

SEDIMENTOLOGIE ET ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION DE PHILIPPEVILLE (PARTIE MOYENNE DU FRASNIEN) DES COUPES DE PRY ET DE LANEFFE (SYNCLINORIUM DE DINANT, BELGIQUE).

Alain PREAT¹, Virginie DUMOULIN¹ & Marc BERTRAND¹

ABSTRACT. Sedimentological analysis of the Philippeville Formation (middle part of the Frasnian) at Pry and Laneffe, located at the northwestern border of the Dinant Synclinorium enables the recognition of 12 major carbonate microfacies. These range from open marine (below fairweather wave base) to restricted supratidal environments, close to subaerial exposure. The sedimentary model consists of a shallow carbonate platform without any true slope or reefal barrier (or barrier of any other nature in the present acceptation of this term). This platform is very similar to the one which was predominant in the Dinant Synclinorium during Givetian times.

A small-scale cyclicity based on numerous 5th order cycles (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990 and Vail *et al.*, 1991), with an average thickness of 2.4 m at Pry and 1.3 m at Laneffe occurs in the series. The cycles display an upward-thinning and -fining evolution or are aggradational. Their basal part consists of open peri-reefal microfacies (MF6) and their top is composed of lagoonal (MF9) and subaerial (MF12) microfacies. The stacking pattern in different parasequence sets allows recognition of the different systems tracts within the studied area. Of particular interest is the lowstand systems tract which is well represented at Pry.

The comparison of these data with those of other middle Frasnian profiles on the «Philippeville Massif» allows correlation with the 3rd order sequence established by Boulvain & Herbosch (1996) in the middle and upper parts of the Belgian Frasnian. The vertical stacking pattern, as well as the lateral variation of the number of the 5th order cycles, suggest the importance of autocyclic processes in the control of the sedimentation. In this context the sedimentation is probably related to different arrangement of faulted blocks. The Pry and Cerfontaine sections, which are located far from each other, belong to the same block while the Pry and Laneffe sections, which are located very close, belong to two different blocks.

KEY-WORDS. Carbonate Platform, Microfacies, Sequence Stratigraphy, Paleostraturation, Frasnian, Belgium.

RESUME. L'analyse sédimentologique de la Formation de Philippeville (partie moyenne du Frasnien) des coupes de Pry et Laneffe, situées à l'extrémité occidentale du bord nord du Synclinorium de Dinant, met en évidence 12 microfaciès carbonatés majeurs allant du domaine marin sous la zone d'action des vagues aux domaines supratidaux restreints proches de l'émersion. Le modèle sédimentologique est celui du domaine superficiel d'une plate-forme carbonatée sans pente véritable, ni barrière récifale (ou de quelque autre nature), au sens moderne du terme. Cette plate-forme est de même type que celle qui existait dans l'ensemble du Synclinorium de Dinant au cours du Givétien.

De nombreux cycles de 5^e ordre (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990 et Vail *et al.*, 1991) d'épaisseur métrique (moyenne de 2,4 m à Pry et de 1,3 m à Laneffe), soit grano- et stratodécroissants, soit aggradationnels, sont présents et caractérisent des évolutions de type «shallowing-upward». Leur base est généralement composée de microfaciès des milieux péri-récifaux ouverts (microfaciès 6) et leur sommet des microfaciès des milieux lagunaires (MF9) et de la plaine littorale proche de l'émersion (MF12). L'empilement de ces cycles en ensembles de paraséquences de 4^e ordre permet de reconnaître les différents cortèges sédimentaires de la partie moyenne du Frasnien de ces deux coupes qui montrent toutes les deux la succession d'un prisme de bas niveau marin et d'un intervalle ou cortège transgressif.

La comparaison de ces données avec celles de la partie moyenne du Frasnien d'autres coupes du «Massif de Philippeville» permet d'établir des corrélations dans le cadre de la séquence principale de 3^e ordre s'étendant sur les parties moyennes et supérieures du Frasnien (Boulvain & Herbosch, 1996). L'analyse séquentielle, autant basée sur l'empilement suivant la verticale des cycles de 5^e ordre que sur leurs variations latérales en nombre, indique l'importance des processus autocycliques probablement liés à une paléostructuration en blocs basculés. Les coupes de Pry et de Cerfontaine, géographiquement les plus éloignées, appartiennent à un même type de bloc (ou au même? bloc) alors que les coupes de Pry et Laneffe situées à proximité immédiate l'une de l'autre appartiennent à deux blocs différents.

MOTS-CLES. Plate-forme Carbonatée, Microfaciès, Stratigraphie Séquentielle, Paléostructuration, Frasnien, 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

Les travaux de la Commission nationale de Stratigraphie du Dévonien se sont récemment penchés sur la stratigraphie du Frasnien de Belgique. C'est dans ce contexte général que s'inscrit l'étude des coupes de Pry et de Lanefte situées à l'extrémité occidentale du bord nord du Synclinorium de Dinant dans une zone charnière à l'est de la région étudiée par Beugnies *et al.* (1962) dans l'Entre-Sambre-et-Meuse occidental et au nord du «Massif de Philippeville». C'est d'ailleurs la subdivision en formations de ce Massif qui s'applique particulièrement bien à la zone étudiée comme l'ont notamment montré les travaux de révision des cartes géologiques de Wallonie financés depuis 1990 par le Ministère de la Région Wallonne et le groupe de travail du Dévonien supérieur de la Commission nationale de Stratigraphie du Dévonien (Boulvain *et al.*, 1993).

Pour rappel, le Frasnien du «Massif de Philippeville» est composé des six formations suivantes de la plus ancienne à la plus récente: Formation de Nismes, F. du Pont de la Folle, F. de Philippeville, F. de Neuville et F. des Valisettes (Boulvain *et al.*, 1993). Comme c'est souvent le cas en Belgique suite aux problèmes de variations latérales rapides de faciès et des discontinuités d'affleurement liées au plissement hercynien, peu d'études sédimentologiques détaillées ont été réalisées sur ces séries, la plupart des travaux se rapportant à des analyses paléontologiques (coraux, conodontes et brachiopodes, Coen-Aubert, 1982; Mouravieff & Tsien, 1983) et lithostratigraphiques (Maillieux, 1926; Maillieux & Demanet, 1929; Lecompte, 1960; Coen-Aubert & Coen, 1974; Cornet, 1978). Seules quelques rares études ont abordé le problème de la cyclicité sédimentaire dans la Formation de Philippeville (Cornet, 1978; Boulvain *et al.*, 1994).

Force est de constater qu'à ce jour aucun examen systématique des microfaciès de la Formation de Philippeville n'a encore été établi. Un des premiers objectifs de ce travail est donc de donner une description détaillée de ces microfaciès à partir des coupes de Pry et de Lanefte, d'en établir les principaux éléments en vue de la définition ultérieure d'un modèle sédimentaire et d'en établir leur cyclicité. Au vu des fortes similitudes des microfaciès frasnien rencontrés, une comparaison avec ceux bien connus du Givetien franco-belge (Préat & Mamet, 1989; Préat & Carliez, 1994) est ensuite établie, et une discussion concernant la modalité de mise en place des dépôts frasnien et givetien est proposée.

2. STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

2.1. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

Rappelons brièvement que le stratotype de la Formation de Philippeville est situé le long de la tranchée de la route Charleroi-Couvin (RN5), au nord de la borne K79 au sud de Philippeville (partie inférieure de la formation) et dans l'ancienne tranchée du chemin de fer au sud-ouest de Neuville (partie supérieure). L'épaisseur de la formation y est variable depuis 103 mètres à Philippeville jusqu'à 113 mètres à Neuville (Boulvain *et al.*, 1993). Il s'agit d'une unité principalement calcaire faisant suite aux schistes de la Formation du Pont de la Folle et précédant les calcaires nodulaires de la Formation de Neuville.

La Formation de Philippeville montre la succession des ensembles lithologiques suivants (de la base au sommet): 12 m de calcaires argileux à brachiopodes et coraux, 16 m de calcaires noirs en bancs décimétriques (wackestones et packstones) à bioclastes divers, 3 m de schistes noirs et calcaires argilo-dolomitiques, 8 m de calcaires noirs (floatstones) à coraux et rares stromatopores lamellaires, et enfin une soixantaine de mètres de calcaires gris à noirs constitués d'une alternance de bancs métriques à stromatopores subsphériques, branchus ou bulbeux (rudstones) et de bancs décimétriques souvent laminaires (packstones à péloïdes, paléosiphonocladales et bioclastes). Vers le sommet de la formation apparaissent des rugueux massifs (Boulvain *et al.*, 1993). Il faut insister sur l'importance que revêt la dolomitisation qui affecte de manière souvent importante mais toujours irrégulière les calcaires de cette formation (Coen & Coen-Aubert, 1976; Dejonghe & Mardaga, 1989). Enfin c'est principalement sur base des rugueux (*Hexagonaria mirabilis* MOENKE, 1954 et *Argutastrea konincki* ROEMER, 1855) qu'un âge Frasnien «moyen» a pu être attribué à cette formation (Coen-Aubert, 1982).

Les deux coupes analysées dans ce travail se situent à l'extrémité orientale de la zone étudiée par Beugnies *et al.* (1962) et pourraient recouper partiellement les assises F5 à F8 de ces auteurs ou les unités G à J décrites par Préat et Lapierre (1986) dans la carrière de Gourdinne située à proximité immédiate (à 2 km à l'ouest de la coupe de Lanefte). La coupe de Pry se situe le long de la ligne de chemin de fer reliant la gare de Walcourt à Charleroi, au niveau du village de Pry, entre la borne K84 et la gare de Walcourt (fig.1, carte topographique IGN n° 52/7-8 de Silenrieux-Walcourt au 1:25.000ème et planche géologique n° 173 au 1:40.000ème). Son extrême base est attribuée suivant la distribution des rugueux solitaires au «F2ef» et le

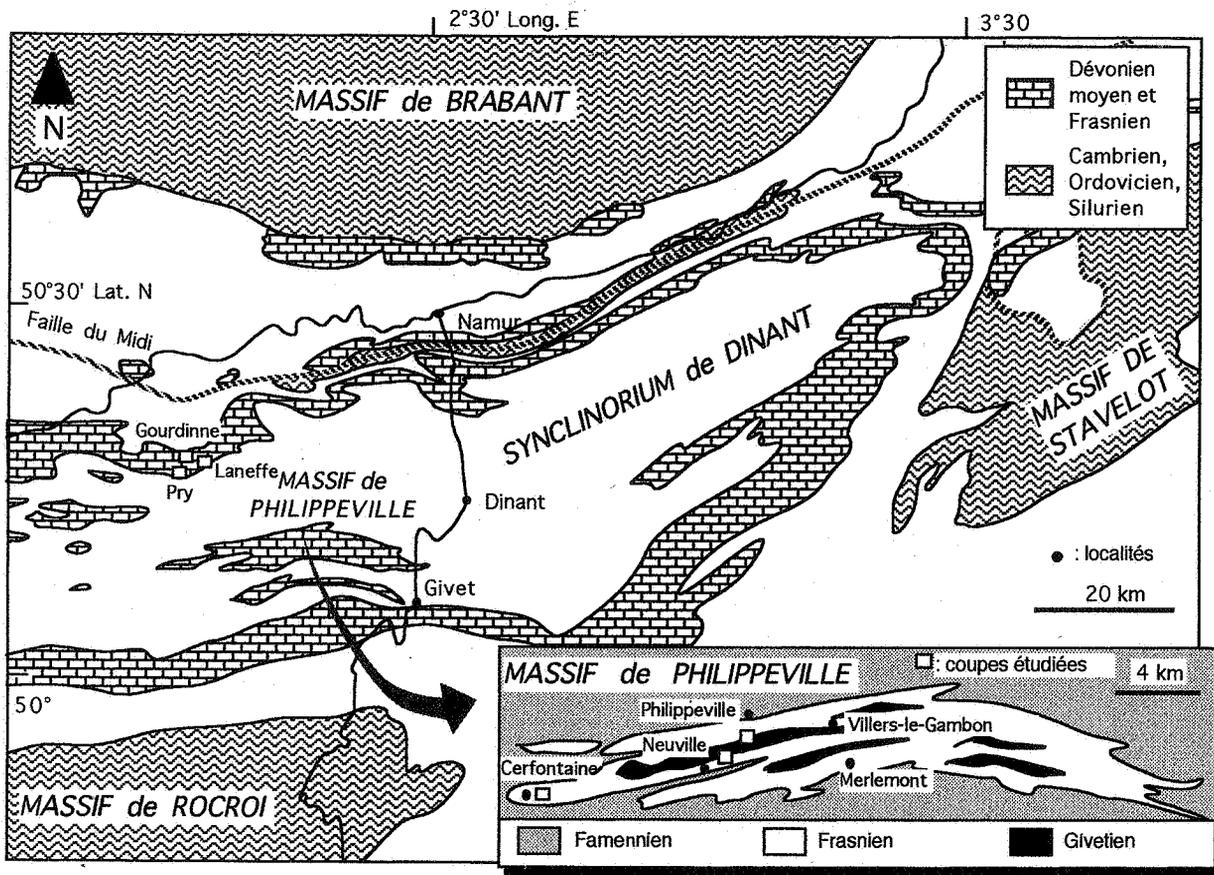


Figure 1. Localisation géographique des principales coupes étudiées.
Geographical localisation of the main studied profiles.

reste au «F2gh» par Coen-Aubert (1982). La coupe de Laneffe correspond à une ancienne carrière à moins d'un kilomètre au nord du village de Laneffe (fig.1 et mêmes cartes topographique et géologique) et montre à l'affleurement la Formation de Philippeville.

