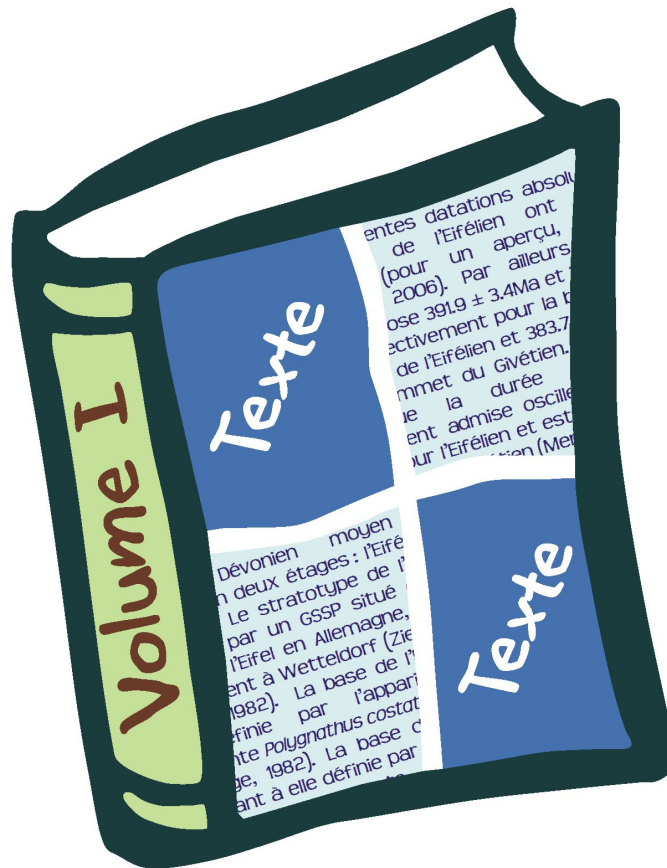


Faculté des Sciences  
Département de Géologie  
Pétrologie Sédimentaire

DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE  
DE L'EIFÉLIEN ET DE LA BASE DU GIVÉTIEN  
EN BELGIQUE ET DANS LES RÉGIONS LIMITOPHES



Thèse présentée pour l'obtention  
du grade académique de  
**Docteur en Sciences**

par  
**Cédric Mabile**

le 17 décembre 2008

Université  
de Liège



## REMERCIEMENTS

---

Mes remerciements les plus sincères vont en premier lieu à Frédéric Boulvain pour m'avoir non seulement donné l'opportunité d'entreprendre une thèse au sein de son laboratoire mais aussi -et surtout- pour m'avoir aidé, conseillé et guidé au fil de ces années.

Je remercie Eddy Poty d'assumer le rôle de Président du jury. Son rôle dépasse cependant cette simple fonction. Les discussions, ou parfois les confrontations, que nous avons eues lors de mes défenses de mémoire ou de moments informels auront grandement contribué à l'évolution de ma réflexion.

Une autre personne qui aura suivi l'ensemble de mon parcours académique est Marie Coen-Aubert. Elle aura également grandement contribué à faire évoluer mes idées que ce soit par son avis lors de mes défenses de mémoire, de la relecture d'articles ou de simples discussions.

Un grand merci à Alain Prétat qui m'aura procuré le matériel des coupes de Villers-la-Tour et de Remouchamps ainsi que des relectures d'articles critiques et attentives.

Ma gratitude va à Johan Yans pour m'avoir non seulement « cédé les droits » de la coupe de Remouchamps mais également accompagné sur le terrain. Chacune de nos rencontres informelles aura été pour moi un plaisir tant son enthousiasme et sa passion sont communicatifs.

Le dernier membre de mon jury, et non le moindre, est Pierre Cornet. Je le remercie vivement pour avoir accepté l'invitation, qui sera l'occasion pour moi de lui offrir un verre qu'il ne pourra cette fois pas refuser. Il est celui qui m'a introduit dans le monde du travail et je ne pourrai l'oublier.

Toute ma gratitude et mon amitié vont à Anne-Christine da Silva. Ses apports auront été multiples et variés, depuis son expertise dans le domaine de la susceptibilité magnétique jusqu'à nos pauses goûter pourvoyeuses de vitamines C et de convivialité. Un seul mot pour décrire ce que je pense de ces quatre années de voisinage : « Legendary ! »

Markus Aretz tient une place particulièrement importante dans la réalisation de cette thèse de par son implication dans l'étude de la coupe du Ohlesberg et les discussions, directement liées ou non, toujours intéressantes que nous avons eues. Qu'il en soit vivement remercié, de même que Stefan Schröder qui aura également apporté son concours à l'étude de cette coupe.

Les conseils des cartographes de l'ULB (Virginie Dumoulin et Sabine Blockmans) et de l'ULg (Jean-Marc Marion et Laurent Barchy) m'auront été précieux afin de débusquer et de choisir certaines coupes. Leur expertise du terrain est sans pareille et je les remercie vivement d'avoir accepté de la partager.

Certains chercheurs étrangers ont apporté leur contribution grâce à leurs relectures d'articles, tantôt acerbes, tantôt exubérantes. Jindrich Hladil, Brian Pratt et Steve Kershaw auront par cette voie amené un plus à mon travail et je tiens à les en remercier. Ce dernier, que j'ai eu la chance de rencontrer à plusieurs reprises, m'aura en plus transmis un peu de sa passion et de sa douce folie.

Un grand merci au « Docteur Benoît Hubert », je profite de l'occasion pour lui dire combien j'ai apprécié notre collaboration et nos hébergements respectifs.

J'ai également une pensée pour Marc Humblet dont l'encadrement durant mon mémoire de Licence et le départ pour le Japon m'ont permis de débiter et de poursuivre les études présentées dans cette thèse.

J'ai une pensée émue pour Michel Coen avec qui j'ai eu l'opportunité de commencer à collaborer. Son départ accidentel me fera regretter avant tout l'homme ou plus exactement le personnage qu'il était.

Je remercie certaines personnes croisées lors de congrès ou de visites au sein d'autres universités dont les conseils et les avis auront enrichi ma réflexion : Olivier Averbuch, Lucia Simone, Jean-François De Coninck, Adrian Cerepi, Bruno Mistiaen, Annette George et bien d'autres que je m'excuse d'oublier.

Un énorme merci à la hauteur de la tâche accomplie par Jean-Paul Cullus dans la réalisation des (très) nombreuses lames constituant l'ossature de cette étude sédimentologique, étude que l'on peut qualifier grâce à lui de détaillée.

Un merci à « ceux du bout du couloir » qui participent amplement à la bonne humeur qui règne au B20. Je tiens également à les remercier pour leur aide lors des analyses chimiques. Merci donc à Jacqueline Vander Auwera, Bernard Charlier, Olivier Namur, Olivier Bolle et Guy Bologne. Un merci particulier à Jean-Clair Duchesne qui en plus de tout cela aura apporté son concours à la publication de nombreux articles.

Un merci tout spécial à Marcella Giraldo Martin qui a accepté, avec l'accord d'Emmanuelle Javaux, de venir à mon secours pour les lames palynologiques. Toute ma gratitude à Philippe Steemans et Pierre Breuer pour m'avoir plus qu'aidé dans leur interprétation.

Merci également à la tribu des doctorants et assistants, sans qui il serait impossible de tenir le coup moralement et humainement. Parmi ceux que je n'ai pas encore cités, je tiens à mentionner Sandrine Delculée, Mélanie Rondeux (merci pour le diffrato) et Cyrille Prestianni.

Je remercie particulièrement Clotilde De Wilde, Damien Pas et Geoffrey Poulain, il n'est pas galvaudé de dire que ce travail est en partie le leur.

Je pense à celles qui incarnent sans conteste l'ossature et le tissu social de notre département. Elles sont bien plus que des secrétaires et je tiens à le leur dire. Merci pour tout à Viviane Miocque et Mariella Guadagnano.

Un grand merci à ceux qui auront partagé un bout de chemin avec moi durant ces dix merveilleuses années passées à Jeunesse et Santé. Ils auront été l'exutoire et la bouffée d'oxygène qui m'ont aidé à tenir. Harry Stamper vous salue.

Je tiens à terminer en remerciant ma famille et mes proches qui ont toujours crû en moi et apporté leur soutien.

Merci à tous.

## RÉSUMÉ

---

Cette étude est dédiée à la période charnière que constituent l'Eifélien et la base du Givétien en Belgique et les régions limitrophes, entre le Dévonien inférieur caractérisé par des dépôts détritiques et l'installation d'une plate-forme carbonatée au Givétien. L'étude sédimentologique détaillée que nous avons entreprise est le résultat de l'intégration de différentes techniques d'analyses : sur le terrain (levé et description banc par banc), en lame mince (pétrographie et microfaciès) et sur les échantillons (susceptibilité magnétique et analyses chimiques).

Dans le cadre de ce travail, ce sont 14 coupes qui ont été levées, représentant une épaisseur totale de 1650 mètres. Les études de terrain ont permis de mettre en évidence une grande variété de faciès carbonatés, détritiques ou mixtes. Cette variété illustre parfaitement la variabilité latérale qui est la règle au sein de ces niveaux.

Les analyses pétrographiques qui ont été menées sur 3352 lames minces, confirment cette diversité et aboutissent à la définition de 71 microfaciès. Ces microfaciès sont répartis sur un modèle de plate-forme et sur 6 modèles de rampe. Ces différents modèles de rampe se distinguent les uns des autres par une influence terrigène plus ou moins marquée, le développement ou non de bioconstructions ou encore la présence ou non de *shoals*.

Les analyses de susceptibilité magnétique ont permis de mettre en évidence trois paramètres sédimentologiques principaux l'influençant : l'apport détritique (le continent étant la source principale des minéraux porteurs du signal), l'agitation (qui peut empêcher le dépôt de ces mêmes minéraux) et la productivité carbonatée (qui peut diluer ces minéraux).

Les analyses chimiques quant à elles permettent de clairement dégager 4 pôles parmi les minéraux présents dans les échantillons, chacun ayant sa contribution propre à la valeur de susceptibilité magnétique. Le premier est le contenu en carbonates qui est directement lié à la productivité carbonatée. Outre le quartz détritique, l'apport terrigène comporte de son côté deux pôles distincts : l'un sous forme d'argiles et l'autre sous forme de minéraux ferromagnétiques primaires. Le dernier pôle correspond à l'influence de la diagenèse par la dolomitisation et la cristallisation de pyrite, d'hématite et éventuellement de magnétite.

De par la répartition générale des trois paramètres sédimentologiques cités ci-dessus sur les profils de plate-forme et de rampes, trois types d'évolution des courbes de susceptibilité magnétique se dessinent quand on la compare à l'évolution des microfaciès. Certaines coupes ne montrent aucun lien entre les deux types de courbes, la susceptibilité magnétique restant relativement constante. Ensuite, un parallélisme peut s'observer entre les deux types de courbes (à une baisse de niveau marin, correspond une hausse de valeurs de susceptibilité magnétique et inversement). Enfin, une opposition peut être observée entre les deux types de courbes (à une baisse de niveau marin, correspond une baisse de valeurs de susceptibilité magnétique et inversement). Une fois identifiés, ces comportements relativement cohérents permettent l'utilisation de la susceptibilité magnétique à des fins de corrélation.

L'intégration de l'ensemble des données et interprétations aboutit à la proposition d'un canevas de stratigraphie séquentielle. La généralisation de ce canevas à l'ensemble du bord Sud du Synclinorium de Dinant permet une meilleure compréhension du passage latéral entre la Formation de Couvin et la Formation de Jemelle et de l'installation de la plate-forme carbonatée à la transition Eifélien-Givétien.

# TABLE DES MATIÈRES

---

<b>Remerciements</b>	<b>2</b>
----------------------	----------

---

<b>Résumé</b>	<b>4</b>
---------------	----------

---

<b>Chapitre I : Introduction</b>	<b>10</b>
----------------------------------	-----------

---

1.1	But du travail.....	10
1.2	Structure du travail.....	11

---

<b>Chapitre II : Contexte géologique et historique</b>	<b>13</b>
--	-----------

---

2.1	Contexte général du Dévonien moyen.....	13
2.1.1	Définitions	13
2.1.2	Paléogéographie	13
2.1.3	Paramètres environnementaux	13
2.2	Lithostratigraphie du Dévonien moyen en Belgique.....	14
2.2.1	Bord Sud du Synclinorium de Dinant	14
2.2.2	Bord Est du Synclinorium de Dinant	16
2.2.3	Bord Nord du Synclinorium de Dinant et bord Sud du Synclinorium de Namur	17
2.2.4	Nappe de la Vesdre	17
2.3	Travaux antérieurs.....	18
2.3.1.	Stratigraphie	18
2.3.2.	Sédimentologie	19
2.4	L'Eifélien de l'Eifel.....	20

---

<b>Chapitre III : Techniques utilisées</b>	<b>22</b>
--	-----------

---

3.1	Choix des coupes.....	22
3.2	Description des coupes.....	26
3.3	Lames minces et microfaciès.....	26
3.4	Susceptibilité magnétique.....	27
3.5	Analyses chimiques.....	27

---

**Chapitre IV : Généralités sur les coupes étudiées** **29**


---

4.1	Introduction.....	29
4.2	Aisemont.....	29
4.3	La région de Chimay-Couvin.....	30
4.3.1	Coupe de l'Eau Noire	30
4.3.2	Coupe de la Falaise de l'Abîme	30
4.3.3	Coupe de Villers-la-Tour	31
4.3.4	Coupe des Monts de Baileux	31
4.3.5	Coupe de La Couvinoise	32
4.4	Coupe de la route Fromelennes-Flohimont.....	32
4.5	La région de Marche-en-Famenne.....	33
4.5.1	Jemelle	33
4.5.2	La carrière de Marenne	34
4.6	Remouchamps.....	35
4.7	Le Ohlesberg.....	35

