et, comme les pseudomorphoses décrites précédemment, recoupées par les stylolithes éventuellement présents.

En ce qui concerne les veinules «gaînées», on se référera à l'analyse de Rouchy *et al.* (1984), qui rapproche ce type de veinules (observées à Saint-Ghislain non pseudomorphosées) des porphyrotopes et leur assigne une origine commune et une contemporanéité génétique (rappelons toutefois les réserves présentées ci-dessus en ce qui concerne le caractère «tardif» de leur formation).

Les fissures «d'éclatement» ont été décrites par ailleurs, soit avec une cimentation gypseuse (Garrison *et al.*, 1978), soit avec une cimentation anhydritique (Bouroullec & Deloffre, 1982). Elles ont également été observées dans l'Albo-Aptien d'Afrique occidentale (comm. pers. A. Prétat). Garrison *et al.*, (1978) considèrent la cimentation gypseuse comme un remplissage «secondaire» de fissures de dessiccation. Par contre, Bouroullec et Deloffre, bien qu'ils illustrent un phénomène très semblable à celui décrit ci-dessus (Pl. 6: 4), n'en donnent pas d'explication. Sur base des observations que j'ai pu faire personnellement à Corenne et à Saint-Ghislain et de celles de A. Prétat, il semble que ces fissures puissent témoigner de l'éclatement précoce d'un sédiment peu consolidé, d'une fissuration *in situ* par la force de cristallisation du minéral évaporitique (gypse et/ou anhydrite?). La possibilité théorique de tels

processus, peu étudiés jusqu'à présent, est attestée par des travaux récents qui s'attachent à leur modélisation mathématique (Dewers & Ortoleva, 1990). La précocité du processus est attestée par l'antériorité vis-à-vis des stylolithes ainsi d'ailleurs que par les résultats expérimentaux des modélisations évoquées ci-dessus.

4.d.- PLAGES DE CALCITE POECILOTOPIQUE

De grandes plages millimétriques à centimétriques de calcite limpide, formées d'un monocristal ou de plusieurs grands cristaux, s'observent parfois et «cimentent» exclusivement les packstones à minipéloïdes algaires (Pl. 4: C). Ces plages poecilotopiques sont tronquées par les stylolithes présents.

Il s'agit ici de la pseudomorphose calcitique d'un minéral évaporitique à structure poecilotoptique ayant cimenté le packstone à minipéloïdes algaires. La sélectivité avec laquelle ces imprégnations affectent ce microfaciès particulier conduit à y supposer l'existence de conditions favorables (microporosité élevée?). Ces pseudomorphoses, qui se rattachent à la catégorie des pseudomorphoses d'anhydrite de «remplissage de vides» (Murray, 1964), sont évidemment précoces puisque l'existence même de vides dans un sédiment n'est envisageable qu'au début de son évolution diagénétique (sauf s'il s'agit de vides créés par la dissolution d'un ciment antérieur, ce qu'aucun argument n'indique ici). Ces poecilotoptes sont décrits notamment par Murray (1964) et Kinsman (1969) qui leur attribuent en effet une origine précoce, antérieure même (selon Murray, 1964) aux phénomènes dits «de remplacement».

4.e.- STRUCTURES NODULAIRES

On observe très occasionnellement dans le matériel du sondage des structures nodulaires plurimillimétriques, cimentées par du microspar et/ou de la sparite trouble avec de nombreuses inclusions de sulfate. Le ciment sparitique présente parfois une morphologie caractéristique, chaque forme cristalline étant fortement découpée, crénelée et digitée. L'imbrication des cristaux donne à l'ensemble un aspect «en patchwork» (-58,40 m) (Pl. 5: A,B).

Les structures nodulaires de l'anhydrite, déjà décrites par Murray (1964), ont été très abondamment étudiées par la suite (West, 1964; Holliday, 1971, 1973; West, 1979; West *et al.*, 1979; Tucker, 1981, ...). Elles sont généralement considérées par ces auteurs comme une étape précoce de l'évolution diagénétique de séquences évaporitiques de type «sabkha» (Kinsman, 1969).

4.f.- PSEUDOMORPHOSES SILICEUSES

D'autres pseudomorphoses d'évaporites sont également fréquentes: il s'agit de diverses formes de la silice lutécite, mégaquartz pétaoloïde, ... (Pl. 5: C,D). Folk & Pittman (1971) et Arbey (1980) ont montré l'importance de ces formes de la silice comme «traceurs» d'évaporites dissoutes. Cependant, dans le cas qui nous occupe, les pseudomorphoses carbonatées étant abondantes et variées, les pseudomorphoses siliceuses ne font qu'apporter une confirmation supplémentaire au caractère hypersalin attesté par ailleurs. La présence de ces diverses formes de la silice est observée dans divers environnements évaporitiques jurassiques ayant donné naissance, au cours de leur évolution, à des brèches d'effondrement (Bouroullac & Deloffre, 1982; Müller, 1986). Cette silice de pseudomorphose constitue la plus grande part du résidu insoluble mis en évidence lors de l'analyse manocalcimétrique.

Les pseudomorphoses décrites ci-dessus sont soit de diagenèse précoce, soit qualifiées habituellement dans la littérature de manifestations évaporitiques «de remplacement» (Murray, 1964). On peut rappeler que, d'après Murray (1964) et Lucia (1972), seule peut être considérée comme «primaire» la précipitation de gypse lité ou laminaire à partir d'un cors d'eau libre. Toute cristallisation à partir de fluides interstitiels et/ou entraînant un déplacement du sédiment-hôte, même non encore lithifié, doit être qualifiée de «diagénétique».

5.- MATRICE DE LA BRECHE ET RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE FISSURATION, BRECHIFICATION ET STYLOLITHES

Les données présentées antérieurement se limitaient aux seuls blocs de la brèche. D'autres phénomènes affectent cependant l'ensemble du sédiment. Ils sont analysés ci-dessous.