2.2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

2.2.1. Coupe de Pry

L'affleurement de Pry constitue une coupe assez continue le long de la voie de chemin de fer Walcourt-Charleroi (fig.1) exposant sur 82,8 m une série d'abord massive, de dolomies grenues noires et beiges dans la partie inférieure, puis bien stratifiée en bancs minces et épais de calcaires fins riches en *fenestrae* millimétriques (mudstones et wackestones) ou grossiers et bioclastiques (packstones/grainstones et floatstones/rudstones). Un lever banc par banc avec prélèvement systématique d'échantillons pétrographiques a été mené: au total 105 échantillons suivant un pas moyen de 0,4 m ont été prélevés et leur étude pétrographique permet d'établir une séquence standard de microfaciès (voir ci-dessous). La terminologie des ensembles séquentiels est celle de Van Wagoner *et al.* (1990) et de Vail *et al.* (1991).

De la base au sommet, la coupe montre la succession des unités suivantes (fig.2):

- 1° de 0 à 3,2 m: succession de bancs moyens (0,2 - 0,5 m) de calcaire homogène à brachiopodes et crinoïdes (wackestones et packstones bioturbés). Les bancs sont légèrement plus minces à la base et aucune évolution séquentielle nette n'apparaît;
- 2° de 3,2 à 18 m: hiatus d'observation;
- 3° de 18 à 48,2 m: dolomie massive, grenue et homogène, montrant la succession de deux unités: dolomies beiges à ocres dans la première (16 m) et dolomies noires à fantômes d'amphipores et bancs calcaires (wackestones et packstones à brachiopodes et crinoïdes) dans la seconde (14,2 m). Présence d'un hiatus d'observation de 2 m dans la partie supérieure (de 46,2 à 48,2 m) montrant quelques têtes de bancs de dolomies noires;
- 4° de 48,2 à 61 m: succession de bancs moyens à très épais (0,2 - 2,8 m) de calcaire construit, gris clair à légèrement rosé, renfermant quelques stromatopores globulaires et amphipores (packstones et floatstones bioclastiques) et de calcaire fin gris clair à gris foncé, parfois finement laminaire, riche en *fenestrae* (wackestones, loférites et laminites). Cette unité montre la succession de six parasé-

quences granodécroissantes («upward-finings», uftn1 à uftn6, fig.2). Les trois premières sont également stratodécroissantes («upward-thinning»). La succession des paraséquences montre une évolution stratodécroissante à l'échelle supérieure (ensemble de paraséquences du 4^e ordre, PSQS1-UFTN, fig.2). Des coupures à plus petite échelle (6^e ordre) sont identifiables sur base pétrographique. Elles sont surtout présentes dans les deux premières paraséquences. Notons enfin la présence d'un niveau plus argileux de 5 cm d'épaisseur à copeaux calcaires dans la partie supérieure de la deuxième paraséquence (cote 55,9 m) et d'une passe argileuse décimétrique au sommet de la troisième paraséquence (cote 57,3 m);

5° de 61 à 75,6 m: succession de bancs minces à très épais (0,03 - 2,3 m) de calcaire gris clair construit, riche en stromatopores branchus (amphipores) et tabulés (floatstones et bafflestones), et de calcaire gris foncé, parfois finement laminaire, à nombreux mollusques (gastéropodes), fenestras (wacke-stones, packstones, loferites et laminites). L'unité montre la succession de quatre paraséquences sans évolution aussi marquée que précédemment de la sédimentation ou de l'épaisseur des bancs, excepté une légère tendance granodécroissante («upward-finings») à petite échelle (as1, uftk2, uftn3 et uftk4, fig.2). A l'échelle de l'ensemble de paraséquences (4^e ordre, PSQS2), l'évolution sédimentologique est de type granodécroissant («upward-finings») faiblement stratodécroissant («upward-thinning», UFTN), les laminites et les loferites devenant chaque fois plus importantes. Les coupures de 6^e ordre sont ici plus nombreuses que précédemment et rendent difficile le découpage en paraséquences. Un contact ravinant sépare les 2^e et 3^e paraséquences de l'unité; N6M/ de 75,6 à la fin de la coupe (82,8 m): succession de bancs moyens à épais (0,3 - 1,5 m) fortement ondulants et ravinants de calcaire dolomitique gris clair à gris foncé de floatstones à stromatopores, tabulés et quelques crinoïdes et brachiopodes, et de packstones à gastéropodes. L'unité montre la succession d'au moins trois paraséquences sans évolution nette d'épaisseur: les deux premières (uftn1 et uftn2) sont de types strato- et granodécroissants, la troisième (ps3) est incomplète (fin de l'affleurement).

Tout comme pour le Givetien de la Formation de Fromelennes (Préat & Carliez, 1994), l'ensemble des bases de séquences ou cycles correspond à des floatstones et dolofloatstones à stromatopores, coraux, bioclastes, crinoïdes et parfois oncoïdes («biostromes» et microfaciès 6 à 8, voir ci-dessous), tandis que les parties supérieures correspondent à des wackestones, packstones, bindstones à algues, ostracodes et amphipores (microfaciès 9 à 13, *id.*)

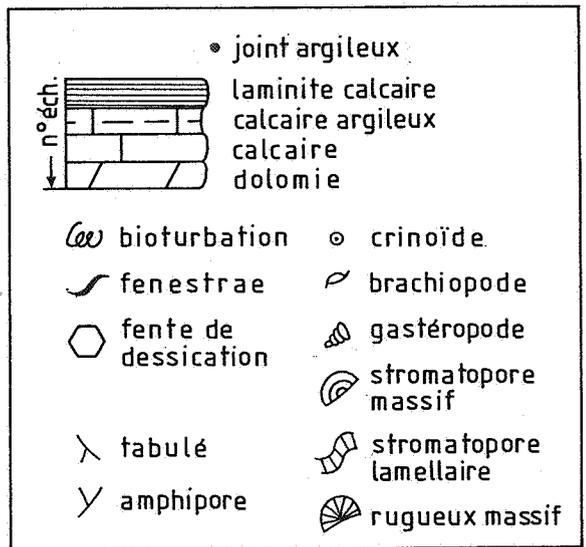


Figure 2b. Légende des principaux symboles utilisés aux figures 2a et 3.

Legend of main symbols used in figures 2a and 3.

2.2.2. Coupe de Laneffe

L'affleurement situé sur le territoire communal de Laneffe (fig.1) ne constitue pas une coupe continue dans la partie moyenne du Frasnien mais se présente sous la forme de plusieurs excavations séparées de nombreux hiatus métriques à plurimétriques interrompant une série stratigraphique épaisse de 67,4 m. Un lever banc par banc avec prélèvement systématique d'échantillons pétrographiques a été mené: au total 232 échantillons représentant un pas moyen de 0,3 m ont été prélevés et leur étude pétrographique a permis d'établir une séquence standard de microfaciès (voir ci-dessous).

De la base au sommet, la coupe montre la succession des unités suivantes (fig. 3):

1° de 0 à 5,5 m: succession de bancs moyens (0,1 - 0,5 m), parfois épais (0,6 m) de calcaire homogène, parfois légèrement argileux, à crinoïdes et fragments de brachiopodes (wackestones et packstones bioclastiques). L'ensemble est légèrement granocroissant et stratodécroissant, les bancs étant pluridécimétriques dans la partie inférieure et décimétriques au sommet. Les diasthèmes sont assez nombreux. Présence de 3 paraséquences métriques et plurimétriques de 5^e ordre (as1 de 0 à 2,3 m; as2 de 2,3 à 3,2 m et as3 de 3,2 à 5,5 m) granocroissantes et stratodécroissantes: leurs bases montrent de fins wackestones bioturbés, leurs parties supérieures de fins packstones bioclastiques parfois péloïdiques. Les variations de faciès sont infimes et les plus importantes correspondent à la

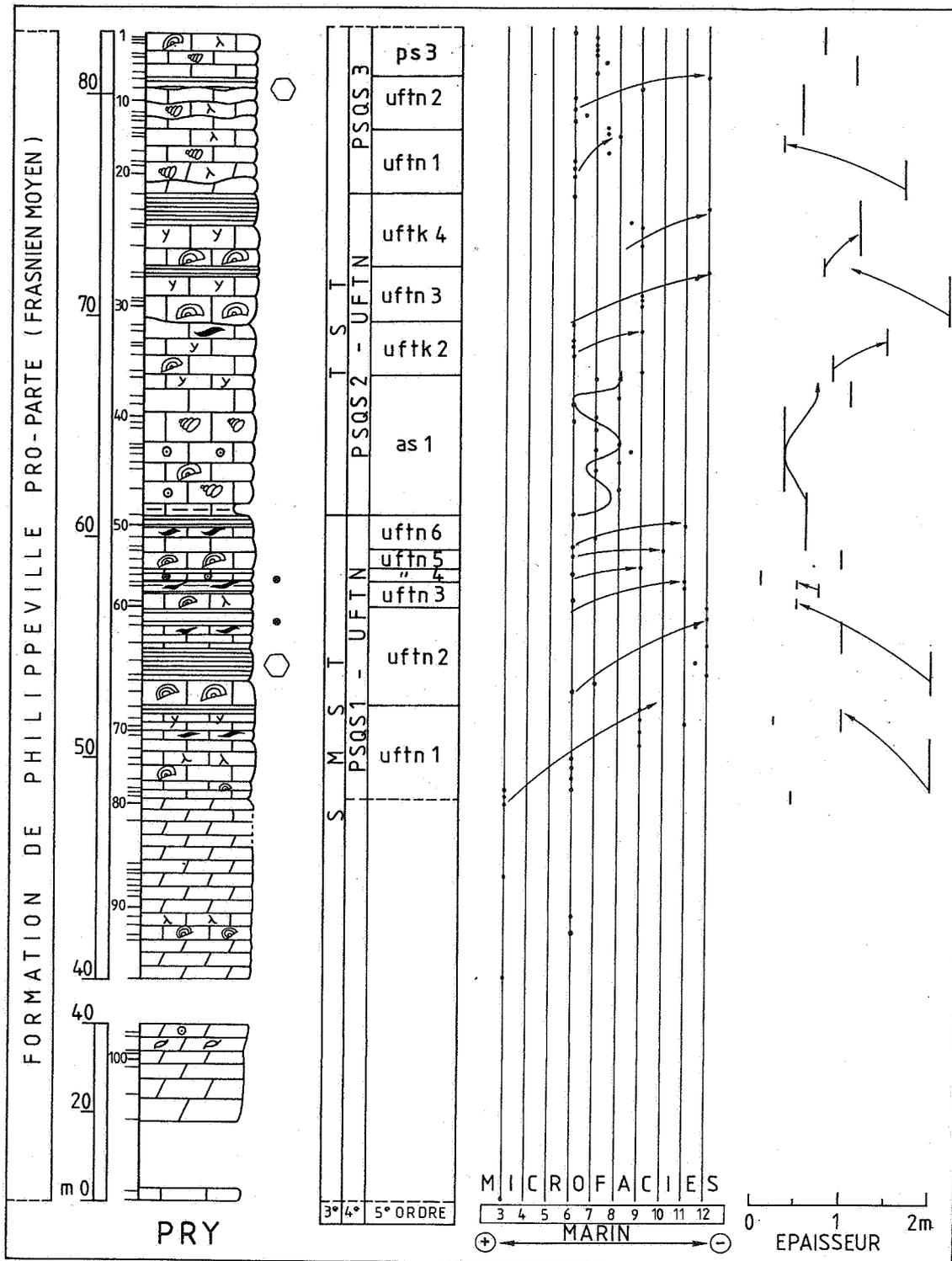


Figure 2a. Log synthétique et analyse séquentielle de la coupe de Pry (bord nord du Synclinorium de Dinant). En abscisse: 1ère colonne, log lithostratigraphique avec position des échantillons. L'échelle métrique verticale est composite; 2ème colonne, les différents ordres de la sédimentation (avec uftn = séquence grano- et stratodécroissante, as = séquence d'aggradation, uftk = séquence granodécroissante et stratocroissante, PSQS = ensemble de paraséquences et SMST = cortège de bordure de plate-forme; 3ème colonne, séquence standard des 10 microfacies majeurs (MF3 à MF12) définis dans le texte, et 4ème colonne donnant l'évolution de l'épaisseur des bancs.