**Chapitre V : Description des coupes** **37**


---

5.1	Formations de Saint-Joseph et de l'Eau Noire.....	37
5.1.1	Formation de Saint-Joseph	37
5.1.2	Formation de l'Eau Noire	38
5.2	Formation de Couvin.....	39
5.2.1	Coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme (Stratotype)	39
5.2.2	Coupe de Villers-la-Tour	40
5.3	Formation de Jemelle.....	41
5.3.1	Coupes de Jemelle Gare (partie inférieure du stratotype) et de Jemelle Fays	41
5.3.2	Les Monts de Baileux	42
5.4	Formation de La Lomme.....	43
5.5	Formation de Hanonet.....	44
5.5.1	Carrière La Couvinoise (Stratotype)	44
5.5.2	Les Monts de Baileux	44
5.6	Formation de Trois-Fontaines.....	46
5.6.1	Carrière La Couvinoise	46
5.6.2	Les Monts de Baileux	46
5.6.3	Coupe de la route Fromelennes-Flohimont	47
5.6.4	Carrière de Marenne	48
5.7	Formation des Terres d'Hours.....	50
5.7.1	Les Monts de Baileux	50
5.7.2	Coupe de la route Fromelennes-Flohimont	51
5.7.3	Carrière de Marenne	52
5.8	Formation du Mont d'Hours.....	53
5.8.1	Les Monts de Baileux	53
5.8.2	Coupe de la route Fromelennes-Flohimont	53
5.9	Formation de Rivière.....	54
5.10	Formation de Pépinster.....	54

5.11	Formation de Névremont.....	55
5.11.1	Coupe d'Aisemont	55
5.11.2	Coupe de Remouchamps	55
5.12	Formations de Lauch et de Nohn.....	56
<b>Chapitre VI : Microfaciès et modèles de dépôt</b>		<b>59</b>
6.1	Introduction.....	59
6.2	Modèle de plate-forme.....	61
6.2.1	Microfaciès d'avant-récif	61
6.2.2	Microfaciès récifaux	68
6.2.3	Microfaciès d'arrière-récif	70
6.2.4	Microfaciès de lagon	74
6.2.5	Discussion du modèle de plate-forme	77
6.3	Modèles de rampe.....	80
6.3.1	MRA : Formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire, de Jemelle, de La Lomme, de Rivière et de Pépinster	80
6.3.2	MRB : Formation de Névremont	94
6.3.3	MRC : Coupe de La Couvinoise	100
6.3.4	MRD : Base des coupes de Fromelennes et de Marenne	107
6.3.5	MRE : Formation des Terres d'Haus	116
6.3.6	MRF : Coupe du Ohlesberg	124
6.4	Conclusions.....	132
<b>Chapitre VII : Susceptibilité magnétique</b>		<b>134</b>
7.1	Introduction.....	134
7.2	Evolution des microfaciès et courbes de susceptibilité magnétique.....	136
7.2.1	Coupe d'Aisemont	136
7.2.2	Coupes de la Formation de Couvin	136
7.2.3	Coupe des Monts de Baileux	137
7.2.4	Coupe de La Couvinoise	138
7.2.5	Coupe de la route Fromelennes-Flohimont	139
7.2.6	Coupes des environs de Jemelle	140
7.2.7	Coupes de Marenne	141
7.2.8	Coupe de Remouchamps	142
7.2.9	Coupe du Ohlesberg	143
7.3	Paramètres sédimentologiques et susceptibilité magnétique.....	144
7.3.1	Modèle de plate-forme	144
7.3.2	Modèle de rampe A	146
7.3.3	Modèle de rampe B	147
7.3.4	Modèle de rampe C	148
7.3.5	Modèle de rampe D	148
7.3.6	Modèle de rampe E	149
7.3.7	Modèle de rampe F	150

---

7.4	Nature des minéraux magnétiques.....	152
	7.4.1 Comparaison des valeurs de susceptibilité magnétique et de la composition chimique par microfaciès	152
	7.4.2 Matrice de corrélation	153
	7.4.3 Diagrammes d'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction des différents éléments	153
7.5	Conséquences pour les corrélations.....	155
	7.5.1 Modèle de plate-forme	155
	7.5.2 Modèles de rampes	156
	7.5.3 Conclusions	156
<b>Chapitre VIII : Modèle d'évolution</b>		<b>158</b>
<hr/>		
8.1	Introduction.....	158
8.2	Cortèges et corrélations des coupes étudiées.....	158
	8.2.1 Notions théoriques	158
	8.2.2 Modèle proposé	159
8.3	Extension du modèle proposé à l'ensemble du bord Sud du Synclinorium de Dinant.....	162
8.4	Discussion concernant la coupe du Ohlesberg.....	164
	8.4.1 Discussion de la coupe du Ohlesberg dans un contexte régional	164
	8.4.2 Discussion des unités lithostratigraphiques	164
<b>Chapitre IX : Conclusions</b>		<b>167</b>
<hr/>		
<b>Chapitre X : Bibliographie</b>		<b>172</b>
<hr/>		





# CHAPITRE I INTRODUCTION

## 1.1 But du travail

---

L'objectif principal de ce travail est d'investiguer la dynamique sédimentaire de l'Eifélien et de la base du Givétien en Belgique et dans les régions proches. L'intérêt de ces niveaux est de correspondre à une charnière entre le Dévonien inférieur caractérisé par des dépôts détritiques et l'installation d'une plateforme carbonatée au Givétien. Bien que cette transition ait été mise en évidence depuis le 19<sup>ème</sup> siècle, les modalités précises d'un point de vue sédimentologique en restent relativement méconnues.

Comme nous le verrons par la suite, l'Eifélien et la base du Givétien sont caractérisés par des sédiments terrigènes, mixtes et carbonatés déposés dans un large spectre d'environnements. Les transitions, tant horizontales que verticales, entre ces différents milieux de dépôts font toute la complexité mais aussi l'intérêt du présent travail. En effet, l'étude détaillée de nombreuses coupes et la définition de nombreux microfaciès auront été nécessaires à

une étude sédimentologique détaillée à même d'embrasser cette multitude d'environnements.

Loin d'être un frein, la variété des milieux de dépôts rencontrée constitue en fait une opportunité de test de la technique de susceptibilité magnétique. En effet, il s'agit là d'une occasion de comparaison du signal de susceptibilité magnétique entre différents environnements présentant des caractéristiques sédimentologiques propres et ainsi de remonter aux paramètres influençant cette susceptibilité magnétique. Ce point constitue le second objectif de cette thèse.

Enfin, il nous est apparu opportun d'étendre cette étude à l'Eifélien de l'Eifel dont les aspects sédimentologiques ont paradoxalement été assez peu étudiés. Nous illustrerons ainsi le potentiel de nos méthodes d'investigation à contribuer à un modèle régional de dépôt à l'échelle de l'Eifel.

---

## 1.2 Structure du travail

---

En comptant ce premier chapitre introductif, la structure du travail est articulée en dix chapitres.

Le Chapitre II propose le contexte géologique et historique de l'Eifélien et du Givétien. Il ne se veut pas une revue exhaustive mais correspond plutôt à l'exposé des traits principaux de la lithostratigraphie, de la paléogéographie, des paramètres environnementaux et des travaux antérieurs.

Le Chapitre III présente ensuite les différentes techniques utilisées dans ce travail pour la description des coupes, l'étude des lames minces et la définition des microfaciès, la susceptibilité magnétique et les analyses chimiques. Ce chapitre commence par un exposé des coupes qui ont été visitées et des critères qui ont déterminé le choix de celles qui ont été finalement retenues.

Le Chapitre IV présente chacune des quatorze coupes étudiées. Le lecteur intéressé pourra y trouver facilement des informations générales pour chacune des coupes telles la localisation, les formations recoupées, les travaux antérieurs les plus significatifs, le nombre d'échantillons collectés et l'épaisseur.

Le Chapitre V est dédié à la description détaillée des coupes. Cette description est proposée formation par formation afin de faciliter les comparaisons entre les différentes coupes. Il sera en effet plus simple de comparer, par exemple, les cinq différents affleurements de la Formation de Trois-Fontaines si l'information est concentrée en un seul et même endroit. C'est par ailleurs au sein de ce chapitre que sont définies les différentes unités lithologiques.

Le Chapitre VI concerne la description et l'interprétation des différents microfaciès. Ils sont présentés au sein d'un modèle de plate-forme et de plusieurs modèles de rampe. Au sein de ces différents modèles, certains microfaciès sont relativement proches voire identiques. Nous avons cependant pris le parti de ne pas regrouper des microfaciès similaires quand ils sont observés au sein d'un même modèle afin de ne pas simplifier à outrance et d'en conserver les différentes spécificités. Quant aux quelques microfaciès identiques observés au sein de différents modèles, nous avons décidé d'en répéter chaque fois la description et l'interprétation afin de ne pas renvoyer à une autre partie du texte et ainsi faciliter la lecture.

Le Chapitre VII s'intéresse à la description des courbes de microfaciès et des courbes de susceptibilité magnétique. La technique de susceptibilité magnétique y est par ailleurs discutée en fonction de différents paramètres sédimentologiques et des analyses géochimiques qui ont été effectuées.

Le Chapitre VIII présente l'ensemble des corrélations entre les coupes obtenues grâce aux données bibliographiques, à la susceptibilité magnétique et à la stratigraphie séquentielle. L'intégration de ces données permet de proposer un modèle d'évolution générale à l'échelle du bassin.

Le Chapitre IX propose un résumé des résultats obtenus et constitue la conclusion de l'ensemble du travail.

Enfin, le Chapitre X rassemble l'ensemble des références bibliographiques.



# CHAPITRE II

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HISTORIQUE

### 2.1 Contexte général du Dévonien moyen

---

#### 2.1.1 Définitions

Le Dévonien moyen est subdivisé en deux étages : l'Eifélien et le Givétien. Le stratotype de l'Eifélien est défini par un GSSP situé dans la région de l'Eifel en Allemagne, et plus précisément à Wetteldorf (Ziegler & Werner, 1982). La base de l'Eifélien y est définie par l'apparition du conodonte *Polygnathus costatus partitus* (Weddige, 1982). La base du Givétien est quant à elle définie par l'apparition d'un autre conodonte, *Polygnathus hemiansatus*, dans le stratotype GSSP de Jebel Mech Irdane au Maroc (Walliser *et al.*, 1995).

Différentes datations absolues des limites de l'Eifélien ont été proposées (pour un aperçu, voir Kaufmann, 2006). Par ailleurs, cet auteur propose  $391.9 \pm 3.4$ Ma et  $388.1 \pm 2.6$ Ma respectivement pour la base et le sommet de l'Eifélien et  $383.7 \pm 3.1$ Ma pour le sommet du Givétien. Il est à noter que la durée la plus généralement admise oscille entre 5 et 6 Ma pour l'Eifélien et est de l'ordre de 6 Ma pour le Givétien (Menning *et al.*, 2006).

#### 2.1.2 Paléogéographie

Durant le Dévonien moyen (Fig. II.1A), la Belgique était située à une latitude comprise entre 30° et 20° Sud (Kiessling *et al.*, 2003; McKerrow & Scotese, 1990; Torsvik & Cocks, 2004) en bordure de la Paléotéthys (Heckel & Witzke, 1979).

A l'échelle de l'Europe du Nord (Fig. II.1B), la Belgique se situe à la bordure Sud du Massif de Brabant-Londres ou Continent des Vieux Grès Rouges (Ziegler, 1982). Durant le Dévonien moyen, va progressivement s'y installer une vaste plate-forme carbonatée qui s'étend depuis le Sud de l'Angleterre jusqu'à la Pologne.

#### 2.1.3 Paramètres environnementaux

Le Dévonien moyen correspond à une époque où le climat était globalement chaud (Hladil *et al.*, 2006; Joachimski *et al.*, 2004; Simon *et al.*, 2007) avec un pic des températures atteint durant le Givétien (Streel *et al.*, 2000). La Belgique se situait alors globalement en conditions arides (Scotese, 2002). Certains auteurs ont cependant avancé

l'hypothèse d'un climat plus humide au Givétien inférieur (Han *et al.*, 2000; Préal & Boulvain, 1987). Par ailleurs, le Dévonien est caractérisé par un niveau marin relativement élevé (Johnson *et al.*, 1985; Vail *et al.*, 1977). L'ensemble de ces paramètres est synthétisé à la Fig. II.2.

## 2.2 Lithostratigraphie du Dévonien moyen en Belgique

Le Dévonien moyen affleure aux bords Nord et Sud du Synclinorium de Dinant, au bord Sud et Nord du Synclinorium de Namur et dans la Nappe de la Vesdre (Fig. II.3). Vu la complexité des variations latérales entre les formations et au sein même de certaines d'entre elles (en particulier à l'Eifélien), ne sont exposées ci-après que les grandes lignes de la stratigraphie du Dévonien moyen belge

afin de poser le cadre lithostratigraphique du présent travail. Les descriptions ci-dessous sont principalement basées sur différents travaux de synthèse (Bultynck *et al.*, 1991; Bultynck & Dejonghe, 2001). Les épaisseurs entre parenthèses sont celles au stratotype. L'ensemble de ces informations est illustré à la Fig. II.4.

### 2.2.1 Bord Sud du Synclinorium de Dinant

La limite Eifélien-Givétien se situe dans la partie supérieure de la Formation de l'Eau Noire (Bultynck *et al.*, 2000).

