

PALÉOÉCOLOGIE ET INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE DU «MARBRE NOIR» DE DENÉE (VISÉEN INFÉRIEUR, BELGIQUE)

Bernard MOTTEQUIN *

(8 figures, 1 table, 4 planches)

Université de Liège, Paléontologie, Bat. B18, Sart-Tilman, B-4000 LIEGE 1, Belgique.

** Adresse actuelle: Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Département de Paléontologie, rue Vautier, 29, B1000 Bruxelles, Belgique ;E-mail :bernard.mottequin@naturalsciences.be*

ABSTRACT. Paleocology and sedimentological interpretation of the “black marble” of Denée (Lower Viséan; Belgium). The paleocology of the “black marble” of Denée (Dinant sedimentation area (DSA), Belgium) is reviewed in light of recent paleoecological, taphonomic and sedimentological investigations. This “conservation-Lagerstätte” is famous for its very well preserved fossils (echinoderms, fish, graptolites, etc.). During the Lower Viséan, the “black marble” deposited in a confined basin bordered to the south by the Waulsortian mud mounds, and progressively filled by calcareous sediments, probably turbiditic, coming from the transition area between the DSA to the south and the Condroz sedimentation area to the north. During lowstand periods, the paleoenvironment was submitted to anoxic/dysoxic conditions which developed due to confinement by the Waulsortian buildups. The poor oxygenation of deep waters permitted the installation of a particular benthic fauna (graptolites, bivalves (“paper pectens”), echinoderms,...) and, combined with rapid sedimentation, favoured excellent preservation conditions by excluding the development of necrophagous and saprophagous organisms.

KEYWORDS. Lower Viséan, “black marble” of Denée, conservation-Lagerstätte, Belgium.

RÉSUMÉ. A la lumière de récentes investigations paléoécologiques, taphonomiques et sédimentologiques, la paléoécologie du “marbre noir” de Denée est révisée (aire de sédimentation de Dinant (ASD), Belgique). Ce gisement fossilifère par conservation est célèbre pour ses fossiles magnifiquement préservés (échinodermes, poissons, graptolites, etc.). Durant le Viséen inférieur, le “marbre noir” de Denée s’est déposé dans un bassin de faibles dimensions, limité au sud par les monticules micritiques waulsortiens et comblé progressivement par des sédiments calcaires probablement turbiditiques en provenance de la zone de transition entre l’ASD au sud et l’aire de sédimentation du Condroz (ASC) au nord. Lors des phases de bas-niveau, le paléoenvironnement était soumis à des conditions anoxiques/dysoxiques, suite au confinement induit par les récifs waulsortiens (effet de seuil). La faible oxygénation des eaux profondes a permis l’installation d’une faune benthique particulière (graptolites, bivalves (“paper pectens”), échinodermes,...); conjuguée à une sédimentation rapide, elle a favorisé son excellente préservation en excluant le développement des organismes nécrophages et saprophages.

MOTS-CLÉS. Viséen inférieur, “marbre noir” de Denée, gisement fossilifère par conservation, Belgique.

1. Introduction

1.1. Bref historique des recherches antérieures

Plusieurs auteurs ont attribué une origine sapropélienne au «marbre noir» de Denée dont de Dorlodot (1911) qui affirmait qu’il s’était déposé loin des côtes, dans des milieux très calmes et peu oxygénés. Van Straelen (1926) considérait le «marbre noir» de Denée comme un milieu de faible profondeur enregistrant même de faibles périodes d’émersion. Il se basait sur un fossile énigmatique qu’il attribuait à une exombrelle de méduse (*Medusina boulengeri*) dont la conservation exceptionnelle aurait résulté de son échouage sur une plage avant son enfouissement rapide, peut-être

entre deux oscillations de la marée, après une légère dessiccation. L’hypothèse sapropélienne fut réfutée par Kaisin (1935) pour qui les teneurs en matières organiques étaient trop faibles. Selon Mamet (1964a), la formation du «marbre noir» de Dinant dépendrait de l’isolement d’un lagon peu profond par une ligne de hauts-fonds semi-continue, ouvert aux influences marines et siège de zones de turbulence. D’après cet auteur, le «marbre noir» de Dinant comporterait treize termes synchrones marqués par l’accroissement des polyséquences par rapport aux monoséquences (Fig. 2). Overlau (1966) évoque un environnement dominé par la sédimentation de matériel bioclastique remobilisé par des tempêtes en provenance de récifs ou de hauts-fonds. D’après Hance et al. (2001), le «marbre noir» de Denée

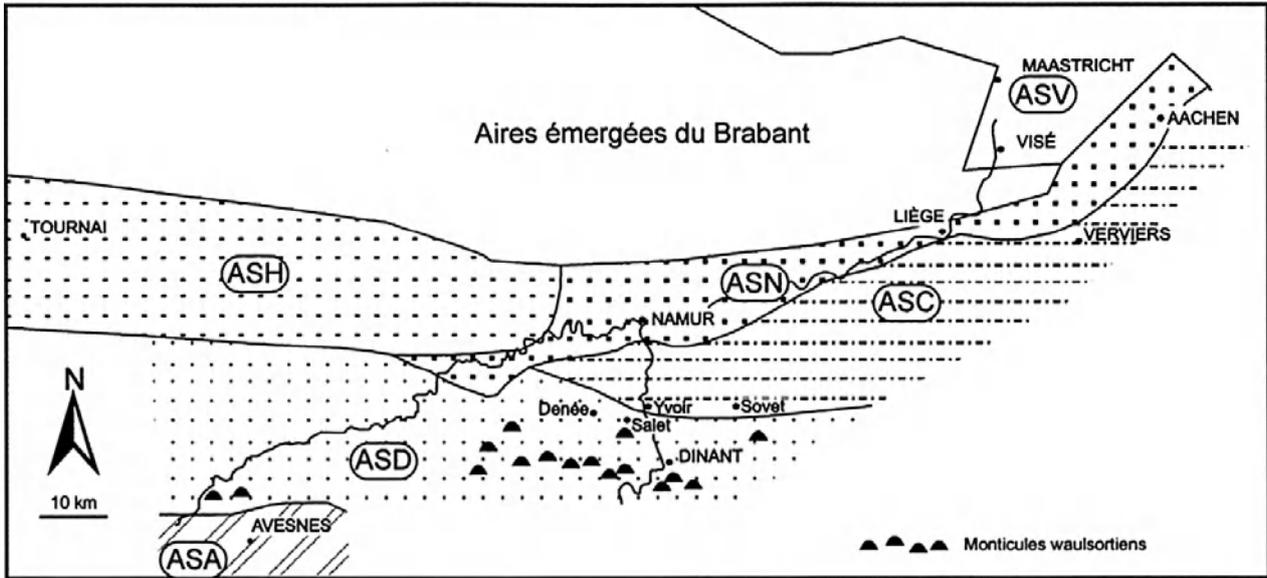


Figure 1. Aires de sédimentation du Bassin de Namur-Dinant au Dinantien (reconstitution non palinspatique) [d'après Hance *et al.*, 2001]. ASA: Aire de sédimentation du sud de l'Avesnois; ASC: Aire de sédimentation du Condroz; ASD: Aire de sédimentation de Dinant; ASH: Aire de sédimentation du Hainaut; ASN: Aire de sédimentation de Namur; ASV: Aire de sédimentation de Visé.

Figure 1. Dinantian sedimentation areas in the Namur-Dinant Basin (not palinspatic) [according to Hance *et al.*, 2001]. ASA: Southern Avesnois sedimentation area; ASC: Condroz sedimentation area; ASD: Dinant sedimentation area; ASH: Hainaut sedimentation area; ASN: Namur sedimentation area; ASV: Visé sedimentation area.

se serait mis en place dans un bassin résiduel confiné, limité au sud par les mud mounds waulsortiens et au nord par un shelf progradant.

1.2. Cadre géologique, paléogéographique et stratigraphique

Le «marbre noir» de Denée, terme introduit par Soreil (1895), s'est développé au bord septentrional de l'aire de sédimentation de Dinant (ASD), limitée au nord par l'aire de sédimentation du Condroz (ASC) et au sud par les monticules micritiques waulsortiens formant une barrière discontinue (Figs 1 et 3). Il était autrefois englobé dans la dénomination «marbre noir» de Dinant («V1a» des auteurs), mais d'après Conil (1967), sur base des foraminifères, il précède le «marbre noir» de Dinant proprement dit. Ces deux ensembles constituent

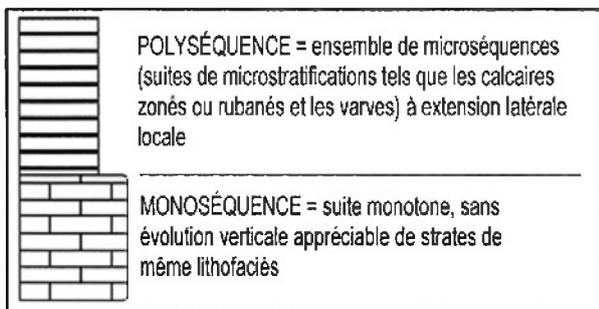


Figure 2. Définition de parasequence et polyséquence selon Mamet (1964b).

Figure 2. Definition of parasequence and polysequence according to Mamet (1964b).

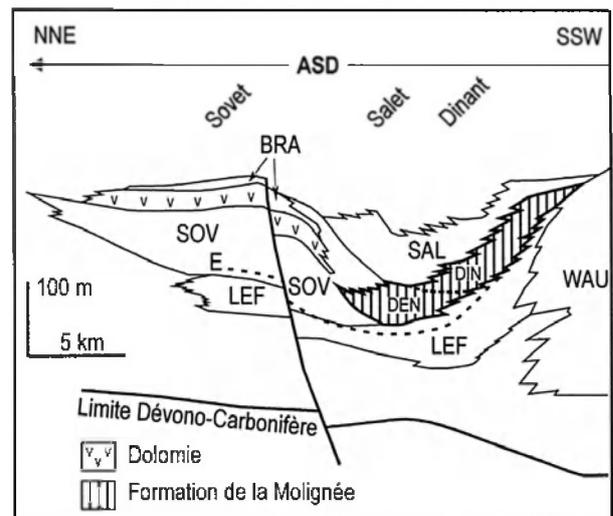


Figure 3. Organisation des formations du Tournaisien supérieur et du Viséen inférieur à travers l'aire de sédimentation de Dinant (ASD) (selon Hance *et al.* (2001), modifié).

E = apparition d'*Eoparastaffella* morphotype 2 (base du Viséen); LEF = Formation (Fm) de Leffe; SAL = Fm de Salet; SOV = Fm de Sovet; WAU = Fm de Waulsort; BRA = Membre de Braibant; DEN = «marbre noir» de Denée; DIN = «marbre noir» de Dinant.

Figure 3. Organization of Upper Tournaisian and Lower Viséan formations across the Dinant sedimentation area (according to Hance *et al.* (2001), modified).

