

MICROFACIES ET CYCLICITE AU SEIN D'UN COMPLEXE BIOSTROMAL DE LA PARTIE MOYENNE DU FRASNIE A CERFONTAINE «MASSIF DE PHILIPPEVILLE», SYNCLINORIUM DE DINANT (BELGIQUE)

Virginie DUMOULIN¹, Marc BERTRAND¹ & Alain PREAT¹

ABSTRACT. The sedimentological study of the upper part of the Philippeville Formation in the old quarry of Cerfontaine reveals the cyclic character of the Middle Frasnian. A standard sequence composed of 8 carbonate microfacies (arranged from relatively open subtidal to inter-supratidal environments) allows recognition of subtidal and peritidal shallowing upward cycles.

For the studied section (30 m thick), the sequential analysis shows 14 episodic parasequences (5th order cycles, *sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990 and Vail *et al.*, 1991) with an average thickness of 2.3 m. These parasequences show two basic patterns: an upward-fining and -thinning evolution or an aggradational trend. The stacking pattern allows recognition of 4 parasequence sets (4th order scale) which correspond to the upper part of a lowstand systems tract and its passage to a transgressive systems tract (TST). This TST forms part of a major 3th order sequence, extending from the Middle to the Upper Frasnian.

The stacking pattern is consistent with the evolution of the Middle Frasnian carbonate platform whose internal part is illustrated by the studied section. The studied cyclic pattern has been frequently recognized in the literature and interpreted as autocyclic in origin. However, sequential correlations between the lithostratotype (Neuville sections), the Merlemont section and the Cerfontaine section, the overprinting of facies and the asymmetry of cycles suggest an allocyclic component controlling the Frasnian sedimentation. This suggestion must be confirmed by a regional study of the Frasnian.

KEYWORDS: Frasnian, microfacies, carbonate platform, cyclicity, sequence stratigraphy, Philippeville Massif, Belgium

RESUME. L'analyse sédimentologique de la partie sommitale de la Formation de Philippeville dans l'ancienne carrière de Cerfontaine confirme le caractère cyclique de la sédimentation au cours de la partie moyenne du Frasnien. L'établissement d'une séquence standard met en évidence des cycles de type «shallowing upward» sub- et péritidaux suivant le degré de restriction du domaine de sédimentation. Composée de 8 microfaciès carbonatés, cette séquence s'étend d'un milieu relativement ouvert subtidal aux milieux inter- et supratidaux.

Le découpage séquentiel révèle pour l'ensemble de la coupe (30 m d'épaisseur), 14 paraséquences (PSQ) épisodiques de 5^e ordre (*sensu* Vail *et al.*, 1991; Van Wagoner *et al.*, 1990). D'épaisseur moyenne de 2,3 m, ces paraséquences montrent deux tendances, soit de type grano- et strato-décroissant, soit de type aggradational. A l'échelle du 4^e ordre, 4 ensembles de paraséquences (PSQS) sont présents et correspondent à la partie terminale d'un cortège de bas niveau marin et à son passage au cortège transgressif. Ceux-ci s'intègrent dans une séquence principale de 3^e ordre, s'étendant sur les parties moyenne et supérieure du Frasnien.

Ce découpage s'intègre dans l'évolution de la sédimentation de la plate-forme carbonatée de la partie moyenne du Frasnien dont le domaine interne est illustré par la coupe étudiée. Le motif de base de la cyclicité décrit a fréquemment été reconnu dans la littérature et interprété comme issu de processus autocycliques. Par ailleurs, les corrélations séquentielles réalisées au sein de la partie moyenne du Frasnien à partir du lithostratotype à Neuville, de la coupe de Merlemont et de la coupe de Cerfontaine, la surimposition de faciès et l'asymétrie des cycles pourraient laisser présager d'une composante allocyclique des mécanismes qui régissent la sédimentation. Cette suggestion nécessite confirmation par une étude régionale de la sédimentation frasnienne.

MOTS CLES: Frasnien, microfaciès, plate-forme carbonatée, cyclicité, stratigraphie séquentielle, Massif de Philippeville, Belgique

¹ Université Libre de Bruxelles, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, C.P. 160/02 - Avenue F.D. Roosevelt, 50 - 1050 Bruxelles.

1. INTRODUCTION - SITUATIONS GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La coupe présentée a été levée dans une ancienne carrière à proximité de la localité de Cerfontaine, près du site des barrages de l'Eau d'Heure. Cette carrière est située à la terminaison occidentale du «Massif de Philippeville», vaste structure anticlinale givéto-frasnienne au sein du Synclinorium de Dinant qui s'ennoie sous les sédiments famenniens aux environs de cette localité (fig.1). La carrière de Cerfontaine expose un large dôme anticlinal symétrique, globalement orienté est-ouest. On y observe également le long des fronts nord et sud, plusieurs plis transversaux, symétriques et asymétriques, d'extension pluridécamétrique.

Cette carrière abandonnée expose des calcaires dont l'altération est particulièrement propice à une description sédimentologique. Ils n'ont à notre connaissance, jamais encore fait l'objet d'études détaillées.

L'étude a permis tout d'abord d'établir une description sédimentologique de la carrière afin d'établir des corrélations séquostratigraphiques avec les coupes de

référence du Frasnien dans le Massif de Philippeville. Ces corrélations permettent d'attribuer la coupe de Cerfontaine à la partie sommitale de la Formation de Philippeville (Frasnien moyen).

Cette formation a déjà fait l'objet d'études s'intéressant plus particulièrement à la paléontologie ou à la lithostratigraphie (Coen, 1978 ; Cornet, 1978; Boulvain *et al.*, 1993). Bien que très peu de travaux aient été consacrés à l'analyse de sa cyclicité, signalons l'étude de Cornet (1978) qui sur base d'observations macroscopiques, a établi le caractère cyclique de la sédimentation au cours de la partie moyenne du Frasnien, et plus particulièrement au sein de la Formation de Philippeville.

La Formation de Philippeville (Boulvain *et al.*, 1993), définie dans le massif du même nom, est composée de deux unités bien distinctes: depuis la base, 1°- des calcaires noirs, bioclastiques (packstones) finement stratifiés à l'échelle décimétrique, avec de petits biohermes («patch reefs») à Alvéolitides lamellaires et 2°- un complexe biostromal formé d'une alternance de bancs métriques de calcaires gris à noirs, riches en

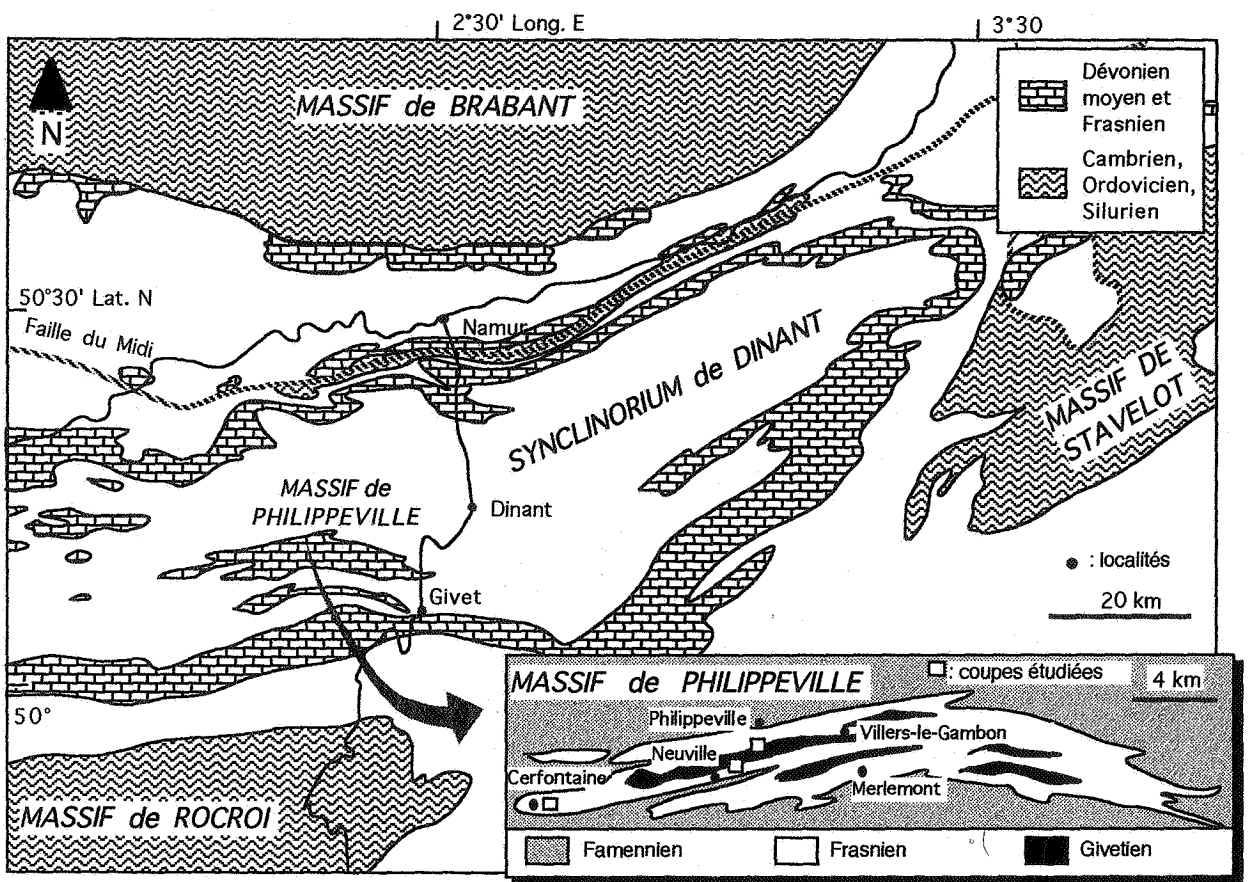


Figure 1. Localisation et cadre géologique régional de la carrière de Cerfontaine et des coupes abordées dans cette note (Philippeville, Neuville, Merlemont) (d'après F. Boulvain, 1994; modifié).

stromatopores globuleux et branchus (rudstones) et de bancs décimétriques de calcaires finement laminaires (wackestones bioturbés, packstones ou grainstones). Le terme de biostrome défini par Cumings (1932) est utilisé dans ce cas ci dans un sens large (complexe biostromal), correspondant à celui utilisé par Burchette (1981, p.107): «Biostromal complexes.... consist of packets of biostromes and restricted limestones.... and exhibit a much greater degree of lateral differentiation than banks.»

Le but de cette note est d'analyser de manière systématique la cyclicité de la Formation de Philippeville dans la carrière de Cerfontaine qui expose, sur environ 30 m, une série calcaire continue et bien stratifiée.

2. LITHOLOGIE ET PETROGRAPHIE

2.1. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DE LA COUPE

La coupe étudiée (fig. 2) a été levée sur le front nord de la carrière, le long du flanc est d'un pli anticlinal symétrique, de type transversal. La cote 0 a été arbitrairement attribuée à la base du banc situé au pied de la paroi et au coeur de la structure plissée, accessible uniquement en période sèche. De la base au sommet, la coupe d'une puissance de 31,9 mètres, montre la succession des ensembles lithologiques suivants:

1° de 0 à 7 m:

Succession de bancs d'épaisseur supérieure au mètre (1,2 m de moyenne) de calcaires gris clair et gris foncé, riches en faunes (fragments de stromatopores globuleux et branchus, rugueux, tabulés et crinoïdes) fréquemment interstratifiés de joints argileux centimétriques et de niveaux décimétriques de calcaires argileux (calcschistes) noirs, très riches en tabulés et stromatopores branchus. On observe parfois à la base des bancs massifs des surfaces très irrégulières, ondulantes qui érodent partiellement, voire totalement les fins niveaux de calcaires argileux.