- ✓ Formation de l'Eau Noire (60 mètres)

Il s'agit de calcaires silteux gris-vert à intercalations de bancs pluricentimétriques de calcaires argileux gris foncé à schistosité bien développée. Deux parties sont définies. La première correspond à une trentaine de mètres d'argilo-siltites carbonatées gris-vert (schistes) riches en bioclastes avec nodules de calcaires argileux et intercalations irrégulières de bancs pluricentimétriques de calcaires argileux. La seconde partie, d'une épaisseur semblable, correspond à une alternance régulière d'argilo-siltites calcaires (schistes grossiers) gris-vert ou gris-bleu, riches en bioclastes et de calcaires soit noduleux à subnoduleux soit en bancs décimétriques réguliers.

Schématiquement, la Formation de l'Eau Noire est surmontée par la Formation de Couvin entre Glageon et Nismes et par la Formation de Jemelle à l'Est de Wellin (Fig. II.4B). Entre ces deux régions « classiques », la situation est sensiblement plus complexe, avec la Formation de Couvin qui se réduit en épaisseur et se retrouve encadrée par la Formation de Jemelle (Dumoulin & Blockmans, 2008; Dumoulin *et al.*, 2006). Ces relations seront détaillées au Chapitre VIII.

- ✓ Formation de Couvin (≈380 mètres)

Deux membres sont définis au sein de la Formation de Couvin. Le premier, le Membre de la Foulerie (220 mètres), correspond à une quarantaine de mètres de calcaire crinoïdique gris-bleu foncé à faune abondante de stromatopores et coraux suivis d'une autre quarantaine de mètres de calcaire argileux gris-bleu foncé avec localement de petits bancs de schiste carbonaté à nodules de calcaire fin et noir. Les 140 derniers mètres correspondent à un calcaire crinoïdique gris clair, localement dolomitisé, à faune abondante de stromatopores et coraux. Vient ensuite le Membre de l'Abîme (160 m) correspondant à une alternance de calcaires en bancs métriques à plurimétriques (biostromes) à stromatopores (branchus, lamellaires et massifs parfois métriques) et coraux divers, et de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire fin pauvre en macrofaune.

- ✓ Formation de Jemelle (340 mètres)

Au stratotype de la formation situé à Jemelle, trois membres sont définis. Le Membre de la Station (40 mètres) est composé de shales gréseux, par endroits feldspathifères, avec bancs centimétriques de grès localement micacé et rares nodules calcaires à nombreux brachiopodes. Il y succède le Membre du

Cimetière (110 – 115m) avec des shales fins et grossiers (argilo-siltites et siltites gréseuses) avec nodules, lentilles ou bancs centimétriques à pluricentimétriques de calcaire fin et noir. Vient enfin le Membre des Chavées (190m) montrant une alternance de bancs centimétriques ou décimétriques de calcaire massif ou noduleux, par endroits argileux ou crinoïdique, et de schistes en bancs plus épais avec nodules et lentilles calcaires. La macrofaune est abondante : rugueux solitaires, tabulés, brachiopodes, lamellibranches, trilobites.

A l'Ouest de Jemelle, seul le Membre des Chavées est observé (300 mètres à Couvin). Il surmonte la Formation de Couvin « classique » entre Glageon et Nismes et la Formation de Couvin à épaisseur réduite entre Nismes et Wellin. Le Membre du Vieux Moulin a été introduit (Dumoulin & Blockmans, 2008) pour nommer la partie de la Formation de Jemelle qui se situe sous la Formation de Couvin réduite entre Nismes et Wellin.

La présence de récifs de type bioherme est par ailleurs notée dans la partie supérieure de la formation, notamment à Wellin, Couvin, Nismes et Macon.

✓ Formation de La Lomme  
(110 mètres)

Deux membres sont définis au stratotype situé à Jemelle. Le Membre du Fond des Valennes (70m) correspond à des schistes gréseux, par endroits micacés et feldspathifères dans lesquels s'intercalent des bancs centimétriques et décimétriques de grès massif ou psammitique. Ensuite, le Membre de la Wamme (43m) est composé de grès massif, psammitique, calcaire dans la partie supérieure avec lits argileux et minces lentilles de calcaire crinoïdique, schistes gréseux et micacés.

La Formation de La Lomme, épaisse de 110 m à Jemelle, va en diminuant jusqu'à disparaître à Wellin. Vers l'Est, elle va en

épaississant vers Hotton et ensuite diminue jusqu'à disparaître à hauteur de la faille de Xhoris. A Couvin, le sommet de la Formation de Jemelle (calcaires gréseux et siltites) en serait un équivalent atténué.

✓ Formation X

Cette formation est très particulière du fait de son extension latérale très limitée (Fig. II.4B). Elle n'est en effet observée qu'à Wellin (120 mètres) et à Nismes (115 mètres).

La Formation X correspond à des corps lenticulaires composés de calcaire crinoïdique massif ou en bancs épais. Ce calcaire est localement argileux, dolomitique ou très riche en coraux et stromatopores.

✓ Formation de Hanonet  
(au moins 80 mètres au stratotype)

Trois parties distinctes sont observées au stratotype situé à la carrière La Couvinoise. La première est composée de calcaires argileux nodulaires et mal stratifiés dont la faune est dominée par les crinoïdes et les brachiopodes. C'est dans le sommet de cette première partie qu'a été localisée la limite Eifélien-Givétien (Bultynck & Hollevoet, 1999). La partie médiane devient sensiblement moins argileuse et la faune s'enrichit de nombreux constructeurs. Vient ensuite la partie sommitale correspondant à deux unités très riches (« biostromes ») en stromatopores, rugueux et tabulés séparées par un intervalle de calcaire argileux.

Il est important de noter que cette succession lithologique n'est en fait observée qu'au sein du stratotype, la Formation de Hanonet montrant d'importantes variations latérales. Ces variations seront discutées plus en détails au Chapitre V.

✓ Formation de Trois-Fontaines  
(80 mètres)

Trois parties distinctes se succèdent. La première, de quelques mètres d'épaisseur, correspond à un calcaire crinoïdique localement riche et coraux. La seconde partie (une quinzaine de mètres) est le biostrome à stromatopores surmonté de la lumachelle à Stringocéphales classiquement définis au sein de la formation. La partie supérieure est composée de calcaire fin avec quelques passées bioclastiques. Le sommet est généralement caractérisé par la présence de laminites algaires.

✓ Formation des Terres d'Haus  
(entre 65 et 70 mètres)

Il s'agit de calcaire crinoïdique argileux et localement de calcschistes en bancs minces. La présence de niveaux nodulaires ou bioclastiques est parfois notée. La base de la formation est localement soulignée par la présence de *patch-reefs* à stromatopores, tabulés et rugueux.

Les deux dernières formations du Givétien du bord Sud du Synclinorium de Dinant n'étant pas envisagées dans le présent travail, elles ne seront pas décrites. Il s'agit de la Formation du Mont d'Haus (160 mètres) et de la Formation de Fromelennes (135mètres). L'épaisseur cumulée maximale du Dévonien moyen peut ainsi être estimée à un peu plus de 1100 mètres au bord Sud du Synclinorium de Dinant.

## 2.2.2 Bord Est du Synclinorium de Dinant

Le bord Est correspond en fait à la portion du Synclinorium de Dinant située à l'Est de la Faille de Xhoris (Fig. II.4B). Il s'agit d'une zone carrefour entre les bords Sud et Nord du Synclinorium de Dinant, le Synclinorium de Namur et la Nappe de la Vesdre. La lithostratigraphie y est donc une sorte de patchwork des zones adjacentes plus qu'une élaboration locale.

La limite Emsien-Eifélien y est localisée dans le sommet de la Formation de Burnot

sous-jacente à la Formation de Pépinster. Cette dernière formation (213 mètres à Remouchamps) couvre en gros l'ensemble de l'Eifélien dans cette zone. Le stratotype de la Formation de Pépinster se situe en fait dans la Nappe de la Vesdre (décrit au point 2.2.4). Vient ensuite la Formation de Névremont qui couvre la première partie du Givétien et dont le stratotype se situe au bord Sud du Synclinorium de Namur (décrit au point 2.2.3). Enfin, c'est la Formation de Fromelennes qui vient compléter le Givétien dans cette zone.



### 2.2.3 Bord Nord du Synclinorium de Dinant et bord Sud du Synclinorium de Namur

Ici également la limite Emsien-Eifélien est localisée dans le sommet de la Formation de Burnot mais qui est ici surmontée par la Formation de Rivière (Fig. II.4B).

- ✓ Formation de Rivière (77 mètres)

Deux membres sont définis. Le premier est le Membre de Rouillon (60m) qui correspond à des schistes gréseux rouge ou verdâtres contenant quelques lentilles gréseuses ou calcaires (lumachelles à brachiopodes). C'est à la base de ce membre qu'est observé le Poudingue de Tailfer. Le second membre, le Membre de Claminforge, est composé de calcaire argileux, calcaire laminaire, schistes calcaires et grès calcaire gris

clair souvent laminaires et dans lesquels peuvent être insérés des schistes rouges et quelques bancs à nodules calcaires.

- ✓ Formation de Névremont (≈70 mètres)

La partie inférieure correspond à une alternance de shales et de calcaire finement bioclastique (rugueux solitaires et coloniaux, tabulés et brachiopodes) alors que la partie supérieure est généralement dolomitisée et comprend des stromatopores et des rugueux.

C'est un équivalent latéral de la Formation de Fromelennes, la Formation de Le Roux (28 mètres), qui vient compléter le Givétien dans cette zone.

### 2.2.4 Nappe de la Vesdre

La lithostratigraphie de la Nappe de la Vesdre est similaire à celle décrite précédemment pour le bord Nord du Synclinorium de Dinant et le bord Sud du Synclinorium de Namur pour le Givétien (Formations de Névremont et de Le Roux). La différence se situe au niveau de l'Eifélien avec deux formations définies : Vicht et Pépinster.

- ✓ Formation de Vicht (80 mètres)

Cette formation montre une alternance de conglomérats, grès et siltites de teinte dominante bordeaux en bancs plurimétriques, alors que les schistes sont accessoires.

- ✓ Formation de Pépinster (95 mètres)

Les 95 mètres observés au stratotype montrent la succession suivante. La base est marquée par 1,5 m de siltite verte (bigarrée au sommet) suivie de schistes rouges à nodules de carbonates et de barite, avec localement des grès fins très argileux, grisâtres à rouges (10 à 12 mètres). Vient ensuite le Membre d'Heusy (24 mètres) composé de grès verts à débris de plantes qui incorporent deux niveaux conglomératiques (3 et 7,5m de la base) dont le supérieur est carbonaté et très fossilifère à rhynchonelles et tentaculites. Le reste de la formation (≈60 mètres) se compose de schistes, siltites et grès fins de teinte rougeâtre dominante. Vers le sommet, cette dernière partie devient plus carbonatée et fossilifère.

## 2.3 Travaux antérieurs

### 2.3.1. Stratigraphie

Les premières bases des subdivisions stratigraphiques belges ont été posées par différents auteurs au début du 19<sup>ème</sup> siècle. L'ensemble de ces nombreuses idées est synthétisé dans un ouvrage intitulé « *L'Ardenne* » (Gosselet, 1888). Cet ouvrage vient couronner les recherches effectuées par Gosselet et constitue une synthèse de ses propres travaux et de ceux de ses prédécesseurs et contemporains (les subdivisions de l'époque sont renseignées en parallèle à la nomenclature actuelle à la Fig. II.4A). Devant cet imposant volume d'information, une notice bibliographique en a été rédigée (Rutot, 1889).

La période dévonienne y est décrite comme étant celle de l'invasion du haut plateau ardennais par un bras de mer s'étendant de Namur au Nord à Fumay au Sud. Durant l'époque eifélienne, le comblement de ce bras de mer entamé au « *Coblentzien* » se poursuit. Pour Gosselet, ce comblement n'a pas seulement une origine sédimentaire mais également tectonique. Au début de l'époque eifélienne, seul le Bassin de Dinant reste inondé et est relié par le Détroit de Fraipont au Bassin de l'Eifel. Les eaux sont pures grâce à un climat sec, ce qui permet aux premiers récifs de se développer. Par ailleurs, Gosselet a également noté la surépaisseur des sédiments de cette époque au bord Sud du Bassin de Dinant par rapport au bord Nord.

Ces bases ont été revues par la suite par Maillieux à l'occasion de la réalisation de la carte géologique au 1/40.000 de Couvin et ses environs (Maillieux, 1912). Sa réflexion, basée sur les incohérences entre ses observations de terrain et la nomenclature en vigueur à l'époque, est exposée en détail dans un article préalable (Maillieux, 1910). Bien que celui-ci concerne l'ensemble de l'échelle stratigraphique dévonienne, intéressons-nous plus particulièrement au Dévonien moyen (Ces

subdivisions sont renseignées en parallèle à la nomenclature actuelle à la Fig. II.4A). Maillieux commence par scinder le Dévonien moyen en deux étages : le Couvinien (étage à *Calceola sandalina* et *Spirifer speciosus*) et le Givétien (étage à *Spirifer mediotextus* et *undiferus* et *Stringocephalus burtini*). Chacun de ces étages est doté d'une abréviation pour le nommer ; Co pour le Couvinien et Gv pour le Givétien. Les différentes assises sont désignées par l'ajout d'un chiffre arabe à l'abréviation de l'étage. Pour le Couvinien, Maillieux en distingue deux : le Co1 (schistes calcaireux et grauwacke à *Spirifer cultrijugatus* et *Uncinulus orbignyianus*) et le Co2 (Schistes et calcaires de Couvin à *Calceola sandalina*). Enfin, la présence d'une lettre minuscule renseigne les zones ou les niveaux.