E = appearance of *Eoparastaffella* morphotype 2 (base of the Viséan); LEF = Leffe Formation (Fm); SAL = Salet Fm; SOV = Sovet Fm; WAU = Waulsort Fm; BRA = Braibant Member; DEN = Denée «black marble»; DIN = Dinant «black marble».

la Formation de la Molinee qui est donc diachronique. Celle-ci s'étend le long d'une bande étroite orientée WNW-ESE, limitée au sud par la barrière discontinue waulsortienne et au nord par le flanc de la plate-forme (Poty et al., 2002). Au sein de cette formation, les veines de «marbre noir» inframétriques à plurimétriques sont constituées d'un empilement de bancs calcaires de faible épaisseur (centimétriques à rarement pluridécimétriques), laminaires et souvent de teinte foncée. Ces niveaux correspondent généralement aux polyséquences de Mamet (1964b). Dans la suite du texte, le terme «marbre noir» désignera ces unités qui sont séparées les unes des autres par des bancs massifs («gros bancs»), nettement plus épais, de calcaire gris foncé et contenant parfois des cherts dont l'aspect rappelle celui des bancs de la Formation de Leffe sous-jacente et correspondant habituellement aux monoséquences de Mamet (1964b). La partie supérieure de la Formation de Leffe enregistre l'apparition timide du faciès «marbre noir». Ce n'est qu'à la base de la Formation de la Molinee (sensu Poty et al., 2002) que ce faciès prend son véritable essor. Dans la coupe de la route de Salet (stratotype de la Formation de la Molinee), le «marbre noir» de Denée (Fig. 8) débute au banc 191 (base de la polyséquence 1 de Mamet) et se termine au banc 273 (sommet de la monoséquence 10b de Mamet). Il ne correspond donc pas à l'intégralité de la Formation de la Molinee. La Grande Veine (bancs 232 à 238 à Salet) était le principal niveau exploité (Fournier in Fournier & Pruvost, 1928). Biostratigraphiquement, le «marbre noir» de Denée couvre la partie supérieure de la Sous-zone à foraminifères Cf4 α 2 et la moitié inférieure de la Zone Cf4 β .

1.3. Macrofaunes et taphonomie

La présente étude repose sur le matériel conservé dans les collections de l'Université de Liège (ULg) et au Centre Grégoire Fournier de l'abbaye de Maredsous (CGF) où est déposée la plus grande partie du matériel récolté. Comme c'est fréquemment le cas avec les anciennes collections, peu d'éléments permettent de replacer les fossiles au sein de la succession lithostratigraphique si ce n'est les noms des niveaux exploités d'où ils proviennent (la Veine, les Drfs,...). A ce sujet, Fournier (in Fournier & Pruvost, 1928) figure une coupe schématique des différents niveaux exploités (veines) dans la région de Denée. Au sein de la thanatocénose, il est possible de distinguer trois types d'assemblage: (1) les organismes pélagiques et planctoniques, (2) les organismes épibenthiques autochtones et (3) les organismes épibenthiques allochtones.

1.3.1. Les organismes pélagiques et planctoniques

L'état de conservation des sept espèces de poissons découvertes est assez variable en fonction de la nature originelle de leur squelette. Seul *Benedenius deneensis*

(Chondrostéens) est représenté par des spécimens complets où les différentes pièces sont en connexion anatomique (écailles ganoïdes) sauf les os de la tête, alors que les élasmobranches ne sont connus que par des cartilages disjoints et épars, mais sur une surface peu étendue (Fournier & Pruvost, 1928). La préservation de certains de ces fossiles implique qu'ils ont dû vraisemblablement s'échouer morts sur un fond anoxique à dysoxique et être rapidement recouverts.

Les goniatites (Delépine, 1940) et les nautiloïdes sont rares et mal conservés. Après leur mort, les coquilles de ces organismes pourraient avoir dérivé longtemps au gré des courants avant de finalement couler.

Van Straelen (1926) a décrit, sous le nom de *Medusina bouleengeri*, un fossile qu'il interpréta comme le moulage de l'exombrelle d'une méduse. Ce dernier a été placé dans les *Medusae incertae sedis* par Harrington et Moore (1956). Ce fossile a ceci de particulier qu'il est en relief, fait étonnant pour un fossile d'organisme à corps mou, alors qu'une grande partie du matériel conservé dans le «marbre noir» de Denée est fréquemment aplati. Il n'est pas impossible que ce soit en réalité un terrier comme cela s'est avéré pour de nombreux fossiles attribués autrefois à des restes de méduses (Häntzschel, 1970). Cette hypothèse ne peut cependant être confirmée qu'en y effectuant des coupes afin de vérifier s'il existe ou non une structure centrale, ce qui n'est réalisable qu'en détruisant le spécimen!

1.3.2. Les organismes épibenthiques autochtones

Les échinodermes comprennent des ophiuroïdes, des crinoïdes, des échinoïdes (Pl. 4C) dont certains de grande taille, et peut-être des holothuroïdes (Pl. 4B). Ces fossiles sont pour la plupart magnifiquement conservés, ce qui est le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs environnementaux lorsque l'on sait qu'il ne faut généralement qu'entre une et deux semaines pour que les tests d'échinodermes soient réduits en simples plaques isolées dans les environnements oxygénés actuels (Brett *et al.*, 1997). Selon Seilacher *et al.* (1985), le fait de posséder un système ambulacraire communiquant avec l'eau de mer rend les échinodermes plus vulnérables que d'autres groupes au recouvrement par de la boue. En effet, celle-ci bloquerait le système ambulacraire, les condamnant à l'asphyxie. Il existe toutefois des étoiles de mer capables de s'extirper d'une couche pluricentimétrique de sédiment (Schäfer, 1972). Parmi les oursins de Denée (Jackson, 1929), certains possédaient un test rigide (Palaechinoida) alors que d'autres étaient munis d'un test flexible [Echinocystoïda et Cidaroida (*Archaeocidaroida*)]. Les plaques des Palaechinoida étaient faiblement imbriquées (Kier, 1966), ce qui explique que les tests articulés de ces organismes sont habituellement mal conservés car leur désarticulation complète devait intervenir rapidement après leur mort. Il était donc nécessaire que ces organismes soient rapidement recouverts afin

que les différentes plaques reliées entre elles par des ligaments soient maintenues en connexion anatomique. Certains oursins ont été ensevelis vivants (*in situ*) comme en témoigne leur test intact et muni de piquants ayant conservé leur orientation originelle. Par contre d'autres étaient probablement déjà morts avant d'être ensevelis et ont peut-être subi un transport comme en témoignent la désarticulation avancée de plusieurs tests et l'orientation préférentielle des piquants (pl. 1, figs. 5-6 *in* Fraipont, 1904). La préservation de crinoïdes entiers (calice munis des bras et de la tige) implique généralement un enfouissement rapide (Meyer & Meyer, 1986). Le même processus sédimentaire s'applique bien évidemment aussi aux rares ophiuroïdes récoltées puisque les représentants actuels de ces organismes se décomposent très rapidement dans les jours qui suivent leur mort (Meyer, 1971). Parmi les neuf taphofaciès à échinodermes que Brett *et al.* (1997) définissent dans les milieux carbonatés, le «marbre noir» de Denée est relativement proche du «taphofaciès IF: dysoxic/anoxic basin» dont l'exemple-type est le lagon de Solnhofen auquel Jackson (1929), entre autres, avait déjà fait allusion dans le cas du gisement belge. Toutefois à Denée, les organismes sont essentiellement benthiques et généralement autochtones, traduisant des phases de colonisation prolongée du fond à l'inverse du lagon de Solnhofen où le benthos est apporté au cours des tempêtes et ne survit que quelques jours avant le retour des conditions hypersalines.

Au sein des mollusques, Demanet (1929) signale quatre espèces de bivalves dont deux sont particulièrement abondantes (*Pterinopecten radiatus* et *Pterinopecten dumontianus*). Ces deux espèces appartiennent au morphotype «paper pecten» défini par les caractères suivants: ligne cardinale large, nombreux plis radiaires, oreillette bien développée à la valve droite et coquille très fine. Les «paper pecten» (Pl. 4C) sont des formes épibenthiques typiques des milieux dysaérobies (Allison *et al.*, 1995). Trois des quatre espèces de Denée sont présentes également dans le «marbre noir» de Dinant qui est nettement plus diversifié celui de Denée du point de vue spécifique (Demanet, 1929). Les gastéropodes font également partie de la faune épibenthique, autochtone.

Des graptolites dendroïdes dont les rhabdosomes sont fréquemment bien conservés, ont été décrits par Ubaghs (1941). Le fait que les organes basaux soient en contact avec des fragments squelettiques calcaires de divers organismes, plaiderait pour un mode de vie benthique. Ces fossiles étaient de véritables fossiles vivants pour l'époque et comptent parmi les derniers représentants de ce groupe. Des formes d'âge viséen supérieur identiques ou proches de celles de Denée ont été reconnues par Chapman *et al.* (1993) dans le Nord de l'Angleterre (Craven Basin) et dans le Nord du Pays de Galles.

Les brachiopodes (Delépine, 1928) sont représentés principalement par des Productida. Par

contre sont rares les espèces appartenant aux ordres des Spiriferida, des Athyridida et des Rhynchonellida. De nombreux «*Productus*» ont conservé leur chevelu épineux servant à la stabilisation de leur coquille et à la protection contre l'envasement. Certaines épines atteignent une dizaine de centimètres de long.

Les bryozoaires dont des Fenestellidae sont également présents.

1.3.3. Les organismes épibenthiques allochtones

Les rugueux sont toujours sous la forme de fragments remaniés. Les principales espèces reconnues appartiennent aux genres *Caninophyllum* (Pl. 3C) et *Cravenia*. Il en est de même pour les tabulés qui sont surtout représentés par des Syringoporidae. Il est vraisemblable que des brachiopodes et des bryozoaires soient allochtones car ils se retrouvent fréquemment associés dans des bancs lumachelliques.

D'autres organismes sont nettement moins abondants. Il s'agit des trilobites (seulement deux exemplaires), des phyllocarides, des conulaires, des débris flottés de végétaux dont *Tristichia?* sp. (détermination M. Fairon-Demaret ; Pl. 3D) et des restes d'organismes indéterminables (restes d'organismes à corps mous (?), spongiaires (?), ...).

En conclusion, il est possible de distinguer deux associations benthiques reflétant l'oxygénation du milieu. Les graptolites, les échinoïdes et les bivalves («*paper pecten*») caractérisent des milieux dysaérobies alors que les brachiopodes («*Productus*») et les bryozoaires témoignent de conditions mieux oxygénées. Le «marbre noir» de Denée se range dans les gisements fossilifères par conservation, c'est-à-dire que les squelettes et les tests des organismes sont conservés dans leur intégralité. Seilacher *et al.* (1985) leur appliquent le terme de «obration deposits» et considèrent qu'un enfouissement rapide est l'un des facteurs principaux de préservation. De plus, ce processus permet de maintenir des conditions anoxiques dans le sédiment, ralentissant ainsi la désarticulation des tests et excluant d'éventuels prédateurs (Kidwell & Baumiller, 1989).