Cette unité ne présente pas d'évolution stratonomique marquée. Il s'agit d'alternances rapides de bancs d'épaisseur très variable (succession de couples de bancs métriques et décimétriques) de type aggradationnel. L'apport de l'analyse des microfaciès (voir ci-dessous) permettra d'affiner cette première interprétation en subdivisant cette unité en deux unités aggradationnelles d'épaisseur plurimétrique (3,9 m et 2,7 m, chacune).

2° de 7 à 11,9 m:

Succession de bancs pluridécimétriques (0,6 m de moyenne) de calcaires gris foncé et gris avec de fréquents fragments d'organismes constructeurs tels que stromatopores globuleux et branchus, et tabulés, en

suite prépondérance des calcaires en bancs pluri- à décimétriques (0,4 m de moyenne) d'apparence homogène, truffés de *fenestras* et de perforations verticales pluricentimétriques, à l'extrême sommet.

Cette seconde unité lithologique présente donc une évolution strato- et grano-décroissante, s'effectuant progressivement suivant trois cycles successifs d'épaisseur plurimétrique à métrique.

3° de 11,9 à 15 m:

Succession de bancs pluridécimétriques (jusqu'à 0,9 m) de calcaires d'apparence homogène, interstratifiés de fins joints argileux pluricentimétriques comprenant quelques lentilles calcaires centimétriques.

Cette unité présente, au même titre que les deux premiers ensembles, une évolution générale de type aggradationnel tant par la stabilité du faciès que par celle de l'épaisseur des bancs considérés, aux joints argileux près.

4° de 15 à 20,5 m:

Succession de bancs pluridécimétriques (0,6 m de moyenne) de calcaires gris à gris clair avec de fréquents débris d'organismes constructeurs tels des stromatopores globuleux et des rugueux massifs ainsi que des stromatopores branchus et tabulés, et de bancs décimétriques à pluridécimétriques (0,15 m de moyenne) de calcaires gris à gris clair, soit d'aspect homogène, soit finement laminaires. On note régulièrement la présence de joints argileux pluricentimétriques ainsi que des accumulations de débris d'organismes sous la forme de poches à stromatopores branchus.

Cette quatrième séquence présente une évolution strato- et grano-décroissante par le développement de quatre unités d'ordre inférieur de même type, présentant une évolution d'épaisseur de la base au sommet de 1,6 m à 0,8 m.

5° de 20,5 à 24,6 m:

Succession de trois bancs d'épaisseur supérieure au mètre (1,2 m de moyenne) bien stratifiés de calcaires gris formant un biostrome type presque exclusivement constitué de l'amoncellement de stromatopores globuleux décimétriques à pluridécimétriques. Ces derniers sont fréquemment brisés. Des tabulés sont également observés dans la matrice ainsi qu'au sommet de certains bancs sous la forme d'accumulations centimétriques. De rares joints centimétriques argileux séparent les bancs. Chacun des bancs biostromaux constitue un autoparabiostrome homogène, d'après la classification de Kershaw (1994).

Cette unité constitue tant du point de vue lithologique que stratonomique, une séquence aggradationnelle d'environ 4 m d'épaisseur.

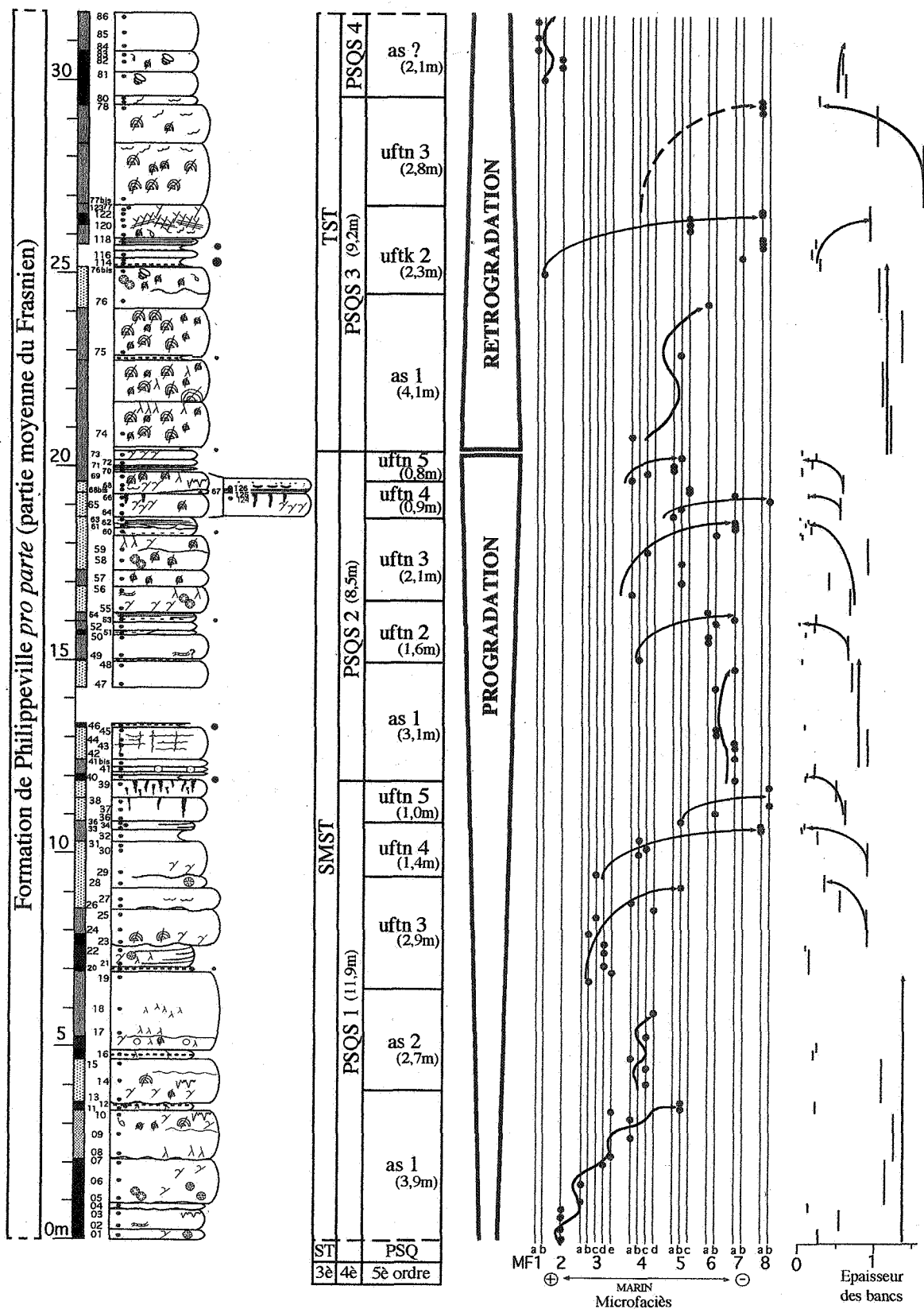
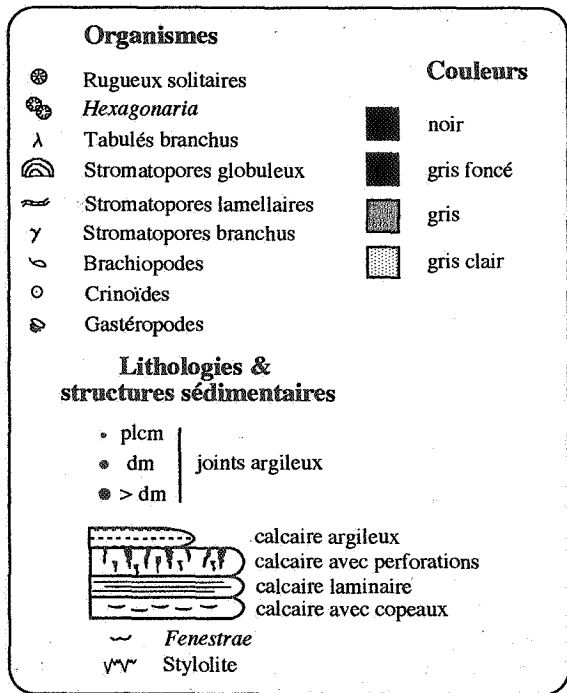


Figure 2. Colonne lithologique détaillée de la carrière de Cerfontaine (Massif de Philippeville) et interprétation séquentielle, suivant les différents ordres de la sédimentation (du 5^e au 3^e ordre), à partir d'une séquence standard de 8 microfaciès (MF 1 à 8) et de l'évolution des épaisseurs de bancs.

PSQ = parasequence classée en: as = aggradation, uftn = upward fining thinning, uftk = upward fining thickening parasequence; PSQS = parasequences set; SMST = shelf margin systems tract ou TST = transgressive systems tract.



6° de 24,6 à 26,8 m:

Succession de bancs soit pluridécimétriques (0,65 m de moyenne) de calcaires gris à gris clair, riches en organismes constructeurs, soit décimétriques (0,2 m de moyenne) de calcaires, d'apparence homogène, parfois finement laminaires. Les bancs bioclastiques présentent une faune, soit dominée par les stromatopores globuleux, soit dominée par les stromatopores branchus.

Contrairement à la tendance générale de la série, cette séquence présente une strato-croissance marquée accompagnée d'une grano-décroissance.

7° de 26,8 à 29,6 m:

Succession de bancs métriques (1,3 m de moyenne) de calcaires riches en stromatopores globuleux, décimétriques à parfois pluridécimétriques, peu remaniés, parfois entiers avec des *fenestrae*.

Cette séquence plurimétrique est probablement strato-et grano-décroissante.

8° de 29,6 à 31,85 m:

Succession de bancs pluridécimétriques (0,6 m de moyenne) de calcaires fins, d'apparence homogène avec des *fenestrae* et/ou des gastéropodes.

Cette dernière unité semble aggradationnelle.

2.2. DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES MICRO FACIÈS

La coupe a été étudiée banc par banc avec prélèvement systématique d'échantillons pétrographiques tous les trente centimètres en moyenne: plus de cent échantillons ont été récoltés et leur étude pétrographique a permis l'élaboration d'une séquence standard de huit microfaciès carbonatés.

Leur description est donnée ci-dessous de l'environnement le plus ouvert à l'environnement le plus littoral. Pour chaque microfaciès (MF), nous donnons:

- une description des éléments observés;
 - une interprétation en terme de paléoenvironnement.
- La distribution paléogéographique de ces microfaciès est proposée à la figure 3.

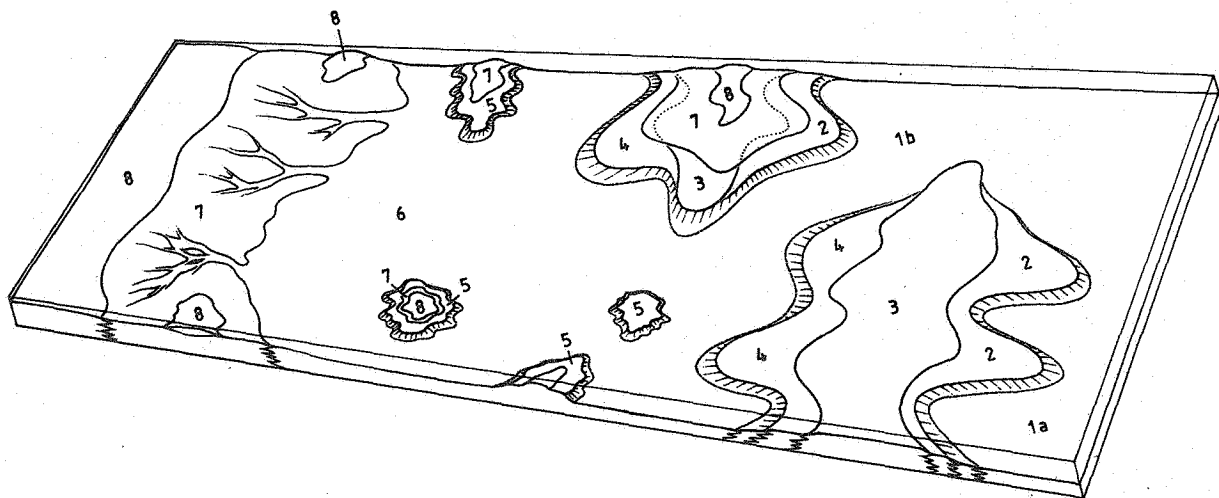


Figure 3. Modèle sédimentologique et répartition paléogéographique schématique des microfaciès (MF 1 à 8) définis à Cerfontaine au sein du complexe biostromal de la Formation de Philippeville (sans échelle).