Comme on peut le constater, la nomenclature stratigraphique de Maillieux, basée sur les macrofossiles, a un but pratique : permettre une cartographie cohérente. Cette approche sera notamment employée par Godefroid et Bultynck dans leur révision stratigraphique du Couvinien, respectivement entre Wellin et Jemelle (Godefroid, 1968) et dans la région de Couvin (Bultynck, 1970). Ces deux travaux marquent une étape fondamentale dans la lithostratigraphie du bord Sud du Synclinorium de Dinant car ils feront de ces deux zones les régions de référence où seront sélectionnés par la suite bon nombre de stratotypes (Bultynck *et al.*, 1991).

La nomenclature définie par Maillieux va ainsi s'imposer et perdurer jusqu'aux années 1980. En effet, c'est seulement en 1979 que la Sous-commission pour le Dévonien vote en faveur du nom Eifélien pour désigner l'étage inférieur du Dévonien moyen en lieu et place du Couvinien (pour plus de détails, voir Bultynck, 2006). Le terme Couvinien tombe dès lors peu à peu en désuétude puisque ses

limites lithostratigraphiques ne sont pas strictement équivalentes à celles de l'Eifélien type, basées depuis lors sur les conodontes.

Récemment, le travail de révision des cartes géologiques de Wallonie a amené une nouvelle vision de la lithostratigraphie de

### 2.3.2. Sédimentologie

A l'échelle du Synclinorium de Dinant, l'Eifélien a été relativement peu investigué d'un point de vue sédimentologique. En comparaison, le Givétien a été plus intensivement étudié dans le cadre de la thèse de Jacques Pel (Pel, 1973) et de celle d'Alain Préat (Préat, 1984). La limite Eifélien-Givétien a également fait l'objet d'une étude à l'échelle du Bassin (Kasimi & Préat, 1996; Préat & Kasimi, 1995).

Différentes coupes couvrant une grande partie du Givétien ont par ailleurs été étudiées. Il s'agit des coupes de Resteigne (Casier & Préat, 1990; Casier & Préat, 1991; Préat & Boulvain, 1987b; Préat *et al.*, 1984) et de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

l'Eifélien, et ce plus particulièrement au niveau des relations latérales entre la Formation de Couvin et la Formation de Jemelle dans la zone de transition située entre Couvin et Jemelle (Dumoulin & Blockmans, 2008; Dumoulin *et al.*, 2006).

D'autres coupes d'extension stratigraphique plus limitée et situées dans l'Eifélien ou à la limite avec le Givétien ont été également étudiées. Les coupes de Wellin et du Fondry des Chiens (à Nismes) qui montrent des lentilles biohermales ont été étudiées dans l'optique de les replacer dans le contexte global de la limite Eifélien-Givétien (Mamet & Préat, 2005; Préat *et al.*, 2007). La coupe de Olloy-sur-Viroin a récemment fait l'objet d'un mémoire de Licence à l'ULB (Capette, 2006). Les références se rapportant aux coupes étudiées dans le présent travail se trouvent au Chapitre IV.

## 2.4 L'Eifélien de l'Eifel

L'Eifélien dans sa localité type, ou *Eifeler Kalkmulden Zone* (Fig. II.5A), est intensivement étudié d'un point de vue paléontologique depuis plus de 200 ans (*e.g.* Goldfuss, 1826; Schlüter, 1889; Steiniger, 1853). Le travail de cartographie et les études lithostratigraphiques connexes menées dans le courant des années 50 et 60 ont abouti à une subdivision fine et détaillée des unités lithostratigraphiques de l'Eifélien. Dans ce cadre, la succession décrite au sein de l'*Hillesheimer Mulde* a été proposée comme référence et constitue depuis le *Type-Eifelian* (Struve, 1982) (Fig. II.5B).

En comparaison à l'abondante littérature consacrée à la paléontologie et à la biostratigraphie, la sédimentologie et les relations entre les différents faciès ont été relativement peu étudiées. Bien que les premiers travaux (*e.g.* Nowak, 1956; Ochs & Wohlfart, 1961) aient déjà noté les importantes variations spatiales et temporelles des faciès, celles-ci étaient regardées comme des variations locales et peu significatives en comparaison de la succession standard (*e.g.* Paulus, 1959; Paulus, 1961). Par la suite, les études de faciès (Faber, 1980) ont abouti à la définition de trois ceintures de faciès principales (Fig. II.5A). La ceinture A, située au Nord, est caractérisée par sa position proximale et d'importants apports détritiques. La ceinture B, située à l'Est, montre le développement d'une plate-forme carbonatée.

Enfin, la ceinture C, correspond à la zone la plus distale et est marquée par le dépôt de calcaires et de shales. Il est bien évident que ce modèle général est influencé à l'échelle locale par des variations de profondeur des fonds marins. Un important haut-fond est le *Mid-Eifelian High* (MEH sur la Fig. II.5A) qui s'étend sur la partie centrale et Est du *Blankenheimer Mulde*, sur le *Rohrer Mulde* et sur le coin Nord-est du *Sötenicher Mulde* (Faber, 1980; Struve, 1963).

Ce schéma général des milieux de dépôt explique pourquoi l'application des subdivisions stratigraphiques de référence ou *Type-Eifelian*, correspondant à différentes phases d'installation de plate-forme carbonatée (Faber, 1980) est impossible et désuète. Au sein du seul *Sötenicher Mulde* où est localisée la coupe du Ohlesberg, trois échelles lithostratigraphiques ont été définies (Fig. II.5B). La raison en est l'importance des variations latérales de faciès et le peu de fossiles guides disponibles mais également la cartographie elle-même qui a été réalisée par différents cartographes : Nowak pour le coin Nord-est (Nowak, 1956), Paulus pour la partie centrale (Paulus, 1959; Paulus, 1961) et Dickfeld pour la Sud-est (Dickfeld, 1969). La carrière du Ohlesberg étant située sur la zone cartographiée par Nowak, ce sont donc ses subdivisions qui sont employées dans la suite du travail.



# CHAPITRE III TECHNIQUES UTILISÉES

## 3.1 Choix des coupes

Dans le cas du Dévonien moyen affleurant en Belgique et en particulier au niveau de l'Eifélien, la principale contrainte au niveau du choix des coupes est sans conteste la difficulté de trouver des coupes de « bonne qualité », c.-à-d. relativement continues et recouvrant un intervalle stratigraphique important. De nombreuses journées de terrain ont été consacrées aux repérages de coupes renseignées soit par la bibliographie, soit par les équipes de cartographes de l'ULg et de l'ULB.

Bien qu'il soit impossible de détailler ici toutes les coupes qui ont été visitées (plus de 70), les principales sont reprises ci-dessous formation par formation (les articles mentionnés permettent un positionnement géographique des coupes). Les coupes soulignées sont celles qui sont intégrées au présent travail.

### ✓ Formation de l'Eau Noire

⇒ Stratotype : coupe le long de l'Eau Noire au lieu-dit La Foulerie à Couvin (Bultynck & Dejonghe, 2001),

⇒ Base de la coupe de la gare de Jemelle correspondant au stratotype de la Formation de Jemelle (Godefroid, 1991a),

⇒ Forrières, Sud de la gare et du cimetière (Saint-Joseph à Jemelle),

⇒ Ambly, coupe de la route vers Nassogne,

⇒ Hologne, au sommet de la côte de la N4 (sortie Waha),

⇒ Chanly, près du home, ancienne voie ferrée vers le sud-ouest,

⇒ Entre Lestery et Forrières, entre les lieux-dits Haie Madame et Bonnement.

### ✓ Formation de Couvin

⇒ Stratotype : coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme à Couvin (Bultynck, 1991a; Bultynck & Dejonghe, 2001; Mabilille & Boulvain, 2007a),

⇒ Carte géologique Chimay – Couvin (Marion & Barchy, 1999) :

- Ancienne carrière à Saint-Rémy (Bertrand *et al.*, 1993),

- Ancienne carrière à Villers-la-Tour (Bertrand *et al.*, 1993; Mabilille & Boulvain, 2007a),

- Anciennes carrières au Nord de Bourlers (La Planchette et La Vedria),

- Voie ferrée entre Villers-la-Tour et la Chapelle Saint-Joseph.

⇒ Carte géologique Olloy-sur-Viroin – Treignes (Dumoulin & Coen, *sous presse*) :

- Petigny (derrière les maisons dans le centre du village),

- Secteur de la Roche Trouée à Nismes (Dumoulin & Blockmans, 2008),

- Secteur de la Roche du Pas (Dumoulin & Blockmans, 2008),

- Tienne Le Mossia, à Treignes,

- Tranchée de la route reliant Treignes à Mazée.

⇒ Carte géologique Givet (Mansy *et al.*, 2006) :

- Deux coupes le long de la nationale Givet-Vireux entre Foisches et Ham-sur-Meuse,

- Coupe de Chooz.

⇒ Carte géologique Felenne – Vencimont (Blockmans & Dumoulin, *sous presse-a*) :  
- Wancennes, versant sud-ouest d'un vallon situé au Nord du village (Dumoulin & Blockmans, 2008).

⇒ Carte géologique Pondsôme – Wellin (Blockmans & Dumoulin, *sous presse-b*) :  
- Crête rocheuse dite « Les Rochettes »,  
- Série de tranchées le long de la crête entre le Tienne de Reumont et Les Maurlières, au nord-ouest de Wellin),  
- Juste à l'Est de cette carte, coupe près du cimetière de Pondsôme.

✓ Formation de Jemelle

⇒ Stratotype composé de deux coupes (Godefroid, 1991a). La première, dite coupe de la gare, se situe de part et d'autre de la gare de Jemelle le long de la N849. La seconde correspond à la voie de chemin de fer abandonnée Jemelle – Rochefort immédiatement à l'Ouest du pont au-dessus de la Lomme,

⇒ Coupe de la route du Fays, située le long de la route reliant le centre de Jemelle au lieu-dit du Fays,

⇒ Entre Villers-Sainte-Gertrude et Aisne,

⇒ Le long du ruisseau à Argimont (lieu-dit Liette),

⇒ Coupe du chemin de fer près de Pondsôme (Coen-Aubert, 1997; Godefroid, 1995) qui se poursuit jusqu'à la base de la Formation de Trois-Fontaines,

⇒ Au Sud de Mazée, lieu-dit du Vieux Moulin (Dumoulin & Blockmans, 2008),

⇒ A l'Est de la Roche du Pas, le long de la route nationale (Dumoulin & Blockmans, 2008),

⇒ Voie ferrée entre Villers-la-Tour et la Chapelle Saint-Joseph,

⇒ Trois biohermes entre Chimay et Couvin (Marion & Barchy, 1999) : Têne à la Chapelle, La Vernelle et Petinval et d'autres vers l'Ouest autour de Salles,

⇒ Coupe dans la berge de l'Eau Noire à hauteur du camping de Petigny.

✓ Formation de La Lomme

⇒ Stratotype : Jemelle, ancienne voie ferrée Jemelle – Rochefort à l'Ouest du pont sur la Lomme et affleurement au Sud-est de l'ancienne carrière Lhoist, à 500 m au Nord-est de l'église (Godefroid, 1991b),

⇒ Coupe, dite de Jemelle Nord, située le long de la voie ferrée au Nord de la gare de Jemelle.

⇒ Forrières (présence d'un niveau construit de type bioherme),

⇒ Tranchée de la route reliant Landrecy à Ferrières (au niveau du Bois de Lembrée).

✓ Formation de Hanonet

⇒ Stratotype : Carrière La Couvinoise (anciennement carrière Haine) (Mabille & Boulvain, 2007b; Préat & Tourneur, 1991a),

⇒ Coupe des Monts de Baileux, entre Chimay et Couvin (Mabille & Boulvain, 2008) qui se poursuit jusque dans la Formation du Mont d'Hairs,

⇒ Olloy, coupe dans la tranchée de la voie ferrée juste à l'Est du tunnel,

⇒ Glageon (Boulvain *et al.*, 1995) qui se poursuit jusqu'à la Formation de Fromelennes,

⇒ Fondry des Chiens à Nismes (Préat *et al.*, 2007) qui se poursuit dans la Formation de Trois-Fontaines,

⇒ Resteigne (Coen-Aubert, 1996; Préat *et al.*, 1984) qui se poursuit jusque dans la Formation du Mont d'Hairs,

⇒ Coupe du chemin de fer près de Pondrôme (Coen-Aubert, 1997; Godefroid, 1995),

⇒ Coupes de Sy, Rouge-Minière et Filot (Burnotte & Coen, 1981).

✓ Formation de Trois-Fontaines

⇒ Stratotype : carrière de Trois-Fontaines, près de Givet (Préat & Tourneur, 1991b).

⇒ Carrière de Marenne (Barchy *et al.*, 2004; Mabilie *et al.*, 2008a) qui se poursuit jusque dans la Formation des Terres d’Haur.

⇒ Coupe de la route Fromelennes-Flohimont (Coen-Aubert, 1991; Poulain, 2007) qui se poursuit jusqu’à la Formation de Nismes.

⇒ Coupe des Monts de Baileux (Mabilie & Boulvain, 2008).

✓ Formation des Terres d’Haur

⇒ Stratotype : fossés de la forteresse du Mont d’Haur à Givet (Préat & Tourneur, 1991c).

⇒ Carrière de Marenne (Barchy *et al.*, 2004; Mabilie *et al.*, 2008a).

⇒ Coupe de la route Fromelennes-Flohimont (Coen-Aubert, 1991; Poulain, 2007) qui se poursuit jusqu’à la Formation de Nismes.

⇒ Coupe des Monts de Baileux (Mabilie & Boulvain, 2008).