Synthetic log and sequential analysis of the Pry section (northern border of Dinant Synclinorium). X-axis: 1st column: lithostratigraphical log with sample position. The vertical metric scale is composite, 2nd column, the different orders of the sedimentation (with uftn = upward-fining and thinning sequence, as = aggradational sequence, uftk = upward-fining and thickening sequence, PSQS = parasequence set, SMST = shelf margin systems tracts, 3rd column, standard sequence of the 10 major microfacies (MF3 to MF12) defined in the text, 4th column, bed thickness evolution.

- mise en place de niveaux bioclastiques d'épaisseur millimétrique représentant des tempestites distales. Il s'agit de séquences d'aggradation organisées en un ensemble de paraséquence de même type (PSQS1, AS1) à plus grande échelle (4^e ordre). Ce premier ensemble de paraséquences contient donc au moins trois paraséquences;
- 2° de 5,5 à 16,4 m: succession de bancs moyens à épais (0,2 - 0,9 m) de calcaire d'abord finement grenu (packstones, de 5,5 à 7,8 m), puis fin (wackestones), à crinoïdes et brachiopodes, interstratifié de minces passées argileuses (de 7,8 à 11,7 m), et enfin de calcaire plus massif (packstones) à bioclastes divers. Les diasthèmes sont abondants dans la dernière partie. Présence d'un hiatus d'observation de 2,2 m entre les cotes 13 et 15,2 m. L'unité est constituée de 3 paraséquences de même type que précédemment (as1 de 5,5 à 7,8 m, as2 de 7,8 à 10,6 m, as3 de 10,6 à 12,0 m), et de deux paraséquences (as4 et as5, fig.3, de 12,0 à 16,4 m difficiles à délimiter suite au hiatus) plus monotones, sans variations importantes des faciès et de l'épaisseur des bancs. Ces 5 paraséquences constituent un ensemble décimétrique de paraséquences de type aggradationnel (PSQS2 ou AS2) à l'échelle supérieure (4^e ordre);
- 3° de 16,4 à 19,2 m: succession de bancs moyens à épais (0,2 - 0,9 m) de calcaire fin (wackestones) à crinoïdes et brachiopodes et de calcaire dolomitique plus massif à tabulés (coverstones et floatstones). Quelques structures fenestrées de petites tailles sont présentes à l'extrême sommet. Cette unité est constituée de deux paraséquences (de 16,4 à 17,4 m et de 17,4 à 19,2 m) de 5^e ordre grano- et stratocroissantes (uftk1 et uftk2) constituant probablement la partie inférieure d'un ensemble de paraséquences PSQS3 (4^e ordre) de même évolution (UFTK, voir ci-dessous);
- 4° de 19,2 à 22,3 m: dolomie grise en bancs épais. Présence de nombreuses surfaces ondulantes dans la partie supérieure. La dolomie est finement grenue et pulvérulente par endroits. L'analyse pétrographique montre que la roche est un dolostone xénotopique homogène finement à fortement cristallin (de 100 μ m à plusieurs mm). Des fantômes millimétriques à plurimillimétriques d'organismes de même que des cavités à remplissage dolomitique plus clair s'observent parfois. Il pourrait s'agir de dolofloatstones ou de dolorudstones correspondant à la dolomitisation des faciès rencontrés dans les deux paraséquences précédentes. La partie supérieure semble montrer des dolobindstones, un biolitage confus étant présent. Suite à l'intensité des processus de dolomitisation cette unité ne permet pas la mise en évidence d'une évolution séquentielle particulière;
- 5° de 22,3 à 23,2 m: biostrome homogène constitué de floatstones péloïdiques, bioclastiques, à tabulés et stromatopores pluridécimétriques (0,2 - 0,3 m) lamellaires et encroûtants. Les organismes sont disposés d'une manière oblique par rapport à la stratification. Egalement présence de petites cavités de dissolution et structures fenestrées. Pas d'évolution séquentielle visible;
- 6° de 23,2 à 26,1 m: dolomie grise finement grenue de même type que celle de la quatrième unité (voir ci-dessus). Présence de fantômes de stromatopores;
- 7° de 26,1 à 28,7 m: banc massif très épais renfermant trois niveaux décimétriques à pluridécimétriques (à 0,6; 1,8 et 2,3 m de la base) très riches en stromatopores lamellaires et massifs auxquels s'ajoutent quelques coraux (rugueux et tabulés) et mollusques (gastéropodes). L'analyse pétrographique montre la présence de floatstones à *Bevocastria*, de packstones à péloïdes et de bindstones passant à des loférites. Aucune évolution séquentielle n'est visible sur le terrain;
- 8° de 28,7 à 31,5 m: dolomie grise fortement pulvérulente et légèrement plus grenue que celle des unités précédentes. Présence de fantômes de stromatopores à l'extrême base et de tabulés à l'extrême sommet;
- 9° de 31,5 à 35,7 m: bancs très massifs (?) de calcaire fin à oncoïdes, amphipores et nombreuses *fenestrae* soulignant souvent une fine lamination. Il s'agit soit d'un nouvel ensemble de paraséquences difficilement caractérisable situé entre un épais ensemble dolomitique et un important hiatus, soit il s'agit de faciès de même type que précédemment, mais épargnés par les processus de dolomitisation. L'intervalle de 16,4 à 35,7 m est donc massif et fortement dolomitisé. Il semble constituer un ensemble présentant une évolution à l'échelle supérieure (4^e ordre) suivant un troisième ensemble de paraséquences (PSQS3) de type strato- et grano-croissant (UFTK) à confirmer;
- 10° de 35,7 à 45,7 m: hiatus;
- 11° de 45,7 à 51,0 m: succession de bancs moyens et épais (0,3 - 0,9 m) -avec un banc très épais (1,9 m)- constituée respectivement de calcaire fin homogène (wackestones et packstones), parfois riche en petites *fenestrae*, et de calcaire massif bioclastique à débris d'organismes constructeurs (floatstones et bafflestones à stromatopores et coraux). Présence de 6 paraséquences (de 45,7 à 47,0 -sommet de paraséquence?, uftn1 de 47,0 à 48,4 m, ps2 de 48,4 à 48,8 m, ps3 de 48,8 à 49,6 m, uftk4 de 49,6 m à 50,4 m et uftn5 de 50,4 à 51,0 m) constituant à l'échelle supérieure (4^e ordre) un ensemble stratocroissant (PSQS4 *pro parte*, voir ci-dessus) d'évolution stratonomique inverse des

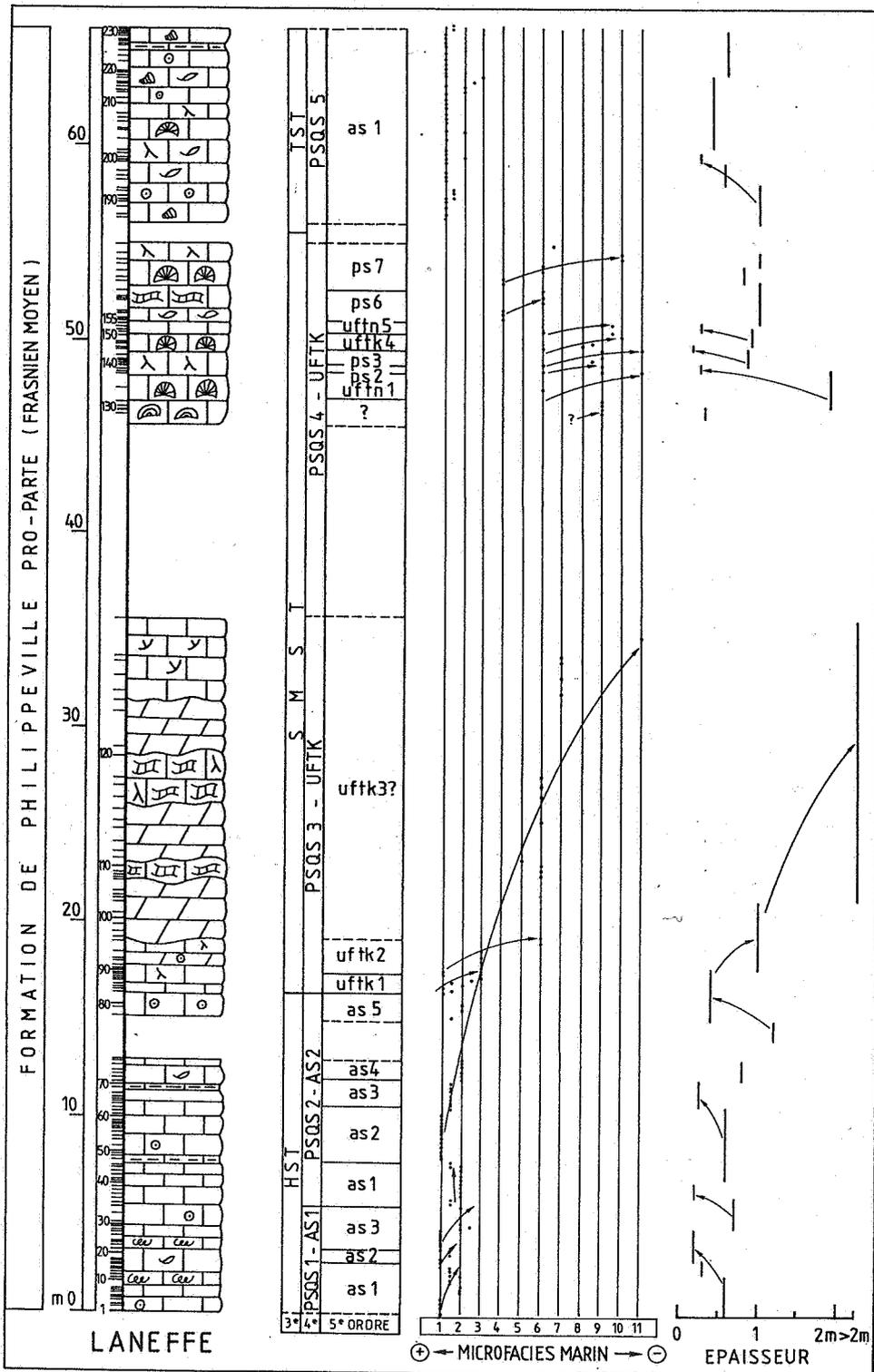


Figure 3. Log synthétique et analyse séquentielle de la coupe de Laneffe (bord nord du Synclinorium de Dinant). En abscisse: 1ère colonne, log lithostratigraphique avec position des échantillons; 2è colonne, les différents ordres de la sédimentation (avec uftn = séquence grano- et stratodécroissante, as = séquence d'aggradation, uftk = séquence granocroissante et stratodécroissante, PSQS = ensemble de paraséquence et SMST = cortège de bordure de plate-forme; 3è colonne, séquence standard des 11 microfaciès majeurs (MF1 à MF11) définis dans le texte, et 4è colonne donnant l'évolution de l'épaisseur des bancs.