La matrice de la brèche est le plus souvent constituée de microspar trouble ou de fine dédolomite, dans lesquels se trouvent d'abondants éléments (blocs), de taille inférieure à 100 microns, des résidus argileux et phosphatés, de la silice de pseudomorphose ainsi que de nombreuses inclusions de sulfate. Les blocs de la brèche sont souvent limités extérieurement par des joints argileux et/ou de dissolution (stylolithes).

Les relations géométriques entre structures limitées aux blocs et structures parcourant l'ensemble du sédiment peuvent être schématisées comme suit. Le sédiment d'origine (bound-

stone à spongiostromides ou mudstone) apparaît très généralement fissuré et riche en pseudomorphoses évaporitiques diverses. La trace d'un processus de dolomitisation, limité aux blocs, subsiste le plus souvent à l'état de pseudomorphose calcitique, sous la forme de blocs de dolostone. Les blocs (des différents microfaciès) sont recoupés par des stylolithes, parallèles à la stratification et toujours limités à leur enveloppe (stylolithes «1»). Une phase de bréchification, qui met en présence des blocs de microfaciès différents et peut donc être qualifiée de «déplaçante» (par opposition à un processus des bréchification *in situ*) se produit ensuite. Comme signalé ci-dessus, la matrice est parfois (dé)dolomitisée. L'ensemble du sédiment bréchifié est recoupé par des fissures rectilignes cimentées par de la sparite équigranulaire limpide (Pl. 4: D). Enfin, ces fissures sont tronquées par des stylolithes, souvent très riches en résidu insoluble (stylolithes «2»), qui recoupent indifféremment les blocs, la matrice et la dernière phase de fissuration limpide.

6.- DISCUSSION DES OBSERVATIONS

Il est évident que proposer une interprétation des observations présentées ci-dessus équivaut d'une certaine manière à expliquer le mode de formation de la «Grande Brèche», dans la région étudiée au moins. Cet objectif paraît cependant un peu vaste, compte tenu de la limitation des observations, inhérente à l'étude d'un sondage. C'est la raison pour laquelle je préfère proposer, sur base des observations, un **modèle local** de bréchification (fig. 3). La validité de ce modèle, qui n'est nullement apodictique, pourra être testée en d'autres lieux, lors d'études ultérieures.

Comme mentionné ci-dessus, la première phase de fissuration ou de bréchification *in situ* semble due à la précipitation, au sein d'un sédiment non encore lithifié, de minéraux évaporitiques, gypse et/ou anhydrite (fig. 3b). Comme témoins de ce type de processus subsistent les fissures «d'éclatement» et, d'autre part, les diverses pseudomorphoses évaporitiques décrites ci-dessus (lentilles biconvexes et cristaux sélénitiques de gypse, porphyrotopes d'anhydrite, poecilotopes, fissures et pseudomorphoses siliceuses). Une dolomitisation partielle des sédiments s'est sans doute produite à ce moment, provoquée par l'augmentation du rapport Mg/Ca liée à la précipitation des évaporites (Folk & Land, 1975).

Compte tenu des types de pseudomorphoses évaporitiques observés dans le sondage ainsi que des données pétrographiques et sédimentologiques, il semble raisonnable d'attribuer à ces

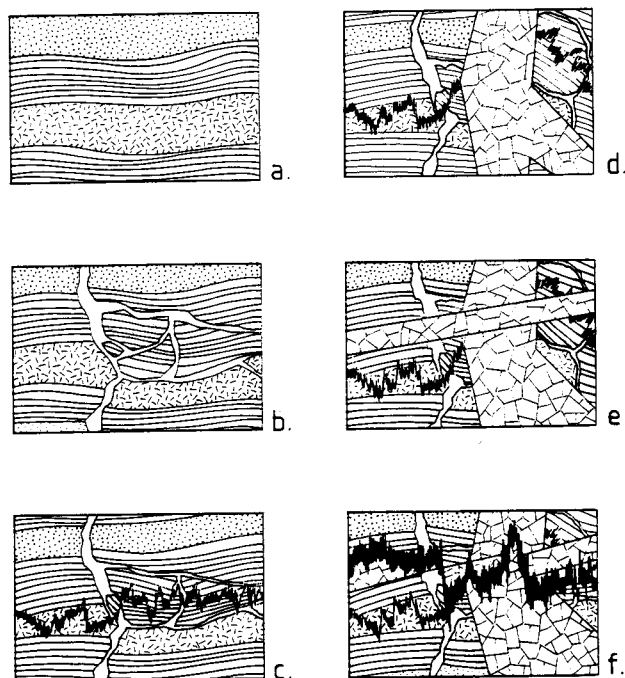


Fig. 3.- Synthèse des observations et séquence de bréchification (sondage de Corenne).

3a: sédiment d'origine (p. ex. un boundstone à spongiostromides, schématisé ici); 3b: bréchification *in situ* par la croissance de minéraux évaporitiques au sein d'un sédiment non encore lithifié; 3c: première phase de compaction (stylolithes 1); 3d: bréchification majeure («déplaçante») (la taille du ciment, microsparitique en réalité, a été fortement exagérée dans le dessin pour en préserver la clarté); 3e: fissuration postérieure à la bréchification (ciment équigranulaire météorique); 3f: deuxième phase de compaction (stylolithes 2, souvent très riches en résidus insolubles).

évaporites une genèse intertidale à supratidale. Signalons cependant que ce modèle génétique a été rejeté par Rouchy *et al.*, (1984) pour l'explication de l'ensemble de l'épaisse séquence évaporitique moliniacienne et livienne du sondage de Saint-Ghislain.