1.4. Ichnofossiles

Les ichnofossiles sont souvent les seules traces de vie observées sur le terrain. Il s'agit de pistes visibles à la surface des bancs, lisses ou possédant une ornementation annelée ou en forme de V et autrefois attribuées à des empreintes néréitiformes. L'absence d'ornementation pourrait résulter d'une préservation déficiente liée à la faible consistance du substrat. Fraaye & Werver (1990) auraient reconnu l'ichnogène *Cruziana* dans les collections de l'abbaye de Maredsous, mais ils ne donnent aucune information sur la provenance de ces fossiles, ni ne les figurent. Pour ma part, je n'ai pas vu de traces qui possèdent l'ornementation caractéristique de *Cruziana*. Parmi le matériel étudié, une empreinte lisse

et planispiralée (quelques centimètres de diamètre) est proche des *Spirodesmos* présents dans les faciès de type Culm. Les terriers sont fréquents dans les «gros bancs», tandis qu'ils le sont nettement moins dans les sédiments laminaires. L'absence de terriers dans de nombreux niveaux indique que les eaux baignant les fonds étaient anoxiques à dysoxiques ou que les sédiments étaient dépourvus d'oxygène directement sous l'interface eau-sédiment. Les faibles teneurs en oxygène n'ont parfois permis que le développement d'organismes à corps mou dont ces traces sont les seuls témoins. Un terrier appartenant à l'ichnogène *Zoophycos* s'est développé dans des sédiments laminaires (alternance de grainstones, packstones et wackestones). *Zoophycos* témoignerait, d'après Gaillard & Olivero (1993), d'une sédimentation irrégulière où les épisodes de dépôts qui fournissent la matière organique, seraient suivis d'assez longues périodes de dépôt faible ou nul, voire de légère érosion. Les *Zoophycos* tournaisiens de la région de Tournai se sont aussi développés dans des sédiments qui refléteraient des conditions dysoxiques (Gaillard *et al.*, 1999).

2. Coupes et microfaciès

2.1. Carrière Tanret-Debras à Salet (flanc nord)

Cette carrière (Fig. 4), à ciel ouvert avec une extension souterraine, a été remise en exploitation récemment (Mamet, 1964b; Overlau, 1966). Deux coupes ont été étudiées de part et d'autre de la Grande Veine qui correspond au niveau le plus épais de marbre noir. A l'instar de ce qui est observé de part et d'autre de la Grande Veine dans la route de Salet (Hance, 1988), les Archæidiscidae (foraminifères) sont plus nombreux et mieux diversifiés dans la coupe du flanc sud par rapport à ceux de la coupe du flanc nord. Les séquences de Mamet sont données à titre informatif en regard des logs (voir 4.).

2.1.1. Description

Le levé (Fig. 5) commence par un niveau de «marbre noir» de 3,5 m d'épaisseur surmontant un ensemble de calcaires massifs (2,4 m d'épaisseur) contenant quelques cherts (monoséquence 6).

banc 1a – 0,05 m: calcshales bruns à noirs, riches en débris de brachiopodes et de crinoïdes ainsi qu'en lithoclastes, provenant du remaniement des gros bancs sous-jacents.

bancs 1b à 26g – 3,45 m: alternance de bancs centimétriques à pluridécimétriques de calcaire gris clair à plus foncé (mais jamais noir!) avec des plaquettes de calcaire argileux brunâtre. Ces bancs sont dépourvus de macrofossiles, généralement laminaires et ont quelquefois leur sommet mamelonné. Un Archæidiscidae primitif (*Viseidiscus* sp.) a été identifié dans le banc 7.

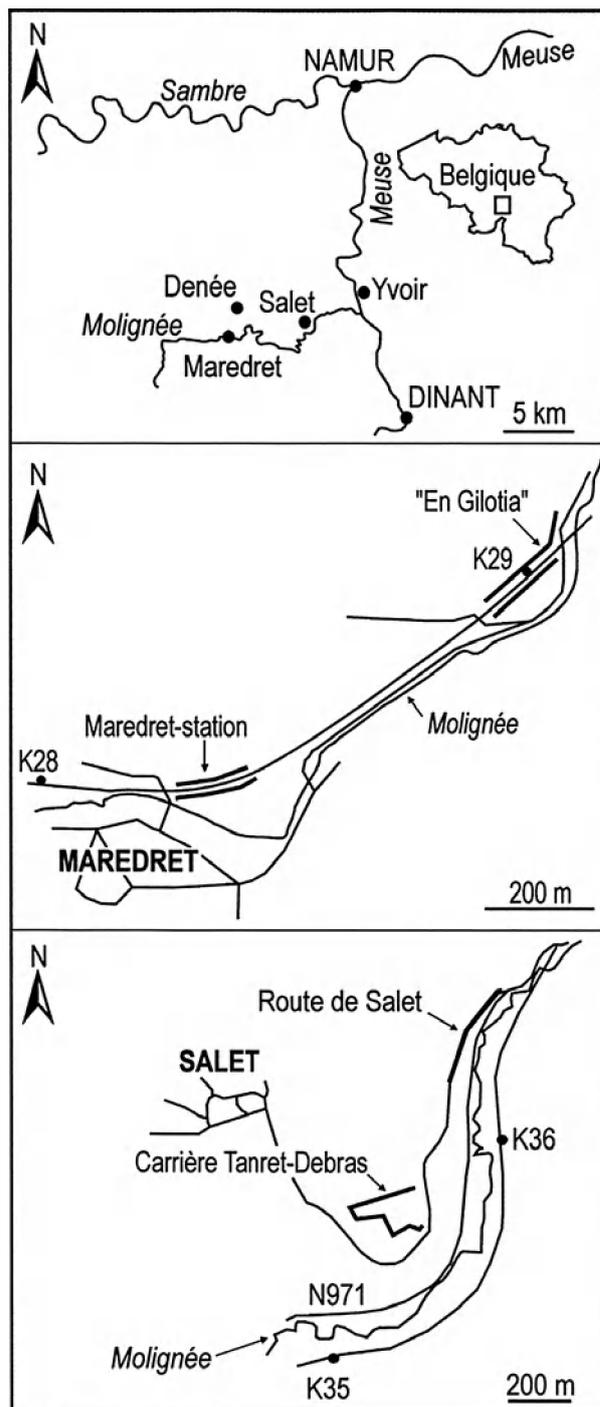


Figure 4. Localisation des coupes étudiées: Maredret-station, «En Gilotia» (Maredret), carrière Tanret-Debras (Salet) et route de Salet.

Figure 4. Location of the studied sections: Maredret-station, "En Gilotia" (Maredret), Tanret-Debras quarry and Salet road.

bancs 27a à 27g – 2,17 m: bancs pluridécimétriques de calcaire gris clair et fin dont la base est riche en crinoïdes et lithoclastes. Des terriers verticaux remplis de sparite ainsi que des petits gastéropodes ont été observés.

2.1.2. Microfaciès des niveaux de «marbre noir»

MF1a: *Mudstones à radiolaires et calcisphères* avec de rares débris d'ostracodes. Le sédiment est fréquemment recristallisé sous forme de microspar.

MF1b: *Mudstones* parfois finement laminaires et ne contenant que de très rares bioclastes.

MF2: *Micropackstones à packstones à bioclastes* (Pl. 1A). Les micropackstones sont presque totalement dépourvus de bioclastes déterminables, à part quelques moravaminides. Les packstones contiennent des péloïdes, des calcisphères, des échinodermes, des brachiopodes, des foraminifères, des moravaminides et des radiolaires.

MF3a: *Packstones-grainstones à péloïdes et calcisphères* (Pl. 2B), souvent laminaires, renfermant des foraminifères, des ostracodes, des crinoïdes, des bryozoaires, des brachiopodes, des moravaminides, des algues (*Girvanella* et *Koninckopora*) et de rares lithoclastes.

MF3b: *Grainstones à péloïdes et calcisphères* (Pl. 1C-D) généralement bien triés. Les constituants sont identiques à ceux du MF3a, mais les foraminifères sont plus abondants et plus diversifiés. De plus, ce microfaciès comprend d'autres dasycladacées (cf. *Atractyliopsis*) ainsi que des éponges éparses. Les laminations obliques ne sont pas rares.

MF3c: *Rudstones à péloïdes, calcisphères et lithoclastes* (Pl. 2A): il diffère surtout du précédent par la présence de lithoclastes (mudstone-wackestone à bioclastes); des hétérocoralliaires sont également présents (*Hexaphyllia* sp. et *Heterophyllia* sp.).

MF4a: *Mudstones, wackestones et (micro)packstones laminaires alternant avec des niveaux de grainstones à péloïdes et calcisphères* (Pl. 2B): les grainstones appartiennent au MF3b, bien que les constituants organiques soient moins diversifiés et de taille restreinte. Les mudstones se rangent dans les subdivisions du MF1, tandis que les (micro)packstones sont du type MF2. Les crachées sont quelquefois d'épaisseur minime et leur partie inférieure n'est pas toujours plane; de plus elles possèdent parfois une allure lenticulaire. Des bioturbations sont présentes.

MF4b: *Mudstones, wackestones et (micro)packstones laminaires*: il se différencie du MF4a par l'absence de crachées de grainstone du type MF3b.

MF5: *Dolomies interstratifiées* (Pl. 2D). Les cristaux de dolomite (parfois totalement calcitisés), dont la taille est comprise entre 30 et 70 μm , se rangent suivant la classification de Sibley & Gregg (1987) dans les

types *planar-e* (euhedral) et *planar-s* (subhedral). Ils sont blanchâtres et non zonés. Dans certains niveaux, les cristaux sont supportés par une matrice argileuse. Des mudstones (MF1a) et des packstones-grainstones (MF3a) accompagnent les horizons dolomitiques et sont modérément dolomitisés. Les framboïdes et les cubes de pyrite sont abondants.

2.1.3. Microfaciès des «gros bancs»

MF3c: *Rudstones à péloïdes, calcisphères et lithoclastes*.

MF6: *Wackestones à packstones à faune variée* (Pl. 3A-B). Les bioclastes sont abondants et sont représentés par des trilobites, des ostracodes, des bryozoaires, des échinodermes, des gastéropodes, des foraminifères (*Tetrataxis* principalement et associés parfois à *Eotextularia diversa*), des péloïdes et des lithoclastes. A ces constituants les plus fréquents, s'ajoutent des spicules d'éponge, des algues (Rhodophyceae (?) cf. pl. 1, fig. 4 in Hance (1988) et *Globochaete* sp.), *Rectangulina*, des brachiopodes, des calcisphères, des céphalopodes, des rugueux (*Cyathaxonia* sp.) et de possibles rostroconches. Les bioturbations sont communes ainsi que les lithoclastes (boulettes de boues). Certains bioclastes et lithoclastes sont encroûtés.

2.2. Carrière Tanret-Debras (flanc sud)

2.2.1. Description

La coupe (Fig. 5) commence environ 21 m au-dessus du dernier banc de la coupe du flanc nord (banc 27g).

banc 28 – 1,67 m: calcaire massif gris clair et bioturbé avec quelques gastéropodes de dimensions réduites.

bancs 29 à 56 – 3 m: bancs centimétriques à décimétriques de calcaire gris foncé. Deux niveaux ont livré des macrofossiles (bancs 46 et 48), principalement des débris de «*Productus*» associés à des bryozoaires dont des Fenestellidae auxquels s'ajoutent des fragments de rugueux solitaires. Les Archæodiscidae suivants ont été déterminés : *Glomodiscus* sp. (bancs 29 et 32) et *Uralodiscus* sp. (bancs 32 et 33a).

banc 57 – 0,33 m: calcaire massif gris clair.

banc 58 – 0,02 m: niveau argileux rougeâtre.

bancs 59a à 72 – 1,11 m: alternance de bancs centimétriques à décimétriques de calcaire gris clair à gris foncé possédant parfois une allure lenticulaire.