✓ Formation de Rivière

⇒ Stratotype (Bultynck, 1991c) : affleurement dans le talus de la route Namur-Dinant à Rivière (à 260m au sud de la borne kilométrique 14) et à Godinne (10 derniers mètres), hameau de Tantachau, dans le talus de la route Rivière-Mont, à 600m du pont de chemin de fer,

⇒ Aisemont, le long du chemin de fer désaffecté (Bultynck, 1991c; Casier & Préat, 2006) qui se poursuit jusque dans la Formation de Presles (le levé se limite ici à la première partie de la Formation de Névremont).

⇒ Coupe de Tailfer,

⇒ Carte Gozée – Nalines (Delcambre & Pingot, 2000) : le long de la route reliant Cour-sur-Heure à Ham-sur-Heure et dans la tranchée de l’ancienne voie ferrée à Berzée.

✓ Formation de Pépinster

⇒ Stratotype composite constitué de trois coupes à Pépinster (Dejonghe *et al.*, 1991) : rive gauche de la Hogne, voie ferrée Pépinster-Spa et Liège-Eupen,

⇒ Vallée de la Gileppe à Goé (Hance *et al.*, 1996),

⇒ Remouchamps, près de l’ancienne gare, la coupe se poursuit jusque dans la Formation de Névremont (Fourmarier, 1949; Yans, 1995).

✓ Formation de Névremont

⇒ Stratotype (Casier & Préat, 2006; Lacroix, 1991) : Aisemont, le long du chemin de fer désaffecté qui se poursuit jusque dans la Formation de Presles (le levé se limite ici à la première partie de la Formation de Névremont).

⇒ Remouchamps, près de l’ancienne gare (Fourmarier, 1949; Yans, 1995).

✓ Eifel

⇒ Carrière du Ohlesberg (Mabilie *et al.*, 2008b; Metz, 1998),

⇒ Blankenheim (1,5km à l’Est de Hüngersdorf le long de la route Blankenheim - Dorsel),

⇒ Ancienne carrière de Weinberg.



Les coupes levées ont été choisies de manière à couvrir au mieux la zone étudiée en Belgique. La région allant de Chimay à Givet, qui correspond à la région type de l'Eifélien belge à dominance carbonatée et à la région type du Givétien, concentre une bonne part des levés. Les levés des environs de Jemelle et de Marenne visent l'étude de cette région d'avantage caractérisée par des dépôts

détritiques. La coupe d'Aisemont a été choisie pour sa situation au bord Sud du Synclinorium de Namur (et donc sa position proximale) alors que la coupe de Remouchamps a été retenue pour sa position charnière à l'Est du Synclinorium de Dinant. Enfin, la Carrière du Ohlesberg a été choisie dans le but d'élargir le présent travail à l'Eifélien de l'Eifel.

---

## 3.2 Description des coupes

---

Les descriptions des coupes étudiées dans ce travail sont issues de levés bancs par bancs. Les informations collectées concernent l'épaisseur des bancs, la nature des contacts entre bancs, le relief éventuel par rapport aux bancs environnants, la lithologie, la couleur, la nature des structures sédimentaires ainsi que la macrofaune. Pour ce dernier point, ont été consignés la nature des fossiles, leur taille, leur état de conservation, les indices de remaniements (ou de position de vie) et leur répartition au sein des bancs. Concernant les stromatopores, la description est basée sur les termes branchu, lamellaire, en dôme et

bulbeux (Kershaw, 1998). Le terme massif (Tucker & Wright, 1990) est utilisé quand la distinction entre les formes en dôme et bulbeuse ne peut être faite en raison de l'affleurement ou du bris.

L'échantillonnage a été mené en parallèle aux observations de terrain. Dans la mesure du possible, un échantillon orienté a été prélevé dans chaque banc. Plusieurs échantillons ont été prélevés dans certains bancs en raison de leur épaisseur, de la présence de fossiles particuliers ou de variations notables au sein du banc.

---

## 3.3 Lames minces et microfaciès

---

La définition des différents microfaciès a été élaborée sur base des observations microscopiques en tenant compte des informations de terrain. En ce sens, il s'agit donc plutôt de « *Microfacies Type* » (Flügel, 2004) que de « simples » microfaciès. Dans la suite du texte, le terme microfaciès sera néanmoins préféré afin de ne pas alourdir inutilement le texte. Les informations collectées au microscope concernent la texture, la nature des constituants, leur abondance relative, leur taille, leur distribution et orientation, leur classement, leur préservation (bris, micritisation,...), la présence de structures sédimentaires (bioturbation, lamination,...).

La définition des différentes textures carbonatées fait principalement appel aux principes introduits par Dunham (1962) et par Embry & Klovan (1972) mais également par Folk (1959). Le terme « coverstone » est réservé aux microfaciès dans lesquels les stromatopores lamellaires couvrent la boue et

les débris sans pour autant former de charpente (Tsien, 1984). La granulométrie des éléments détritiques est basée sur l'échelle de Wentworth-Udden (Flügel, 2004) alors que leur abondance est déterminée grâce aux chartes de Bacelle & Bosellini (1965). Le classement est quant à lui estimé sur base des chartes de Pettijohn *et al.* (1972).

Une fois les microfaciès définis, une comparaison est faite avec ceux précédemment décrits dans la littérature à Resteigne (Casier & Prétat, 1990; Casier & Prétat, 1991), à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995), à Couvin (Prétat, 1989), à Wellin (Mamet & Prétat, 2005), à Nismes (Prétat *et al.*, 2007) et à Aisemont (Casier & Prétat, 2006). Référence est également faite aux microfaciès de la transition Eifélien-Givétien (Prétat & Kasimi, 1995) ainsi qu'aux « *Standard Ramp Microfacies* » (Flügel, 2004), aux « *Ramp Facies* » (Wright & Burchette, 1996) et aux « *Standard Microfacies* » (Wilson, 1975).

### 3.4 Susceptibilité magnétique

---

La susceptibilité magnétique a été mesurée au moyen du KLY-3 Kappabridge (Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire de l'Université de Liège) et une moyenne sur trois mesures en a été conservée. De plus, chaque échantillon a été pesé avec une précision de 0,01 g, permettant ainsi le calcul de la susceptibilité magnétique massique.

Dans le présent travail, les données de susceptibilité magnétiques sont utilisées de deux façons distinctes. La première est le tracé de courbes de susceptibilité magnétique en parallèle des courbes d'évolution des microfaciès. La seconde est la comparaison des valeurs de susceptibilité magnétique avec d'autres paramètres (analyse multifactorielle) tels les microfaciès et les analyses chimiques.

### 3.5 Analyses chimiques

---

Des analyses des éléments majeurs et en traces par fluorescence-X ont été menées sur 97 échantillons issus de la base de la coupe des Monts de Baileux.

Pour les analyses d'éléments majeurs, les échantillons ont été calcinés à 1000°C et des perles au borate de lithium ont ensuite été

confectionnées. Des pastilles crues ont également été réalisées sur les mêmes échantillons permettant l'analyse des éléments en traces. Toutes ces analyses ont été menées sur le spectromètre à fluorescence X (ARL 9400 Sequential XRF XP) du laboratoire de Pétrologie et Géochimie Endogènes de l'Université de Liège.



# CHAPITRE IV

## GÉNÉRALITÉS SUR LES COUPES ÉTUDIÉES

### 4.1 Introduction

---

L'objectif du présent chapitre est de présenter chaque coupe dans son intégralité. Bien que la description détaillée se trouve au chapitre suivant, il nous a semblé utile de grouper ci-après un ensemble d'informations générales sur les coupes envisagées dans ce travail telles leur localisation précise, leur épaisseur, le nombre d'échantillons collectés, les informations lithostratigraphiques (Fig. IV.2) ainsi que les travaux antérieurs les plus représentatifs.

De plus, comme les descriptions détaillées du chapitre suivant se font

formation par formation et non coupe par coupe, les colonnes lithologiques complètes (légende à la Fig. IV.1) sont également présentées ici.

Les coupes sont groupées selon leur position géographique dans l'ordre suivant : Aisemont, la région de Chimay-Couvin, la pointe de Givet, les environs de Jemelle, la carrière de Marenne, Remouchamps et le Ohlesberg (voir Fig. IV.3 pour leur localisation générale).

### 4.2 Aisemont

---

La coupe d'Aisemont se trouve au bord Sud du Synclinorium de Namur (Fig. IV.3). Elle se situe à environ 1km au Sud-ouest du village d'Aisemont (Fig. IV.4A) et plus précisément le long de l'ancienne voie ferrée reliant Dinant à Charleroi (Fig. IV.4B). Bien que la coupe s'étende sur la partie supérieure de la Formation de Rivière, les Formations de Névremont et du Roux (dont elle constitue les stratotypes respectifs) et la base de la Formation de Presles, le levé n'a été mené que sur les 34 premiers mètres de la coupe (Fig. IV.5). Cet intervalle correspond à celui défini comme appartenant à la Formation de Rivière (Bultynck, 1991c). Par la suite, la limite entre les Formations de Rivière et de Névremont a cependant été redescendue d'une douzaine de mètres (Bultynck & Dejonghe, 2001) suite aux observations de Coen-Aubert (2000).

La base du levé est située à hauteur de la borne kilométrique 6.2 (Fig. IV.4C). Les 21 premiers mètres de coupe appartiennent au Membre de Claminforge de la Formation de Rivière. La coupe se poursuit ensuite sur les 13 premiers mètres de la Formation de Névremont. Le levé est interrompu à l'endroit où cette formation devient nettement plus massive (Fig. IV.4D). Au total, 103 échantillons ont été collectés.

Cette coupe a été étudiée à de nombreuses reprises en sa qualité de coupe de référence puis de stratotype (Bultynck, 1991c; Lacroix, 1991; Lecompte, 1960). Certaines études se sont focalisées sur la sédimentologie (Préat, 1984), la sédimentologie et les ostracodes (Casier & Préat, 2006), les rugueux (Coen-Aubert, 2000) ou encore les conodontes (Gouwy & Bultynck, 2003).

## 4.3 La région de Chimay-Couvin

Cette zone, située au bord Sud du Synclinorium de Dinant (Fig. IV.3), constitue une des régions types de l'Eifélien en Belgique

### 4.3.1 Coupe de l'Eau Noire

Cette coupe est située sur la rive occidentale de l'Eau Noire (Fig. IV.6D) et constitue la première partie de la coupe composite du stratotype de la Formation de Couvin (colonne lithologique simplifiée à la Fig. IV.7). Le levé débute à la base de la Formation de Couvin (Fig. IV.8A) à savoir « *à la base de la succession essentiellement calcaire en bancs décimétriques à métriques, surmontant le dernier gros banc de schiste calcaire appartenant à la Formation de l'Eau Noire* » (Bultynck, 1991a). Ce point se situe derrière la piscine communale de Couvin, au lieu-dit la Foulerie. La coupe se termine derrière les maisons situées à la rue des Rochettes (Fig. IV.8B), totalisant ainsi une épaisseur (approximative) de quelques 285 mètres. Au cours du levé 622 échantillons ont été prélevés pour la confection de lames minces.

La principale caractéristique de cet affleurement est sa discontinuité. En effet sur

### 4.3.2 Coupe de la Falaise de l'Abîme

Cette coupe se situe au niveau de la falaise surplombant la Caverne de l'Abîme dans le centre de Couvin (Fig. IV.6D et Fig. IV.8C) et correspond à la seconde partie du stratotype de la Formation de Couvin (Fig. IV.7). L'épaisseur de cet affleurement est de 33 mètres et 132 échantillons ont été collectés.

Il est à noter qu'une importante lacune d'affleurement sépare cette coupe de la précédente. Cette lacune peut être estimée à 85 mètres en comparant avec les données de Bultynck (1970) ainsi que d'après la carte géologique (Marion & Barchy, 1999). Cette valeur amène à considérer une épaisseur totale de 400 mètres pour l'ensemble de la

et a, par conséquent, été l'objet de nombreux levés (Fig. IV.6A).

l'ensemble de l'épaisseur totale, seuls 135 mètres affleurent réellement. Les parties les plus continues correspondent aux 80 premiers et 50 derniers mètres de la coupe, le reste étant pauvrement exposé.

D'un point de vue lithostratigraphique, la coupe comprend l'ensemble du Membre de la Foulerie (unités lithologiques CV-1 à CV-4) ainsi que la base du Membre de l'Abîme (unité lithologique CV-5) qui se termine au sein de la coupe de la Falaise de l'Abîme (voir ci-après).

Cette coupe a été levée dans son entièreté par Bultynck dans le cadre de son ouvrage consacré au Couvinien (Bultynck, 1970) ainsi que dans le cadre de mon mémoire de DEA (Mabille, 2006) et de la publication liée (Mabille & Boulvain, 2007a). La base de la coupe a également été étudiée par Bertrand (Bertrand, 1990; Bertrand *et al.*, 1993).

Formation de Couvin. Cette valeur est comparable à celle généralement admise à Couvin, à savoir 380 mètres (Bultynck & Dejonghe, 2001). La différence peut aisément s'expliquer par les lacunes observées au sein de la coupe de l'Eau Noire, par la présence éventuelle de failles, ou encore par l'estimation de la lacune entre les deux coupes.

La coupe de la Falaise de l'Abîme correspond au sommet du Membre de l'Abîme (unité lithologique CV-5) de la Formation de Couvin.

Cette coupe a également été étudiée par Bultynck (1970) ainsi que dans le cadre de

mon mémoire de DEA (Mabille, 2006) et de la publication correspondante (Mabille & Boulvain, 2007a).

### 4.3.3 Coupe de Villers-la-Tour

Cette coupe se situe dans une carrière abandonnée à Villers-la-Tour, environ 3,5km à l'Ouest de Chimay (Fig. IV.6B). Elle présente une succession continue de 55 mètres d'épaisseur et 169 échantillons y ont été prélevés (Fig. IV.7).