Synthetic log and sequential analysis of the Laneffe profile (northern border of Dinant Synclinorium). X-axis: - 1st column: lithostratigraphical log with sample position; 2nd column, the different orders of the sedimentation (with uftn = upward-fining and thinning sequence, as = aggradational sequence, uftk = upward-fining and thickening sequence, PSQS = parasequence set, SMST = shelf margin systems tracts; 3rd column, standard sequence of the 11 major microfacies (MF1 to MF11) defined in the text; 4th column, bed thickness evolution.

paraséquences constitutives. Les limites des paraséquences correspondent aux limites de bancs dans la majorité des cas;

12°de 51,0 à 55,0 m: succession de bancs épais et très épais (0,7 - 1,1 m) de calcaire massif riche en stromatopores lamellaires, rugueux fasciculés en buissons décimétriques, rugueux massifs pluridécimétriques (0,5 m) et tabulés branchus et lamellaires. Cet ensemble massif montre deux paraséquences (ps6 et ps7) à évolution de faciès et de la macrofaune depuis des floatstones à stromatopores et à matrice de packstone dans la partie inférieure (MF3 ou MF6, voir chapitre 3) à des floatstones coralliens à matrice de wackestone dans la partie supérieure (MF9, *id.*). Aucune évolution particulière de l'épaisseur des bancs n'est présente.

L'intervalle 45,7-55,0 m présente une succession de faciès similaires suivant des paraséquences assez semblables. Ces dernières peuvent se regrouper à l'échelle supérieure (4^e ordre) en un ensemble de paraséquence (PSQS4) de type granodécroissant et légèrement stratocroissant (UFTK);

13°de 55,0 à 56,0 m: hiatus;

14°de 56,0 à 66,1 m: succession de bancs d'abord très épais (jusqu'à la cote de 61,8 m), puis moyens (0,3 - 0,5 m) de calcaire fin gris foncé à noir (mudstones et wackestones) parfois bioclastique (mollusques, brachiopodes, crinoïdes, tabulés et plus rarement stromatopores). Les diasthèmes sont nombreux. Les faciès sont monotones dominés par les MF1 et les paraséquences ne peuvent être délimitées. L'ensemble est de type aggradationnel à la fois au 5^e ordre (as1) et, pour sa partie visible, au 4^e ordre (PSQS5, AS1?).

3. MICROFACIES ET MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

3.1. DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES MICROFACIES

Les microfaciès de la partie moyenne du Frasnien stratifié sont peu connus en Belgique et dans les régions limitrophes surtout si on les compare à ceux du Givetien de ces mêmes régions (Préat & Mamet, 1989, etc.). L'analyse systématique de ces microfaciès (voir ci-dessous) montre qu'ils sont assez comparables à ceux mis en évidence dans le Givetien et qu'ils traduisent également la partie superficielle d'une plate-forme carbonatée sur laquelle se sont développées des bioconstructions modestes à stromatopores, coraux et algues.

Vu les fortes similitudes des microfaciès rencontrés avec ceux du Givetien, nous donnons ci-dessous la séquence standard frasnienne de la même manière que

son homologue givetienne (Préat & Mamet, 1989; Préat & Carliez, 1994) c'est-à-dire depuis les microfaciès 1 (ou MF1) du milieu marin franc jusqu'aux microfaciès 12 (ou MF12) des milieux supracotidaux proches de l'émergence. Seuls les microfaciès givetiens «MF13» (milieux de sebkhas) n'ont pas été rencontrés dans ce travail. La correspondance exacte entre microfaciès frasnien et givetien fera l'objet d'une discussion en cas de nécessité. Enfin plusieurs variétés de microfaciès ou lithotypes sont introduits afin de préciser l'environnement de dépôt.

Afin de faciliter la lecture de ce chapitre nous donnons pour chaque microfaciès, en premier lieu et sous forme d'un «titre-résumé» sa description pétrographique générale et son interprétation.

3.1.1. Microfaciès 1 (MF1)

Mudstones, wackestones et packstones argileux et/ou bioclastiques

Milieux marins ouverts sous la zone d'action des vagues

M1a₁: Mudstone, wackestone et packstone argileux, fortement bioturbés, à brachiopodes, crinoïdes et bryozoaires auxquels s'ajoutent quelques trilobites, ostracodes, gastéropodes, tenta-culites et péloïdes; ces derniers étant associés aux figures de bioturbation. Les figures de bioturbation sont soit concentriques ou tourbillonnaires (diamètre < 1 mm), soit sous forme de galeries et terriers obliques et horizontaux de petites tailles (diamètre < 0,5 mm, longueur < 1,5 cm). Le matériel bioclastique le plus abondant se présente sous forme de «micro-hash» (Préat & Carliez, 1994) constitué de microbioclastes subanguleux (< 300 µm), bien classés, non micritisés et difficilement identifiables. Quelques plus grandes coquilles (brachiopodes) entières à remplissage géopète et ossicules crinoïdiques sont parfois présents. Malgré l'importance des processus de bio-turbation, les microbioclastes présentent encore parfois une disposition en fines laminations obliques.

La nature et l'état de la faune indiquent un milieu marin franc situé sous la zone d'action des vagues normales (ZAV), à proximité de la zone d'action des tempêtes (ZAT), avec apport épisodique de microbioclastes ayant valeur de tempestites distales *sensu* Aigner, 1985. L'origine du matériel bioclastique est à rechercher dans les parties moins profondes de la plate-forme situées à proximité de la ZAV (cf. Préat & Carliez, 1994).

M1a₂: Même microfaciès que précédemment avec abondance d'issinelles, présence de kamaenidés et de *Parathikinella* REITLINGER, 1954. La microflore algale montre encore des dispositions en fines lames obliques. Quelques calcisphères s'observent également. Même milieu que précédemment montrant

cette fois-ci des remaniements (tempestites distales) à partir de la zone photique.

MF1b: *Wackestone et packstone laminaires à bioclastes et microbioclastes divers de même type que précédemment.* Quelques fragments de rugueux font leur apparition, les péloïdes diminuent fortement. Les stylolithes deviennent plus marqués dans les packstones. La structure laminaire est subhorizontale et montre une alternance de lamines plurimillimétriques à centimétriques de packstone, parfois de grainstone, bioclastique (brachiopodes et crinoïdes) et d'inter-lamines de wackestone et de packstone microbioclastiques. L'association de ces deux types de lamines constitue des rythmites granoclassées assez semblables aux tempestites distales définies par Aigner (1985). Le milieu est franchement situé dans la ZAT.

3.1.2. Microfaciès 2 (MF2)

Packstones et grainstones à crinoïdes

Milieux marins ouverts dans ou à proximité de la zone d'action des vagues

MF2a₁ et MF2a₂: *Packstone-grainstone à crinoïdes, brachiopodes (MF2a₁), péloïdes et microbioclastes (MF2a₂).* Le sédiment, modérément classé à très bien classé (microbioclastes de taille comprise entre 100 et 300 µm), présente parfois une distribution bimodale des micro-bioclastes et bioclastes. Les péloïdes (MF2a₂) sont également très bien classés et présentent un diamètre moyen centré sur 60 µm. Outre les crinoïdes qui dominent, les ostracodes, gastéropodes et bryozoaires sont parfois présents en grande abondance au côté de quelques fragments de trilobites, paléobéréselles, tabulés, lamellibranches, ostracodes et foraminifères (*Nanicella* HENBEST, 1935). Le sédiment est fortement bioturbé et montre de nombreuses figures tourbillonnaires millimétriques ou des terriers parfois verticaux remplis de sédiments. Ces terriers soulignent de minces surfaces durcies. Des reliques de stratification oblique et de minces lamines de granulométrie variable (granoclassement?) s'observent régulièrement.

L'abondance des crinoïdes sous forme de microbioclastes ou de bioclastes traduit le démantèlement de prairies dans un milieu ouvert de forte énergie situé à proximité de la ZAV comme l'indiquent notamment les laminations obliques et variations granulométriques à petite échelle.

MF2b: *Grainstone à péloïdes et crinoïdes («encrinite»)* disposés sous forme de minces (millimétriques à plurimillimétriques) laminations entrecroisées montrant de rapides variations granulométriques (de 100 µm à 1 mm), parfois des granoclassements des crinoïdes. La cimentation syntaxiale est la règle. Les autres bioclastes sont les mêmes que précédemment.

Même milieu que les MF2a situé dans la zone d'action des vagues. L'environnement général est celui

d'un complexe de barrière littorale peu profonde située près de la côte comme rapporté dans le Dinantien d'Angleterre par Gawthorpe (1986). Les bancs à paléobéréselles et prairies à crinoïdes sont démantelés et mélangés avec les différents organismes de mer ouverte. La proximité de la côte est marquée par la présence des rares calcisphères observées.

3.1.3. Microfaciès 3 (MF3)

Packstones, floatstones à stromatopores lamellaires Milieux avant-récifaux peu profonds

MF3: *Packstone-floatstone à stromatopores lamellaires, tabulés, brachiopodes et crinoïdes.* Présence de péloïdes, mollusques et de quelques calcisphères et paléobéréselles. Les organismes se présentent sous forme de bioclastes parfois pluricentimétriques (stromatopores et coraux) et de microbioclastes (coquilles) souvent fortement anguleux et parfois disposés en lamines obliques. Les encroûtements algaires sur les bioclastes sont peu développés. Le sédiment est parfois fortement dolomitisé.

3.1.4. Microfaciès 4 (MF4)

Floatstones à débris d'organismes récifaux variés Milieux péri-récifaux externes

MF4: *Floatstone à stromatopores et coraux fragmentés ou non* auxquels s'ajoutent parfois de nombreux brachiopodes et ostracodes et quelques trilobites, bryozoaires, crinoïdes, issinelles et kamaenidés. La matrice est souvent microbioclastique et contient exceptionnellement quelques codiacées nodulaires. C'est la première fois que les éléments de la faune constructive deviennent abondants et sont systématiquement micritisés. Les coraux dominent et se présentent à l'affleurement soit sous forme de petites colonies isolées de tabulés branchus, soit en grands buissons décimétriques (jusqu'à 60 cm) de rugueux massifs. Les stromatopores sont surtout lamellaires et toujours situés sur le terrain sous les niveaux coralliens.

Le milieu est subtidal peu profond relativement calme comme l'indiquent les stromatopores lamellaires. Il est occasionnellement modérément à fortement agité comme l'indiquent les nombreux grands fragments en provenance des buissons coralliens.

3.1.5. Microfaciès 5 (MF5)

Packstones et grainstones à péloïdes et microbrèches Milieux de passes de marée de faible profondeur

MF5a: *Packstone laminaire à bioclastes de grande taille et microbrèches centimétriques (1 cm).* Les bioclastes millimétriques à centimétriques sont souvent entiers et constitués de brachiopodes, crinoïdes, gastéropodes, tabulés, stromatopores, bryozoaires, amphipores, paléobéréselles, foraminifères (*Nanicella*)

et labyrinthoconides (*Labyrinthoconus* LANGER, 1983). La lamination est grossière (1 à 2 cm) et les éléments qu'elle contient sont souvent granoclassés. Les microbrèches sont constituées de wackestones à crinoïdes, bryozoaires et mollusques.

Il pourrait s'agir de tempestites du «shoreface» (Aigner, 1985) mélangeant lors de marées exceptionnelles des éléments de mer ouverte et des éléments lagunaires.

MF5b: *Packstone et grainstone à copeaux et péloïdes irréguliers de Bevoacstria* GARWOOD, 1931, *oncoïdes d'amphipores et fenestrae*. Les copeaux sont anguleux à subanguleux, mal classés et de toutes tailles (< 100 µm à 1 cm, centrés sur 150 à 450 µm); ils sont parfois encroûtés par *Bevoacstria*. Les *fenestrae*, également de toutes dimensions (*microfenestrae* < 100 µm à *fenestrae* laminoïdes et irrégulières centimétriques de type keystone vugs), présentent parfois des remplissages géopètes. Elles soulignent, avec les copeaux et péloïdes, une mince stratification entrecroisée. Les manchons oncoïdiques sont multiples, épais de 0,2 à 5 mm, et particulièrement développés autour des amphipores. Ils sont le fait de *Bevoacstria* en association avec des éponges comme en témoigne la présence de spicules dans la trame algale. Outre ces éléments, d'abondantes calcisphères s'observent à côté de quelques paléobéréselles, foraminifères (*Frondilina tailferensis* MAMET *et al.*, 1985), *Bisphaera* (BIRINA, 1948) et rares mollusques («mud coated grains») et fragments de stromatopores.