2.2.1. Microfaciès

Des 10 microfaciès reconnus au flanc sud, seul le microfaciès 5 n'a pas été observé.

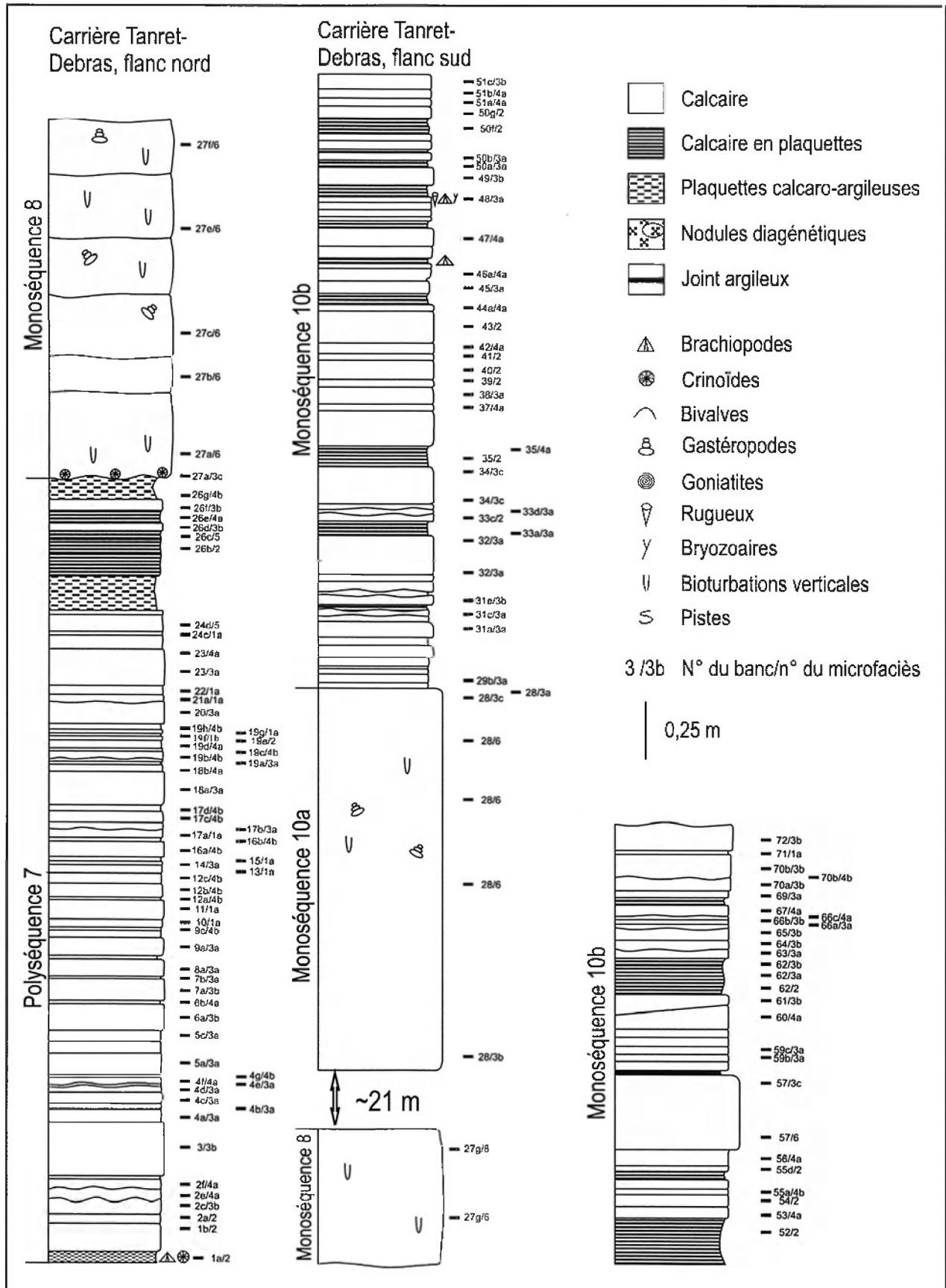


Figure 5. Colonnes lithologiques et microfaciès de la carrière Tanret-Debras (Salet).

Figure 5. Lithological logs and microfacies of the Tanret-Debras quarry (Salet).

2.3. *Maredret, lieu-dit «En Gilotia»*

2.3.1. Description

La coupe (Mamet, 1964b; Groessens *in* Dupuis *et al.*, 1993) est située dans la tranchée d'une voie ferrée désaffectée à 700 m au nord-est de l'ancienne station de Maredret (Fig. 4). Le levé a été réalisé dans le flanc sud-est de la tranchée au niveau d'une petite exploitation souterraine (Fig. 6). A cet endroit, les calcaires sont typiquement des «marbres noirs» et sont nettement plus fins que dans les coupes décrites à Salet. Aucune corrélation n'a pu être établie avec le stratotype de la Formation de la Molinee sur base des foraminifères.

bancs 1 à 22 – 2,65 m: alternance de bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de calcaire noir laminaire et de plaquettes de calcaire argileux noir. Les bancs 21b et 22b ont livré des goniatites aplaties et des pistes horizontales sinueuses avec ou sans ornementation. Ces bancs ont été autrefois exploités de manière souterraine.

bancs 23 à 24 – 1,10 m: bancs pluridécimétriques de calcaire gris foncé et bioturbé verticalement.

2.3.2. Microfaciès

Les microfaciès 2, 3a, 4a, 4b, 6 ont été reconnus auxquels, mais également un nouveau:

MF4c: *Mudstones à (micro)packstones laminaires à radiolaires* (Pl. 2C). Ce microfaciès présente un caractère microséquentiel avec une microséquence virtuelle qui s'organise de la manière suivante: une lamine noirâtre de (micro)packstone à radiolaires est surmontée par une lamine d'épaisseur variable montrant une transition depuis des wackestones jusqu'à des mudstones qui peuvent être totalement dépourvus de bioclastes. Des foraminifères se rencontrent très rarement dans la lamine basale et accompagnent ainsi les radiolaires.

2.4. *Maredret, tranchée de la station*

2.4.1. Description

La coupe (Mamet, 1964b) est située dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée à l'est immédiat de l'ancienne station de Maredret (Fig. 4). Le levé (Fig. 6) s'est effectué à l'extrémité orientale du flanc nord suite à la découverte fortuite d'un paléchinide (Pl. 4C) bien conservé dans la paroi sud qui est dégradée à ce niveau (banc 12). Aucune corrélation biostratigraphique n'a pu être établie avec d'autres coupes.

banc 1 – 2 m: calcaire gris foncé massif et bioturbé.

banc 2 à 11 – 2,05 m: alternance de bancs centimétriques (plaquettes) à décimétriques de calcaires noirs parfois argileux.

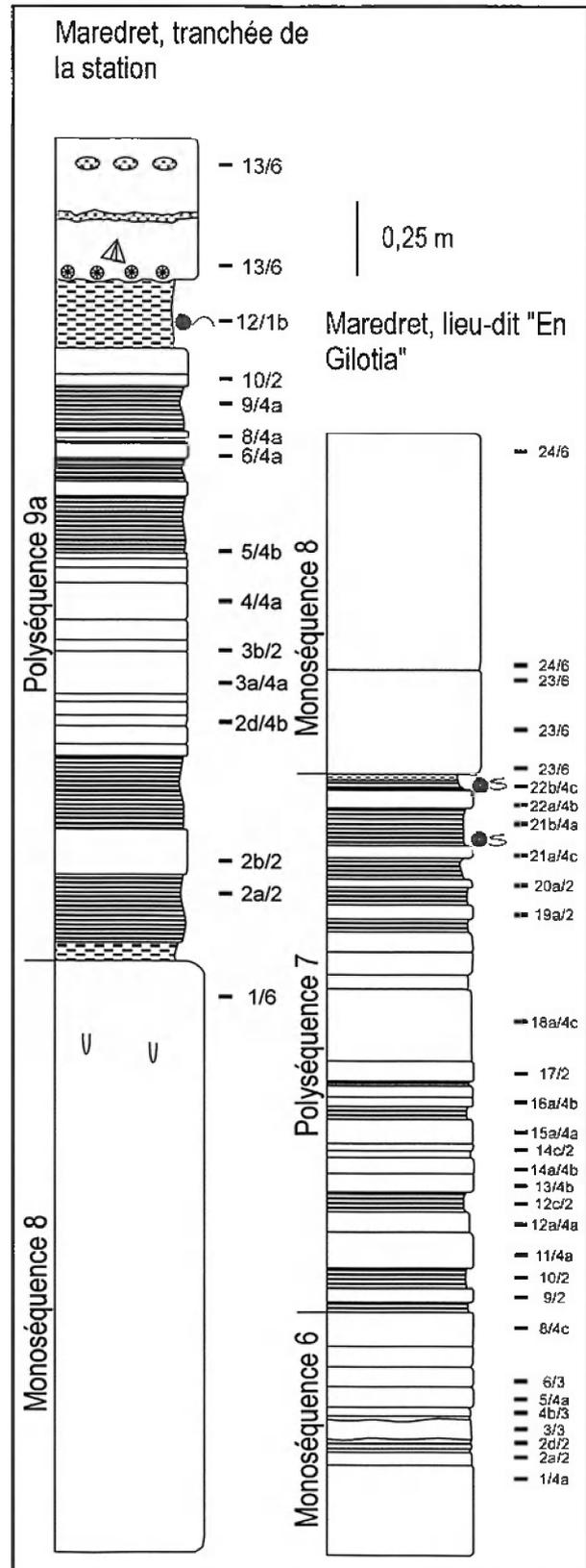


Figure 6. Colonnes lithologiques et microfaciès des coupes de Maredret-station et «En Gilotia» (Maredret).

Figure 6. Lithological logs and microfacies of Maredret-station and "En Gilotia"(Maredret) sections.

banc 12 – 0,23 m : plaquettes de calcaire argileux, brun et finement laminaire, au sein desquelles des goniatites aplaties, des bivalves («paper pectens») et des pistes horizontales lisses ont été récoltés.

banc 13 – 0,47 m: calcaire gris massif et fossilifère (crinoïdes et «*Productus*»). Un horizon continu de calcite pseudomorphe d'«évaporite» est présent à mi-hauteur. D'après Groessens (*in Dupuis et al.*, 1993) citant une étude de Rouchy en cours à l'époque, il s'agirait peut-être d'halite de diagenèse précoce. D'autres pseudomorphoses de nature identique sont disséminées dans la partie sommitale du banc.

2.4.2. Microfaciès

Les microfaciès 1b, 2, 4a, 4b et 6 ont été reconnus.

2.5. Interprétation des microfaciès

L'étude d'une centaine de lames minces a permis de définir onze microfaciès assez monotones. Ils sont placés dans deux classes différentes (Tableau 1).