La dissolution des évaporites est attestée par la présence des pseudomorphoses carbonatées et siliceuses. Elle résulte probablement de la percolation au sein du sédiment de fluides sous-saturés et a du débuter de façon très précoce. On peut invoquer dans ce contexte la précocité du processus de pseudomorphose de l'anhydrite en silice, tel que décrit par Arnold & Guillou (1980). Ces fluides seraient également responsables de la dédolomitisation de la dolomite «précoce» décrite ci-dessus ainsi que de la précipitation de la dolomite «tardive» (ciment de la brèche), qui est sans doute liée à des phénomènes de reflux.

L'existence d'une phase de compaction (matérialisée par des stylolithes «1» décrits ci-dessus) (fig. 3c) incontestablement antérieure à la bréchification majeure (fig. 3d), repose la question de l'âge du processus de bréchification déplaçante.

Les stylolithes «1» témoignent d'un processus de pression-dissolution lié à l'enfouissement du sédiment, déjà fissuré et affecté par une bréchification *in situ*. Une phase de bréchification déplaçante majeure prend place ensuite. Celle-ci a certainement été initiée par la dissolution des évaporites qui, commencée très tôt, se poursuit toujours dans la région de Saint-Ghislain, où subsistent encore des évaporites (de Magnée *et al.*, 1986). Cependant, à ce stade de l'étude, il n'est pas possible de déterminer avec précision ce qui, au sein du processus de bréchification, résulte du seul processus d'effondrement lié à la dissolution des évaporites et ce qui pourrait résulter de la superposition à ce dernier processus de contraintes tectoniques pré-varisques ou varisques.

Aucun élément ne permet à ce jour de situer, même de façon approximative, la phase de bréchification déplaçante dans l'intervalle stratigraphique compris entre le «V3a» et le Westphalien D (phase paroxysmale de l'épisode varisque). En effet, le développement de stylolithes ne permet pas de déterminer de façon précise la valeur de l'enfouissement et l'épaisseur de sédiments surincombants au moment de leur formation (Sellier, 1979; Flügel, 1982). D'autre part, l'épaisseur des séquences «V3b», «V3c», du Namurien et du Westphalien qui se sont déposées dans la région de Corenne n'est pas connue avec précision. Le recoupement de ces données, qui eût permis de fixer de façon au moins approximative un âge minimum à la bréchification est donc impossible dans l'état actuel des connaissances.

Sans aller jusqu'à rejoindre l'hypothèse de Pirllet (1972) (qui considère la brèche comme un olisthostrome), on ne peut exclure la surimposition d'un effet de l'orogène varisque à la dissolution des évaporites liviennes. Il n'est à cet égard peut-être pas fortuit que le caractère bréchique du «V3a» soit nettement plus accentué dans l'allochtone du Bassin de Dinant que dans l'autochtone du Bassin de Namur.

La brèche ainsi formée subit ensuite une nouvelle phase de fissuration, cimentée par de la sparite équigranulaire limpide (fig. 3), d'origine météorique probable. Les fluides responsables de la cimentation des fissures, le sont sans doute aussi de la dédolomitisation du ciment partiellement dolomitique de la brèche. Une nouvelle phase de compaction se marque par le développement de stylolithes (stylolithe «2») très riches en résidu insoluble (fig. 3f).

CONCLUSIONS

L'étude du matériel du sondage de Corenne a permis l'observation de plus de 100 mètres de

brèche calcaire grise qui, sur base d'arguments paléontologiques et lithologiques, sont assimilés à la «Grande Brèche» viséenne («V3a») des Bassins de Namur et Dinant, probablement affectée par un accident structural ayant provoqué un surépaississement de cette formation bréchique.

L'analyse sédimentologique à diverses échelles, la description et l'interprétation des pseudomorphoses de sulfates et la reconstitution d'une séquence chronologique permettent de proposer un modèle local de genèse de cet important niveau bréchique. Ce modèle n'est pas une conclusion au problème de la formation de la «Grande Brèche» mais une proposition dont les termes seront progressivement affinés par les études ultérieures (sondage de Saint-Ghislain notamment). Il envisage la possibilité d'une superposition de l'effet de contraintes tectoniques à celui de la dissolution des évaporites liviennes.

REMERCIEMENTS

Au terme de cette note, il m'est particulièrement agréable de remercier les différentes personnes qui m'ont permis de la mener à bien. Messieurs Ph. Claeys (Univ. Davis, California) et R. Conil (U.C.L.) m'ont transmis le matériel dont ils disposaient. Messieurs Mamet (Univ. de Montréal, Canada) et Prétat (U.L.B.) ont respectivement fourni les identifications micropaléontologiques et contribué à l'amélioration du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ARBEY, F., 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 4 (1): 309-365.
- ARNOLD, M. & GUILLOU, J.-J., 1980. Les filons métallifères hercyniens: origine de l'anhydrite et mécanismes de la pseudomorphose subséquente. Proposition d'un modèle. *Sci. de la Terre*, 24 (2): 173-195.
- BOURGUIGNON, P., 1951. Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 74: 105-200.
- BOUROLLEC, J. & DELOFFRE, R., 1982. Les paléosebkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (SW France). *Bull. centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 6 (1): 227-255.
- BURCHETTE, T.P. & RIDING, R., 1977. Attached vermiform gastropods in Carboniferous marginal marine stromatolites and biostromes. *Lethaia*, 10: 17-28.
- BUSH, P., 1973. Some aspects of the diagenetic history of the sabka in Abu Dhabi, Persian Gulf, in PURSER, B.H. (ed.): *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*: 395-407, Springer Verlag, 474 p.
- DEJONGHE, L., DELMER, A. & GROESSENS, E., 1976. Découverte d'anhydrite dans les formations antémuriennes du sondage de Saint-Ghislain. *Bull. Acad. roy. Belg.*, (cl. Sci.): 80-83.
- de MAGNEE, I., DELMER, A. & CORDONNIER, M., 1986. La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 213-220.