2.2.1. Mudstones - wackestones algaires, à brachiopodes, échinodermes, tentaculites et fragments de stromatopores branchus et packstones argileux à mollusques, échinodermes et brachiopodes

MF 1a: mudstones à wackestones finement microsparitisés avec quelques microbioclastes diversifiés: brachiopodes, foraminifères (*Frondilina tailferensis* Mamet *et al.*, 1985), radioles d'échinodermes mais également des bioclastes de stromatopores branchus, d'ostracodes et de gastéropodes. Des paléosiphonocladales (issinelles et kamaenidés) s'observent fréquemment ainsi que quelques calcisphères et umbelles. On note la présence de sections de tentaculites très bien conservés. Le sédiment est fréquemment bioturbé. La matrice est parfois péloïdique (60 à 120 µm).

MF 1b: packstones mal classés à mollusques, essentiellement représentés par des gastéropodes infra- à centimétriques (entiers et fragmentés) montrant fréquemment des structures géopètes. Présence d'une matrice micro-bioclastique, constituée de fragments d'échinodermes, de foraminifères (*Frondilina tailferensis* MAMET *et al.*, 1985) d'ostracodes et de calcisphères. Les brachiopodes et les crinoïdes sont régulièrement présents soit sous la forme de microbioclastes, soit de grands fragments (infra-et centimétriques). Parfois, ces organismes forment de petites lentilles centimétriques. Présence d'umbelles et localement de pelotes de girvanelles. Parfois, sont observés des tabulés et des stromatopores branchus, peu fragmentés et régulièrement oncoïdisés. Ces organismes constituent des fragments plurimillimétriques à centimétriques, faiblement altérés. Des tentaculites très bien conservés sont également visibles; ici encore, la matrice micritique est parfois péloïdique (60 à 120 µm, péloïdes fécaux).

Interprétation:

Par sa nature micritique et la présence de fossiles marins bien conservés (exemple des tentaculites), le MF 1a traduit un milieu marin, calme, situé sous la zone d'action des vagues, à faible taux de sédimentation uniquement remanié par les processus de bioturbation.

Quant au MF 1b, la présence simultanée d'organismes d'origine lagunaire (calcisphères, paléosiphonocladales) d'une part et de bioclastes d'origine marine (échinodermes, brachiopodes, tentaculites) d'autre part, suggère un mélange à partir de biocénoses différentes. La bonne conservation des gastéropodes, la fréquence des structures géopètes, les différents états de préservation de la microflore algale indiquent un environnement lagunaire calme. Parallèlement, les tentaculites et la plupart des brachiopodes sont très bien préservés et traduisent une influence marine certaine,

également soulignée par la présence d'échinodermes. Par contre, l'oncoïdisation des fragments d'organismes constructeurs, le mauvais classement de l'ensemble des bioclastes, la formation de petites lentilles bioclastiques formées d'un mélange de faunes suggèrent une agitation temporaire de cet environnement par des courants tidaux. Le MF 1b constitue un équivalent latéral des MF 2, 3 et 4 (microfaciès du complexe péri- et biostromal, voir ci-dessous), par le fait que le caractère discontinu du complexe bioconstruit, localement très limité, permet une communication entre les domaines relativement ouvert et lagunaire probablement par le biais de passes et de chenaux tidaux.

2.2.2. Packstones et floatstones bioclastiques à fragments de coraux

MF 2: packstones et floatstones généralement très finement recristallisés, argileux, à fragments centimétriques, anguleux et non micritisés de coraux (rugueux et tabulés). La matrice est riche en bioclastes très bien classés, formés d'abondants foraminifères (*Nanicella* HENBEST, 1935), d'ostracodes (valves fréquemment jointives), de débris de brachiopodes, d'échinodermes et de mollusques. Quelques issinelles, kamaenidés et umbelles sont présents. Parfois, on note également la présence de tentaculites et de bryozoaires.

Interprétation:

L'abondance des organismes constructeurs témoigne de la proximité d'édifices bioconstruits. Le bon état de préservation des fragments des organismes constructeurs suggère un remaniement sur place, intense et brutal mais de courte durée. La diversité des bioclastes issus d'un mélange de plusieurs communautés biologiques, la présence au sein d'une matrice micritique et argileuse de coquilles articulées d'ostracodes suggèrent des conditions subtidales, à agitation modérée. Ce microfaciès correspond au domaine externe, peu profond d'édifices bioconstruits, dont les produits, démantelés sur place, constituent l'élément majeur.

2.2.3. Packstones et floatstones argileux à organismes constructeurs généralement encroûtés

MF 3a: floatstones argileux, à matrice micritique, argileuse riche en coraux (tabulés et rugueux) fortement encroûtés. Ces encroûtements d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique sont toujours réalisés par des stromatopores qui ceinturent parfois plusieurs constructeurs. Souvent, ces organismes ainsi que leurs encroûtements sont légèrement fragmentés en débris anguleux, centimétriques, très bien conservés. La matrice, peu abondante par rapport au volume occupé par les constructeurs, contient des bioclastes d'échinodermes, de brachiopodes, de foraminifères (*Nanicella*), d'ostracodes et de quelques paléosiphonocladales. Les

stylolites sont fréquents et camouflent partiellement les contacts originaux entre les organismes.

MF 3b: packstones à grainstones formés d'une accumulation d'organismes constructeurs: essentiellement fragments de tabulés et de stromatopores branchus (amphipores et *Stachyodes* BARGATZKY, 1881), accessoirement de stromatopores massifs. Ces fragments sont très bien classés, parfois micritisés (oncoïdisation irrégulière). La matrice généralement micritique ne représente qu'un faible pourcentage de l'ensemble et contient des bioclastes de crinoïdes, de foraminifères (*Frondilina* BYKOVA, 1952, *Nanicella*), quelques fragments d'algues, de brachiopodes, d'ostracodes et de pélicypodes. La stylolitisation est généralement bien développée.

MF 3c: floatstones formés de fragments anguleux centimétriques à pluricentimétriques de coraux (rugueux), bien préservés. Pauvres en bioclastes, ces floatstones montrent des calcisphères, issinelles, kamaenidés, ostracodes, foraminifères (*Nanicella*) et débris de brachiopodes. Localement, les plus grands bioclastes sont encroûtés par des stromatopores.

MF 3d: packstones argileux, à tabulés et à stromatopores branchus (amphipores et *Stachyodes*). Les tabulés sont généralement encroûtés par des stromatopores. Ces encroûtements d'épaisseur plurimillimétrique à centimétrique, enrobent parfois plusieurs organismes. Généralement très bien conservés, ils sont parfois fragmentés. La matrice finement bioclastique contient des ostracodes, des calcisphères, des paléosiphonocladales, des foraminifères (*Frondilina tailferensis* Mamet *et al.*, 1985, *Nanicella*) et accessoirement des *Bisphaera* Birina, 1948, des pélicypodes et des échinodermes. La stylolitisation est fréquente.

MF 3e: packstones argileux, de couleur foncée, riches en tabulés et stromatopores branchus (essentiellement amphipores et rares *Stachyodes*). Tous orientés dans le plan de stratification et fréquemment jointifs, ces organismes sont toujours bien conservés et entiers. Généralement, les tabulés sont régulièrement encroûtés par des stromatopores. La matrice très argileuse est faiblement bioclastique: foraminifères, ostracodes, calcisphères, issinelles, kamaenidés. Les phénomènes de pression-dissolution sont importants.

Interprétation:

Au sein du complexe biostromal formé de floatstones/rudstones à stromatopores globuleux, le MF 3a représente, avec le MF 3d, l'environnement bioconstruit le mieux préservé. La bonne préservation des organismes constructeurs indique un indice énergétique modéré, permettant le développement d'encroûtements stabilisant le sédiment. Occasionnellement, des variations

d'énergie induisent la fragmentation de ces organismes et le dépôt de leurs débris dans une matrice micro-bioclastique, argileuse, renfermant une faune marine diversifiée. Ce microfaciès constitue le pôle le plus distal de l'ensemble des microfaciès du complexe biostromal. Par ailleurs, le MF 3d (packstones à bioclastes lagunaires, à tabulés et stromatopores branchus encroûtés) en constitue le pôle le plus proximal.

Les MF 3b et 3c formés d'une accumulation de débris centimétriques anguleux d'organismes constructeurs, bien préservés, représenteraient ainsi le résultat de phases de destruction sur place des «bioconstructions». Ce démantèlement alimenterait alors des amas de débris dont la structure serait renforcée par les organismes constructeurs (encroûtements mutuels entre coraux et stromatopores), lors de conditions écologiques favorables (MF 3a et MF 3d). Il est en effet bien connu (Fagerstrom, 1987) que le contenu en squelettes des zones récifales est constitué en grande majorité des fragments d'organismes constructeurs eux-mêmes (Ginsburg & Choi, 1984; Piller, 1981; Koch *et al.*, 1994; Longman, 1981; Negra *et al.*, 1995).

Quant au MF 3e, la concentration en tabulés et en stromatopores branchus (amphipores) intacts représente également une accumulation *in situ*. En outre, ces organismes sont associés à une matrice sombre, très argileuse qui indique une zone d'accumulation calme, située au sein du complexe biostromal (bancs massifs) et représentée par les joints argileux interstratifiés. L'ensemble de ces environnements correspond à un milieu subtidal, modérément turbulent et de faible profondeur.

2.2.4. Packstones et floatstones à tabulés et à stromatopores branchus, généralement encroûtés.

MF 4a: floatstones et packstones micritiques, riches en stromatopores branchus (amphipores) et tabulés, avec parfois quelques fragments de stromatopores massifs. Fréquemment, des amphipores entiers et bien conservés sont encroûtés par oncoïdisation micritique. Par contre, les tabulés et les stromatopores sont plus altérés et légèrement fragmentés. Les fragments centimétriques à pluricentimétriques de stromatopores sont parfois perforés. La matrice micritique contient des ostracodes, des calcisphères et des paléobéreselles.

MF 4b: packstones micritiques, riches en tabulés toujours encroûtés par des stromatopores et en stromatopores branchus fréquemment oncoïdisés (enveloppe micritique algale). La matrice micritique est finement bioclastique: calcisphères, ostracodes, issinelles, kamaenidés. De rares ossicules de crinoïdes sont également visibles. Les processus de bioturbation perturbent parfois fortement le sédiment.

MF 4c: packstones et wackestones micritiques riches en fragments de tabulés et en stromatopores branchus (amphipores entiers et débris de *Stachyodes*). Chacun de ces types d'organismes, parfois les deux, sont systématiquement encroûtés par oncoïdisation micritique (algair). Les bioclastes et éléments figurés sont abondants et diversifiés: calcisphères, *Bisphaera*, issinelles, kamaenidés, ostracodes, foraminifères (*Nanicella*, *Frondilina*). De rares fragments de brachiopodes sont observés. Les *fenestrae* systématiquement présentes, sont parfois abondantes. Elles forment un réseau localement dense, très irrégulier, conférant à la matrice une structure péloïdique. Bon nombre d'entre elles présentent une forme tabulaire avec un remplissage de sédiment interne de micrite microsparitisée, plus claire que la matrice environnante. Les processus de bioturbation perturbent parfois intensément le sédiment.

MF 4d: wackestones et packstones micritiques, riches en débris de tabulés et stromatopores branchus (amphipores et rares *Stachyodes*). La matrice micritique est faiblement et finement bioclastique: ostracodes, calcisphères, issinelles, foraminifères (*Nanicella*, *Frondilina*). De rares radioles d'échinodermes sont visibles. Présence de *fenestrae* irrégulières infra-millimétriques à millimétriques.