L'importance des structures fenestrées, des oncoïdes parfois polyphasés indiquent un milieu peu profond d'énergie intermittente à l'origine de la fragmentation des tapis de codiacées (formation de copeaux mal classés). La présence de stratifications entrecroisées avec fortes variations de la granulométrie indique un milieu subtidal à intertidal chenalisé mélangeant les éléments d'un lagon à calcisphères, amphipores et codiacées avec des apports très sporadiques du milieu semi-restreint péri-récifal (paléo-béréselles, foraminifères et stromatopores). Ce microfaciès qui constitue une variation latérale des microfaciès 3 à 8, est surtout bien développé lorsque le complexe biostromal (microfaciès 6) présente une extension limitée ou nulle donnant ainsi naissance à des passes ou chenaux tidaux reliant directement le milieu marin ouvert (MF1 et MF2) aux milieux lagunaires (MF8 et MF9). Seul le MF7 (voir ci-dessous) présente une situation comparable (chenalisation) mais en milieu plus fermé.

3.1.6. Microfaciès 6 (MF6)

Boundstones à stromatopores, coraux et algues Complexe biostromal

MF6a: *Floatstone à coraux et stromatopores décimétriques fortement encroûtés*. Les coraux dominent et sont, soit libres (tabulés), ou en grandes colonies

fasciculées et massives (rugueux). Les encroûtements des stromatopores autour des coraux sont la règle de même que ceux des coraux entre eux. Des amphipores, issinelles et microbioclastes de brachiopodes s'observent également à côté de quelques *Nanicella*. Les éléments de la macrofaune constructrice sont bien conservés et peu ou pas fragmentés. Au niveau du complexe biostromal, il s'agit du microfaciès présentant le degré de construction le plus élevé qui se marque également par les niveaux les plus massifs à l'affleurement.

Ce milieu est semblable au MF6a décrit par Préat & Carliez (1994) dans le Givétien de Belgique et nous en donnons la même interprétation. Il s'agit d'un «milieu complexe du point de vue énergétique: la relative bonne préservation des éléments de la macrofaune constructrice témoigne d'un index énergétique modéré, devenant parfois plus faible et permettant le développement de trames laminaires stabilisant le sédiment. La matrice bioclastique témoigne de variations secondaires d'énergie à la faveur de tempêtes épisodiques ou de plus fortes marées occasionnelles affectant un milieu subtidal peu profond comme l'indique en premier lieu l'abondance des organismes constructeurs (Cook *et al.*, 1972; Kobluk, 1978; Fagerstrom, 1987; Weller, 1991). La présence des algues (issinelles) montre que ce milieu est situé dans la zone photique et ne devait pas excéder une dizaine de mètres (Flügel, 1982)».

MF6b: *Floatstone à coraux et stromatopores oncoïdisés*. Il s'agit d'oncoïdes formé d'un manchon irrégulier de *Bevoacstria*. Ces algues se retrouvent parfois en petits copeaux et péloïdes irréguliers dans la matrice. On note également la présence de microbioclastes et bioclastes de paléobéréselles (issinelles), de brachiopodes, d'ostracodes et d'amphipores. Les crinoïdes sont rares au contraire des calcisphères souvent bien représentées. L'abondance des coraux augmente fortement par rapport au MF6a. Quelques cavités de dissolution sont présentes dans la matrice.

Ce microfaciès correspond également à un milieu d'arrière-récif, subtidal à intertidal, peu profond, en contact occasionnel avec le milieu marin franc.

MF6c: *Packstone-floatstone à tabulés, stromatopores et matrice bioclastique*. Les bioclastes (de même type que précédemment avec quelques frondilines en plus) sont mélangés à de nombreux ostracodes et kamaenidés, à quelques calcisphères et labyrinthoconides. Il faut également noter la présence occasionnelle, uniquement dans la coupe de Pry, de fragments millimétriques d'algues rouges (*Pseudo-chaetetes* HAUG 1883 emend. PETERHANS 1929). Par rapport au MF6b, la matrice bioclastique est prépondérante et les encroûtements sont réduits.

MF6d: *Floatstone-coverstone à stromatopores lamellaires*. La matrice, parfois bioturbée, est souvent microbioclastique et renferme quelques dendroporides

(Lafuste & Tourneur, 1988). Des cavités de type «umbrella» avec remplissage géopète micritique riche en spicules d'éponge sont présentes sous les organismes lamellaires. La faune, composée de brachiopodes, de crinoïdes d'ostracodes, est mélangée à une microflore algale dominée par les issinelles et les calcisphères.

MF6e: *Floatstone-bindstone à tabulés, amphipores et stromatopores non encroûtés.* La matrice micritique contient une microflore algale assez diversifiée composée de calcisphères, kamaenidés, issinellides, labyrinthoconides et petits nodules ou tapis de *Bevocastria*. La faune montre de fins gastéropodes, quelques crinoïdes, foraminifères (*Nanicella* et *Frondilina*), ostracodes et rares brachiopodes. Parfois de nombreuses cavités de dissolution des plus grands bioclastes s'observent et sont relayées par un réseau de *microfenestrae* filiformes.

L'ensemble des MF6 caractérise le milieu péri-récifal calme de faible bathymétrie dans la zone photique. L'absence de crinoïdes souligne le caractère semi-restreint du milieu et son isolement relatif de la mer ouverte. Les bioconstructions, démantelées sur place, formaient de petits amas dans lesquels les organismes constructeurs renforçaient la charpente en s'encroûtant mutuellement.

3.1.7. Microfaciès 7 (MF7)

Packstones et grainstones à péloïdes

Dunes ou bancs de sables intralagunaires

MF7a et MF7b: *Packstone (MF7a) et packstone-bafflestone à péloïdes (MF7b) à micro-bioclastes de paléobéreselles, de labyrinthoconides auxquels s'ajoutent des Bisphaera et des calcisphères.* La faune nettement moins représentée que les éléments de la microflore algale est composée de quelques bioclastes de brachiopodes, de rares crinoïdes, tabulés et stromatopores. De nombreux petits bioclastes subanguleux à anguleux d'amphipores dissous sont également présents. Les éléments sont parfois disposés en fines stratifications obliques bien préservées malgré l'importance des figures de bioturbation.

Le milieu est à circulation restreinte, de faible profondeur et modérément agité. Il représente des chenaux tidaux mélangeant entre eux les différents constituants des milieux protégés voisins avec quelques éléments en provenance du large. Les MF7a et MF7b sont semblables aux MF7a rapportés dans le Givetien de Belgique par Préat & Mamet (1989) et Préat & Carliez (1994) et qui constituent des levées intertidales en milieu lagunaire.

MF7c: *Packstone et grainstone, à péloïdes, lumps et copeaux souvent en stratifications obliques.* Les paléobéreselles et codiacées dominent la microflore

algale. La faune est composée de quelques micro-bioclastes de mollusques, de brachiopodes et de crinoïdes et de plus nombreux foraminifères. Même milieu intertidal que ci-dessus et même microfaciès MF7c que ceux du Givetien belge (*ib.*) mais s'en distinguant cependant par l'absence des oolithes.

3.1.8. Microfaciès 8 (MF8)

Wackestones, packstones et bafflestones algaires **Milieu lagunaire semi-restreint temporairement agité (milieu lagunaire externe)**

MF8: *Wackestone et packstone à gastéropodes, péloïdes et copeaux algaires, microbrèches d'origine diverses et umbelles souvent fragmentées.* La matrice micritique contient des calcisphères et des paléobéreselles. Il s'y ajoute occasionnellement des fragments -parfois oncoïdisés- de coraux, de stromatopores, parfois d'abondantes frondilines ainsi que quelques crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires, parathikinellides et *Sphaerocodium* (ROTHPLETZ, 1890). Les gastéropodes subcentimétriques et copeaux sont disposés en stratifications obliques parfois grano-classées. Les copeaux et microbrèches sont mal classés et subanguleux. Le milieu est lagunaire calme à circulation restreinte temporairement. Le bon état de préservation des gastéropodes, les nombreuses structures géopètes, les différents états de préservation de la microflore traduisent le caractère lagunaire calme tandis que la proportion, parfois importante des microbrèches, la lamination oblique, le granoclassement, les oncoïdes de codiacées soulignent de fortes mais courtes variations d'énergie.

3.1.9. Microfaciès 9 (MF9)

Wackestones, packstones et bafflestones algaires à amphipores **Milieu lagunaire restreint**

MF9a: *Wackestone, packstone et bafflestone à paléobéreselles, proninelles, calcisphères, ostracodes et petits nodules de Bevocastria et de girvanelles.* Quelques labyrinthoconides et umbelles complètent la microflore. Il s'y ajoute des foraminifères (*Frondilina*) et quelques *Bisphaera*. La matrice renferme parfois des cavités irrégulières de dissolution. Enfin de nombreux spicules d'éponges s'observent parfois de même de fines et longues *fenestrae* filiformes (jusqu'à 1 cm de longueur) à remplissage géopète par une microsparite grisâtre.

MF9b: *Wackestone, packstone et bafflestone à amphipores et mattes algaires riches en spicules d'éponges.* Les kamaenidés et calcisphères sont bien représentés à côté de quelques labyrinthoconides, frondilines et ostracodes. De rares gastéropodes à coquille épaisse sont également présents.

Les MF9 traduisent des environnements lagunaires en milieux très protégés. L'agitation et la bathymétrie sont faibles et les conditions d'environnement (variations de salinité, de température et d'insolation) sévères pour les organismes qui sont peu diversifiés et surtout représentés par une microflore algale abondante, par les amphipores et par les ostracodes. Par rapport aux MF9 décrits par Préat & Mamet (1989), il faut noter ici une plus grande abondance des amphipores et une moindre représentation des calcisphères.

3.1.10. Microfaciès 10 (MF10)

Bindstones à spongiaires et algues

Mattes d'éponges et d'algues

MF10a: *Packstone/bindstone de péloïdes irréguliers et petits copeaux subanguleux de mattes algaires à Bevoastria.* Quelques calcisphères, ostracodes, amphipores et microbioclastes d'issinelles et de mollusques sont également présents. La matrice micritique renferme des structures fenestrées de type irrégulier (Grover & Read, 1978).

MF10b: *Loférite sous forme de bindstone laminaire constitué d'une alternance de mudstone et de packstone/grainstone à péloïdes et copeaux anguleux de mattes algaires à éponges.* Les algues sont constituées de codiacées nodulaires parmi lesquelles dominent *Bevoastria* et *Ortonella* GARWOOD, 1914. Les fentes de retrait sont fréquentes.

Le milieu de dépôt des MF10 est restreint, intertidal à supratidal en voie d'émersion (copeaux, fentes de retrait, etc.). L'énergie y est faible à très faible. Les copeaux proviennent de la dessiccation sur place des mattes.

3.1.11. Microfaciès 11 (MF11)

Bindstones à dômes stromatolithiques

Tapis stromatolithiques

MF11: *Bindstone de même type que précédemment avec de nombreux petits dômes stromatolithiques renfermant quelques microtubules verticaux. Les fenestreae sont surtout de type laminoïde (Grover & Read, 1978), présentent des tailles pouvant atteindre 1,2 cm de long et 0,1 mm d'épaisseur. Elles sont associées à de nombreuses fentes de retrait. La matrice renferme de rares amphipores, calcisphères et labyrinthoconides.*

3.1.12. Microfaciès 12 (MF12)

Laminites de mudstones et de packstones à péloïdes Milieux supratidaux restreints

MF12: *Alternance régulière de laminae de mudstone et de laminae de packstone à péloïdes formant des «doublets».* Présence de nombreuses fenestreae tubulaires et irrégulières, de fentes de retrait et dômes

stromatolithiques de type LLH (Logan *et al.*, 1970). Laminites supratidales comparables aux MF12 de type 1' et 2' décrits par Boulvain & Préat (1986) et correspondant à l'inondation de la plaine littorale par des ouragans (Hardie, 1977).

3.2. MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

Le modèle sédimentologique de l'ensemble des sédiments décrits ci-dessus est celui du domaine superficiel d'une plate-forme carbonatée sans pente véritable, ni barrière récifale (ou de quelque autre nature), au sens moderne du terme. Aucun faciès marin profond *sensu* Wilson (1975) n'est présent et les changements de faciès observés traduisent de faibles variations du niveau marin relatif. Ces changements sont nombreux et d'autant mieux enregistrés que la sédimentation a lieu dans la partie peu profonde d'une plate-forme individualisée en plusieurs ceintures de faciès: faciès de mer ouverte au large (MF1 à MF3), passant en direction du continent aux faciès de shoals ou de barrière discontinue (MF4 à MF7) et aux faciès lagunaires et de tidal flats (MF8 à MF12) à proximité du littoral. Ce modèle sédimentaire est assez semblable à celui de la plate-forme carbonatée du Givetien décrite par Préat & Mamet (1989). L'étude d'un plus grand nombre de coupes dans la partie moyenne du Frasnien du Massif de Philippeville et au bord nord du Synclinorium de Dinant permettra ultérieurement de préciser les modalités de fonctionnement de cette plate-forme et les différents éléments de paléostructurations qu'elle renfermait à la manière de ce qui existait au sommet de l'Eifélien franco-belge ou à la base du Givetien (Kasimi & Préat, 1996).