Microfaciès des niveaux de «marbre noir»	
M F1a	Mudstones à radiolaires et calcisphères
M F1b	Mudstones et mudstones argileux
M F2	Micropackstones à packstones à bioclastes
M F3a	Packstones-grainstones à péloïdes et calcisphères
M F3b	Grainstones à péloïdes et calcisphères
M F3c	Rudstones à péloïdes, calcisphères et lithoclastes
M F4a	Mudstones, wackestones et (micro)packstones laminaires alternant avec des niveaux de grainstones à péloïdes et calcisphères
M F4b	Mudstones, wackestones et (micro)packstones laminaires
M F4c	Mudstones à (micro)packstones laminaires à radiolaires
M F5	Dolomies interstratifiées
Microfaciès des «gros bancs»	
M F3c	Rudstones à péloïdes, calcisphères et lithoclastes
M F6	Wackestones à packstones à faune variée

Tableau 1. Synthèse des microfaciès de la Formation de la Molinee.

Table 1. Synthesis of microfacies of the Molinee Formation.

Les microfaciès 1a et 1b représentent le bruit de fond sédimentaire d'un milieu abrité, peu oxygéné, dont les constituants sont essentiellement planctoniques. Les microfaciès 3a, 3b et 3c témoignent d'arrivées brusques de sédiments allochtones en provenance de zones moins profondes situées dans la zone photique (bord septentrional de l'ASD et monticules micritiques waulsortiens) qui viennent s'épancher sur les fonds vraisemblablement sous forme de turbidites de faible densité. Les critères de terrain sont tenus pour étayer cette hypothèse, mais il existait des courants suffisamment puissants pour apporter des débris d'organismes (coraux en provenance de la plate-forme externe, coquilles brisées de mollusques de grande taille (Pl. 4A), ...). Les grainstones sont souvent formés presque exclusivement de calcisphères et de péloïdes auxquels s'ajoutent accessoirement des foraminifères pluriloculaires, des fragments algaires et d'autres allochèmes tous de taille plus ou moins équivalente. Le fait que les bioclastes soient très bien triés et de taille réduite indiquerait que les éléments de taille plus importante se seraient déposés plus en amont suite à la diminution progressive de la puissance des courants. Les (micro)packstones (MF2) sont interprétés comme des équivalents distaux des grainstones. Les microfaciès 4a, 4b et 4c sont laminaires et traduisent également un milieu faiblement oxygéné. Le microfaciès 5 est probablement d'origine diagénétique. Les cristaux de dolomite auraient pris naissance dans des horizons argileux via un processus de pression-dissolution (Wanless, 1979) car les contacts entre les niveaux dolomités et les autres sont soulignés par des microstylolithes. De plus, ces passées dolomitiques contiennent de nombreuses traces noirâtres qui sont probablement des résidus insolubles engendrés par la formation de ces microstylolithes. Les cristaux ne sont pas ferrifères sur base de l'analyse à la cathodoluminescence car leur coloration rouge terne implique que la teneur en Fe (Fe^{2+} ou Fe^{3+}) doit être minimale puisque une teneur supérieure à 1,5 % entraîne une inhibition totale du phénomène de luminescence de la dolomite (AMEUX, 1982). Le microfaciès 6 est caractérisé par une importante bioturbation ainsi que par l'association fréquente trilobites-bryozoaires-gastéropodes caractérisant l'étage des détritivores et des suspensivores. Il s'agit de dépôts à caractère profond, mais oxygénés qui tranchent fortement avec les microfaciès laminaires du «marbre noir» proprement dit.

3. Essai de reconstitution du paléoenvironnement de la région de Denée

3.1. Origine des conditions anoxiques et dysoxiques

Dans les bassins anoxiques actuels, la stagnation est produite par une stratification de densité des eaux qui isole l'eau du fond de l'oxygène atmosphérique, et

par des seuils qui empêchent les échanges latéraux en profondeur avec des eaux océaniques oxygénées. Dans le cas de la Mer Noire, qui est le plus grand bassin anoxique actuel dont le seuil de connection avec la Méditerranée est situé à 35 m sous la surface (Middelburg *et al.*, 1991), la limite entre les eaux oxygénées et les eaux anoxiques est située entre 100 et 150 m de profondeur (Murray *et al.*, 1989). Oschmann (1991) signale que la stratification des eaux est un caractère relativement stable. C'est ainsi qu'après le passage d'une tempête, voire d'un ouragan, la stratification des eaux entraînant de l'anoxie sur les fonds se remet en place quelques jours seulement après l'événement perturbateur. Parfois le remaniement des sédiments anoxiques libère de l' H_2S qui rend le milieu encore plus toxique que précédemment. De plus, la nature retrainte de ce type de bassins les rend sensibles aux variations eustatiques (Middelburg *et al.*, 1991).

Dans le cas du «marbre noir» de Denée, ce sont les mud mounds waulsortiens qui auraient joué à certaines périodes, le rôle d'un seuil non continu, entravant ainsi la circulation des eaux profondes et isolant de la mer ouverte un lagon résiduel relativement profond. Ils se rencontrent en «bordure» sud de l'ASD, mais aussi dans la partie centrale où ceux-ci sont nettement plus nombreux que ne le laissaient croire les anciennes cartes géologiques de la région.

3.2. Stratigraphie séquentielle

L'alternance de faciès laminaires («marbre noir») et de faciès bioturbés («gros bancs») revêt un caractère séquentiel. Les contacts entre ces lithotypes sont toujours tranchés et parfois érosifs. L'interprétation bathymétrique de ces faciès n'est pas évidente. La solution à ce problème passe par l'étude des formations latérales à la Formation de la Molignée. Il faut se déplacer vers le nord de l'ASD où des sédiments ont mieux enregistré les

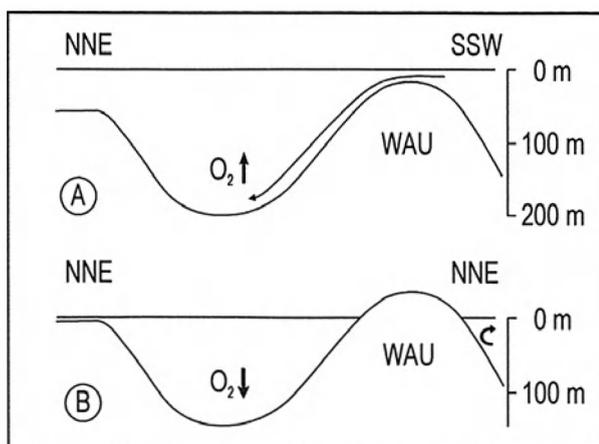


Figure 7. Modèle schématique de la paléobathymétrie durant le faciès des «gros bancs» (A) et le faciès «marbre noir» (B). WAW = monticule micritique waulsortien.

Figure 7. Schematic model of the paleobathymetry during the «thick beds» facies (A) and «black marble» facies (B). WAW = Waulsortian mudmound.

échos de la plate-forme toute proche. C'est le cas dans la partie inférieure de la Formation de Sovet, constituée principalement de packstones à moravamminides, et où s'intercalent des niveaux à grosses oïdes brisées et micritisées. Sa partie supérieure comprend des gros bancs de dolomie surmontés par des packstones et des grainstones appartenant au Membre de Braibant (Hance *et al.*, 2001). Les Formations de Sovet [excepté sa base (sommet de la séquence 4)] et de la Molignée [excepté le «marbre noir» de Dinant (séquence 6)] ont été placées par Hance *et al.* (2001) dans leur cinquième séquence de troisième ordre. Cette séquence a une faible amplitude bathymétrique puisqu'elle est en lacune dans l'est de l'ASC, l'aire de sédimentation de Namur, celle du sud de l'Avesnois et dans le Boulonnais.

Les Formations de Sovet et de la Molignée surmontent la Formation de Leffe sous-jacente (Fig. 3). Le microfaciès des «gros bancs» présents dans la Formation de la Molignée rappelle celui de la Formation de Leffe (Noël *in* Groessens & Noël, 1975) bien que les clastes encroûtés et les oncoïdes y soient nettement moins nombreux voire absents. Les faunes contenues dans ce microfaciès caractérisent un environnement profond. Dans les zones où s'est développée la Formation de Sovet, ce microfaciès n'existe plus car la profondeur n'était pas suffisante pour qu'il se perpétue au-delà de la Formation de Leffe. Par conséquent, les «gros bancs» témoigneraient de conditions plus profondes que le faciès «marbre noir».

Ainsi les «gros bancs» se formaient lorsque le niveau eustatique est au plus haut, c'est-à-dire lorsque l'effet de seuil des monticules micritiques waulsortiens est moins important et permet un brassage des eaux via les passes existant entre les différents récifs. Par contre, le faciès «marbre noir» se développerait lorsque le niveau eustatique est moindre (bas-niveau et cortège transgressif) et que l'effet de seuil fonctionne pleinement. En raison des conditions de profondeur qui sont requises pour le développement de l'anoxie dans les bassins confinés actuels, le faciès «marbre noir» se développerait entre 100 et 150 m de profondeur, tandis que la profondeur de formation des «gros bancs» aurait été comprise entre 150 et 200 m (Fig. 7). Cette dernière estimation s'appuie sur la présence de *Tetrataxis* dans les «gros bancs», qui indiquerait des profondeurs inférieures à 200 m selon Lees (1997), ainsi que sur la reconstitution du Bassin de Namur-Dinant de Hance *et al.* (2001). Ces paraséquences sont donc bathydécroissantes avec à leur base, les gros bancs et à leur sommet, le faciès «marbre noir».

Sur cette base, la Formation de la Molignée a été subdivisée en 14 séquences bathydécroissantes (Fig. 8) dans la coupe de la route de Salet (Conil, 1967; Hance, 1988). La première séquence débute au sommet de la Formation de Leffe. Ces subdivisions séquentielles traduisant des variations eustatiques sont différentes des monoséquences et polyséquences définies par

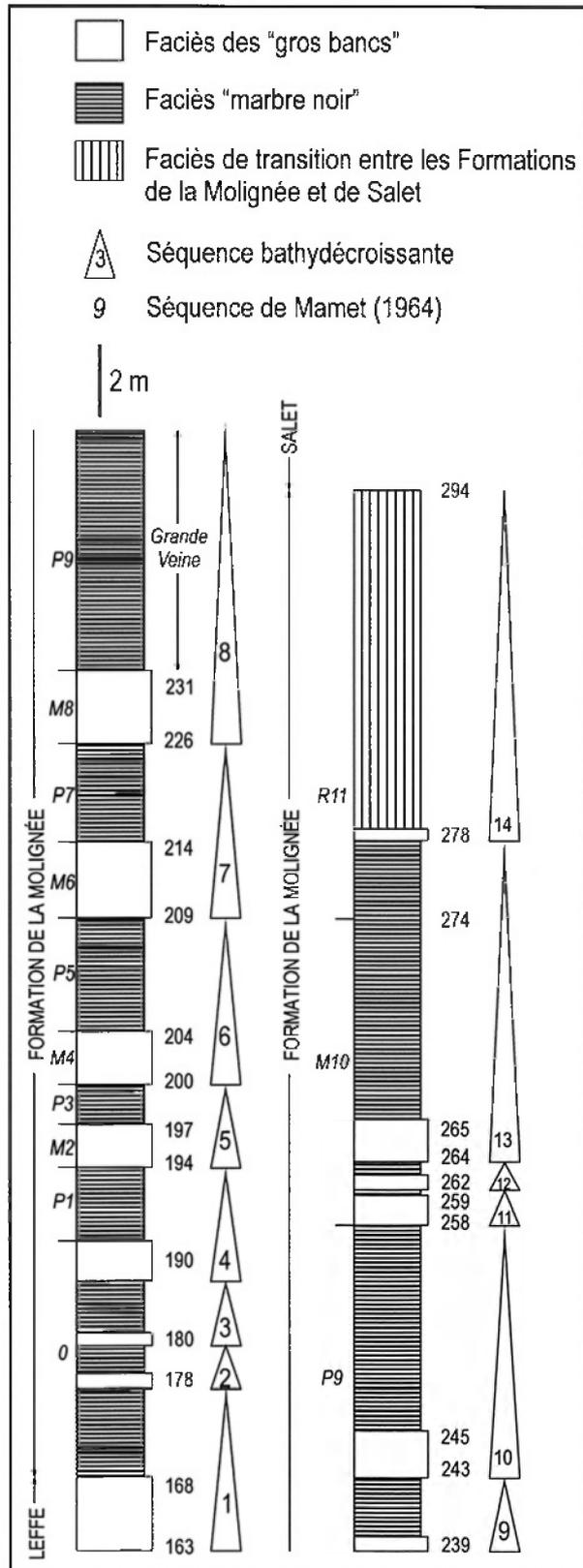


Figure 8. Colonne lithologique schématique de la coupe de la route de Salet (stratotype de la Formation de la Molignée) avec distribution des séquences bathydécroissantes [d'après Overlau (1966) et Hance (1988)]. M = monoséquence ; P = polyséquence ; R = rythme.