La carrière étant actuellement sous eau (Fig. IV.8D), la description de la coupe est basée sur le travail de Marc Bertrand (Bertrand, 1990; Bertrand *et al.*, 1993) et les lames minces et les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur les chutes d'échantillons conservées à l'ULB.

### 4.3.4 Coupe des Monts de Baileux

La carrière des Monts de Baileux, toujours en activité (Fig. IV.10A), est située le long de la N66 qui relie Chimay à Couvin, au Nord du lieu-dit Boutonville (Fig. IV.6C). Une coupe exceptionnelle par sa longueur de 267 mètres et sa continuité (Fig. IV.9) y a été levée le long du chemin d'accès et au niveau du palier supérieur d'exploitation. Quelques 581 échantillons y ont été collectés et 19 unités lithologiques définies.

L'intervalle stratigraphique couvert est important et s'étend du sommet de la Formation de Jemelle (Unité BX-1, Fig. IV.10B) à la base de la Formation du Mont d'Hairs (Unité BX-19, Fig. IV.10C). Les Formations de Hanonet (Unités BX-2 à BX-7), de Trois-Fontaines (Unités BX-8 à BX-13) et des Terres d'Hairs (Unités BX-14 à BX-18) sont donc observées dans leur intégralité.

La carrière des Monts de Baileux a été pour la première fois étudiée au début des

Deux unités lithologiques ont été définies (VT-1 et VT-2), toutes deux attribuées au Membre de l'Abîme de la Formation de Couvin d'après des analyses conodontes (Bertrand *et al.*, 1993) et en comparaison à la carte géologique (Marion & Barchy, 1999).

La coupe de Villers-la-Tour est également reprise dans mon mémoire de DEA (Mabille, 2006) et dans la publication associée (Mabille & Boulvain, 2007a)

années 80 (Szalai, 1982). Il s'agissait d'une étude sédimentologique dont les résultats ont été intégrés à la Thèse de Doctorat de Prétat (1984) et dans certaines publications en découlant (*e.g.* Mamet & Prétat, 1986). Il est important de noter que la coupe étudiée à cette époque et rattachée à la Formation des Trois-Fontaines n'existe plus en raison de la progression de l'exploitation vers l'est. En 1986, les 12 premiers mètres de la coupe actuelle ont été étudiés pour la biostratigraphie des conodontes (Meurrens, 1986) mais les résultats n'ont jamais été publiés. La base de la coupe actuelle (jusqu'au biostrome de la Formation de Trois-Fontaines) a été étudiée dans le cadre de mon mémoire de Licence (Mabille, 2004), le reste de la coupe a été levé par la suite. Les résultats sont présentés dans deux articles, le premier (Mabille & Boulvain, 2007b) est reprend la base de la coupe alors que le second (Mabille & Boulvain, 2008) étudie l'ensemble de la coupe.

### 4.3.5 Coupe de La Couvinoise

La carrière de La Couvinoise (anciennement carrière Haine) est toujours en activité (Fig. IV.11B) et se situe à environ 400 mètres à vol d'oiseau au Nord-ouest de la gare de Couvin (Fig. IV.6E). Ce site correspond au stratotype de la Formation de Hanonet. L'épaisseur de la coupe est de 85 mètres et 235 échantillons ont été prélevés.

Il est à noter que le contact entre les Formations de Jemelle et de Hanonet n'affleure pas (Fig. IV.11C). Sur les cinq unités lithologiques définies (Fig. IV.11A), les quatre premières (HA-1 à HA-4) sont attribuées à la Formation de Hanonet et la dernière (HA-5) à la Formation de Trois-Fontaines, le sommet de

la coupe correspondant à la base du biostrome (Fig. IV.11D).

Cette carrière a été assez bien étudiée depuis le début des années 70. Elle a été tout d'abord levée par Bultynck (1970). Par la suite, des études sédimentologiques (Préat, 1989), basées sur la paléoécologie des ostracodes (Casier *et al.*, 1992) ou encore la biostratigraphie des conodontes (Bultynck & Hollevoet, 1999) y ont été menées. Ajoutons encore que cette coupe est intégrée à l'étude de Préat et de Kasimi consacrée à la transition Eifélien-Givétien (Kasimi & Préat, 1996; Préat & Kasimi, 1995) ainsi qu'à mon mémoire de Licence (Mabille, 2004) et dans la publication qui en est issue (Mabille & Boulvain, 2007b).

---

## 4.4 Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

La coupe de Fromelennes-Flohimont se situe à environ 2 kilomètres au Sud-est de la ville de Givet (Fig. IV.12A), le long de la rue des Vieilles Forges qui relie Fromelennes à Flohimont (Fig. IV.12B). Cette coupe d'une épaisseur totale de plus de 460 mètres s'étend de la Formation de Trois-Fontaines, jusque dans la Formation de Nismes, couvrant ainsi la quasi-entièreté du Givétien. Elle constitue par ailleurs le stratotype de la Formation de Fromelennes (Bultynck & Dejonghe, 2001; Coen-Aubert, 1991).

Dans le cadre du présent travail, seuls les 132 premiers mètres de la coupe levée

dans le cadre du mémoire de DEA de Poulain (2007) ont été réétudiés (Fig. IV.13A). Sur cet intervalle, 249 lames minces ont été réalisées. La coupe présente quelques lacunes, totalisant 23 mètres environ. La base de la coupe (Fig. IV.13B) se situe derrière la maison au coin de la rue des Vieilles Forges et de la rue de Bel-Air. Sept unités lithologiques ont été définies (Fig. IV.13D). Les trois premières (FRO-1 à FRO-3) sont attribuées à la Formation de Trois-Fontaines, la base n'affleurant pas. Les trois suivantes (FRO-4 à FRO-6) appartiennent à la Formation des Terres d'Hours. L'unité FRO-7 correspond à la base de la Formation du Mont d'Hours (Fig. IV.13C).



## 4.5 La région de Marche-en-Famenne

Dans cette région (Fig. IV.14), les levés sont localisés à Jemelle et à la carrière de Marenne.

### 4.5.1 Jemelle

Trois coupes ont été étudiées aux environs de Jemelle (Fig. IV.15A). Il s'agit en ordre stratigraphique de la coupe de Jemelle Gare, de la coupe de Jemelle Fays et de la coupe de Jemelle Nord. Ces coupes couvrent, malgré la présence d'importantes lacunes d'affleurement, un intervalle stratigraphique allant de la Formation de Saint-Joseph au sommet de la Formation de La Lomme (Fig. IV.17)

La coupe de Jemelle Gare correspond en fait à la première partie du stratotype de la Formation de Jemelle (coupe 1 dans Godefroid, 1991a). Cette coupe se présente en deux parties, une située au Sud de la gare et l'autre située au Nord. La lacune d'affleurement entre ces deux parties est estimée à 80 mètres environ sur base des travaux antérieurs (voir notamment Godefroid, 1968) et sur base de la carte géologique (Barchy & Marion, *sous presse*). La première partie de la coupe permet l'étude de 114 mètres de couches (134 échantillons). Cinq unités lithologiques y sont définies. Les deux premières (JG-1 et JG-2) sont rattachées à la Formation de Saint-Joseph (Fig. IV.15B) alors que les deux suivantes (JG-3 et JG-4) correspondent à la Formation de l'Eau Noire (Fig. IV.15C). La dernière unité lithologique constitue le premier membre de la Formation de Jemelle, le Membre de la Station (Fig. IV.15D).

La partie supérieure de la coupe de Jemelle Gare (55 mètres et 47 échantillons, Fig. IV.15E) est divisée en deux unités lithologiques. La première correspond au sommet du Membre du Cimetière alors que la seconde est rattachée à la base du Membre des Chavées (Fig. IV.15F).

Le Membre des Chavées est ensuite recoupé par la coupe de Jemelle Fays (Fig. IV.16A, B et C) qui se situe le long de la route qui mène au quartier du Fays et au cimetière de Jemelle. La lacune d'affleurement entre la coupe de Jemelle gare et celle de Jemelle Fays est estimée à une septantaine de mètres sur base des travaux antérieurs (voir notamment Godefroid, 1968) et sur base de la carte géologique (Barchy & Marion, *sous presse*). La coupe de Jemelle Fays est d'une épaisseur de 85,5 mètres et 119 échantillons y ont été prélevés. Cette coupe a été préférée à la coupe de l'ancienne voie ferrée (coupe 2 dans Godefroid, 1991a) qui constitue la partie supérieure du stratotype de la Formation de Jemelle en raison d'une qualité d'affleurement bien supérieure.

La dernière coupe étudiée à Jemelle est séparée de la précédente par une lacune d'affleurement d'environ 90 mètres. La coupe de Jemelle Nord (Fig. IV.16D) est située le long de la voie ferrée, à hauteur des installations de chargement de la carrière Lhoist. Cette coupe a une épaisseur de 28 mètres et 120 échantillons y ont été prélevés. Les unités lithologiques (JN-1 et JN-2) qui y sont définies sont toutes deux attribuées au Membre de la Wamme de la Formation de La Lomme.

Parmi ces trois coupes, seule celle de Jemelle Gare a fait l'objet de quelques études antérieures. Outre le travail de Godefroid (1968), citons également Bultynck & Godefroid (1974) et van Viersen (2007). Aucune de ces coupes n'a, à notre connaissance, fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée.

#### 4.5.2 La carrière de Marenne

Marenne se situe au bord Sud-est du Synclinorium de Dinant, entre Hotton et Marche-en-Famenne. Deux coupes ont été levées au sein de la carrière de Marenne (Fig. IV.18B) située au Nord du village (Fig. IV.18A). La première, Marenne Est (115 mètres et 265 échantillons, Fig. IV.19B), correspond à la paroi Nord-est de la carrière (Fig. IV.19A). Le levé débute juste au Nord de la zone faillée définie par Barchy *et al.* (2004). La seconde, Marenne Centre (48 mètres et 81 échantillons, Fig. IV.19D), est située sous les installations de concassage (Fig. IV.19C).

La coupe de Marenne Centre et la base de la coupe de Marenne Est sont ici attribuées à un nouveau membre, le Membre de Marenne (discussion au point 6.3.4.3). La coupe de Marenne Est couvre ensuite la partie

supérieure de la Formation de Trois-Fontaines et les 33 premiers mètres de la Formation des Terres d'Haus.

La Carrière de Marenne a été précédemment étudiée au niveau micropaléontologique (Coen *et al.*, 1974; Lessuise *et al.*, 1979) et des brachiopodes (Godefroid & Mottequin, 2005). Une étude menée dans le cadre de la révision de la carte géologique Aye – Marche-en-Famenne y a été effectuée pour estimer le rejet de la Faille de Marenne (Barchy *et al.*, 2004). De plus, un mémoire de Licence de l'Université de Liège y a été consacré (De Wilde, 2005), ce qui a donné lieu à la publication d'un article (Mabille *et al.*, 2008a). Enfin, la carrière de Marenne a été intégrée dans une étude dédiée aux Disphyllides (Coen-Aubert, 2008).

## 4.6 Remouchamps

Remouchamps se situe au bord Est du Synclinorium de Dinant dans la vallée de l'Amblève (Fig. IV.20A). La base de la coupe est située au nord du tunnel ferroviaire (Fig. IV.21B) sur la ligne reliant Stavelot à Liège (Fig. IV.20B). La coupe se poursuit ensuite le long de la voie ferrée (Fig. IV.21C) et se termine dans une carrière abandonnée (Fig. IV.21C) située au Sud de l'ancienne gare.

Le levé de cette coupe a été effectué par Johan Yans et les descriptions sont adaptées de son mémoire de Licence (Yans, 1995). Les lames ont été gracieusement prêtées par Alain Préat. Les chutes d'échantillons n'ont cependant pu être retrouvées, ce qui explique l'absence de mesures de susceptibilité magnétique pour cette coupe. La coupe totalise une épaisseur

de 276 mètres et cinq unités lithologiques ont été définies. Les quatre premières (REM-1 à REM-4) appartiennent à la Formation de Pépinster et la cinquième correspond à la Formation de Névremont (Fig. IV.21A). La coupe est relativement continue, avec néanmoins une lacune d'affleurement d'une quarantaine de mètres se situant à la limite entre les deux formations. 272 lames provenant de cette coupe ont été étudiées.

La coupe de Remouchamps a été l'objet de plusieurs travaux s'intéressant principalement à des aspects lithologiques et biostratigraphiques (Fourmarier, 1949; Lessuise *et al.*, 1979; Liégeois, 1955; Waleffe, 1961). Seul le mémoire de Yans (1995) possède une orientation clairement sédimentologique.

## 4.7 Le Ohlesberg

L'ancienne Carrière du Ohlesberg se situe au bord Sud du *Sötenicher Mulde* (Fig. IV.22A), à environ 2 kilomètres au Nord-ouest de Bad Münstereifel (Fig. IV.22B). L'affleurement ne permettant pas un levé continu (Fig. IV.23A), une colonne lithologique composite compilant trois coupes (nommées OA, OB et OC et illustrées respectivement à la Fig. IV.23B, C et D) a été établie. Cette coupe, d'une épaisseur de 92 mètres, est presque continue. 223 échantillons ont été collectés.

Six unités lithologiques ont été définies (Fig. IV.23E). La première, OH-1, correspond au sommet de la Formation de Lauch. Les unités OH-2 à OH-4 sont quant à elles rattachées à la partie inférieure de la Formation de Nohn. La

partie supérieure est représentée respectivement par l'unité OH-5 (Membre de Dankerath) et l'unité OH-6 (Membre de Hundsell). Le contact avec la Formation de Ahrdorf n'est pas atteint.