- DE PUTTER, Th. & PREAT, A., 1989. Sédimento-diagenèse de séquences émerives de type «shallowing-upward» dans la «Grande Brèche» calcaire du Viséen supérieur de Belgique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309 (série II): 1827-1831.
- DEWERS, T. & ORTOLEVA, P., 1990. Force of crystallization during the growth of siliceous concretions. *Geology*, 18: 204-207.
- EVAMY, B.D., 1967. Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones. *Jour. Sed. Petrol.*, 37(4): 1204-1215.
- FLUGEL, E., 1982. Microfacies analysis of limestones. Springer Verlag: 633 p.
- FOLK, R.L., LAND, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 59 (1): 60-68.
- FOLK, R.L. & PITTMAN, J.S., 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *Jour. Sed. Petrol.*, 41 (4): 1045-1058.
- FRIEDMAN, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 35 (3): 643-655.
- GARRISON, R.E., SCHREIBER, B.C., BERNOULLI, D., FABRICIUS, F.H., KIDD, R.B. & MELIERES, F., 1978. Sedimentary petrology and structures of Mesinian evaporitic sediments in the Mediterranean sea, leg 42A. Initial Reports, Deep Sea Drilling Projects, 42: 571-611.
- GROESSENS, E., CONIL, R. & HENNEBERT, M., 1979. Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. *Mém. Expl. cartes géol. min. de Belg.*, 22: 137 p.
- GURICH, G., 1906. Les spongiostromides du Viséen de la Province de Namur. *Mém. Mus. Hist. Natur. Belg.*, 55 p.
- HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P., 1971. The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology*, 16: 187-220.
- HOLLIDAY, D.W., 1971. Origin of Lower Eocene gypsum-anhydrite rocks, southeast St. Andrew, Jamaica. *Trans. Inst. Min. Metall. (sect. B)*, 80: B305-B315.
- HOLLIDAY, D.W., 1973. Early diagenesis in nodular anhydrite. *Trans. Inst. Min. Metall. (sect. B)*, 82: B81-B84.
- KINSMAN, D.J.J., 1969. Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 53 (4): 830-840.
- LUCIA, F.J., 1972. Recognition of evaporite - carbonate shoreline sedimentation in RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (eds.): Recognition of ancient sedimentary environments: 160-191. *Spec. Publ. Soc. of econ. Paleont. Mineral.*, 16: 340 p.
- MAMET, B., CLAEYS, Ph., HERBOSCH, A., PREAT, A. & WOLFOWICZ, Ph., 1986. La «Grande Brèche» viséenne (V3a) des Bassins de Namur et Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 151-166.
- MONTAGGIONI, L.F., 1978. Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'Archipel des Mascareignes (Océan Indien Occidental). Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille (2 vol.), inédite.
- MULLER, D., 1986. Les brèches du Purbeckien de la Dôle (Jura suisse): effondrement par dissolution d'évaporites. *Eclogae géol. Helv.*, 79 (1): 33-39.
- MURRAY, R.C., 1964. Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Jour. Sed. Petrol.*, 34 (3): 512-523.
- OERTLI, H.J., 1971. The aspect of ostracode faunas - a possible new tool in petroleum sedimentology. *Bull. centres Rech. Pau-S.N.P.A.*, 5 (suppl.): 137-151.
- PERRIN, C., 1989. Rôle des organismes dans l'édification et l'évolution de l'atoll de Mururoa (Polynésie Française). Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud (Orsay): 301 p.
- PIRLET, H., 1972. La «Grande Brèche» viséenne est un olistostrome: son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 95 (1): 53-134.
- PURSER, B.H., 1980a. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Publ. Int. français Pétrole*, éditions Technip.: 366 p.
- ROUCHY, J.-M., GROESSENS, E. & LAUMONDAIS, A., 1984. Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique): implications paléogéographiques et structurales. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93 (1-2): 105-145.
- SELLIER, R., 1979. Contribution à l'étude pétrologique expérimentale de la genèse des stylolithes dans les formations calcaires du Bassin d'Aquitaine. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux III: 300 p.
- SHINN, E.A., 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonates rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 38 (1): 215-223.
- TUCKER, M.E., 1981. Sedimentary petrology: an introduction. *Geo-science Textes*, 3, Blackwell Scientific Publications: 252 p.
- WEST, I.M., 1964. Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck beds of Dorset. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 34 (3): 315-330.
- WEST, I.M., 1979. Review of evaporite diagenesis in the Purbeck Fm of southern England. Sédimentation jurassique ouest-européenne. *A.S.F. Publ. spéc.*, 1: 407-416.
- WEST, I.M., ALI, Y.A. & HILMY, M.E., 1979. Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology*, 7: 354-358.

PLANCHE 1

- A. Aspect macroscopique de la brèche du sondage de Corenne. Remarquer les fissures, cimentées par de la sparite (en noir), qui affecte exclusivement les blocs. (échelle = 7,5 mm). Contact (négatif) de la plaque mince RC 14469, sondage de Corenne 53,60 m.
- B. Mudstone à pseudomorphes : faciès laminaire à lentilles de dédolomite (échelle = 600 microns). Plaque mince RC 14464, sondage de Corenne 15,75 m.
- C. Boundstone à spongiostromides : *laminae* sombres à stercomes (noter l'alignement parallèle à la stratification des stercomes) (échelle = 500 microns). Lame mince BM Co 82,60 m.