Interprétation:

Ce microfaciès caractérise un environnement péricifal, relativement calme. La très faible représentation de la faune marine souligne le caractère semi-restreint de cet environnement. Suite à la destruction des faciès bioconstruits, les fragments de coraux et de stromatopores sont encroûtés par une microflore cryptalgair dans un environnement modérément agité. Cet environnement est par ailleurs principalement colonisé par des stromatopores branchus, généralement bien préservés. La présence de fragments d'amphipores indique malgré tout la destruction de colonies vivant à proximité des faciès lagunaires protégés (Read, 1973). Ce microfaciès est situé dans la zone interne du complexe biostromal, en environnement subtidal peu profond.

2.2.5. Packstones et wackestones à stromatopores branchus

MF 5a: packstones riches en stromatopores branchus (amphipores). La matrice micritique est souvent recristallisée sous la forme d'un fin microspar. Les bioclastes présentent une association d'origine lagunaire (calcisphères, pélicypodes, ostracodes, paléosiphonocladales, gastéropodes) mais également marine (échinodermes, brachiopodes et foraminifères - *Frondilina*, *Nanicella*). Généralement, la faune lagunaire est plus abondante. La bioturbation est toujours présente et souvent bien développée.

MF 5b: packstones (et wackestones) à stromatopores branchus (amphipores) systématiquement encroûtés par oncoïdisation micritique. Les bioclastes sont généralement très abondants et diversifiés: calcisphères, ostracodes, buissons algaires, girvanelles, *Labyrinthoonus* LANGER, 1979, issinelles kamaenidés, *Bisphaera*, pélicypodes, gastéropodes, umbelles, foraminifères (*Frondilina*, *Nanicella*), brachiopodes, crinoïdes, bryozoaires. Les *fenestrae* irrégulières sont fréquentes avec parfois un remplissage de sédiment interne de microsparite au sein de laquelle s'observent des bioclastes et des intraclastes (600 µm) de mudstones micritiques.

MF 5c: packstones laminaires à stromatopores branchus (amphipores). La matrice micritique est souvent recristallisée sous la forme de microspar. Les péloïdes (grains micritisés) sont très abondants et soulignent la lamination. Des intraclastes micritiques infra-millimétriques à millimétriques sont également observés. Ceux-ci sont associés aux bioclastes de la matrice, composés surtout d'ostracodes, de calcisphères, de *Bisphaera*, d'issinelles et de kamaenidés.

Interprétation:

Le MF 5 correspond à la partie externe du domaine lagunaire. La présence soit d'organismes d'origine marine (MF 5a et 5b), soit de structures laminaires associées à une matrice péloïdique, riche en intraclastes (MF 5c) dans un sédiment où dominent les stromatopores branchus (amphipores) traduit le caractère semi-restreint et temporairement agité de cet environnement subtidal. Les packstones résultent du démantèlement, lors de phases énergétiques temporaires, de prairies à amphipores où l'agitation et le taux de sédimentation modérés ont permis le développement d'enveloppes micritiques.

2.2.6. Wackestones et mudstones algaires, à ostracodes et calcisphères

MF 6a: wackestones micritiques caractérisés par une microflore algair, peu diversifiée mais bien représentée (issinelles, kamaenidés, *Labyrinthoonus*). Les bioclastes sont constitués de gastéropodes, pélicypodes, calcisphères et ostracodes. La bioturbation est généralement bien développée.

MF 6b: mudstones et wackestones micritiques à issinelles, kamaenidés, umbelles, calcisphères, ostracodes. Des pélicypodes, gastéropodes, foraminifères (*Frondilina*) et stromatopores branchus sont parfois observés. La bioturbation (horizontale et verticale) est fréquente mais rarement intense. Quelques *fenestrae* sont également visibles.

Interprétation:

Ces microfaciès se développent dans un environnement restreint probablement intertidal, dans la partie interne du domaine lagunaire. La faible diversité de la faune et de la microflore et les processus de bioturbation indiquent des environnements lagunaires protégés.

2.2.7. Alternance de fines *laminae* de mudstones et packstones ou grainstones, avec ou sans copeaux algaires.

MF 7a: laminite formée d'une alternance régulière de très fines *laminae* (infra-millimétriques) de mudstones et de fines *laminae* (infra- à millimétriques) de packstones, voire grainstones péloïdiques. Fréquemment, se superpose, parallèlement à la lamination, un réseau de *fenestras* stratiformes inframillimétriques. Ces *fenestras* caractérisées par une base plane, très nette présentent parfois une structure géopète avec un remplissage de sédiment interne. La faune associée à ces laminites est très pauvre et peu diversifiée: quelques ostracodes, calcisphères, *Bisphaera*, paléosiphonocladales et *Labyrinthoconus*. Le sédiment est bioturbé, parfois intensément. Fréquentes fentes de dessiccation.

MF 7b: wackestones, packstones et grainstones péloïdiques avec des lithoclastes et des copeaux algaires anguleux à sub-anguleux, sub-millimétriques à plurimillimétriques. Le sédiment est très mal classé et présente localement une structure laminaire. La matrice contient quelques calcisphères, ostracodes, paléosiphonocladales, *Labyrinthoconus*, amphipores et pélécytopodes.

Interprétation:

Le MF 7a pourrait correspondre à un environnement restreint intertidal supérieur. L'inondation épisodique de la plaine littorale serait responsable de la formation des *laminae* (Hardie, 1977). Les lithoclastes et copeaux (MF 7b) issus de la dessiccation du sédiment durant des phases émerives seraient ensuite remaniés par les inondations périodiques.

2.2.8. Mudstones péloïdiques avec *fenestras* stratiformes et tubulaires

MF 8a: mudstone comprenant quelques calciphères, *Labyrinthoconus*, paléosiphonocladales, ostracodes et amphipores. La matrice renferme un réseau complexe de structures montrant l'étroite association de péloïdes de formes diverses, de 30 à 60 microns et de petites cavités pseudosparitiques qui épousent localement la forme de ces péloïdes, ce qui permet d'ailleurs leur identification. Au sein de cet amalgame, présence de *fenestras* stratiformes (Tebbutt *et al.*, 1965; entre 150 et 600 microns d'extension verticale), relativement

bien continues (milli- à plurimillimétriques). Elles présentent un remplissage géopète avec un sédiment interne basal micritique, parfois microsparitique. Contrairement à leur surface sommitale légèrement digitée, la base des *fenestras* paraît plus régulière et relativement stratiforme. L'ensemble prend un aspect laminaire («laminoid fenestral fabric», Monty, 1976; Pratt, 1982).

MF 8b: mudstones, parfois wackestones, riches en *fenestras* verticales (Shinn, 1983) de largeur milli- à plurimillimétrique et d'extension verticale pluricentimétrique. Ces cavités présentent systématiquement un remplissage géopète suivant la séquence la plus complète suivante:

- (1) une phase basale micritique avec parfois d'abondants intraclastes anguleux (taille maximale millimétrique) de micrite issus de la matrice. Ces clastes se distinguent clairement de la matrice qui colmate la perforation;
 - (2) un nappage discontinu de petits grains de pyrite;
 - (3) une frange de cristaux de calcite palissadique, souillés d'inclusions. Dans certains cas, les cristaux semblent développer leur croissance au sein de la micrite basale;
 - (4) un nappage irrégulier de cristaux de pyrite;
 - (5) une phase terminale de sparite en plages uniformes avec localement de petits cristaux de pyrite.
- Les phases (2) et (4) ne sont pas systématiquement observées. La phase (3) très fréquemment développée, n'est pas toujours sous forme palissadique.

La faune et la microflore sont peu développées et peu diversifiées: quelques calcisphères, ostracodes, kamaenidés, issinelles, umbelles, *Frondilina* et *Labyrinthoconus*. Présence parfois de petites *fenestras* stratiformes, très irrégulières avec de nombreuses circonvolutions associées à une matrice péloïdique conférant un aspect laminaire au sédiment; cette structure pourrait être assimilée à celle décrite au MF 8a. De nombreux cristaux de pyrite sont observés dans la matrice.

Interprétation:

Ce microfaciès correspond à un environnement intervoire supratidal, étroitement lié à l'émergence, caractérisé par une très faible énergie. La structure décrite dans le MF 8a pourrait correspondre à la «micrite grumeleuse» de Cayeux (1935), à la «clotted or grumous texture» décrite par Schwarzacher (1961), à la «spongiform microstructure» décrite par Pratt (1982) ou encore à la «clotted and peloid fabric» de Flajs &

Hüssner (1993). L'ensemble de ces structures est probablement étroitement associé à l'activité de cyanobactéries (Chafetz, 1986; Camoin, 1995) qui forment un feutrage très dense. Le réseau complexe de petites cavités pourrait être lié à la destruction partielle des cyanobactéries (Camoin, 1995) conférant à l'ensemble une apparence spongiforme. Par ailleurs, la présence de *fenestrae* stratiformes caractérise principalement des milieux intertidaux, soumis à des émergences périodiques pendant lesquelles se développent des horizons à perforations (MF 8b). Les *fenestrae* se remplissent de sédiment interne, suite notamment à l'effondrement partiel des parois de la cavité progressivement indurées. Macroscopiquement, les perforations verticales se présentent sous la forme d'une succession de niveaux d'épaisseur pluricentimétriques, généralement dichotomiques sur l'ensemble de bancs pluridécimétriques. Ces figures pourraient être dues à des organismes perforants (bioturbation) ou éventuellement à des racines de plantes, tolérant de fortes salinités, dans des aires intertidales supérieures à supratidales (Read, 1975). Dans les deux cas, le développement prolongé d'une activité perforante indiquerait une diminution et même un arrêt du taux de sédimentation (Strasser, 1991).

3. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

3.1. ANALYSE EN STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

La courbe lithologique est établie à partir des 21 variétés de microfaciès qui déterminent la séquence standard. L'analyse détaillée de cette courbe révèle en premier lieu le caractère cyclique de la sédimentation. La cyclicité est également clairement soulignée par l'évolution de l'épaisseur des bancs; un parfait parallélisme se dégage en effet entre les cycles définis sur base de l'évolution soit du microfaciès, soit de la stratonomie.