Dans les années 50, l'affleurement qui montrait une tectonique complexe, a déjà été étudié (Nowak, 1956). Plus récemment, la carrière a fait l'objet d'une brève description sédimentologique complétée de quelques analyses conodontes (Klein *et al.*, 1998) ainsi que de deux mémoires, l'un à l'Université de Cologne (Metz, 1998) et l'autre à l'Université de Liège (Pas, 2006). Ce dernier a par ailleurs abouti à la publication d'un article (Mabille *et al.*, 2008b).



## CHAPITRE V

### DESCRIPTION DES COUPES

---

Ce chapitre s'intéresse à la description détaillée des coupes étudiées dans le cadre du présent travail. Etant donnée la diversité de ces affleurements au niveau de l'intervalle lithostratigraphique, c'est une description formation par formation qui a été préférée afin de favoriser les comparaisons et de

faciliter la compréhension. Les différentes unités lithologiques décrites ci-après sont numérotées comme dans le chapitre IV et réfèrent donc aux coupes et à leur abréviation. Les colonnes lithologiques détaillées sont disponibles à l'Annexe 1.

## 5.1 Formations de Saint-Joseph et de l'Eau Noire

---

Chacune de ces deux formations est observée dans la coupe de Jemelle Gare. Elles sont toutes deux divisées en deux unités lithologiques (Fig. V.2).

### 5.1.1 Formation de Saint-Joseph

La partie inférieure de la formation n'affleure pas et seuls les 16 mètres supérieurs sont observés.

✓ Unité lithologique JG-1

Cette première unité couvre les 10 premiers mètres de la coupe de Jemelle Gare. Il s'agit principalement de siltites grises à verdâtres en bancs décimétriques à métriques. La macrofaune est relativement peu abondante et diversifiée (crinoïdes et brachiopodes). Deux niveaux de grès fins caractéristiques de la formation (Bultynck, 1991d) sont également observés.

✓ Unité lithologique JG-2

Cette deuxième unité (10 à 16 mètres) peut se subdiviser en deux parties d'égale épaisseur.

La première est caractérisée par des bancs pluridécimétriques à métriques de calcaire et de siltite (Fig. V.2B). La particularité de ces calcaires se situe non seulement dans leur macrofaune plus abondante (crinoïdes, brachiopodes et rugueux solitaires) mais également dans leur contenu en ooïdes et en oxydes de fer très important. Ces couches correspondent en fait au niveau d'oligiste de la base du Couvinien qui a été exploité en de nombreux endroits (voir, par exemple, Dejonghe, 1986; Delmer, 1913).

La partie supérieure de l'unité JG-2 est composée de bancs décimétriques à métriques de calcaire argileux à très argileux. La faune est similaire à celle observée dans la première moitié de l'unité : crinoïdes, brachiopodes et rugueux solitaires.

### 5.1.2 Formation de l'Eau Noire

La Formation de l'Eau Noire présente une épaisseur de 54 mètres. Comme au stratotype (Bultynck, 1991b), deux unités lithologiques sont définies : JG-3 et JG-4 (Fig. V.2).

✓ Unité lithologique JG-3

La première unité (de 16 à 48 mètres) est principalement composée de siltite gris-vert en bancs généralement métriques à plurimétriques. Des intercalations de calcaire diversement argileux sont régulièrement observées. Il s'agit soit de petits bancs soit de nodules n'excédant que rarement les 10 centimètres d'épaisseur.

La faune est principalement composée de brachiopodes et de crinoïdes dont les tiges sont parfois préservées. Des bioclastes indéterminés (car dissous), ainsi que des rugueux solitaires et des tabulés branchus ou massifs sont localement présents.

✓ Unité lithologique JG-4

Cette seconde unité (de 48 à 70 mètres) se démarque de la précédente par une

lithologie plus calcaire. La base de l'unité est marquée par la présence d'une lumachelle décimétrique à brachiopodes. Lui succède une soixantaine de centimètres de calcaire argileux à tabulés branchus et rugueux solitaires.

Les sept mètres suivants correspondent à une alternance de siltite (bancs pluridécimétriques à métriques) et de bancs (pluridécimétriques) et de nodules de calcaire diversement argileux. La faune, bien que dominée par les crinoïdes, comporte également des brachiopodes, des bioclastes indéterminés car recristallisés et des tabulés massifs.

Le reste de l'unité est caractérisé par des calcaires crinoïdiques en bancs pluridécimétriques à métriques (Fig. V.2A). Ces calcaires sont généralement assez purs, mêmes si plusieurs bancs de calcaire plus argileux sont observés. Ces bancs plus argileux contiennent par ailleurs des nodules de calcaire pur. Quelques joints argileux centimétriques sont également présents. Outre les crinoïdes qui dominent, quelques bioclastes indéterminés (car dissous) sont observés vers le sommet de l'unité.

## 5.2 Formation de Couvin

### 5.2.1 Coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme (Stratotype)

La description ci-dessous est synthétisée aux Fig. V.3 et Fig. V.4. Dans la mesure du possible, une référence est faite aux unités définies par Bultynck (1970). Dans le cadre du présent travail, cinq unités lithologiques ont été définies pour le stratotype de la Formation de Couvin. Les unités CV-1 à CV-4 appartiennent au Membre de la Foulerie (Fig. V.3) alors que l'unité CV-5 correspond au Membre de l'Abîme (Fig. V.4).

#### ✓ Unité lithologique CV-1

Cette première unité est composée de 41 mètres de calcaire crinoïdique foncé et argileux. Les bancs sont généralement subnodulaires et alternent avec des schistes calcaires en joints centimétriques ou en bancs décimétriques à pluridécimétriques.

La macrofaune est représentée par des brachiopodes, des rugueux solitaires, des stromatopores en dômes et bulbeux (absents de la Formation de l'Eau Noire sous-jacente) ainsi que par quelques trilobites et gastéropodes. Des stromatopores et des tabulés lamellaires sont également observés.

Une faille est présente au sein de la lacune d'affleurement entre les bancs 71 et 72, 20 mètres environ au-dessus de la base de l'unité (Fig. V.3). Elle est marquée par un changement dans le pendage et la direction de N092E – 53N à N112E – 20N. Cette faille répète plus ou moins 5 mètres de couches (Bultynck, 1970; Marion & Barchy, 1999).

Cette première unité correspond au premier biostrome (unités i, j et k) de Bultynck (1970).

#### ✓ Unité lithologique CV-2

La deuxième unité (de 41 à 80 mètres) correspond à des calcaires crinoïdiques fins

dont les bancs sont parfois nodulaires. Dans la première partie de l'unité, quelques joints argileux centimétriques sont observés.

La faune comporte principalement des crinoïdes et des brachiopodes. Cependant, quelques stromatopores (lamellaires, en dôme et bulbeux), rugueux solitaires, gastéropodes, bryozoaires et tabulés branchus sont également présents.

Cette unité correspond à la première phase de subsidence (en opposition aux zones turbulentes et sub-turbulentes caractérisant les biostromes), ou unité l, identifiée par Bultynck (1970).

#### ✓ Unité lithologique CV-3

L'unité suivante (de 80 à 162 ? mètres) est caractérisée par le développement et l'abondance de stromatopores en dôme et bulbeux de taille décimétrique à métrique. Les tabulés branchus ne sont pas rares et certaines colonies sont trouvées en position de vie. Quelques stromatopores lamellaires sont également présents. La matrice entre ces organismes est riche en crinoïdes et certains bancs de rudstone en sont exclusivement composés.

La dolomitisation affecte particulièrement cette unité qui correspond aux unités m, n et o qui composent la majeure partie du deuxième biostrome de Bultynck (1970). Cette dernière unité o est par ailleurs caractérisée par une plus forte dolomitisation.

#### ✓ Unité lithologique CV-4

Cette quatrième unité (de 162 ? à 254 mètres) est composée de bancs métriques. La faune se diversifie. Les stromatopores lamellaires et les tabulés branchus dominent les tabulés lamellaires et massifs, les rugueux

solitaires et fasciculés, les stromatopores en dôme, les crinoïdes et les brachiopodes. Les stromatopores branchus sont également observés dans la partie supérieure de l'unité.

Cette unité est la dernière du Membre de la Foulerie et correspond aux unités p (sommet du second biostrome), q (zone de subsidence) et r (partie homogène du troisième biostrome) de Bultynck (1970). Notons que cette unité r, d'une épaisseur estimée à 40 mètres selon Bultynck, correspond à 55 mètres de couches dans le présent travail. Cette différence peut, d'une part, facilement s'expliquer par les deux grandes lacunes qu'elle renferme et, d'autre part, rendre compte en grande partie de la différence de 20 mètres faite dans l'épaisseur de la Formation de Couvin dans ces deux travaux (380 *versus* 400 mètres).

✓ Unité lithologique CV-5

Cette dernière unité correspond au Membre de l'Abîme et couvre le sommet de la

### 5.2.2 Coupe de Villers-la-Tour

La description ci-dessous est représentée à la Fig. V.4. Deux unités lithologiques ont été définies :

✓ Unité lithologique VT-1

Bien que cette première unité (de 0 à 18 mètres) soit dominée par de minces bancs légèrement argileux à argileux de calcaire mal stratifié, quelques bancs massifs de grainstone crinoïdique sont également observés. Des joints argileux (jusqu'à 10 centimètres) sont présents.

La faune est relativement peu diversifiée et dominée par les crinoïdes dont les tiges préservées sont régulièrement observées. Quelques brachiopodes, gastéropodes, stromatopores massifs et lamellaires et ostracodes sont également

coupe de l'Eau Noire et l'entièreté de la coupe de la Falaise de l'Abîme (Fig. V.4), totalisant ainsi une épaisseur d'environ 150 mètres.

Des faciès très variés alternent. D'un côté, des calcaires micritiques à gastéropodes, à ostracodes ou finement bioclastiques sont observés. Ces bioclastes comprennent des brachiopodes, des tabulés et des stromatopores branchus, des rugueux fasciculés ou des organismes non identifiables en raison de recristallisations. Ces bancs peuvent indifféremment montrer des *birdseyes* millimétriques, une bioturbation verticale (Fig. V.4C), ou un aspect nodulaire de paléosol. D'un autre côté, des faciès plus grenus, tels des floatstones et des rudstones, sont présents. Ces bancs contiennent alors des fragments de rugueux fasciculés, de tabulés branchus (Fig. V.4B), de stromatopores massifs. Une lentille bioconstruite d'un mètre d'épaisseur à stromatopores lamellaires a également été observée.

présents. Le sommet de l'unité s'enrichit de tabulés branchus, les débris de stromatopores massifs deviennent également plus abondants.

✓ Unité lithologique VT-2

Cette seconde unité (de 18 à 55 mètres) est caractérisée par des bancs massifs et métriques de calcaire moins argileux et bien stratifié. Cependant, quelques minces bancs plus argileux et mal stratifiés sont également observés.

La faune est plus diversifiée que dans l'unité VT-1 (Fig. V.4A) avec des stromatopores bulbeux, massifs et lamellaires, des rugueux solitaires et fasciculés, des tabulés massifs et branchus, des brachiopodes et des gastéropodes. Les ossicules et les tiges de crinoïdes sont cependant toujours dominants.



## 5.3 Formation de Jemelle

### 5.3.1 Coupes de Jemelle Gare (partie inférieure du stratotype) et de Jemelle Fays

La Formation de Jemelle présente dans le stratotype une épaisseur estimée à environ 340 mètres répartie entre trois membres (Godefroid, 1991a) : Membre de la Station (environ 40 mètres), Membre du Cimetière (110 à 115 mètres) et Membre des Chavées (environ 190 mètres). Au vu des importantes lacunes d'affleurement (voir Fig. V.5), les épaisseurs fournies ci-après sont principalement basées sur les données de la littérature (Godefroid, 1968; Godefroid, 1991a) qui sont par ailleurs en accord avec la carte géologique (Barchy & Marion, *sous presse*).

#### ✓ Membre de la Station

Ce membre est observé au sommet de la partie Sud de la coupe de Jemelle Gare (entre 70 et 114 mètres, Fig. V.5). La lithologie est assez monotone et composée essentiellement de siltite grise à verdâtre localement micacée en bancs pluridécimétriques à plurimétriques (Fig. V.6B). Quelques bancs décimétriques de grès micacé viennent rompre cette monotonie.

La faune est peu abondante et composée de crinoïdes, brachiopodes et de bioclastes indéterminés car dissous.

L'épaisseur mesurée ici (44 mètres) est sensiblement supérieure à celle classiquement observée (d'autant que la limite avec le Membre du Cimetière ne semble pas atteinte). Ceci peut s'expliquer par le fait que les lithologies des deux premiers membres de la Formation de Jemelle ne diffèrent que par la présence de minces bancs de calcaire fin (Godefroid, 1991a) qui ont pu passer inaperçu au cours du levé en raison de la qualité de l'affleurement. Il est également possible que la présence de quelques lacunes d'affleurement et la difficulté de trouver le plan de

stratification n'aient causé des erreurs dans l'estimation des épaisseurs.

#### ✓ Membre du Cimetière

Le contact entre ce membre et le Membre de la Station ne semble pas recoupé (voir remarque ci-dessus). La majeure partie du Membre du Cimetière se situe en fait dans la lacune qui sépare les deux parties de la coupe de Jemelle Gare (Fig. V.5). Seuls les 29 mètres supérieurs sont observés, ainsi que le contact avec le Membre des Chavées.

Le Membre du Cimetière est composé de siltite grise en bancs pluridécimétriques à métriques alternant avec des calcaires argileux à très argileux en bancs décimétriques à métriques. Quelques nodules calcaires décimétriques sont localement observés.

La faune est relativement abondante et représentée principalement par des brachiopodes mais également par des crinoïdes, des rugueux solitaires et des tabulés massifs.