4. CYCLICITE ET EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE

4.1. ANALYSE EN STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

La courbe lithologique des microfaciès des coupes de Pry et de Lanefte est tracée à partir des 12 microfaciès reconnus rangés suivant la séquence standard (figs. 2 et 3). Leur analyse montre immédiatement les rapides fluctuations et le caractère cyclique de la sédimentation: différents motifs apparaissent régulièrement dans les deux coupes. De plus, ces motifs sont fortement imbriqués aux différentes échelles d'analyse.

4.1.1. Coupe de Pry

La sédimentation a lieu dans la partie la plus superficielle de la plate-forme et est liée à l'empilement de cycles péritidaux montrant à la base des faciès subtidaux ouverts (MF3) ou semi-restreints (MF6), et au sommet des faciès supratidaux protégés et proches

de l'émersion (MF11 et MF12). Ces cycles sont du même type que ceux décrits dans la Formation de Philippeville à Cerfontaine (Dumoulin *et al.*, sous presse) et nous renvoyons le lecteur à ce travail pour leur description. Leur épaisseur moyenne de 2,8 m est également du même ordre de grandeur que celle des cycles décrits à Cerfontaine (2,3 m). Ces cycles sont constitués de faciès également semblables aux rythmes régressifs élémentaires décrits dans le Givetien de Belgique et du nord de la France par Préat & Mamet (1989) et Préat & Weis (1994) et qui présentent des épaisseurs (entre 1 et 3 m) du même ordre de grandeur que celles reportées ici. Enfin, de tels cycles ont fréquemment été rapportés dans la littérature en d'autres endroits et pratiquement pour toutes les périodes géologiques (se reporter à Einsele, 1992 pour une synthèse). Bien que leur interprétation soit chaque fois sujette à débats, le modèle autocyclique de Ginsburg (1971) est le plus souvent invoqué (se reporter à Préat & Carliez, 1994, p.314 pour une discussion). Dans ce contexte on ne peut espérer corrélérer les différentes zones isopiques (par exemple celles liées à la Formation de Philippeville) sur base soit des bancs, soit des cycles. Ce problème de corrélation est encore plus ardu du fait que la plate-forme *s.l.* frasnienne devait, comme celle du Givetien (Préat & Mamet, 1989) ou de l'Eifélien (Kasimi & Préat, 1996), être structurée en différents panneaux ayant chacun leur propre subsidence. Seule la multiplication d'études dans différentes coupes de la Formation de Philippeville permettra de résoudre ces points.

Le découpage de la courbe de Pry (fig. 2) montre 2 ensembles majeurs (PSQS1 et PSQS2) pratiquement complets, d'épaisseur pluridécimétrique à tendances grano- et stratodécroissantes («upward-finishing and upward-thinning» i.e. «UFTN») et la base d'un 3^e ensemble de paraséquences (PSQS3). Leurs épaisseurs et caractéristiques stratonomiques permettent de les considérer comme des ensembles de paraséquences ou «parasequence sets» («PSQS») représentant la sédimentation au niveau du 4^e ordre *sensu* Van Wagoner *et al.* (1990) et Vail *et al.* (1991). Ces ensembles sont donc constitués de paraséquences simples («PSQ», 5^e ordre décrites lors de l'analyse macroscopique).

PSQS₁ (de 48,2 à 61 m) : ensemble de paraséquences constitué d'au moins 6 paraséquences infra-métriques à plurimétriques (< 4 m) fortement grano- et stratodécroissantes (uftn1 à uftn6, en minuscules pour le 5^e ordre) montrant le passage des milieux subtidiaux péri-récifaux ouverts (MF3 et MF6) aux loférites et laminites supratidales proches de l'émersion (MF11 et MF12). Le motif de base est donc une séquence de 5^e ordre dont l'épaisseur va en diminuant de la base au sommet de PSQS1. Cette diminution d'épaisseur a lieu au détriment des milieux lagunaires (MF9) uni-

quement présents dans la paraséquence de la base et absents de celles du sommet où les milieux inter- et supratidiaux reposent directement sur les milieux péri-récifaux subtidiaux.

L'évolution sédimentologique et séquentielle de PSQS1 traduit en premier lieu une diminution relativement brutale (uftn1-2 sont nettement plus épaisses que uftn3-6) de l'espace d'accommodation avec une plus grande importance des faciès de remaniement (MF6, MF7) dans la partie supérieure. Il pourrait s'agir de séquences d'aggradation (uftn, UFTN) montrant aux petites échelles (4^e et 5^e ordres) un léger déplacement des milieux péri-récifaux sur les milieux lagunaires.

PSQS₂ (de 61 à 75,7 m) : cet ensemble est constitué de 4 paraséquences plurimétriques présentant différentes évolutions stratonomiques (fig.2). La première (as1) est caractéristique à la fois par sa forte épaisseur (6,5 m) et par la fluctuation progressive des faciès (MF6 à MF8) dans les milieux ouverts chenalisés ou de «barrières» d'énergie modérée à forte. Il s'agit de la seule paraséquence renfermant de manière significative des crinoïdes et quelques bryozoaires. Les autres paraséquences sont de même type et montrent chaque fois le passage des milieux subtidiaux péri-récifaux ouverts (MF6) aux milieux lagunaires (MF9) et à la plaine littorale proche de l'émersion (MF12). L'importance de la fraction microbioclastique est une caractéristique de ces séquences.

L'évolution sédimentologique et séquentielle de PSQS2 montre à la base un changement important par rapport à PSQS1. Des faciès intermédiaires entre le domaine péri-récifal semi-restreint et lagunaire se développent pour la première fois lors de processus d'aggradation. Les processus de progradation *s.s.* prennent ensuite le relais avec des séquences typiques de «shallowing-upward». Après une évolution transgressive, également marquée à sa base par un niveau argileux, PSQS2 présente une succession de paraséquences progradantes.

PSQS₃ (de 75,7 à au moins 82,8 m) : seules deux paraséquences sont complètes.

4.1.2. Coupe de Laneffe

Contrairement à la coupe de Pry, la série frasnienne de Laneffe présente de nombreux faciès des milieux marins ouverts à échinodermes, bryozoaires et brachiopodes (MF1-3). Ces derniers s'observent principalement dans le premier tiers inférieur et dans la partie tout à fait supérieure de la coupe. Les faciès semi-restreints à restreints (MF6 à MF11) sont présents dans la partie sommitale de la coupe (de part et d'autre de la cote 50 m, fig.3) et s'organisent en paraséquences de

même type que celles de Pry. Elles sont cependant moins épaisses que celles de Pry et enregistrent de plus faibles fluctuations du niveau marin, le sommet des paraséquences ne montrant qu'exceptionnellement des milieux supratidaux. Enfin, l'importance des processus de dolomitisation de la partie inférieure de la coupe et la présence d'un important hiatus d'observation qui lui succède rendent difficile la mise en évidence de l'évolution séquentielle aux petites échelles (4^e ordre et 5^e ordres).

Le découpage de la courbe lithologique permet néanmoins de distinguer la succession des ensembles de paraséquences suivants (fig.3):

PSQS₁ (de 0 à au 5,5 m) : succession d'au moins 3 paraséquences (as1 à as3) inframétriques à pluri-métriques du milieu marin ouvert épisodiquement affecté par des tempêtes. Les processus de bioturbation sont importants.

PSQS₂ (de 5,5 à 16,4 m) : succession d'au moins 5 paraséquences (as1 à as5) inframétriques à plurimétriques du milieu marin ouvert situé d'abord sous la zone d'action des vagues (MF1) puis dans celle-ci (MF2). Comme précédemment les niveaux de tempestites sont présents et à l'origine de nombreux bancs ou unités inframétriques amalgamées. Les processus de bioturbation bien représentés dans la partie inférieure deviennent rares dans la partie supérieure. Les fluctuations du niveau marin relatif sont nombreuses mais de faibles amplitudes à la fois aux échelles des 4^e et 5^e ordres. Ce sont les variations du paramètre énergétique qui les soulignent le mieux.

PSQS₃ (de 16,4 à 35,7 m?) : la présence de dolomies et d'un important hiatus rendent difficile le découpage en paraséquences. Trois paraséquences granodécroissantes et stratocroissantes (uftk1-3) métriques à pluridécimétriques montrent néanmoins l'apparition progressive des milieux confinés sous forme de biostromes (MF6) coiffés de mattes algaires (MF11). Il s'agit d'évolution de type «shallowing-upward» à la fois aux échelles des 4^e et 5^e ordres enregistrant des processus de progradation *s.s.* Cette évolution à l'échelle de l'ensemble de paraséquences (PSQS3, UFTK) accompagne une diminution importante du niveau marin relatif. Une telle évolution a déjà été rapportée de nombreuses fois dans la littérature (voir par exemple Einsele, 1992). Dans ce contexte, les processus de dolomitisation s'inscrivent dans un cadre séquentiel particulier affectant préférentiellement les biostromes.

PSQS₄ (de 45,7 ? à 55 m ?) : suite à la présence d'un important hiatus (partie inférieure) et d'une plus petite lacune d'observation (partie supérieure), les limi-

tes de cet ensemble de paraséquences ne sont pas clairement définies. Cet ensemble est constitué de nombreuses paraséquences inframétriques à plurimétriques (cf. 2.2.2) montrant des transitions répétitives depuis les milieux péri-récifaux d'abord semi-restreints (MF6, floatstones des biostromes) puis ouverts (MF3), à restreints (MF11, mattes algaires et lofêrites). A l'échelle du 5^e ordre, aucun motif systématique d'évolution de la stratonomie n'est présent alors qu'à l'échelle du 4^e ordre une stratocroissance est présente. Malgré de nombreuses incertitudes liées aux conditions d'affleurement, cet ensemble de paraséquences semble correspondre à l'installation durable des milieux semi-protégés mis en place au terme de PSQS3.

PSQS₅ (de 56 ? à 66,1 m) : développement des milieux marins situés sous la zone d'action des tempêtes. Aucune évolution séquentielle n'est visible et cet ensemble de paraséquences traduit une élévation importante du niveau marin relatif.

4.2. INTERPRETATION SEQUENTIELLE ET VARIATION DU NIVEAU MARIN

Préat & Carliez (1994) ont décrit dans la Formation de Fromelennes (bord sud du Synclinorium de Dinant) des cycles de 5^e ordre assez semblables à ceux présentés ci-dessus. Des cycles également très semblables viennent d'être décrits dans la Formation de Philippeville (Massif de Philippeville) par Dumoulin *et al.* (sous presse). Nous renvoyons le lecteur à ces travaux pour une discussion des mécanismes à l'origine de la cyclicité.

4.2.1. Coupe de Pry

La coupe de Pry montre la prépondérance de processus d'aggradation d'abord à la limite des milieux péri-récifaux et lagunaires (PSQS1) sans faciès intermédiaires, puis toujours d'aggradation entre ces deux milieux mais cette fois avec développement des faciès intermédiaires (base PSQS2), et ensuite (PSQS2 *pro parte* et PSQS3 visible) prédominance des processus de progradation. Le changement sédimentologique majeur a lieu à la base de PSQS2 où l'espace d'accommodation devient plus important et souligne une plus forte élévation du niveau marin relatif. Ce changement est également accompagné de la mise en place d'une sédimentation argileuse à la base de la paraséquence as1: ce banc argileux est le plus épais de la coupe (0,6 m) et constitue un repère important. Il pourrait représenter l'intervalle transgressif au niveau du 3^eme ordre. Bien que les faciès soient de même type que précédemment, les paraséquences renferment pour la première fois des crinoïdes, des bryozoaires et des brachiopodes ainsi qu'une fraction microboclastique plus importante. La PSQS3 montre la

poursuite de la tendance transgressive avec l'installation des faciès à gastéropodes.