Figure 8. Schematic lithological log of the Salet road section (stratotype of the Molignée Formation) with distribution of shallowing upward sequences [after Overlau (1966) and Hance (1988)]. M = monosequence ; P = polysequence ; R = rhythm.

Mamet (1964a) puisque ces dernières sont en fait des successions de bancs à faciès déterminés et n'ont aucune valeur bathymétrique. Dans le cas du stratotype de la Formation de la Molignée, à titre de comparaison, il apparaît que certaines séquences bathydécroissantes comprennent à leur base une monoséquence et à leur sommet une polyséquence. Le cortège transgressif de la séquence 5 débute au sommet de la Formation de Leffe et se termine au sommet du banc 231 (dernier niveau aussi épais du faciès des «gros bancs») où se situerait la surface d'inondation maximale. Juste au-dessus vient la Grande Veine qui marque le plein développement du faciès «marbre noir». Au-delà de cette dernière, les deux faciès caractéristiques s'estompent peu à peu au fur et à mesure que cette partie de l'ASD est comblée par le shelf progradant ; le faciès «marbre noir» disparaît dans l'intervalle compris entre les bancs 274 et 277, tandis que celui des «gros bancs» apparaît pour la dernière fois au niveau du banc 278. Les bancs 279 et 294 marquent la transition entre la Formation de la Molignée et celle de Salet sus-jacente. Il s'agit de packstones-grainstones à péloïdes, calcisphères et moravaminides avec quelques niveaux de wackestones. Le sommet de la Formation de la Molignée est dolomitique ; ces dolomies sont remaniées à la base de la Formation de Salet (séquence 6 de Hance *et al.*, 2001).

4. Conclusions

Le «marbre noir» de Denée (Formation de la Molignée, Viséen inférieur) se range dans les «conservation-Lagerstätten» et plus spécifiquement dans les dépôts d'ensevelissement brutal [«obration deposits» de Seilacher *et al.* (1985)]. Une sédimentation rapide de type turbiditique avec effet asphyxiant conjuguée à l'oxygénation déficiente des fonds a favorisé la conservation exceptionnelle des fossiles en inhibant le développement des organismes nécrophages et saprophages, ce qui a permis la préservation des couches qui les ont recouverts. Ceux-ci sont en grande partie autochtones et appartiennent majoritairement à l'épibenthos. Parmi ce dernier, l'association graptolites-échinoides-bivalves est diagnostique d'un milieu peu oxygéné (conditions dysoxiques). Les autres organismes épibenthiques se développaient lorsque la teneur en oxygène était plus élevée.

L'anoxie et la dysoxie sont la conséquence de la présence de monticules micritiques waulsortiens qui, lorsque le niveau eustatique était bas, isolaient un lagon résiduel profond en agissant comme un seuil non continu qui diminuait de manière drastique la circulation marine. C'est durant ces phases que le faciès «marbre noir» se développait. Lorsque le niveau marin était plus élevé, les mud mounds ne jouaient plus le rôle de seuil, la circulation marine reprenant alors son cours normal via les passes qui les séparent. Les fonds redevenaient oxygénés et voyaient le développement du faciès des «gros bancs» proche de celui de Leffe. La Formation

de la Molignée peut être divisée en 14 paraséquences bathydécroissantes, du moins dans son stratotype.

La Formation de la Molignée représente le cortège transgressif et de haut-niveau de la séquence 5 de Hance *et al.* (2001). Au-delà de la Grande Veine, les faciès caractéristiques de la formation («gros bancs» et «marbre noir») s'estompent graduellement au fur et à mesure du comblement de cette région de l'ASD par le shelf progradant.

Des études futures devraient permettre de mieux comprendre les relations et les similitudes existant entre les «marbres noirs» de Denée et de Dinant. De plus, il serait également nécessaire de repérer, dans les coupes de la région de Denée, des niveaux à foraminifères afin de corrélérer biostratigraphiquement ces affleurements avec le stratotype de la Formation de la Molignée à Salet; on pourrait ainsi vérifier la distribution des paraséquences sur toute l'étendue de la zone comprise entre Denée et Salet.

5. Remerciements

E. Poty a suivi de près l'élaboration de ce travail et m'a apporté ses encouragements. Les foraminifères et les végétaux ont été déterminés respectivement par L. Hance et M. Fairon-Demaret. P. Van Genabeek m'a permis d'étudier les spécimens conservés au Centre Grégoire Fournier de Maredsous. L. Hance et B. Mamet ont relu et commenté le manuscrit. Qu'ils veuillent bien trouver ici l'expression de ma sincère gratitude.

6. Référence

ALLISON, P. E., WIGNALL, P. B. & BRETT, C. E., 1995. Palaeo-oxygenation: effects and recognition. In BOSENCE, D. W. J. & ALLISON, P. E. (eds.), *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils. Geological Society Special Publication*, 83: 97-112.

AMIEUX, P., 1982. La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, 6 (2): 437-483.

BRETT, C. E., MOFFAT, H. A. & TAYLOR, W. L., 1997. Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten. In WATERS, J. A. & MAPLES, C. G. (eds.), *Geobiology of Echinoderms. Paleontological Society Papers*, 3: 147-190.

CHAPMAN, A. J., RICKARDS, R. B. & GRAYSON, R. F., 1993. The Carboniferous dendroid graptolites of Britain and Ireland. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 49 (4): 295-319.

CONIL, R., 1967. Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 90 (4): B413-429.

DORLODOT, H. (de), 1911. Sur les conditions de dépôt des Marbres noirs dinantiens et des sapropélites marines

en général. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 25: 146-155.

DELÉPINE, G., 1928. Les Brachiopodes du Marbre noir de Dinant (Viséen inférieur). *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 37: 1-39.

DELÉPINE, G., 1940. Les Goniatites du Dinantien de la Belgique. *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 91: 1-91.

DEMANET, F., 1929. Les Lamellibranches du Marbre noir de Dinant. *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 40: 1-80.

DUPUIS, C., CHARLET, J. M., DEMARET, M., GROESSENS, E., HENNEBERT, M., LOUWYE, S., VAN GROOTEL, G., VERNIERS, J., NICAISE, D. & VERGARI, A., 1993. Aspects méconnus et nouveaux du Bassin de Mons et de son soubassement. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 30 (3): 7-54.

FOURNIER, G. & PRUVOST, P., 1928. Description des Poissons Elasmobranches du Marbre noir de Denée. *Mémoires de la Société géologique du Nord*, 9 (2): 1-21.

FRAAYE, R. H. B. & WERVER, O. P., 1990. Trace fossils and their environmental significance in Dinantian carbonates of Belgium. *Paläontologische Zeitschrift*, 64 (3/4): 367-377.

FRAIPONT, J., 1904. Echinodermes du Marbre noir de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, Mémoires in-4°, 2: 5-21.

GAILLARD, C. & OLIVERO, D., 1993. Interprétation paléocéologique nouvelle de *Zoophycos* MASSALONGO, 1855. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316 (2): 823-830.

GAILLARD, C., HENNEBERT, M. & OLIVERO, D., 1999. Lower Carboniferous *Zoophycos* from the Tournai area (Belgium): environmental and ethologic significance. *Geobios*, 32 (4): 513-524.

GROESSENS, E. & NOËL, B., 1975. Etude litho- et biostratigraphique du Rocher du Bastion et du Rocher Bayard à Dinant. International Symposium on Belgian micropaleontological limits from Emsian to Viséan, Namur 1974, Geological Survey of Belgium, Publication n°15: 1-17.

HANCE, L., 1988. Le Moliniacien du Synclinorium de Dinant (Belgique) depuis la région dinantaise jusqu'à la vallée de l'Ourthe. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 34: 1-90.

HANCE, L., POTY, E. & DEVUYST F.-X., 2001. Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bulletin de la Société géologique de France*, 172 (4): 411-426.

HÄNTZSCHEL, W., 1970. Star-like trace fossils. In CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (eds.), *Trace fossils. Geological Journal, Special Issue*, 3: 201-214.

HARRINGTON, B. J. & MOORE, R. C., 1956. Medusae incertae sedis and unrecognizable forms. In MOORE, R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part