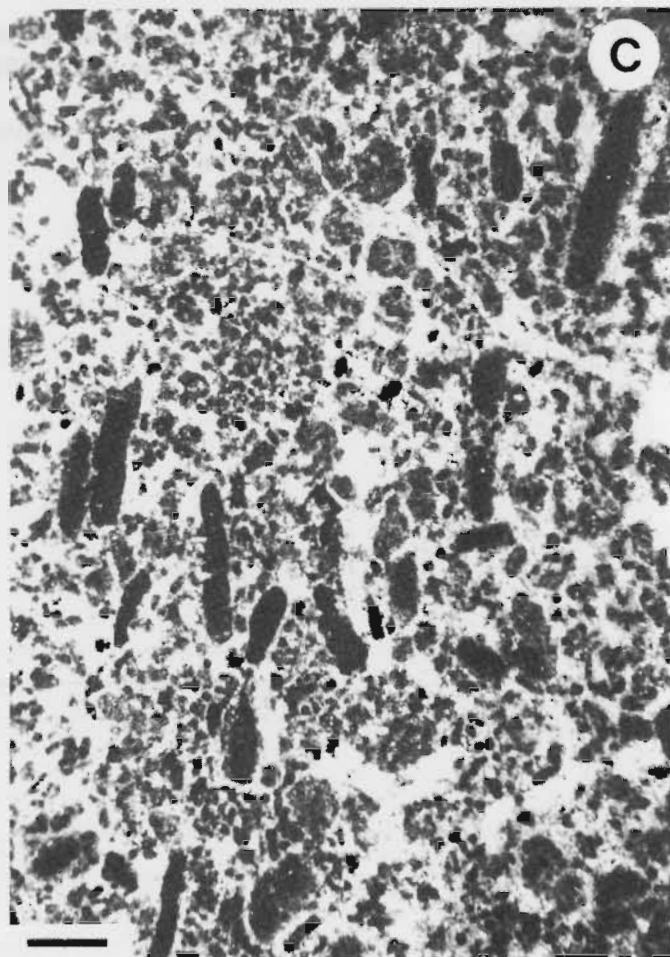
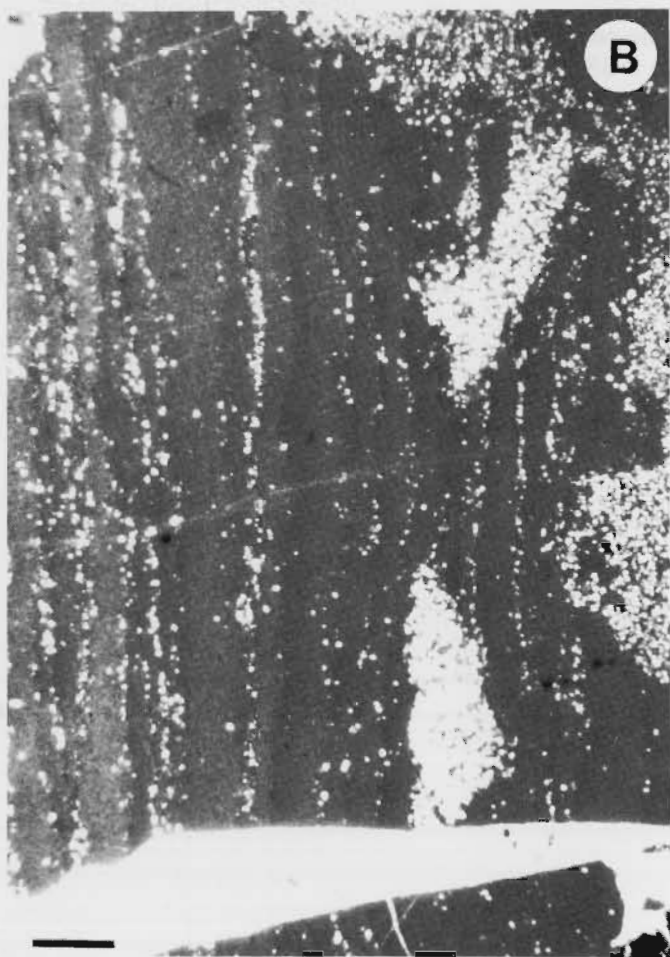
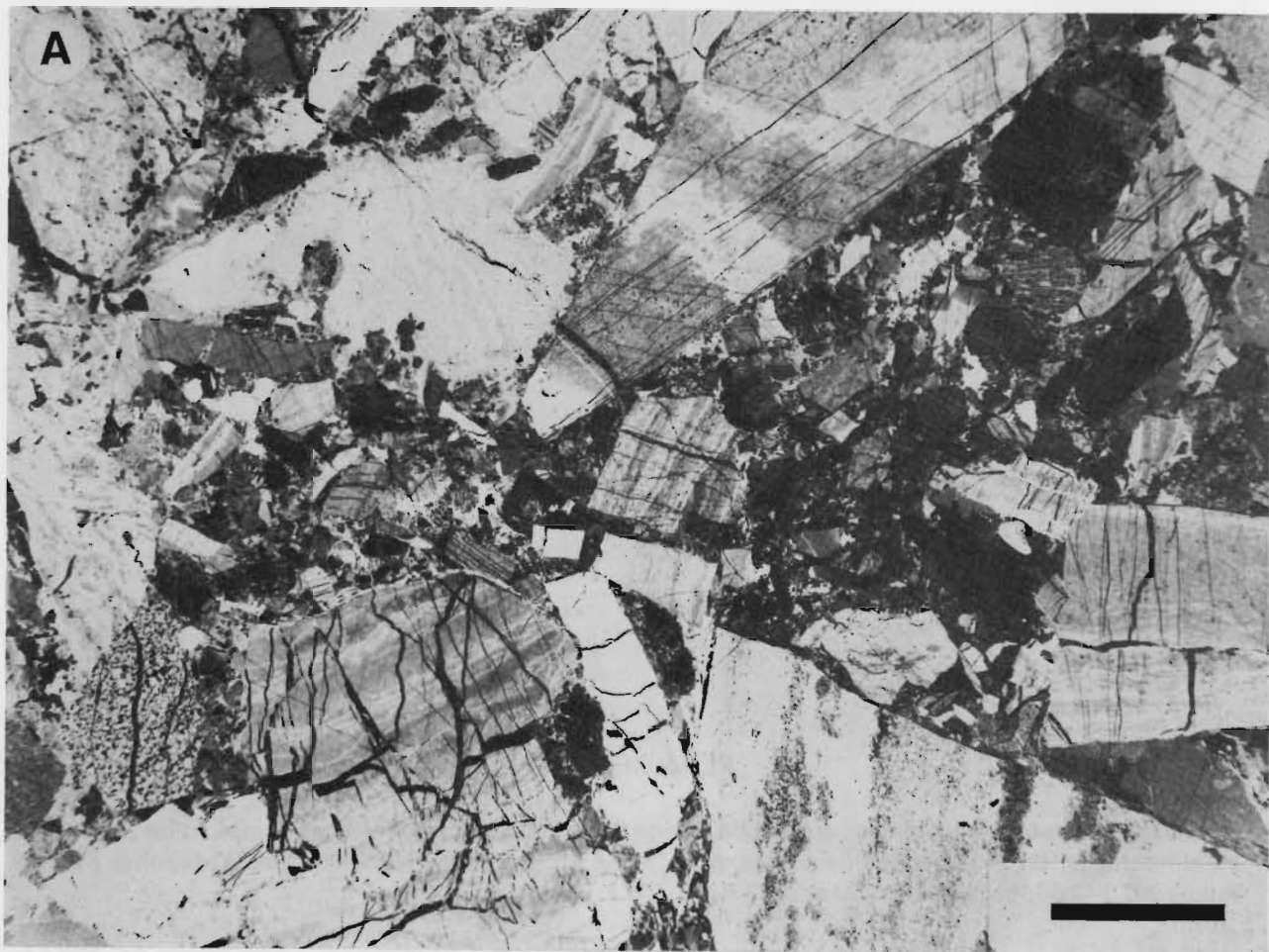