Un cycle complet développe le motif suivant:

- (1) à la base, un rudstone à abondants stromatopores globuleux ou un floatstone riche en coraux (tabulés, rugueux) souvent encroûtés par des stromatopores au sein d'une matrice micritique, finement bioclastique (faunes lagunaire et marine) - MF 2 et 3 (milieu subtidal peu profond);
- (2) surmonté de floatstones et packstones micritiques, riches en tabulés et stromatopores branchus, encroûtés et parfois riches en fragments de stromatopores globuleux - MF 4 (milieu subtidal peu profond);

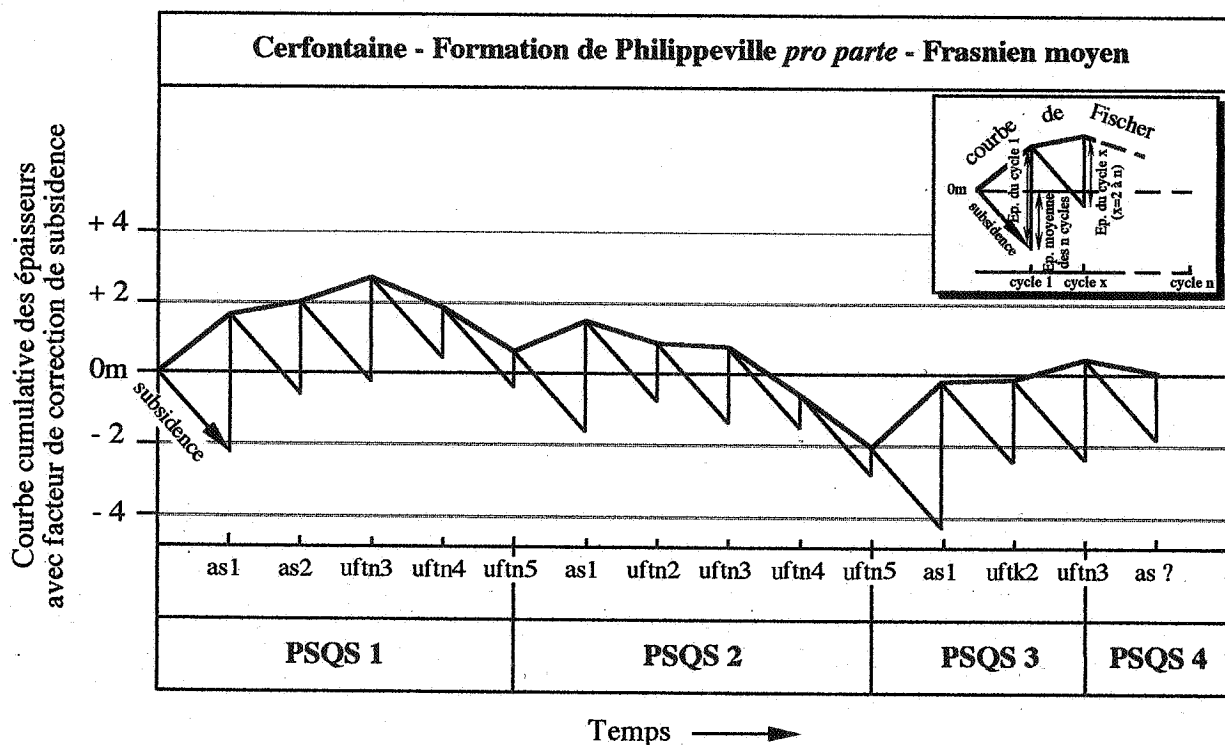


Figure 4. Diagramme de Fischer de la coupe de Cerfontaine donnant les fluctuations du niveau marin relatif. En abscisse, la succession des 14 cycles à pas constant correspondant au défilement du temps. En ordonnée, la courbe cumulative des épaisseurs corrigée par un facteur de subsidence établi à partir de l'épaisseur moyenne des cycles (Fischer, 1964; Sadler *et al.*, 1993). Pour rappel, l'encadré reprend le principe de la construction d'un diagramme de Fischer.

(3) suivis de packstones à stromatopores branchus (amphipores) ou de wackestones et mudstones algaires à faunes peu diversifiées de type lagunaire - MF 5 et 6 (milieu subtidal très peu profond à intertidal inférieur);

(4) enfin, en fonction du degré de confinement, le cycle s'achève soit par un faciès à laminites (cryptalgaires) riches en *fenestras* stratiformes, soit par un mudstone à calcispères avec de nombreux réseaux de *fenestras* irrégulières et tubulaires - MF 7 et 8 (milieu intertidal supérieur à supratidal).

Ce cycle idéal est semblable au cycle standard décrit par Read (1973, 1975) dans les calcaires dévoniens de l'ouest de l'Australie (Pillara Formation, Canning Basin). De même, de fortes similitudes apparaissent avec les cycles décrits dans le Dévonien moyen et supérieur de l'Europe centrale (Burchette, 1981) ainsi que dans les complexes récifaux du Dévonien supérieur du sud du Canada (Fairholme Group, Cairn Formation, Rocky Mountains, McLean & Mountjoy, 1994). Le motif de base de la sédimentation montre donc une évolution régulière et continue des (micro)-faciès depuis un pôle relativement ouvert à sa base vers un pôle restreint en son sommet. La partie supérieure de la Formation de Philippeville se caractérise donc par des cycles de type «shallowing upward» (James, 1980), soit subtidaux, soit péritidaux suivant le degré de confinement du milieu de sédimentation, c'est-à-dire en fonction de l'absence ou de la présence des calcaires laminaires ou des calcaires à *fenestras* tubulaires.

Le découpage séquentiel (fig. 2) permet ainsi de reconnaître, pour l'ensemble de la coupe, 14 paraséquences (PSQ) épisodiques de 5^e ordre (voir ci-dessous) au sens de Vail *et al.* (1991). D'épaisseur moyenne de 2,3 m, ces paraséquences présentent deux tendances, basées sur l'évolution des faciès et de la stratonomie:

(1) une tendance grano- et strato-décroissante, ou «upward-fining and -thinning evolution» ou UFTN;

(2) une tendance aggradationnelle, c'est-à-dire sans évolution marquée de ces deux paramètres ou «aggradation paraséquence» ou AS.

Décrites lors de l'analyse macroscopique (voir ci-dessus), ces paraséquences épisodiques de 5^e ordre représentent les éléments constitutifs d'ensembles de paraséquences ou «paraséquences sets» (PSQS) à l'échelle du 4^e ordre. D'épaisseur plurimétrique à décimétrique, ces PSQS sont au nombre de quatre. La description détaillée de la courbe séquentielle se présente de la manière suivante (fig. 2):

PSQS 1 (de 0 à 11,9m):

- dans la partie inférieure, présence de deux paraséquences «aggradationnelles» (as 1 et as 2) d'épaisseur plurimétrique (<4m) formées en milieu subtidal, peu profond. La courbe lithologique montre clairement le passage de la zone externe (MF 2) à la zone interne (MF 4) d'un biostrome. La faible évolution des microfaciès s'accompagne d'une constance marquée de l'épaisseur des bancs, mise à part la présence de joints argileux interstratifiés;
- dans la partie supérieure, présence de trois paraséquences «uftn» (uftn 3, 4, 5) d'épaisseur plurimétrique à métrique marquant le passage progressif de microfaciès biostromaux, subtidaux (MF 3) aux milieux lagunaires semi-restreints, sub- à intertidaux (MF 5, 6) et ensuite restreints, inter- voire supratidaux (MF 8).

PSQS 2 (de 11,9 à 20,4 m, soit 8,5 m):

- à la base, présence d'une seule paraséquence «aggradationnelle» (as 1) plurimétrique formée de faciès des milieux lagunaires semi-restreints et restreints intertidaux (MF 6, 7);
- suivie par quatre paraséquences «uftn» (uftn 2, 3, 4, 5) d'épaisseur plurimétrique à inframétrique présentant une évolution strato-décroissante et marquant le passage de la zone interne d'un biostrome (MF 4) aux domaines lagunaires subtidaux, inter- et localement supratidaux (MF 5 à 8).

Bien que cet ensemble de paraséquences présente une évolution sédimentologique semblable à celle de PSQS 1, PSQS 2 présente des épaisseurs de cycles légèrement plus faibles et un degré de confinement du milieu nettement plus marqué. Par ailleurs, on note l'absence, à la base de cet PSQS, de milieux plus externes. Le PSQS 2 accentue donc l'évolution déjà observée dans le PSQS 1.

PSQS 3 (de 20,4 à 29,6 m, soit 9,2 m):

- se caractérise à la base par une paraséquence «aggradationnelle» (as 1) formée d'un biostrome d'épaisseur plurimétrique (4 m) à stromatopores globuleux décimétriques à pluridécimétriques. Bien que peu d'échantillons de la matrice aient été étudiés (difficultés d'échantillonnage), les faciès et les épaisseurs de bancs soulignent clairement le caractère aggradationnel de cette unité;
- ce biostrome est suivi de paraséquences présentant différentes évolutions. Ainsi, la paraséquence suivante (uftk 2) constitue-t-elle l'unique évolution de

type «upward fining thickening» de la coupe. Par ailleurs, apparaît pour la première fois au sein de cette paraséquence, le MF 1 qui caractérise un milieu relativement ouvert. Cet ensemble de paraséquences se termine par une paraséquence probablement grano- et nettement strato-décroissante (uften 3), caractérisée par la fréquence des fragments de stromatopores globuleux et des *fenestrae*, dans sa partie sommitale.

La présence d'un épais biostrome, l'apparition du MF 1, d'épais joints argileux et de fortes variations dans l'évolution des paraséquences soulignent clairement une phase de déstabilisation de la sédimentation.

PSQS 4 (de 29,6 à 31,85 m, soit 2,25 m):

- cet ensemble, terminant la coupe et par conséquent incomplet, est difficile à caractériser. Les deux mètres visibles sont uniquement constitués de faciès de milieux marins et ne présentent pas d'évolution stratonomique marquée. Il pourrait s'agir d'une séquence de type aggradationnel (as?).

3.2. INTERPRETATIONS DES CORTEGES SEDIMENTAIRES

3.2.1. Variations du niveau marin relatif

L'évolution comparative des cycles sédimentaires permet de proposer une interprétation en terme de variation du niveau marin relatif. Cette interprétation est visualisée sous la forme d'un diagramme de Fischer (Fischer, 1964; fig. 4). Nous attirons l'attention du lecteur que cette illustration n'a de valeur qu'à l'échelle de la coupe étudiée. En effet, le nombre de cycles mis en évidence est insuffisant pour inclure l'allure de la «courbe enveloppe» de ce diagramme dans une interprétation à plus grande échelle; le nombre minimum de cycles requis pour établir ce type d'interprétation globale étant fixé statistiquement à 50 paraséquences ou cycles (Sadler *et al.*, 1993). Néanmoins, à l'échelle de la coupe, on peut voir (fig. 4 et 2):

- à la base de PSQS 1, suite à une élévation du niveau marin relatif, l'augmentation de l'espace d'accommodation permet le développement d'unités ou paraséquences d'épaisseur plurimétrique (au moins 4 m, PSQS 1-as 1) sous des conditions subtidales (MF 2, 3, 4, (5)) à nouveau stables (as 1 et as 2, de type aggradationnel).

Après une légère augmentation du niveau marin relatif à la base de uften 3, caractérisée par le retour du MF 3 et une pente positive marquée de la courbe de Fischer, une phase de stabilisation du niveau marin relatif permet progressivement le remplissage de l'espace

d'accommodation (pente négative de la courbe, uften 4, 5) caractérisé par des milieux de plus en plus restreints. Se développent, dès lors, des paraséquences d'épaisseur métrique à plurimétrique, strato- et grano-décroissantes (uften 3, 4, 5) sous des conditions stables, subtidales à inter- ou même supratidales (MF 2 à 8). Globalement, l'évolution de cet ensemble de paraséquences est proche du cycle idéal complet, décrit ci-dessus.

- PSQS 2 présente le même type d'évolution. A la base de cet ensemble, une légère élévation du niveau marin relatif correspond au développement d'une paraséquence plurimétrique aggradationnelle suivie de plusieurs paraséquences strato- et grano-décroissantes, d'épaisseur métrique à inframétrique associées à une stabilisation du niveau marin. Dans le cas de PSQS 2, toutes les paraséquences élémentaires correspondent à des cycles péritidaux légèrement moins épais que les cycles de PSQS 1. Cette évolution traduit une diminution de l'espace d'accommodation et confirme sa réduction progressive.

- la base de PSQS 3 est caractérisée par une rapide élévation du niveau marin relatif (pente nettement positive sur la courbe de Fischer, fig. 4) permettant le développement en milieu subtidal peu profond de biostromes à stromatopores globuleux sous la forme d'une paraséquence aggradationnelle, d'épaisseur plurimétrique (4 m). Cette paraséquence correspondrait au plus grand espace d'accommodation mis en évidence dans la série. Par conséquent les plus fortes augmentations relatives du niveau marin seraient au minimum de l'ordre de 4 m. Cette valeur, donnée à titre indicatif pourrait être légèrement supérieure si l'on tient compte de la décompaction. Cet ordre de grandeur est en concordance avec les valeurs suggérées dans la littérature pour les cycles de type «shallowing-upward» (Grotzinger, 1986a; Grotzinger, 1986b; Strasser, 1991; Goodwin & Anderson, 1985). Cette première paraséquence est suivie de paraséquences plurimétriques, d'évolutions diverses et caractérisées par l'apparition du MF 1.

- enfin, le PSQS 4, bien que très peu documenté, marquerait l'accentuation de l'influence marine sur l'environnement de dépôt.