- F, Coelenterata. Geological Society of America and Kansas University Press, New York and Lawrence, Kansas: F153-F161.
- JACKSON, R. T., 1929. Palaeozoic Echini of Belgium. *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 38: 1-74.
- KAISIN, F., 1935. Le faciès «Marbre noir» dans le Paléozoïque de Belgique (du Dévonien moyen au Dinantien supérieur). *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 8: 81-131.
- KIDWELL, S. M. & BAUMILLER, T., 1989. Experimental disintegration of regular echinoids: roles of temperature, oxygen, and decay thresholds. *Paleobiology*, 16: 247-271.
- KIER, P. M., 1966. Noncidaroid Paleozoic Echinoids. In MOORE, R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part U: Echinodermata*. Geological Society of America and Kansas University Press, New York and Lawrence, Kansas: U298-U312.
- LEES, A., 1997. Biostratigraphy, sedimentology and palaeobathymetry of Waulsortian buildups and peri-Waulsortian rocks during the late Tournaisian regression, Dinant area, Belgium. *Geological Journal*, 32: 1-36.
- MAMET, B., 1964a. Sédimentation des faciès «marbres noirs» de la Belgique et du nord de la France. In VAN STRAATEN, L. M. J. U. (ed.), *Deltaic and Shallow Marine Deposits. Developments in Sedimentology*, 1: 264-268.
- MAMET, B., 1964b. Sédimentologie des faciès «Marbres noirs» du Paléozoïque franco-belge. *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 151: 1-131.
- MEYER, D. L., 1971. Post-mortem disintegration of Recent crinoids and ophiuroids under natural conditions. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 3: 645-646.
- MEYER, D. L. & MEYER, K. B., 1986. Biostratigraphy of Recent crinoids (Echinodermata) at Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia. *Palaios*, 1: 294-302.
- MIDDELBURG, J. J., CALVERT, S. E. & KARLIN, R., 1991. Organic-rich transitional facies in silled basins: response to sea-level change. *Geology*, 19: 679-682.
- MURRAY, J. W., JANNASCH, H. W., HONJO, S., ANDERSON, R. F., REEBURGH, W. S., TOP, Z., FRIEDERICH, G. E., CODISPOTI, L. A. & IZDAR, E., 1989. Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black Sea. *Nature*, 338: 411-413.
- POTY, E., HANCE, L., LEES, A. & HENNEBERT, M., 2002. Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). In Bultynck, P. & Dejonghe, L. (eds.), *Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium. Geologica Belgica*, 4 (1-2): 69-94.
- OSCHMANN, W., 1991. Anaerobic-poikiloaerobic-aerobic: a new facies zonation for modern and ancient neritic redox facies. In EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 565-571.
- OVERLAU, P., 1966. La sédimentation viséenne dans l'Ouest du Hainaut belge. *Thèse de doctorat, Université de Louvain* (inédit), 130 pp.
- SCHÄFER, W., 1972. Ecology and Palaeoecology of Marine environments. University of Chicago Press, Chicago, 568 pp.
- SEILACHER, A., REIF, W. E. & WETSPHAL, F., 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil-Lagerstätten. In WHITTINGTON H. B. & CONWAY MORRIS, S. (eds.), *Extraordinary biotas: their ecological and evolutionary significance. Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 311: 5-23.
- SIBLEY, D. C. & GREGG, J. M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (6): 967-975.
- SOREIL, G., 1895. Note sur la faune du marbre noir de Denée. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 22: 77-81.
- UBAGHS, G., 1941. Les Graptolithes dendroïdes du Marbre noir de Denée (Viséen inférieur). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 17 (2): 1-30.
- VAN STRAELEN, V., 1926. Sur les premiers restes de Méduses trouvés dans le Calcaire carbonifère de la Belgique. *Bulletin de la Classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique*, 12: 952-956.
- WANLESS, H. R., 1979. Limestone response to stress : pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (2): 437-462.

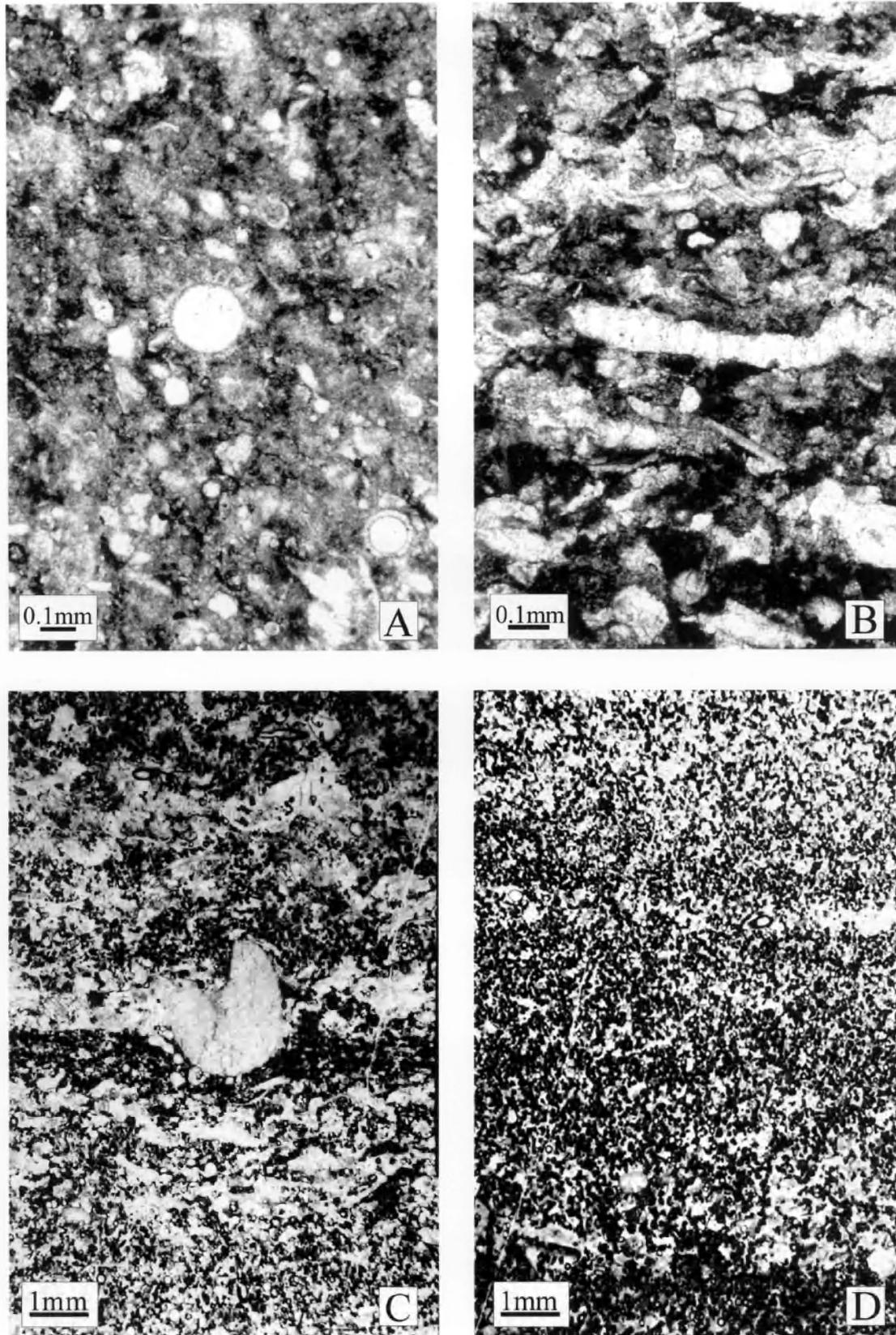


Planche 1 : **A.** Packstone à péloïdes, calcisphères et radiolaires (MF2), «En Gilotia» (banc 19a). / **A.** Packstone with peloids, calcispherids and radiolarians (MF2), “En Gilotia” (bed 19a). – **B.** Packstone-grainstone à péloïdes et moravamminides (MF3a), carrière Tanret-Debras (banc 5c). / **B.** Packstone-grainstone with peloids and moravamminides (MF3a), Tanret-Debras quarry (bed 5c). – **C.** Grainstone à péloïdes, calcisphères, foraminifères et crinoïdes (MF3b), carrière Tanret-Debras (banc 49). / **C.** Grainstone with peloids, calcispherids, foraminiferans and crinoids (MF3b), Tanret-Debras quarry (bed 49). – **D.** Grainstone laminaire à péloïdes et calcisphères (MF3b), carrière Tanret-Debras (banc 49). / **D.** Laminated grainstone with peloids and calcispherids (MF3b), Tanret-Debras quarry (bed 49).

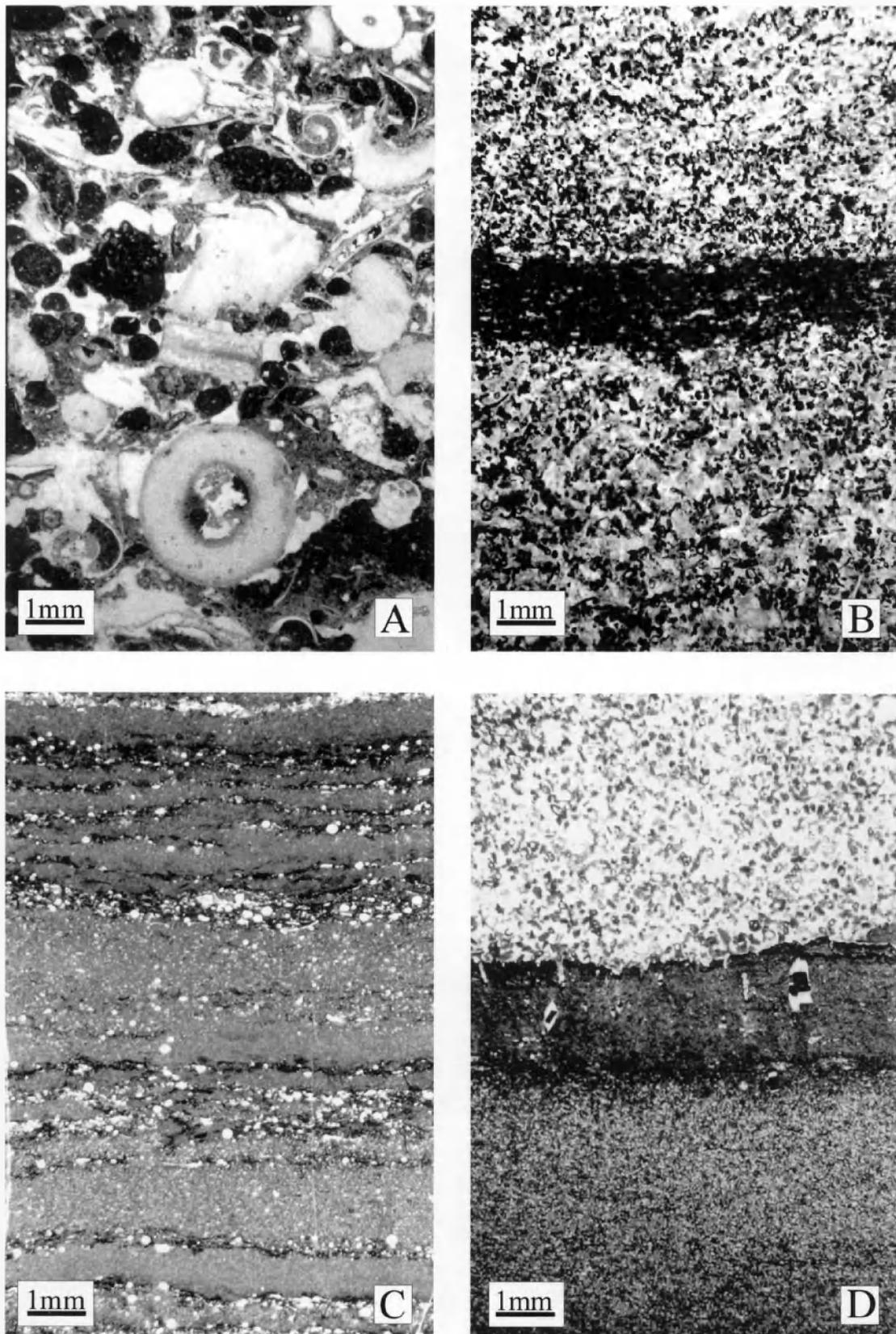


Planche 2 : A. Rudstone à échinodermes, lithoclastes, bryozoaires, gastéropodes et péloïdes (MF3c), carrière Tanret-Debras (banc 27a). / A. Rudstone with echinoderms, lithoclasts, bryozoans, gastropods and peloids (MF3c), Tanret-Debras quarry (bed 27a). – B. Grainstone à péloïdes et calcisphères; packstone à bioclastes (MF4a), carrière Tanret-Debras (banc 2e). / B. Grainstone with peloids and calcispheroids; packstone with bioclasts (MF4a), Tanret-Debras quarry (bed 2e). – C. Alternance de mudstone, wackestone et packstone à radiolaires (MF4c), «En Gilotia» (banc 8a). / C. Alternance of mudstone, wackestone and packstone with radiolarians (MF4c), “En Gilotia” (bed 8a). – D. Mudstone argileux partiellement dolomitisé et séparé par un microstylolithe d’un grainstone à péloïdes et calcisphères (MF5), carrière Tanret-Debras (la Grande Veine). / D. Argillaceous mudstone partially dolomitised and separated by a microstylolite of a grainstone with peloids and calcispheroids (MF5), Tanret-Debras quarry (la Grande Veine).