PLANCHE 2

- A. Boundstone à spongiostromides : ciment de calcite fibroradiaxiale asymétrique, témoin d'un processus de cimentation en zone vadose (la pointe de la flèche indique le bas) (échelle = 550 microns). Plaque mince RC 14466, sondage de Corenne 27 m.
- B. Wackestone/packstone à bioclastes marins variés (échelle = 120 microns). Lame mince RC 16513, sondage de Corenne 129,90 m.
- C. Section triangulaire d'un cristal d'anhydrite préservé au sein d'un stylolithe bitumineux (au centre de la photo) (échelle = 150 microns). Lame mince TDP Co II 63,20 m.
- D. Pseudomorphoses calcitiques de lentilles biconvexes de gypse (échelle = 150 microns). Plaque mince RC 14466, sondage de Corenne 27 m.

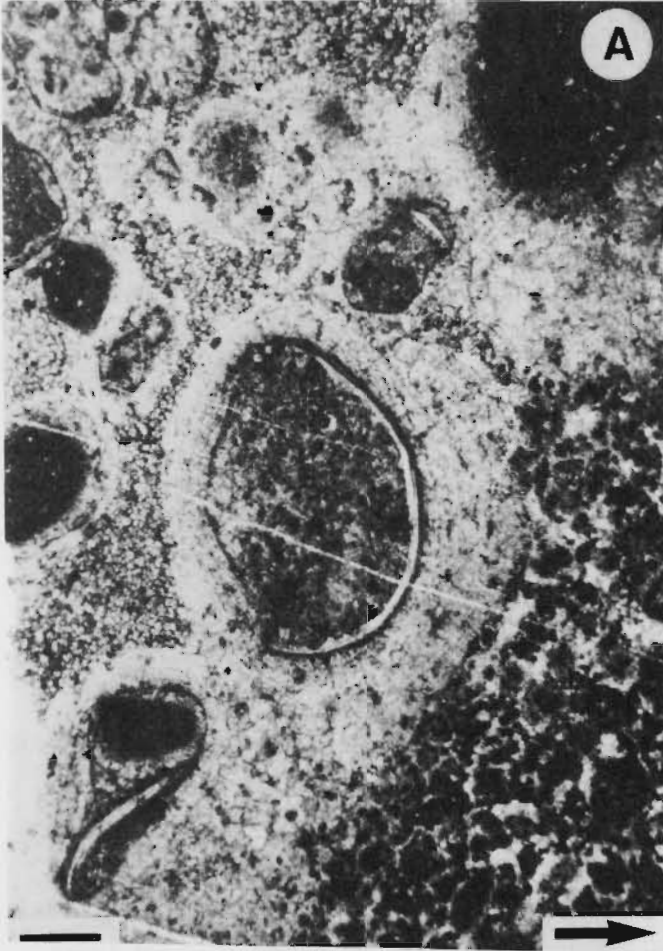


PLANCHE 3

- A. Pseudomorphoses calcitiques de porphyrotopes d'anhydrite (en bas) et d'agrégats de porphyrotopes d'anhydrite (en haut) (échelle = 500 microns). Lame mince BM Co 63,20 m.
- B. Pseudomorphose calcitique d'agrégat de porphyrotopes d'anhydrite (échelle = 500 microns). Lame mince BM Co 105,30 m.
- C. Veinule calcitique gainée d'un manchon micritique (échelle = 400 microns). Plaque mince RC 14471, sondage de Corenne 63,80 m.
- D. Veinule calcitique gainée d'un manchon micritique (échelle = 200 microns). Idem C.