Aux échelles métrique à décimétrique, la partie supérieure de la Formation de Philippeville se caractérise donc par des cycles de type «shallowing upward» formant des PSQS progradants au sein d'une zone de transition entre un domaine bioconstruit (biostrome) et un domaine lagunaire. Ces domaines se situeraient dans la zone interne et peu profonde de la plate-forme de la partie moyenne du Frasnien.

3.2.2. Courbe de troisième ordre

A l'échelle de la coupe elle-même, une coupure sédimentologique importante apparaît à 20,5 m. Cette cote est marquée par une variation brutale de lithofaciès (passage de calcaires lagunaires à des calcaires biostromaux à stromatopores globuleux) à laquelle est associée une augmentation rapide de l'épaisseur des bancs (bancs décimétriques (uften 5 - PSQS 2) à bancs métriques (as 1 - PSQS 3)). De plus, au sein de la paraséquence uften 4 (PSQS 2), s'observent des niveaux intensément perforés verticalement indiquant une nette diminution, voire un arrêt de la sédimentation pouvant traduire des périodes d'élévation rapide du niveau marin relatif. Ces observations témoignent d'une nette augmentation de l'espace d'accommodation à la base de PSQS 3.

Dans un premier temps, on pourrait interpréter cette coupure sédimentologique, suite à une augmentation du niveau marin relatif, comme la base d'un nouvel ensemble de paraséquences marquant l'évolution de la progradation. Le biostrome soulignant la base de PSQS 3 serait dans ce cas, un équivalent à la paraséquence as 1 de PSQS 1. Toutefois, l'évolution des (micro-)faciès de PSQS 3 ne montre pas, comparativement à celle de PSQS 1 (MF 2 à 8) et 2 (MF 4 à 8), une accentuation du caractère restreint du milieu de sédimentation, attendue dans le cadre d'une progradation.

Dès lors, l'évolution des cortèges sédimentaires de PSQS 3 tendrait à montrer que la coupure située à 20,5 m a une autre signification que celle d'une «marine flooding surface» (Miall, 1997) présente à la base de chaque paraséquence. La base du deuxième cycle (uften 2) de PSQS 3 est marquée par l'apparition du MF 1, représentant le milieu le plus ouvert de la séquence standard des microfaciès. Cette apparition au sein de l'unique cycle strato-croissant, associée à d'épais niveaux argileux, soulignerait le développement progressif d'une rétrogradation amorcée à la base de PSQS 3. Cette rétrogradation évoluerait et s'intensifierait vers la partie terminale de la coupe, là où les MF 1 deviennent prépondérants (as ? - PSQS 4).

Remarquons qu'au sein de PSQS 3, au moins trois pulsations transgressives de faible ampleur sont enregistrées (respectivement, à la base de as 1, de uften 2 et de as ?): elles appartiendraient à la phase de rétrogradation majeure amorcée à 20,5 m (base de PSQS 3). Cette rétrogradation débiterait par le développement d'un biostrome plurimétrique en milieu subtidal. Celui-ci marquerait la déstabilisation de l'environnement sédimentaire de type inter- voire supratidal du sommet de PSQS 2. La coupure à 20,5 m représenterait donc une surface d'inondation, mettant en contact un cortège de bas niveau marin («shelf margin systems

tract» ou SMST) avec un cortège transgressif («transgressive systems tract» ou TST).

Enfin, signalons que le découpage séquentiel que nous proposons ici se corrèle avec les interprétations (Boulvain *et al.*, 1994) des coupes de Neuville (stratotypes de la Formation de Philippeville; fig. 6) et de Merlemont (localisation; fig. 1) où, de façon identique, avaient été identifiées deux phases sédimentaires majeures: l'une progradante, l'autre rétrogradante, séparées par une surface d'inondation.

Rappelons que ces deux types de cortèges s'intègrent dans une séquence de 3^e ordre (de 0,5 à 3 Ma d'après Vail *et al.*, 1991) (fig. 5) s'étendant sur les parties moyenne et supérieure du Frasnien (Boulvain & Herbosch, 1996). L'épaisseur de la série étudiée ici montre immédiatement qu'elle ne représente qu'une partie de cette séquence de 3^e ordre. La base et la partie médiane de la série correspondent donc à la progradation des milieux intertidaux, voire supratidaux (PSQS 2) sur l'environnement subtidal peu profond (PSQS 1), et ceci dans le cadre d'un cortège de bas niveau marin (SMST). Suivrait une rétrogradation, marquée par le développement d'un biostrome à stromatopores globuleux (PSQS 3) et témoignant d'une augmentation relative du niveau marin à la base d'un cortège transgressif (as 1; TST). Remarquons que ce dernier cortège précède le développement des biohermes de type «les Bulants» dans le Massif de Philippeville et du type «Saint-Rémy» au bord sud du Synclinorium de Dinant. Cet épisode a été interprété par Boulvain & Herbosch (1996) comme un cortège de haut niveau marin (HST, partie supérieure du Frasnien). Ainsi, l'ensemble de ces cortèges constituerait une séquence sédimentaire complète.

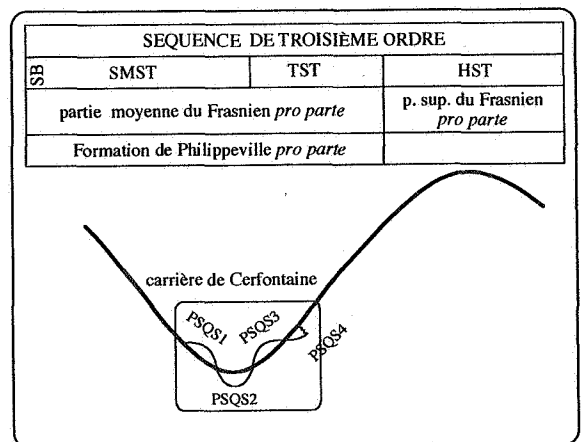


Figure 5. Interprétation de la courbe lithologique de la carrière de Cerfontaine en terme de séquence de 3^e ordre. SB= limite de séquence (sequence boundary); SMST= cortège de bas niveau marin (shelf margin systems tract); TST= cortège transgressif (transgressive systems tract); HST= cortège de haut niveau marin (highstand systems tract).

3.3. MODELE SEDIMENTOLOGIQUE ET ORIGINE DE LA CYCLICITE

A l'échelle régionale, les cortèges sédimentaires décrits (SMST et TST) s'intègrent dans l'évolution de la sédimentation de la plate-forme carbonatée de la partie moyenne du Frasnien. Cette plate-forme succède elle-même à une rampe mixte responsable, dès la base du Frasnien, de l'envoyage de la plate-forme givétienne antérieure (Préat *et al.*, 1993). Les faciès qui ont été décrits sont caractérisés par l'importance des milieux lagunaires et des «tidal flats». Ils appartiennent à la zone interne, très peu profonde de la plate-forme de la partie moyenne du Frasnien.

A plus petite échelle, la coupe de Cerfontaine appartient à une entité reconnue par Cornet (1978) dans le stratotype de la Formation de Philippeville comme un «complexe biostromal», épais d'environ 60 m. Cependant, suivant les interprétations de Burchette (1981, p. 107), pris individuellement (échelle pluridécimétrique à plurimétrique), les dépôts lagunaires du Frasnien ardennais sont assimilables à des «banks» qu'il définit comme suit: «laterally undifferentiated, sheet-like carbonate bodies comprising tiered biostromes (Cumings, 1932) or a complex intercalation of biostromes with non reefal sediments». Par contre, nous préférons assimiler l'ensemble des dépôts décrits (échelle pluridécimétrique) à une partie du «complexe biostromal» qui consisterait, d'après la définition de Burchette (1981, p.107) à: «packets of biostromes and restricted limestones ... and exhibit a much greater degree of lateral differentiation than banks». Burchette (1981) associe également aux complexes biostromaux: «the reef complexes which possessed little relief above surrounding depositional environments (and therefore no fore-reef facies) but exhibited marked lateral differentiation into back-reef and biostromal-barrier facies».

A l'échelle de la coupe, l'étude sédimentologique a montré une cyclicité dont le motif de base (cycle idéal décrit ci-dessus) est métrique et de type «shallowing upward». Ce cycle idéal montre le passage de faciès associés à des biostromes vers des faciès inter-voire supratidaux. Ce type d'évolution a fréquemment été reconnue (Read, 1975; Mountjoy, 1975; James, 1980; Burchette, 1981; Mc Lean & Mountjoy, 1994; Racki, 1992; Skompski & Szulczewski, 1994; Elrick, 1995...) et plusieurs interprétations en ont été données. Parmi les mécanismes les plus fréquemment proposés, on peut mentionner:

- Ginsburg (1971) qui considère que la boue carbonatée et les débris d'organismes (par exemple récifaux) produits par les zones sources sont transportés vers les «tidal flats» par des courants tidaux

ou estuariens. Ces sédiments y seraient stabilisés par une activité organique. Comme les aires de piégeage proximales sont de faible extension, les prismes sédimentaires progradent en direction du large en comblant l'espace disponible. Il s'ensuit une diminution de l'étendue des sources d'alimentation de même que du taux de production carbonatée. Cependant, si la subsidence continue l'emporte sur ce taux de production, un nouvel espace d'accommodation est créé; après un temps de réponse («lag time»), les faunes benthiques se développent à nouveau et le cycle suivant peut alors débiter.

- Matti & Mc Kee (1976) ou Mossop (1979) envisagent la progradation en direction du large des sédiments produits dans des environnements de faible profondeur («tidal flats»). Comme l'aire de production carbonatée suit le front du prisme sédimentaire progradant vers le large, le taux de production diminue lorsque les conditions environnementales deviennent moins favorables. La subsidence continue conduit à une augmentation du niveau marin relatif, suivie d'une reprise de la production carbonatée, différente de celle propre aux «tidal flats» précédemment invoquée (par exemple, installation de colonies récifales).
- Pratt & James (1986), quant à eux, développent un modèle d'îlots formés par l'accrétion verticale des «tidal flats» qui progressivement progradent latéralement. Des changements du réseau hydrographique provoquent l'inondation périodique des «tidal flats» et le développement de nouvelles séquences «shallowing upward».

L'ensemble de ces modèles sédimentologiques est soumis à des processus autocycliques. Les cycles sont formés indépendamment des variations eustatiques du niveau marin, des variations de la subsidence (tectono-eustatisme) ou des contrôles climatologiques (glacio-eustatisme). Les processus autocycliques sont inhérents à un système lagunaire et péritidal (Strasser, 1991). D'autre part, il est reconnu que les cycles sédimentaires contrôlés par les fluctuations du niveau marin et le climat peuvent se surimposer aux processus autocycliques locaux. En l'absence de marqueurs tels que des corrélations de séquences sur de grandes distances, des surfaces d'érosion étendues, des karstifications ou des superimpositions («overprinting») de faciès, il devient difficile de différencier l'amplitude respective des processus autocycliques et allocycliques et, *a fortiori*, de caractériser leurs interférences au sein de l'enregistrement sédimentologique final.

En ce qui concerne la coupe de Cerfontaine, l'échelle d'analyse est très locale et la profondeur du milieu de sédimentation devait être suffisamment faible pour

enregistrer les modifications de faible amplitude des paramètres contrôlant la sédimentation. Ceux-ci sont considérés comme internes au système sédimentaire. Par conséquent, le plus petit ordre de cycle enregistré (5^e ordre) est probablement issu de processus autocycliques.