4.2.2. Coupe de Laneffe

La coupe de Laneffe montre, malgré quelques hiatus importants et une forte dolomitisation de la base de la série, une évolution à grande échelle (3^e ordre) du niveau marin suivant un épisode d'abord régressif (jusqu'au sommet de PSQS4) puis transgressif. La série est constituée pour sa base de paraséquences (as1-3 et as1-5) et ensembles de paraséquences (AS1 et AS2) aggradants traduisant de légères fluctuations du niveau marin dans un environnement marin franc. Les paraséquences sont d'égale épaisseur, les changements de faciès minimes indiquant probablement un espace d'accommodation toujours identique. Ces caractéristiques pourraient indiquer un prisme de haut niveau marin relatif (HST) avec décantation épisodique d'argile. Le milieu est calme et l'activité de l'endofaune importante. Un important changement de faciès a lieu avec PSQS3 constitué de paraséquences progradantes *s.s.* (ufk1-3). Les milieux deviennent semi-restreints et la sédimentation enregistre une baisse du niveau marin probablement de type 2 (SB-2). De nombreuses surfaces ondulantes soulignent les bancs mais aucun processus érosif n'est visible. Ce prisme de bas niveau marin relatif (SMST) se poursuit jusqu'au sommet de PSQS4 qui est également progradant *s.s.* Les fluctuations eustatiques à petite échelle (5^e ordre) sont beaucoup plus faibles que précédemment (PSQS2) et de nombreux édifices bioconstruits se développent. Enfin une importante augmentation du niveau marin relatif, accompagnée de niveaux argileux, ramène le milieu marin franc. Cet intervalle transgressif (TST) se marque dès sa base par une disparition presque totale des bioconstructions.

Il faut noter que la dolomitisation est associée aux sédiments liés à la baisse de niveau marin. La dolomite est fortement cristalline et semble secondaire, liée à l'enfouissement. Une étude particulière permettrait d'établir un lien ou non entre ces sédiments dolomitisés et la baisse eustatique mentionnée.

4.2.3. Épaisseurs des paraséquences de 5^e ordre à Pry et à Laneffe

Les paraséquences ou cycles de 5^e ordre caractérisant aussi bien le prisme de haut niveau que le prisme de bas niveau marin présentent de faibles épaisseurs métriques à plurimétriques, excepté pour la partie dolomitique du prisme de bas niveau marin à Laneffe où la cyclicité originelle a probablement été effacée. A Pry, les épaisseurs moyennes des paraséquences sont de 2,1 m (pour PSQS1), de 3,7 m (pour PSQS2) et de 2,4 m (pour PSQS3). A Laneffe où la coupe est plus discon-

tinue suite aux hiatus et à la dolomitisation, ces épaisseurs moyennes sont de 2,1 m (pour PSQS1+PSQS2) et de 1,3 m (pour PSQS4).

La comparaison de ces quelques données d'une part entre les deux coupes, et d'autre part, entre ces coupes et celles de la plate-forme carbonatée du Givetien franco-belge (Préat & Mamet, 1989; Préat & Carliez, 1994) montre:

- 1° de faibles valeurs des épaisseurs moyennes des cycles de 5^e ordre dans le Frasnien moyen. Ces faibles valeurs suggèrent que les fluctuations relatives du niveau marin sont toujours restées faibles, probablement inframétriques à métriques,
- 2° les séquences sont beaucoup plus minces (1,3 m) dans le prisme de bas niveau marin de Laneffe (seul intervalle complet) par rapport aux séquences de Pry (2,4 m) (voir chapitre 5 pour les corrélations) et pourraient indiquer un espace d'accommodation moitié moindre à Laneffe,
- 3° les valeurs des épaisseurs moyennes des cycles de 5^e ordre de la partie moyenne du Frasnien des deux coupes étudiées dans ce travail et de celles de Cerfontaine (2,3 m *in* Dumoulin *et al.*, sous presse) sont semblables à celles des cycles ou rythmes élémentaires régressifs de la plate-forme carbonatée du Givetien franco-belge. Les variations latérales d'épaisseurs des cycles givetiens ont pu être reliés à une tectonique synsédimentaire en blocs ou panneaux basculés (Préat & Mamet, 1989). La forte similitude, non seulement des faciès, mais également de leur empilement entre les différentes coupes étudiées, semble indiquer que la plate-forme carbonatée de la partie moyenne du Frasnien devait fonctionner de la même manière que son homologue givetienne.

5. CORRELATIONS

En l'absence de toutes données biostratigraphiques, l'analyse cyclostratigraphique peut apporter des éléments de corrélation pour quelques coupes situées dans le Massif de Philippeville (fig. 4) dont les coupes de Pry et de Laneffe abordées dans ce travail, celles de Cerfontaine (Dumoulin *et al.*, sous presse), de Gourdinne (Préat & Lapierre, 1986) et du stratotype de la Formation de Philippeville à Philippeville-Neuville (Boulvain *et al.*, 1994).

5.1. CORRELATIONS ENTRE LES COUPES DE PRY ET LANEFFE

La comparaison des courbes lithologiques des coupes de Pry et de Laneffe ne pose pas de problème particulier, les deux coupes montrant une surface transgressive succédant à un prisme de bas niveau marin (fig. 4).

Cette corrélation montre que les parties inférieures des deux coupes sont d'épaisseurs équivalentes (une cinquantaine de mètres) et correspondent à une série fortement dolomitisée avec de nombreux biostromes.

5.2. CORRELATIONS ENTRE LES COUPES DE PRY ET CERFONTAINE

Les coupes de Pry et de Cerfontaine (Dumoulin *et al.*, sous presse) présentent une succession quasi-identique de leurs ensembles de paraséquences, et également des paraséquences elles-mêmes. La corrélation est également immédiate sur base de la surface transgressive présente dans les deux coupes. La comparaison des deux courbes séquentielles montre que PSQS1 de Pry se corrèle assez facilement avec PSQS2 de Cerfontaine (fig.4). Cette corrélation bien visible à partir de la paraséquence as1 (fig.2) présente dans chaque coupe rend compte des points suivants:

- 1° le taux de sédimentation est du même ordre de grandeur pour chaque coupe (20 m -à Pry- et 16 m -à Cerfontaine) pour les deux coupes, de la base d'uftn2 (PSQS1) au sommet d'uftn3 (PSQS2);
- 2° le seul niveau argileux important à Pry (épaisseur: 60 cm, cote: 61 m) se corrèle avec le mince niveau argileux de Cerfontaine (épaisseur: pluricentimétrique, cote: 20,5 m). Ils correspondent tous les deux au développement de l'intervalle transgressif;
- 3° la partie supérieure de la série (PSQS2-3) de Pry enregistre bien une légère élévation du niveau marin. Cette partie est équivalente à la partie supérieure de la série (PSQS3-4) à Cerfontaine où l'élévation du niveau marin est plus nette avec apparition de faciès marins francs (MF1 in Dumoulin *et al.*, sous presse);
- 4° à l'échelle des deux coupes la distribution des laminites (MF12) est la même: plus abondantes

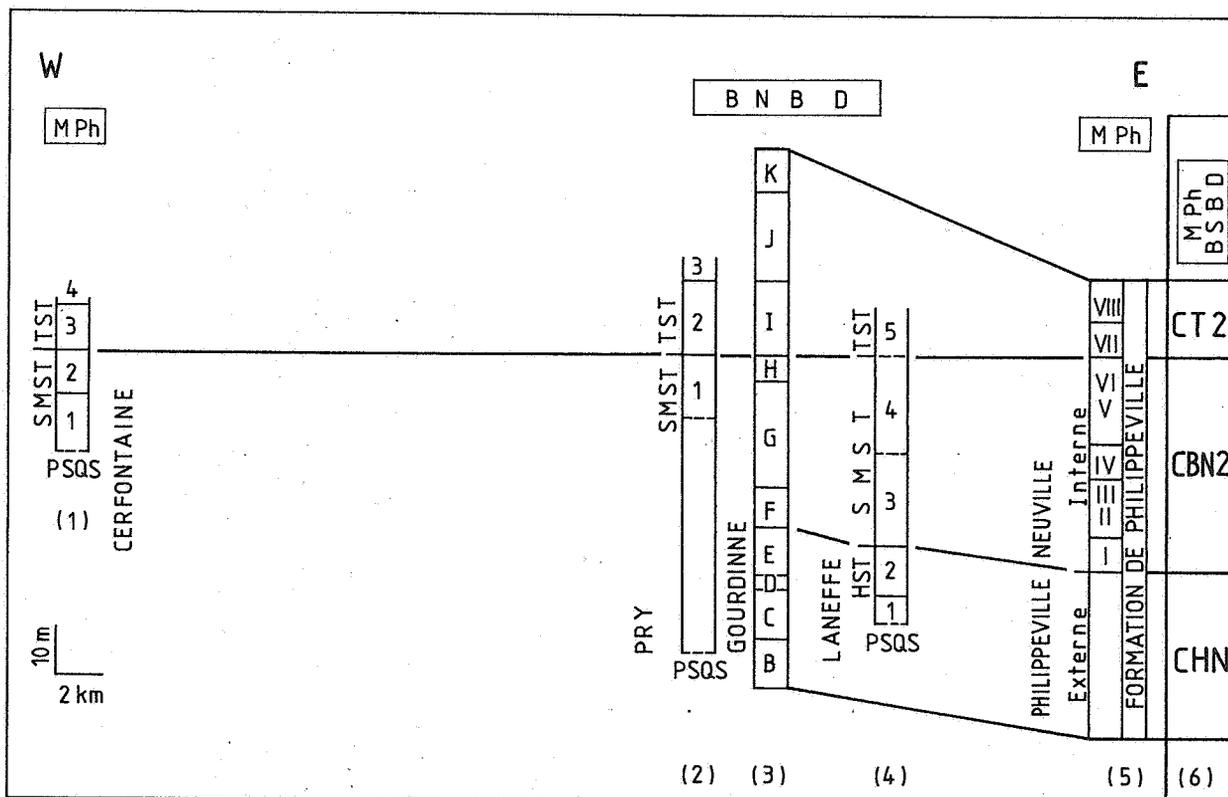


Figure 4. Tableau de corrélations des principales coupes abordées dans ce travail avec le stratotype de la Formation de Philippeville défini à Philippeville-Neuville par Boulvain *et al.* (1993). Abréviations: MPh = Massif de Philippeville, BNBD = bord nord du Bassin de Dinant, BSB D = bord sud du Bassin de Dinant, PSQS = ensemble de paraséquences, SMST = cortège de bordure de plateforme, TST = intervalle transgressif, HST = prisme de haut niveau marin, CHN = cortège de haut niveau marin, CBN2 = cortège de bas niveau marin, CT2 = cortège transgressif. Les numéros sous les logs schématiques renvoient aux travaux suivants: (1) Dumoulin *et al.* (sous presse), (2) ce travail, (3) Prétat & Lapière (1986), (4) ce travail, (5) Boulvain *et al.* (1994) et (6) Boulvain & Herbosch (1996).

Correlation table of the main studied sections, with the stratotype of the Philippeville Formation at Philippeville-Neuville defined by Boulvain et al. (1993). Abbreviations: Mph = Philippeville Massif, BNBD = northern border of Dinant Basin, BSB D = southern border of Dinant Basin, PSQS = parasequence set, SMST = shelf margin systems tracts, TST = transgressive systems tracts, HST = highstand systems tracts, CHN = highstand systems tracts, CBN2 = lowstand wedge systems tracts, CT2 = transgressive systems tracts. Numbers below schematic logs concern the following studies: (1) Dumoulin et al. (sous presse), (2) this work, (3) Prétat & Lapière (1986), (4) this work, (5) Boulvain et al. (1994) et (6) Boulvain & Herbosch (1996).

dans la partie inférieure des coupes, elles réapparaissent plus discrètement vers le sommet. Elles sont cependant moins bien préservées à Cerfontaine;

5° enfin, la différence d'épaisseur observée entre les deux coupes traduit des taux de subsidence différents, légèrement plus élevés à Pry. Ceci pourrait également expliquer à la fois la meilleure préservation des laminites à Pry et la plus grande abondance des biostromes à Cerfontaine qui devait occuper une zone plus élevée par rapport à celle de Pry.

Les deuxième et troisième points (2° et 3°, ci-dessus) méritent une attention particulière: ils montrent en effet, qu'aussi bien à Pry qu'à Cerfontaine, le niveau marin relatif subit une élévation indiquant la transition entre le prisme de bordure de plate-forme et l'intervalle transgressif. La surface d'inondation maximale viendra immédiatement après avec la mise en place d'une sédimentation argileuse franche (Boulvain et Herbosch, 1996). En attendant, cette élévation est mieux enregistrée à Cerfontaine qu'à Pry, Cerfontaine occupant une position paléostratigraphique plus élevée par rapport à celle de Pry (cf. 5° ci-dessus).