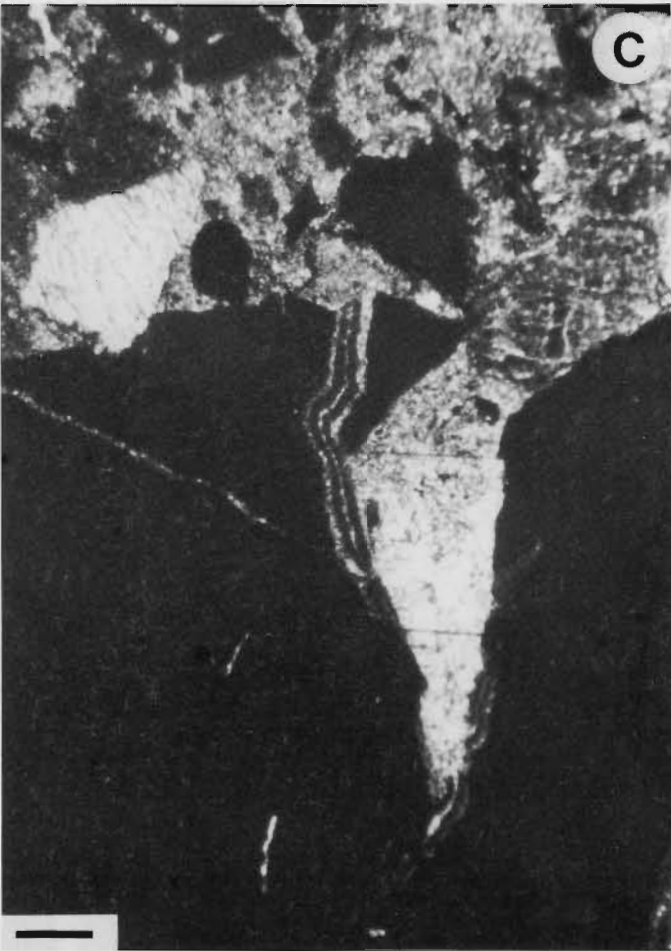
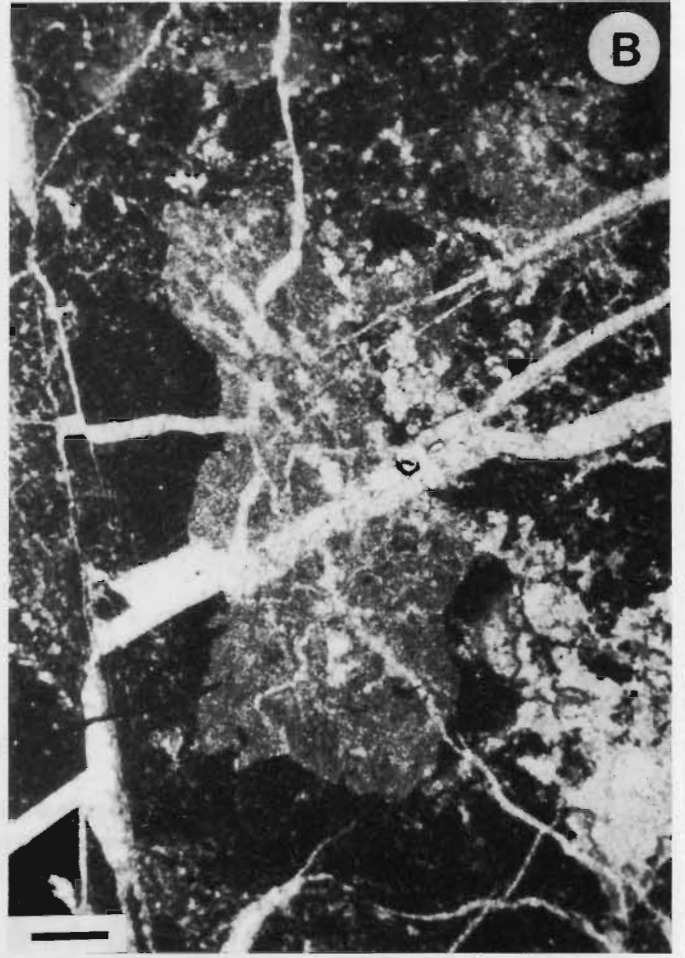
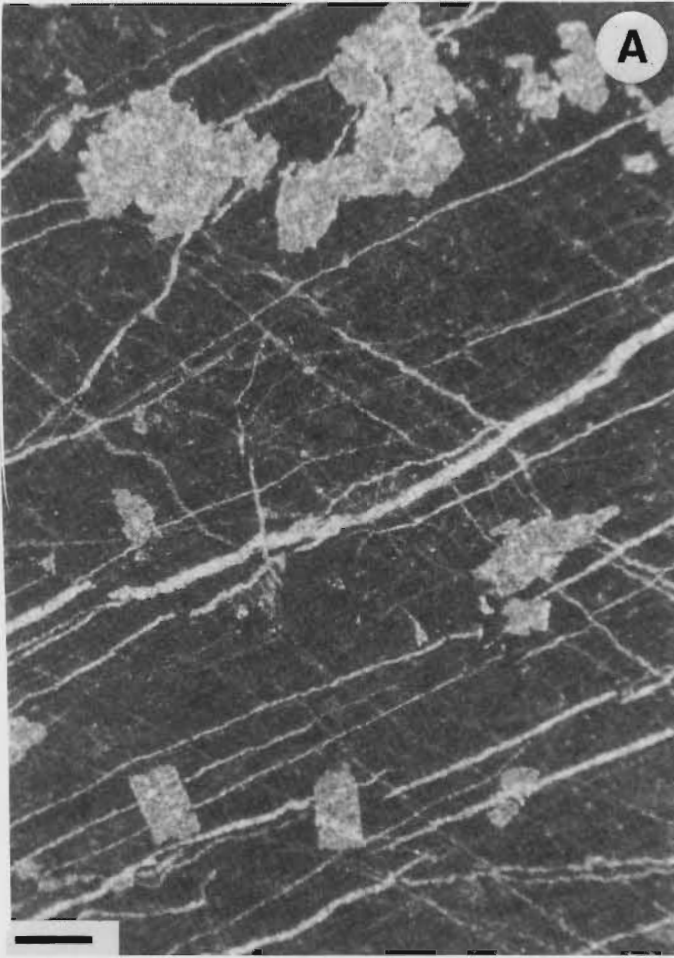