La répartition des faciès, à un instant donné de la sédimentation, est présentée à la fig. 3. Au cours du temps, ces faciès s'agencent et donnent l'évolution suivante:

- au cours de PSQS 1, en milieu subtidal peu profond, se développent des corps tabulaires, d'extension limitée (échelle indéterminée), que l'on assimile à des amas, formés d'une association d'organismes constructeurs. Les bancs étant constitués de coraux et de stromatopores branchus et accessoirement de stromatopores globuleux, nous pensons que ces unités se situaient légèrement en arrière de corps bioconstruits (essentiellement à stromatopores globuleux). La production carbonatée continue permet l'accrétion et la progradation (as 1, as 2 et uftn 3) des sédiments constitués de débris d'organismes constructeurs, qui progressivement combler l'espace d'accommodation. Ce remplissage se poursuit avec l'apparition brutale et le développement de milieux inter- voire supratidaux (uftn 4 et uftn 5) qui coiffent partiellement, voire totalement les corps biostromaux précédemment envisagés. Dans ce modèle, rejoignant l'idée de Ginsburg (1971), le comblement de l'espace disponible engendre une diminution de la production carbonatée, issue d'organismes remaniés.
- le PSQS2 voit la suprématie des milieux subtidaux très peu profonds (MF 5), interditaux, voire supratidaux (MF 6, 7, 8); les milieux les plus externes font ici défaut. Suite à l'action de la subsidence, un léger approfondissement permet la reprise de la sédimentation. Dans un premier temps, celle-ci est essentiellement axée sur une production algale. L'espace d'accommodation ainsi créé par élévations successives du niveau marin relatif, est globalement inférieur à celui de PSQS 1. La bathymétrie atteinte permet toutefois le développement de prairies à amphipores, dont le remaniement (MF 5) est à l'origine d'accumulations, chapeautées de faciès inter- à supratidaux. Le développement intense de mattes cryptalgaires au sein de PSQS 2 pourrait correspondre au modèle de Matti & Mc Kee (1976) qui assimilent les cycles autocycliques à la progradation des «tidal flats». La discussion concernant l'application du modèle de Ginsburg (1971) est ici rendue difficile par l'absence de faciès associés au biostrome. Par ailleurs, ces deux modèles ne se rejoignent-ils pas ? En effet, la progradation en direction du large

de prismes constitués de débris d'organismes et de boue carbonatée (modèle de Ginsburg, 1971) ne pourrait-elle pas s'accompagner parallèlement, en domaine plus proximal, d'une progradation des faciès associés aux «tidal flats» (modèle de Matti & Mc Kee). La partie terminale de PSQS 2 se caractérise par un niveau à perforations verticales témoignant également d'une nette diminution du taux de sédimentation. Latéralement à ce niveau, à une dizaine de mètres, des érosions locales (banc lenticulaire) et des zones de remaniement (copeaux algaires, MF 7) préconisent une reprise ultérieure de la sédimentation.

- cette reprise prend la forme d'un biostrome à stromatopores globuleux témoignant d'un net approfondissement à la base de PSQS 3 (pente positive de la courbe de Fischer, fig. 4). Le retour à des conditions subtidales peu profondes permet le développement d'un corps tabulaire biostromal (comme au sein de PSQS 1) dont on verrait probablement la partie centrale (essentiellement composée de stromatopores globuleux décimétriques). L'extension de ces corps biostromaux devait cependant être limitée par l'existence de passes et de chenaux, permettant aux domaines relativement ouverts de communiquer avec les milieux lagunaires: la présence du MF 1 en témoignerait. Localement, des faciès de milieux inter- à supratidaux coiffent les corps biostromaux (présence des MF 7 et 8). L'ensemble de ces observations rejoignent le modèle de Pratt & James (1986) axé sur le développement d'ilôts formés de «tidal flats» progradant. Dans notre cas, le réseau hydrographique, pourrait être assimilé aux chenaux tidaux.

Ainsi, parmi les différents facteurs possibles régissant la sédimentation, le développement des cycles s'expliquerait par la prédominance de l'un de ces facteurs suivant la zone paléogéographique considérée. Concernant la zone la plus distale, le facteur prédominant serait lié à l'activité du réseau de chenaux tidaux. Quant à la zone la plus proximale, le taux de production carbonatée serait prédominant et lié, dans un cas, au remaniement d'organismes, dans l'autre, à l'activité algale.

4. COMPARAISON AVEC LE STRATO-TYPE

Au sein du lithostratotype (partie inférieure: tranchée de la route RN5 Charleroi-Couvin et partie supérieure: tranchée septentrionale du chemin de fer située au SW du village de Neuville, Boulvain *et al.*, 1993), Cornet (1978) a reconnu huit séquences majeures de type «shallowing upward» (fig. 6). Sachant que l'ancienne

carrière de Cerfontaine est ouverte dans la partie supérieure de la Formation de Philippeville, il apparaît qu'à partir des corrélations effectuées sur base de l'évolution des lithofaciès et de l'épaisseur des bancs, les unités définies (PSQS 1, 2, 3, 4) dans la coupe étudiée (échelle pluridécamétrique) correspondent aux séquences 5, 6, 7 et 8 *pro parte* identifiées dans le stratotype (fig. 6):

- d'après Cornet (1978), la séquence 5 présente une influence récifale marquée où une faune très diversifiée provenant de milieux bioconstruits variés se mélange aux faciès à amphipores. L'altération des débris accumulés indique la destruction d'édifices construits et un transport important. Ces interprétations correspondraient à l'évolution du PSQS 1 essentiellement formé d'une accumulation de débris d'organismes constructeurs, en arrière d'un corps tabulaire biostromal.
- la séquence 6 de Cornet (1978), très pauvre en macro-faune, correspond au milieu le moins profond de l'ensemble du stratotype. La fréquence des «laminations régulières» semble également l'indiquer. Le PSQS 2, au sein de la coupe de Cerfontaine, constitue également un ensemble homogène et faiblement bioclastique. Rappelons que cet ensemble est caractérisé par des laminites algaires et des niveaux à perforations verticales, indiquant un milieu très peu profond.
- la séquence 7 (Cornet, 1978) correspond à une accumulation de stromatopores variés au sein d'une matrice faiblement bioclastique, essentiellement micritique, témoignant de conditions similaires à celles de la séquence 5 (influence récifale), mais sans doute plus lagunaires en raison de l'abondance des amphipores. Parallèlement, PSQS 3 présente une accumulation massive de stromatopores globuleux (biostrome) témoignant du développement d'un nouveau corps bioconstruit.

Les analyses séquentielles effectuées au sein de la Formation de Philippeville à partir de différentes coupes (lithostratotype de la coupe de Neuville (Cornet, 1978); coupe de Merlemont (Boulvain *et al.*, 1994) et coupe de Cerfontaine), permettent des corrélations aisées à l'échelle du 4^e ordre (PSQS). A ce niveau d'intégration et probablement aux échelles supérieures, ceci suggère une éventuelle composante allocyclique influençant les mécanismes de la sédimentation frasnienne.

Par ailleurs, le fait qu'au sein de PSQS 1, des faciès à perforations verticales (MF8) se développent directement au-dessus des faciès subtidaux (MF 4), sans faciès intermédiaires, pourrait être interprété comme des

surimpositions de faciès (Strasser, 1991, fig. 2). Ces surimpositions sont considérées comme des témoins de facteurs allocycliques. De plus, l'asymétrie des cycles et la présence, à leur base, d'un assemblage de débris de divers organismes marins reflètent de rapides submergences suivies de phases plus lentes de remplissage de l'espace d'accommodation, et ceci sous des conditions de sédimentation plus stables (Read, 1975; Burchette 1981; Mc Lean & Mountjoy, 1994).

Ces observations rejoignent la notion de «punctuated aggradational cycles» ou «PAC» introduite par Goodwin & Anderson (1985). Selon ces auteurs, le motif de base consiste en un cycle idéal de type «shallowing upward» formé sous des conditions d'aggradation. La base de ce cycle est caractérisée par une surface nette marquant le passage brutal à des faciès plus profonds. Ces cycles ou «PAC» d'une épaisseur de 1 à 5 m, s'agent verticalement en séquences régressives ou transgressives. Leur asymétrie serait liée à des fluctuations épisodiques du niveau marin en réponse à un contrôle allogénique en opposition aux fluctuations graduelles marquant les processus autocycliques. Au sein du Heldeberg Group (New York), la corrélation des cycles définis par les auteurs a été effectuée sur des dizaines de kilomètres. Cette corrélation à grande échelle confirme le caractère allogénique.

Par conséquent, si des corrélations au 4^e ordre se confirmaient à grande distance, nous pourrions envisager que les cycles de 4^e ordre (plurimétriques à décimétriques) décrits à Cerfontaine correspondent à de rapides mais modérées élévations relatives du niveau marin. Celles-ci seraient suivies de phases de stabilisation où les sédiments prograderaient sous la forme de cycles de 5^e ordre (métriques), en «shallowing upward» et, à cette échelle, en contexte autocyclique. En effet, le modèle de Ginsburg (1971) qui suppose un niveau marin statique et une subsidence constante afin de créer l'espace d'accommodation est en contradiction partielle avec le fait qu'au cours du Frasnien, le niveau marin était globalement en constante augmentation (Johnson *et al.*, 1985).

5. CONCLUSIONS

L'étude sédimentologique de la coupe de la carrière de Cerfontaine (30 m) a permis la définition de 8 microfaciès majeurs dont la succession constitue une séquence standard. Celle-ci montre le passage des environnements caractéristiques d'un milieu marin relativement ouvert aux milieux restreints inter-voire supratidaux. La courbe lithologique établie à partir de cette séquence standard révèle le caractère cyclique de la sédimentation.

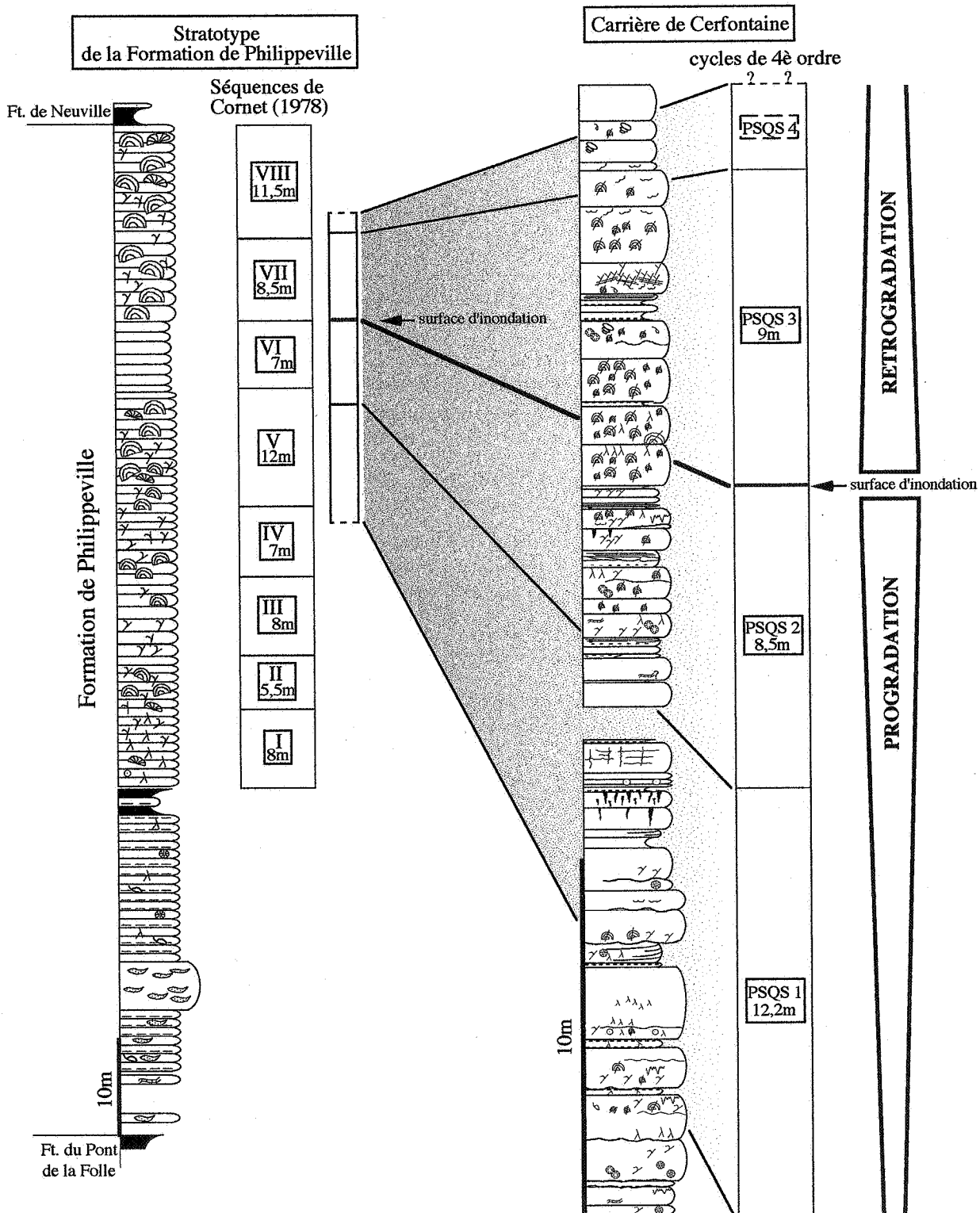


Figure 6. Découpage séquentiel et corrélations des colonnes lithologiques du stratotype de la Formation de Philippeville et de la carrière de Cerfontaine.