Ces remarques suggèrent également que le domaine sédimentaire frasnien était structuré d'un point de vue tectonique, et qu'à l'échelle de l'étude, soit une dizaine de kilomètres, les fluctuations eustatiques ont été les mêmes suivant les zones isopiques et enregistrées en fonction des paléostratifications c'est-à-dire des blocs. Ce schéma est assez semblable à celui mis en évidence dans le Synclinorium de Dinant soit en domaine carbonaté au cours de l'Eifelien et du Givetien (Préat & Mamet, 1989; Kasimi & Préat, 1996), soit en domaine siliciclastique au cours du Famennien (Thorez & Dreesen, 1986).

5.3. CORRELATIONS ENTRE LES COUPES DE PRY, LANEFFE ET GOURDINNE

Les corrélations de la coupe de Pry avec la carrière de Gourdinne (Préat & Lapierre, 1986) semblent assez évidentes (fig. 4): les intervalles G, H, I et J décrits à Gourdinne correspondent respectivement à la succession de la partie inférieure de la coupe de Pry et de PSQS1 *pro parte*, de PSQS1 *pro parte*, de PSQS2 et de PSQS3 (ce dernier ensemble de paraséquences constituant la base de l'intervalle J de Gourdinne). Les faciès sont semblables dans les deux coupes de même que les épaisseurs des unités corrélées.

En ce qui concerne la coupe de Laneffe, la base de PSQS4 montre sur le terrain des marbres gris clair de mêmes types que ceux observés à Gourdinne. Comme à Gourdinne ces marbres surmontent une épaisse série

fortement dolomitisée avec de nombreux grands stromatopores lamellaires dans la partie inférieure. Enfin, l'évolution séquentielle de la coupe de Laneffe, malgré l'importance des hiatus, est très semblable à celle mise en évidence à Gourdinne par Naisse (1984): sur base d'une séquence standard composée de 10 microfaciès, cet auteur montre que la coupe épaisse de près de 90 m est constituée de la succession de deux séquences régressives d'épaisseur décamétrique, d'une grande séquence oscillante dans les milieux restreints et d'une séquence fortement transgressive au sommet. Cette succession de séquences et de faciès est également observée à Laneffe, et les épaisseurs associées à ces séquences sont très semblables. Les corrélations proposées ci-dessus sur base séquentielle devront être confirmées par l'étude d'autres coupes ou par des analyses biostratigraphiques.

5.4. CORRELATIONS DES COUPES AVEC LE STRATOTYPE

Les corrélations des coupes précédentes avec les stratotypes de la Formation de Philippeville à Philippeville et Neuville (Boulvain *et al.*, 1993; Boulvain *et al.*, 1994) sont reprises à la figure 4. Parmi les coupes considérées dans cette note, la coupe de Gourdinne située au bord nord du Synclinorium de Dinant est la plus complète et présente les meilleures corrélations avec celle du stratotype de la Formation de Philippeville (fig. 4). La série de Gourdinne est en effet clairement limitée à sa base et en son sommet par des shales d'âge frasnien «F2ef» à la base et «F2ij» au sommet (Préat & Lapierre, 1986). La formation y présente donc une épaisseur identique (115 m) à celle des stratotypes (103 m à Philippeville et 113 m à Neuville). Les autres coupes (Cerfontaine, Pry et Laneffe), bien que ne montrant pas l'entière de la Formation de Philippeville ne présentent pas de difficulté de corrélation avec les stratotypes (se reporter ci-dessus à l'analyse séquentielle et à la fig. 4).

6. CONCLUSIONS

L'analyse des microfaciès et de leur empilement dans les coupes de Pry et de Laneffe montre que la sédimentation a principalement eu lieu dans la partie superficielle d'une plate-forme carbonatée au cours de la partie moyenne du Frasnien. Cette plate-forme présente de nombreuses analogies avec celle qui a fonctionné durant tout le Givetien dans le nord de la France et le sud de la Belgique (Synclinorium de Dinant, Préat & Mamet, 1989).

La sédimentation de la partie moyenne du Frasnien (Formation de Philippeville) enregistre la plus grande partie d'une séquence de 3^e ordre avec un fort développement du prisme de bordure de plate-forme éga-

lement mis en évidence par Boulvain et Herbosch (1996). Une cyclicité de faible ordre (5^e ordre) est la caractéristique majeure de cette sédimentation: les cycles correspondent à des progradations des domaines inter- et supratidaux restreints sur les domaines subtidaux semi-restreints. Les différences d'épaisseurs moyennes observées entre les cycles ou paraséquences de 5^e ordre des deux coupes traduisent probablement une structuration en blocs basculés. Cette dernière semble de même type de celle qui existait au Givetien où des cycles de même épaisseur étaient la règle (Préat & Mamet, 1989). Les bioconstructions, dont le démantèlement sur place alimente des nappes de floatstones (biostromes), étaient relativement modestes, principalement édifiées par des stromatoporoïdes et des rugueux, et n'ont pas formé de barrières continues au sens actuel du terme.

En l'absence de zonations biostratigraphiques plus fines, l'analyse cyclostratigraphique permet des corrélations précises entre les deux coupes abordées dans ce travail, et d'autres coupes situées dans le Synclinorium de Dinant et le Massif de Philippeville. Ces corrélations soulignent l'importance du prisme de bas niveau marin de la Formation de Philippeville tout en suggérant une paléostructuration des différents domaines de la plate-forme au cours de la partie moyenne du Frasnien.

7. REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les Profs. F. Boulvain (Université de Liège), L. Hance (Service Géologique de Belgique et Université Catholique de Louvain) et Ph. Muchez (Katholieke Universiteit Leuven) pour leurs remarques constructives suite à la lecture du manuscrit.

8. REFERENCES

AIGNER, T. 1985. Storm depositional systems. In: Lecture Notes in Earth Sci. 3. Springer Verlag, 174 pp.
 BEUGNIES, A.; CHARLET, J.M. & TOUBEAU, G. 1962. Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidentale. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 82: 203-234.
 BOULVAIN, F. 1993. Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques «F2j» du Frasnien de l'Ardenne. *Service géologique de Belgique, Prof. Paper*, 2 fasc., 260: 427 pp.
 BOULVAIN, F. & PREAT A. 1986. Les calcaires laminaires du Givetien Supérieur du bord sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): témoins d'une évolution paléoclimatique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 609-619.
 BOULVAIN, F. & HERBOSCH, A. 1996. Anatomie des monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique. *Bull. Soc. Géol. France*, 167, 3: 391-398.

BOULVAIN, F.; COEN, M.; COEN-AUBERT, M.; BULTYNCK, P.; CASIER, J.G.; DEJONGHE, L. & TOURNEUR, F. 1993. Les formations frasniennes du Massif de Philippeville. *Service géologique de Belgique, Prof. Paper*, 259 : 37 pp.
 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. *Service géologique de Belgique, Prof. Paper*, 269 : 30 pp.
 COEN-AUBERT, M. 1982. Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique. *Bull. Inst. R. Sc. Nat. Belg.*, 54/6: 1-65.
 COEN-AUBERT, M. & COEN, M. 1974. Le Givetien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (bord nord du bassin de Dinant). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97 : 499-524.
 COEN, M. & COEN-AUBERT, M. 1976. Conodontes et coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du chemin de fer de Neuville (Massif de Philippeville, Belgique). *Bull. Inst. R. Sc. Nat. Belg.*, 50/8 : 7 pp.
 COOK, H.E.; McDANIEL, P.N.; MOUNTJOY, E.W. & PRAY, L.C., 1972. Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ('reef') margins, Alberta, Canada. *Bull. of Canadian Petrol. Geology*, 20 : 439-497.
 CORNET, P. 1978. Le biostrome «F2h» de la tranchée de chemin de fer de Neuville (Bassin de Dinant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 100 : 31-40.
 DEJONGHE, L. & MARDAGA, M. 1989. Etude des phénomènes de dolomitisation et de minéralisation stratoïde dans le Frasnien du Massif de Philippeville (Synclinorium de Dinant). *Service géologique de Belgique, Prof. Paper*, 238 : 51 pp.
 DUMOULIN, V.; BERTRAND, M. & PREAT, A. (sous presse). Microfaciès et cyclicité au sein d'un complexe biostromal de la partie moyenne du Frasnien à Cerfontaine «Massif de Philippeville», Synclinorium de Dinant, Belgique.
 EINSELE, G. 1992. Sedimentary Basin. Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer Verlag, 628 pp.
 FAGERSTROM, J.A. 1987. The evolution of the reef communities. *John Wiley & Sons*, 600pp.
 FLUGEL, E. 1982. Microfacies Analysis of Limestones. Springer Verlag, 633 pp.
 GAWTHORPE, R.B. 1986. Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a tectonically active area: Bowland Basin (Dinantian), northern England. *Sedimentology*, 33: 185-206.
 GINSBURG, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: a new model for regressive cycles in carbonates. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 55: 340.
 GROVER, G. & READ, J.F. 1978. Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Limestone, southwestern Virginia. *J. Sedim. Petrol.*, 49: 453-474.
 HARDIE, L.A. (Ed.) 1977. Sedimentation of the Mo-

- dern Carbonate Tidal flats of Northwest Andros, Bahamas. *John Hopkins Univ. Stud. Geol., Baltimore*, 22 : 202 pp.
- KASIMI, R. & PREAT, A. 1996. Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givéliennes franco-belges. Deuxième partie: cyclostratigraphie et paléostraturation. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 20: 61-90.
- KOBLUK, D.R., 1978. Reef stromatoporoid morphologies as dynamic populations: application of field data to a model and the reconstruction of an Upper Devonian reef. *Bull. Canadian Petrol. Geology*, 26 : 218-236.
- LAFUSTE, J. & TOURNEUR, F. 1988. *Dendropora* Michelin, 1848, et le nouveau genre dendroporimorphe *Senceliaepora* du Givetien et du Frasnien de la Belgique et du Boulonnais (France). *Bull. Mus. nation. Hist. nat. Paris*, 4^e sér., 10, section C, 4: 307-341.
- LECOMPTE, M. 1960. Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie du 25 au 28 septembre 1959. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 83 : 1-134.
- LOGAN, B.W.; DAVIES, G.R.; READ, J.F. & CEBULSKI, D.E. 1970. Carbonate sedimentation and environments. Shark Bay, Western Australia. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* 13 : 223pp.
- MAILLIEUX E., 1926. Contribution à l'étude du «Massif» de Philippeville. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 36: 86-112.
- MAILLIEUX, E. & DEMANET, F., 1929. L'échelle stratigraphique des terrains Primaires de la Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 38: 124-131.
- MAMET, B. ; NAISSE, 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.
- MOURAVIEFF, N. & TSIEN, H. 1983. Paleoecology of Devonian reefs and reef builders of Ardennes (Belgium). *Exc. 8B, 1st Int. Cong. Paleoecology*, 31 pp.
- NAISSE, F. 1984. Etude sédimentologique du Frasnien Moyen de la carrière Saint-Antoine de Gourdinne. *Mém. (non publié), Université Libre de Bruxelles*, 97 pp.
- PREAT, A. & LAPIERRE, B., 1986. Découverte d'un niveau de marbre blanc d'âge frasnien à Gourdinne, Province de Namur (Belgique). *Bull. Soc. Belge Géol.*, 95/1:65-71.
- PREAT, A. & MAMET, B. 1989. Sédimentation de la plate-forme carbonatée givélienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13: 47-86.
- PREAT, A. & CARLIEZ, D., 1994. Microfaciès et cyclicité dans le Givetien supérieur de Fromelennes (Synclorium de Dinant, France). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 117/1: 227-243.
- PREAT, A. & WEIS D. 1994. Variations du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique: approches sédimentologique et séquentielle (première partie). *Bull. Soc. Géol. France.*, 165(5): 69-84.
- THOREZ, J. & DREESEN, R. 1986. A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian «Psammites du Condroz» in Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109/1: 285-323.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics. Eustacy and Sedimentology - an Overview. *In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer Verlag: 617-659.*
- 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. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Methods in Explor. Series*, 7: 52pp.
- WELLER, H. 1991. Facies and Development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz Area (Germany). *Facies*, 25: 1-50.
- WILSON, J.L. 1975. Carbonate Facies in Geology History. *Springer Verlag*, 471 pp.

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