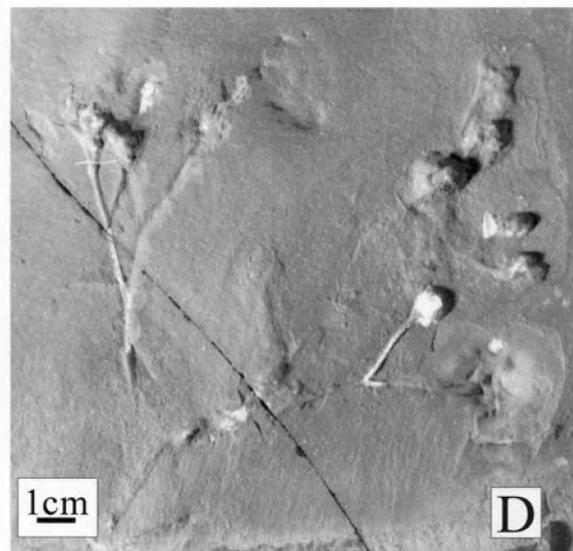
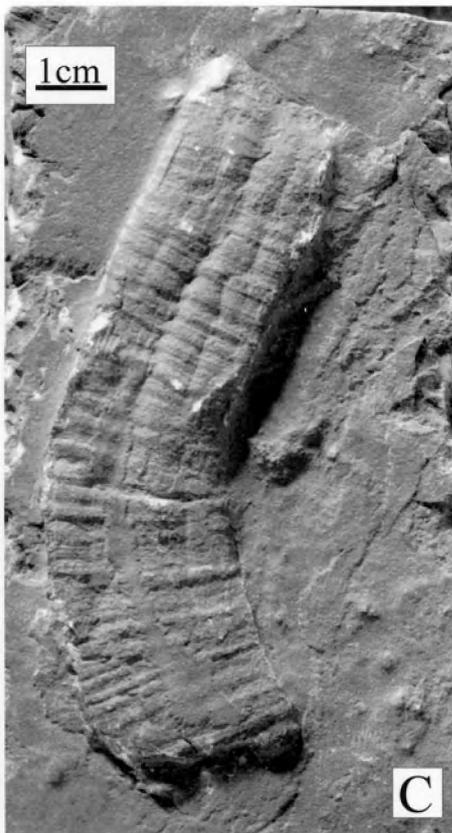
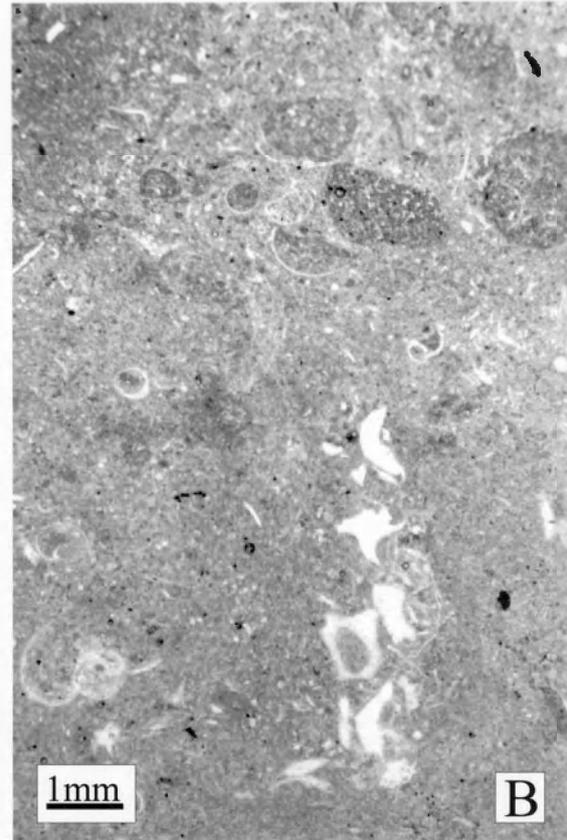
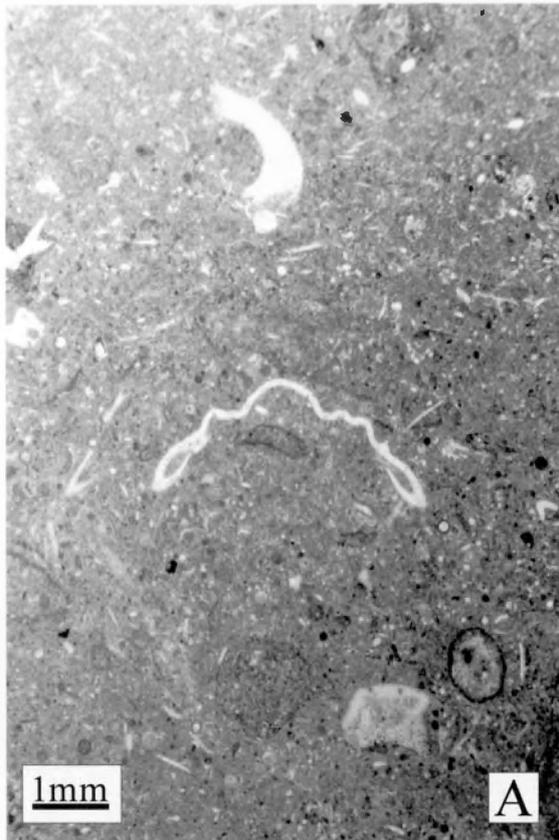


Planche 3 : A. Wackestone à trilobites, bryozoaires, crinoïdes et boulettes de boues (MF6), «En Gilotia» (banc 24). / A. Wackestone with trilobites, bryozoans, crinoids and mud balls (MF6), «En Gilotia» (bed 24). – B. Wackestone à échinodermes, gastéropodes, ostracodes et boulettes de boues (MF6), carrière Tanret-Debras (banc 27a). / B. Wackestone with echinoderms, gastropods, ostracods and mud balls (MF6), Tanret-Debras quarry (bed 27a). – C. ULg. *Caninophyllum* sp. (Rugosa). Provenance exacte inconnue. / C. ULg. *Caninophyllum* sp. (Rugosa). Unknown accurate origin. – D. CGF 770. *Tristichia?* sp. (Gymnosperme). Provenance exacte inconnue. / D. CGF 770. *Tristichia?* sp. (Gymnosperm). Unknown accurate origin.

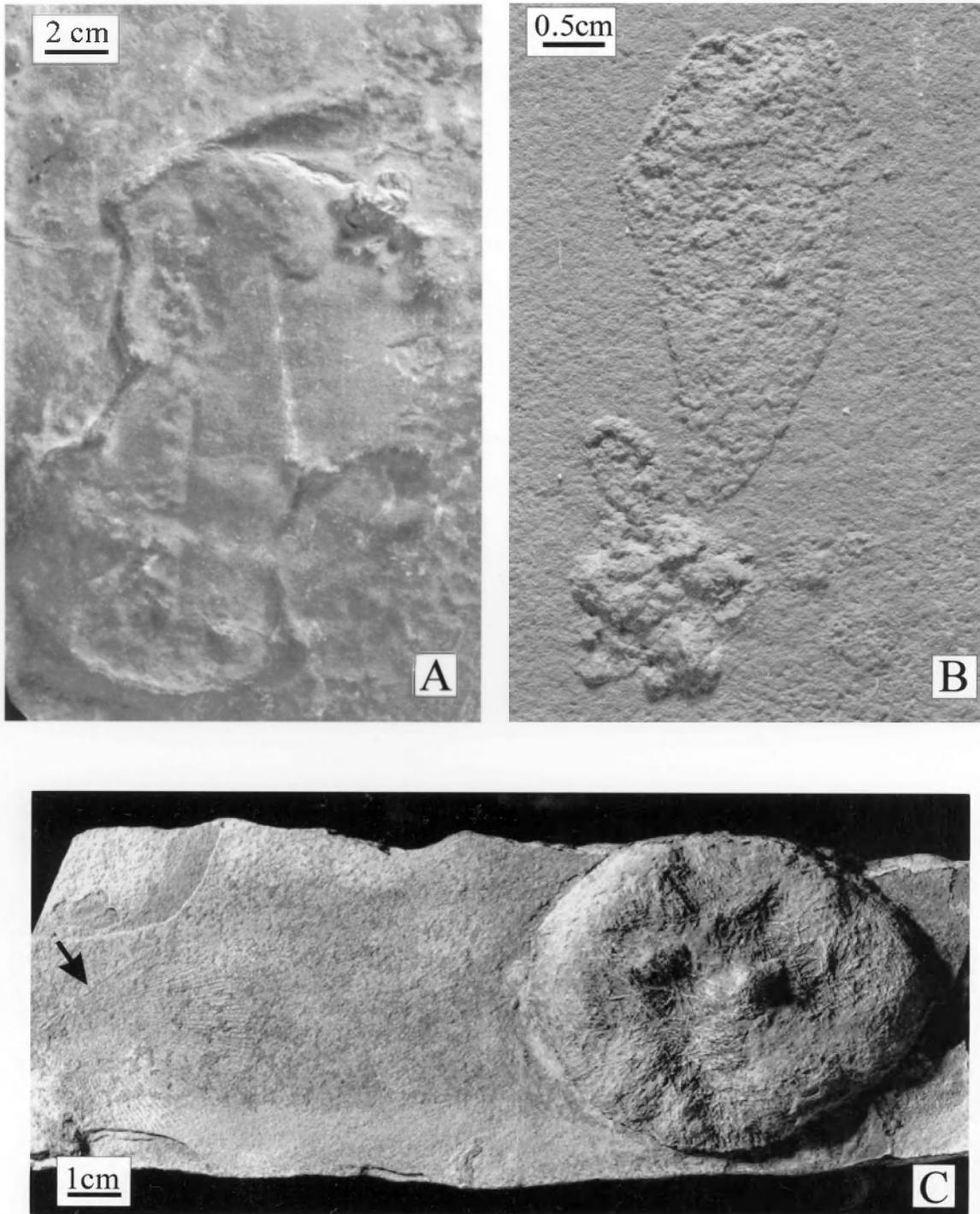


Planche 4

A. CGF 1132. Figure d'impacts répétés produite par une coquille brisée de céphalopode. Denée, carrière Meurice («La Veine»).

A. GGF 1132. Skip mark mould produced by a broken cephalopod shell. Denée, Meurice quarry ("La Veine").

B. CGF 763. *Incertae sedis* (holothurie?). Provenance exacte inconnue.

B. CGF 763. *Incertae sedis* (holothurian?). Unknown accurate origin.

C. ULg. Oursin et paper pecten [bivalve (flèche)]. Maredret-Station (banc 12; MF 4b).

C. ULg. Sea urchin and paper pecten [bivalve (arrow)]. Maredret-station (bed 12; MF4b).