PLANCHE 4

- A. Fissures «d'éclatement» résultant probablement de la cristallisation au sein d'un sédiment micritique non encore lithifié de minéraux évaporitiques (actuellement pseudomorphosés en calcite); noter leur antériorité par rapport aux stylolithes qui les tronquent (échelle = 400 microns). Plaque mince RC 14469, sondage de Corenne 53,60 m.
- B. Même type de fissures qu'en fig. A (échelle = 500 microns). Lame mince BM Co 33 m.
- C. Poecilotope calcitique dans un packstone à minipéloïdes «algaires» (échelle = 400 microns). Lame mince BM Co 114,30 m.
- D. Deux générations de fissures calcitiques dont la première, oblique, est antérieure aux stylolithes, qui la recourent et la seconde, verticale, est postérieure à ces mêmes stylolithes (échelle = 300 microns). Lame mince BM Co 55,25 m.

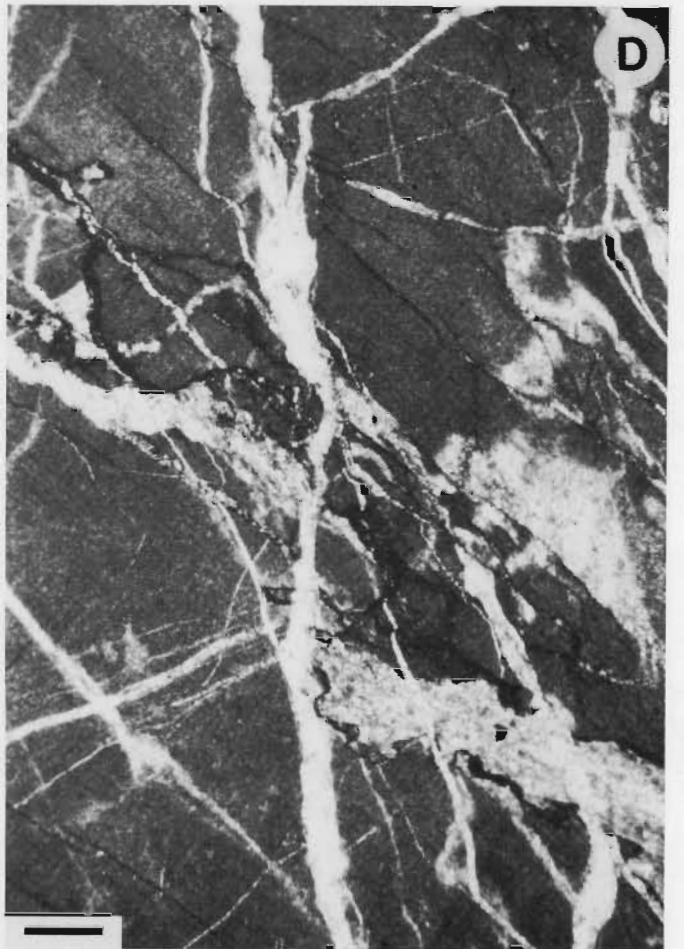
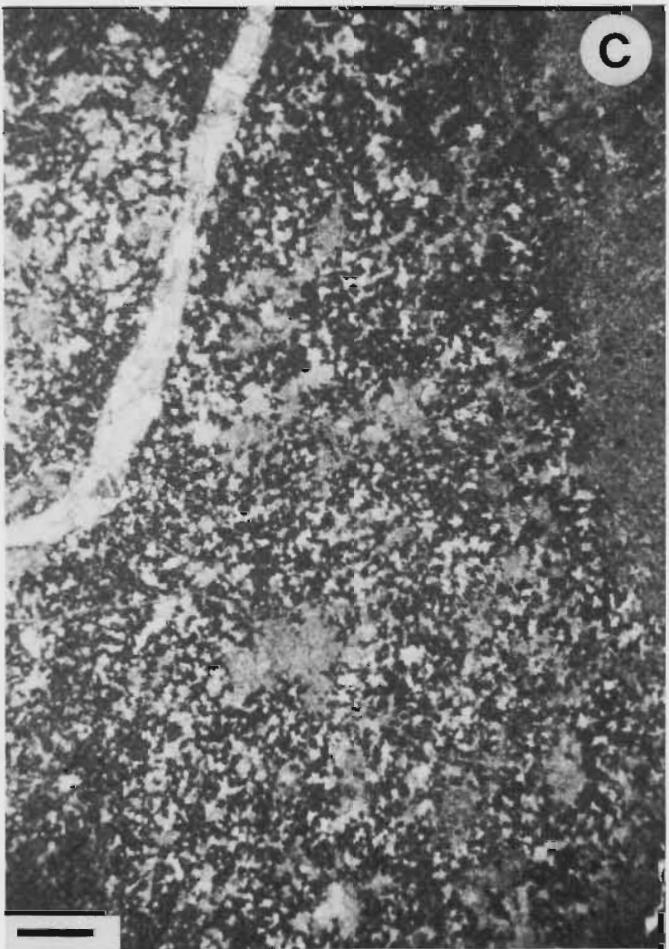


PLANCHE 5

- A. Pseudomorphose calcitique d'un nodule d'anhydrite (échelle = 700 microns). Lame mince B M Co 58,40 m.
- B. Idem A, lumière polarisée; noter l'aspect digité, crénelé et découpé du ciment sparitique (échelle = 700 microns).
- C. Mégaquartz pélatoïde (échelle = 200 microns). Lame mince B M Co 110 m.
- D. Mégaquartz automorphe avec de nombreuses inclusions de sulfate (échelle = 250 microns). Plaque mince RC 14468, sondage de Corenne 34,75 m.