Le cycle idéal est d'ordre métrique, de type «shallowing upward», montrant l'évolution de faciès associés à des bioconstructions vers des faciès inter- voire supratidaux. Le découpage séquentiel montre que la colonne lithologique étudiée est formée de 14 paraséquences (PSQ) épisodiques de 5^e ordre. La cyclicité observée se développe au sein du domaine interne de la plateforme carbonatée de la partie moyenne du Frasnien. Ce domaine est caractérisé par les faciès lagunaires et restreints où dominent les processus autocycliques.

Ces 14 paraséquences épisodiques sont regroupées en 4 ensembles (PSQS) de 4^e ordre qui correspondent à la partie terminale d'un cortège de bas niveau marin et à son passage à un cortège transgressif. Cette évolution se visualise sur un diagramme de Fischer (1964). Ces cortèges s'intègrent dans une séquence principale de 3^e ordre définie par Boulvain & Herbosch (1996). Cette dernière s'étend sur les parties moyenne et supérieure du Frasnien.

A partir des corrélations séquostratigraphiques réalisées en comparant la coupe de référence du Frasnien dans le Massif de Philippeville (Cornet, 1978; Coen 1978; Boulvain *et al.*, 1993), il apparaît que la coupe de Cerfontaine appartient à la partie sommitale de la Formation de Philippeville (Frasnien moyen). Les PSQS 1 à 4 définis correspondent respectivement aux séquences 5 à 8 (*pro parte*) décrites par Cornet (1978) dans le stratotype de la Formation de Philippeville.

Ces corrélations, l'asymétrie des cycles de 4^e ordre et la surimposition probable de faciès laissent supposer une composante allocyclique influençant les mécanismes qui régissaient la sédimentation frasnienne.

Bien que la partie moyenne du Frasnien soit assimilée à une phase de calme eustatique (Tsien, 1980; Boulvain & Herbosch, 1996), les cycles de 4^e ordre pourraient témoigner de rapides mais modérées augmentations du niveau marin relatif, en accord avec la tendance qu'indique la courbe de Johnson *et al.* (1985). Ces variations seraient suivies de périodes stables, plus favorables à l'aggradation ou à la progradation des sédiments, ceci en contexte autocyclique (5^e ordre).

6. REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier le Professeur F. Boulvain (Université de Liège) pour la qualité de ses remarques constructives et les Professeurs L. Hance (Service géologique de Belgique et Université Catholique de Louvain) et Ph. Muchez (Katholieke Universiteit Leuven) pour la pertinence des commentaires lors de la relecture du manuscrit.

7. REFERENCES

- BARGATZKY, A., 1881. Stachyodes, eine neue Stromatoporidae. *Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, 33: 688-691.
- BIRINA, L.M., 1948. Nouvelles espèces d'Algues calcaires et de Foraminifères des régions limitrophes du Dévonien et du Carbonifère. *Geol. Soviet.*, 28.
- BOULVAIN, F., COEN, M., COEN-AUBERT, M., BULTYNCK, P., CASIER, J.G., DEJONGHE, L. & TOURNEUR, F., 1993. Les formations frasnienne du Massif de Philippeville. *Prof. Paper*, Serv. Géol. Belg., 259: 37 p.
- BOULVAIN, F., COEN-AUBERT, M., DUMOULIN, V. & MARION, J.M., 1994. La Formation de Philippeville à Merlemont: contexte structural, comparaison avec le stratotype et paléoenvironnements. *Prof. Paper*, Serv. Géol. Belg., 269: 29 p.
- BOULVAIN, F. & HERBOSCH, A., 1996. Anatomie des monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique. *Bull. Soc. géol. France*, 167 (3): 391-398.
- BURCHETTE, T.P., 1981. European Devonian Reefs: a review of current concepts and models. In : Toomey, D.F. (ed): European fossil reef models. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 30*: 85-142.
- BYKOVA, E.V., 1952. Foraminifères dévoniens de la Plate-forme Russe et du Cis-Oural (en russe, traduit). *Trudy Vses. Neft. Nauch - Iss. Geol. Razv. Institut. Mikrofauna SSSR*, 5: 5-64.
- CAMOIN, G.F., 1995. Nature and origin of Late Cretaceous mud-mounds, north Africa. In : Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. & Pratt, B.R. (eds): Carbonate Mud-Mounds - Their Origin and Evolution. *Blackwell Science*, 23: 385-400.
- CAYEUX, L., 1935. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcium et dolomies). *Masson*, 436 p.
- CHAFETZ, H.S., 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sedim. Petrol.*, 56: 812-817.
- COEN, M., 1978. Le Givetien et le Frasnien dans le contournement routier de Philippeville; comparaison avec la coupe de Neuville. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 100: 23-30.
- CORNET, P.J., 1978. Le biostrome «F2h» de la tranchée de chemin de fer de Neuville (Bassin de Dinant-Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 100: 31-40.
- CUMINGS, E.R., 1932. Reefs or bioherms? *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 43: 331-352.
- ELRICK, M., 1995. Cyclostratigraphy of Middle Devonian carbonates of the Eastern Great Basin. *J. Sedim. Research*, B65 (1): 61-79.
- FAGERSTROM, J.A., 1987. The evolution of reef communities. *John Wiley & Sons*, 600 p.

- FISCHER, A.G., 1964. The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic. *Bull. Kansas Geol. Survey*, 169: 107-149.
- FLAJS, G. & HÜSSNER, H., 1993. A Microbial Model for the Lower Devonian Stromatactis Mud Mounds of the Montagne Noire (France). *Facies*, 29: 179-193.
- GINSBURG, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55: 340.
- GINSBURG, R.N. & CHOI, D.R., 1984. Coral content of Quaternary reef limestones. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Ann. Conv.*, abstract.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J., 1985. Punctuated Aggradational Cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal Geol.*, 93: 515-533.
- GROTZINGER, J.P., 1986a. Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 1208-1231.
- GROTZINGER, J.P., 1986b. Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations. *Paleoceanography*, 1: 403-416.
- HENBEST, L.G., 1935. Nanicella, a new genus of Devonian Foraminifera. *Washington Acad. Sci. Journ.*, 25 (1): 34-35.
- JAMES, N.P., 1980. Shallowing-upward Sequences in Carbonates. In : Walker, R.G. (ed.): *Facies Models*. Reprint Series 1, 109-119.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 567-587.
- KERSHAW, S., 1994. Classification and geological significance of biostromes. *Facies*, 31: 81-92.
- KOCH, R., SENOWBARI-DARYAN, B. & STRAUSS, H., 1994. The Late Jurassic «Massenkalk Fazies» of Southern Germany: Calcareous Sand Piles rather than Organic Reefs. *Facies*, 31: 179-208.
- LANGER, W., 1979. Neue karbonatische mikroproblematica aus dem westdeutschen Devon. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12: 723-733.
- LONGMAN, M.W., 1981. A process approach to recognizing facies of reef complexes. In : Toomey, D.F. (ed): *European fossil reef models. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 30*: 9-40.
- MAMET, B., NAISSÉ, F., PEREZ, S. & PREAT, A., 1985. *Frondilina tailferensis*, n. sp. - Un foraminifère nouveau du Frasnien de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 94 (4): 269-271.
- MATTI, J.C. & MC KEE, E.H., 1976. Stable eustacy, regional subsidence, and a carbonate factory: a self-generating model for onlap-offlap cycles in shallow-water carbonate sequences. *Geol. Soc. Am. Abstr.*, 8: 1000-1001.
- MCLEAN, D. & MOUNTJOY, E.W., 1994. Allocyclic control on late Devonian buildup development, southern Canadian Rocky Mountains. *J. Sedim. Research*, B 64 (3): 326-340.
- MIALL, A.D., 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences. *Springer Verlag*, 433 p.
- MONTY, C.L.V., 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. In : Walter, M.R. (ed): *Stromatolites. Elsevier*, 20: 193-249.
- MOSSOP, G.D., 1979. The evaporites of the Ordovician Baumann Fiord Formation, Ellesmere Island, arctic Canada. *Bull. Geol. Surv. Can.*, 298: 52p.
- MOUNTJOY, E.W., 1975. Intertidal and supratidal deposits within isolated upper Devonian buildups, Alberta. In : Ginsburg, R. N. (ed.): *Tidal Deposits. Springer Verlag*, 387-395.
- NEGRA, M.H., PURSER, B.H. & M'RABET, A., 1995. Sedimentation, diagenesis and syntectonic erosion of Upper Cretaceous rudist mounds in central Tunisia. In : Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. & Pratt, B.R. (eds): *Carbonate Mud-Mounds - Their Origin and Evolution. Blackwell Science*, 23: 401-419.
- PILLER, W.E., 1981. The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. In : Toomey, D.F. (ed): *European fossil reef models. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Special Publication 30*, 261-290.
- PRATT, B.R., 1982. Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. *J. sedim. Petrol.*, 52: 1203-1227.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P., 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epairic seas. *Sedimentology*, 33: 313-343.
- PREAT, A., BERTRAND, M., BOULVAIN, F., HERBOSCH, A. & KASIMI, R. 1993. Sédimentologie et évolution des communautés récifales du Dévonien moyen et supérieur de Belgique. In: 14th IAS Regional Meeting of Sedimentology, Marrakesh, 263-264.
- RACKI, G., 1992. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37 (2-4): 87-182.
- READ, J.F., 1973. Paleoenvironments and paleogeography in Pillara Formation (Devonian), Western Australia. *Bull. Canad. Petroleum Geol.*, 21: 344-394.
- READ, J.F., 1975. Tidal-flat facies in carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Austria. In : Ginsburg, R. N. (ed.): *Tidal Deposits. Springer Verlag*, 251-256.
- SADLER, P.M., OSLEGER, D.A. & MONTANEZ, I.P., 1993. On the labeling, length, and objective basis of Fischer Plots. *J. Sedim. Petrol.*, 63 (3): 360-368.
- SCHWARZACHER, W., 1961. Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in north-western Ireland. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45: 1481-1503.
- SHINN, E.A., 1983. Birdeyes, fenestrae, shrinkage

pores, and loferites: a reevaluation. *J. Sedim. Petrol.*, 53 (2): 619-628.

SKOMPSKI, S. & SZULCZEWSKI, W., 1994. Tide-dominated Middle Devonian Sequence from the Northern Part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies*, 30: 247-266.

STRASSER, A., 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. *In* : Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer Verlag*, 709-721.

TEBBUTT, G.E., CONLEY, C.D. & BOYD, D.W., 1965. Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. *Contributions to Geology*, University Wyoming, 4: 1-13.

TSIEN, H.H., 1980. Les régimes récifaux dévoniens

en Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89 (2): 71-102.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. *In* : Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer Verlag*, 615-659.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.*, 7: 55 p.

Manuscrit reçu le 3 juillet 1997 et accepté pour publication le 6 novembre 1997.