#### ✓ Membre des Chavées

Le Membre des Chavées est observé au sommet de la coupe de Jemelle Gare (de 29 à 55 mètres) et constitue l'entièreté de la coupe de Jemelle Fays (86 mètres) (Fig. V.5). D'après la carte géologique, le contact entre le sommet du Membre des Chavées et la Formation de La Lomme se situe à une dizaine de mètres du sommet de la coupe de Jemelle Fays.

Ce sont les calcaires argileux à très argileux (Fig. V.6C et Fig. V.6D) qui dominent la lithologie. Les bancs sont décimétriques à plurimétriques. Certains de ces bancs sont par ailleurs subnodulaires. Des bancs pluridécimétriques à métriques de siltite ainsi

que des bancs décimétriques de grès (Fig. V.6E) sont localement présents.

La macrofaune est particulièrement abondante et est représentée par des

### 5.3.2 Les Monts de Baileux

Seuls les six derniers mètres de la Formation de Jemelle affleurent dans cette coupe. Ils correspondent à l'unité lithologique BX-1 (Fig. V.5). Il s'agit de calcaire très argileux et silteux avec, au sommet de l'unité la présence de quelques lentilles d'épaisseur

brachiopodes, des crinoïdes (dont les tiges sont parfois préservées), des lamellibranches, des rugueux solitaires, des tabulés branchus et massifs. Ces organismes sont localement concentrés au sein de lumachelles.

décimétrique de calcaire légèrement argileux et silteux (Fig. V.6A).

La macrofaune est très peu abondante et représentée par les crinoïdes et les brachiopodes.

## 5.4 Formation de La Lomme

Deux unités lithologiques ont été définies dans la coupe de Jemelle Nord (Fig. V.7). Toutes deux sont rattachées au Membre de La Wamme.

### ✓ Unité lithologique JN-1

Cette unité couvre les 17 premiers mètres de la coupe de Jemelle Nord. Il s'agit de siltite massive et de grès micacé de couleur verdâtre à brunâtre en bancs pluricentimétriques à décimétriques. De nombreux bancs montrent une lamination plan parallèle (plurimillimétrique à centimétrique) et plus localement des *ripple marks* (Fig. V.7B). Quelques joints argileux et niveaux calcaires ne dépassant pas les dix centimètres sont localement présents.

La faune est représentée par des crinoïdes dont les tiges sont parfois préservées, des brachiopodes et des bioclastes

indéterminés car dissous (Fig. V.7A). Il est à noter que des débris de plantes ont été décrits dans ces niveaux (Godefroid, 1991b).

### ✓ Unité lithologique JN-2

Cette seconde unité (de 17 à 28 mètres) montre une alternance de calcaire très argileux et de siltite en bancs décimétriques à métriques. Des bancs de grès sont également présents au sommet. Ces siltites et grès sont de couleur verdâtre à brunâtre.

La macrofaune est moins abondante que dans l'unité précédente et se compose de crinoïdes, brachiopodes et de rares tabulés branchus.

D'après Godefroid (1991b), la limite avec la Formation de Hanonet sus-jacente se situerait deux mètres après la fin de la coupe de Jemelle Nord.

## 5.5 Formation de Hanonet

### 5.5.1 Carrière La Couvinoise (Stratotype)

Cinq unités lithologiques ont été définies pour cette coupe dont les quatre premières sont rattachées à la Formation de Hanonet et en constituent le stratotype (Fig. V.8). L'épaisseur observée, la base de la formation n'affleurant pas, est de 77 mètres.

#### ✓ Unité lithologique HA-1

La première unité lithologique observée s'étend sur une épaisseur d'environ 39 mètres. Elle consiste en des passées de calcaire subnodulaire en bancs décimétriques dans des calcaires très argileux en bancs pluridécimétriques à brachiopodes et crinoïdes (dont les tiges sont conservées par endroits).

La faune s'enrichit en rugueux solitaires et tabulés massifs vers le sommet de l'unité. Par ailleurs, quelques *Receptaculites* ont été observés ainsi qu'un *Orthoceras*. Enfin, des lentilles bioclastiques décimétriques à pluridécimétriques sont parfois présentes.

#### ✓ Unité lithologique HA-2

La deuxième unité (de 39 à 50 mètres) marque l'apparition des stromatopores lamellaires (Fig. V.8B) et tabulés branchus. Cette unité est également caractérisée par un enrichissement en rugueux solitaires alors que les brachiopodes se font plus rares. Quelques gastéropodes, tabulés lamellaires et un *Orthoceras* sont également présents.

### 5.5.2 Les Monts de Baileux

Six unités lithologiques définies aux Monts de Baileux sont attribuées à la Formation de Hanonet qui y totalise une épaisseur de 95 mètres (Fig. V.8).

Les bancs de cette unité sont décimétriques et globalement moins argileux mais la présence fréquente de joints argileux pluricentimétriques est cependant notée.

#### ✓ Unité lithologique HA-3

La troisième unité (de 50 à 61 mètres) commence avec des bancs métriques de calcaire pur suivis de bancs pluridécimétriques à métriques de calcaire légèrement argileux. Enfin, le sommet de l'unité correspond à des bancs métriques de calcaire pur et très massif. Quelques joints argileux sont présents.

La faune est toujours représentée par des crinoïdes, des stromatopores lamellaires, des rugueux solitaires et des tabulés branchus mais s'enrichit de stromatopores et tabulés massifs (Fig. V.8A). Par contre, les brachiopodes et les gastéropodes se font rares.

#### ✓ Unité lithologique HA-4

La quatrième unité (de 61 à 77 mètres) est similaire à l'unité HA-2 en termes de lithologie (calcaires argileux et présence de joints) ainsi que de macrofaune. La seule différence notable est le remplacement des stromatopores lamellaires, qui ne subsistent que sur les 2 premiers mètres, par des tabulés lamellaires.

#### ✓ Unité lithologique BX-2

Cette unité (de 6 à 26 mètres par rapport à la base de la coupe) est composée d'une alternance de groupes plurimétriques de bancs de calcaire argileux et de calcaire plus pur. Ces bancs sont décimétriques à

pluridécimétriques et parfois séparés par des joints argileux centimétriques.

La faune est relativement peu abondante et peu diversifiée. En effet, seuls de très rares gastéropodes viennent s'ajouter aux crinoïdes et aux brachiopodes.

✓ Unité lithologique BX-3

Au sein de l'unité BX-3 (de 26 à 41 mètres), la faune se diversifie avec l'apparition des stromatopores massifs (pouvant atteindre 50cm de diamètre) et lamellaires ainsi que des tabulés branchus, massifs et lamellaires. Les crinoïdes sont toujours présents alors que les brachiopodes et les gastéropodes se font rares.

Les bancs sont décimétriques à métriques et sont composés de calcaires diversement argileux.

✓ Unité lithologique BX-4

La base de l'unité lithologique BX-4 (de 41 à 57 mètres) est associée à un changement faunistique. Bien que les crinoïdes et les tabulés massifs maintiennent leur fréquence, les tabulés branchus et les stromatopores massifs disparaissent alors que les organismes lamellaires (tabulés et stromatopores) se font beaucoup plus rares que dans l'unité précédente. Une recrudescence des brachiopodes et des gastéropodes est observée ainsi que l'apparition de rugueux solitaires et de trilobites.

Cette unité est composée de bancs décimétriques à plurimétriques de calcaires moins argileux en comparaison de l'unité précédente même si par endroits des joints argileux centimétriques sont observés.

✓ Unité lithologique BX-5

La base de cette unité (de 57 à 67 mètres) correspond à une accumulation de très nombreux débris (atteignant les 5cm) de brachiopodes, de crinoïdes et de gastéropodes.

Le reste de l'unité correspond à du calcaire peu argileux en bancs pluridécimétriques à métriques. La macrofaune comporte des crinoïdes, des rugueux solitaires, ainsi que des stromatopores (Fig. V.8C) et des tabulés (formes lamellaires et massives).

✓ Unité lithologique BX-6

L'unité BX-6 (de 67 à 95 mètres) marque le retour à des calcaires plus argileux en bancs pluridécimétriques à métriques parfois séparés par des joints argileux centimétriques. Vers le sommet, les bancs deviennent cependant moins argileux.

Cette unité a un aspect et une faune similaires à l'unité lithologique BX-3. Les différences suivantes existent néanmoins : présence de rugueux solitaires et de quelques lentilles bioclastiques décimétriques.

✓ Unité lithologique BX-7

Une coupure nette soulignée par un joint argileux pluricentimétrique marque le début de cette unité (de 95 à 101 mètres) et un retour à des calcaires plus argileux (la première moitié de l'unité étant plus argileuse que la seconde).

La faune est représentée par des gastéropodes, des crinoïdes, des brachiopodes, des rugueux solitaires et des tabulés massifs. Deux bancs de grainstone à crinoïdes ont été observés. Le premier possède une base ravinante et le second est lenticulaire. Un nouveau joint argileux pluricentimétrique vient mettre un terme à cette unité et à la Formation de Hanonet.

## 5.6 Formation de Trois-Fontaines

### 5.6.1 Carrière La Couvinoise

La Formation de Trois-Fontaines est représentée par la cinquième et dernière unité de la coupe de La Couvinoise (HA-5, Fig. V.9). Cette unité lithologique (de 77 à 85 mètres) est composée de petits bancs de calcaire massif pluricentimétriques à décimétriques alternant avec des bancs pluridécimétriques de calcaire très argileux.

La faune est dominée par les crinoïdes mais des brachiopodes, des tabulés (massifs,

branchus et lamellaires), des rugueux solitaires, des gastéropodes et des stromatopores lamellaires sont également observés.

Cette unité correspond à la partie inférieure de la Formation de Trois-Fontaines telle que décrite sous les termes « *bedded argillaceous crinoidal limestones* » (Bultynck & Dejonghe, 2001).

### 5.6.2 Les Monts de Baileux

La Formation de Trois-Fontaines présente ici une épaisseur totale de 91 mètres (de 101 à 192 mètres depuis la base de la coupe). Six unités lithologiques (BX-8 à BX-13) y sont rattachées (Fig. V.9).

#### ✓ Unité lithologique BX-8

La première unité de la Formation de Trois-Fontaines (de 101 à 125 mètres) correspond à des calcaires bioturbés et légèrement argileux.

La faune est dominée par les crinoïdes, bien que quelques tabulés (lamellaires, bulbeux et branchus), rugueux solitaires, stromatopores (lamellaires et bulbeux) et gastéropodes sont également observés.

Cette unité est assimilée à la base de la Formation de Trois-Fontaines telle que définie comme « *calcaire crinoïdique localement riche en coraux* » (Préat & Tourneur, 1991b).

#### ✓ Unité lithologique BX-9

L'unité BX-9 (de 125 à 137 mètres) se compose de calcaire pur en bancs métriques (Fig. V.9B). La macrofaune est variée avec une nette dominance des crinoïdes et des stromatopores massifs (brisés ou en position

de vie). Les corpuscules accessoires sont les tabulés (branchus, massifs et lamellaires), les rugueux (solitaires et fasciculés) ainsi que de rares gastéropodes et brachiopodes.

Cette unité correspond en fait au biostrome de la Formation de Trois-Fontaines (Bultynck & Dejonghe, 2001).

#### ✓ Unité lithologique BX-10

L'unité BX-10 (de 137 à 145 mètres) est caractérisée par une faune moins diversifiée. Il s'agit en fait d'un calcaire pur en bancs décimétriques à métriques. La faune est dominée par les crinoïdes même si de rares stromatopores et tabulés massifs brisés, rugueux et brachiopodes sont localement présents.

#### ✓ Unité lithologique BX-11

Bien que le sommet de l'unité BX-11 corresponde à un grainstone crinoïdique, cette unité (de 145 à 164 mètres) est marquée par un retour à des calcaires légèrement argileux. La faune est représentée par les crinoïdes, les brachiopodes, les gastéropodes, les rugueux solitaires, les stromatopores massifs ainsi que par des fragments de coquilles.

Un épais banc remarquable correspondant à une accumulation de rugueux fasciculés remaniés associés à des tabulés branchus, des stromatopores lamellaires et massifs et des crinoïdes est observé au milieu de l'unité.

✓ Unité lithologique BX-12

La base de l'unité BX-12 (de 164 à 182 mètres) est soulignée par un banc épais de deux mètres correspondant à une accumulation de fragments de gastéropodes et de coquilles recristallisées. Ils sont associés à des crinoïdes, brachiopodes ainsi qu'à de rares tabulés branchus.

Le reste de la moitié inférieure de l'unité est ensuite dominé par un calcaire riche en ostracodes de type *Leperditia*. La moitié supérieure correspond par contre à un calcaire légèrement argileux avec quelques joints argileux. La macrofaune est rare et correspond

à quelques brachiopodes et coquilles brisées et recristallisées.

✓ Unité lithologique BX-13

Les deux premiers mètres de l'unité BX-13 (de 182 à 192 mètres) sont constitués de calcaires diversement argileux et particulièrement riches en ostracodes (Fig. V.9A).

Le reste de l'unité correspond à un calcaire légèrement argileux. Les bancs dépourvus de macrofaune alternent avec des bancs riches en crinoïdes. Ils contiennent également quelques ostracodes, coquilles indéterminables (car recristallisées) et gastéropodes.

Un banc remarquable est observé à hauteur du quart de l'unité. Il s'agit d'une accumulation de tabulés massifs majoritairement en position de vie.

### 5.6.3 Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

L'épaisseur observée de la Formation de Trois-Fontaines est ici de 58 mètres (la base de la Formation n'affleurant pas). Trois unités lithologiques (FRO-1 à FRO-3) y sont rattachées (Fig. V.9)

✓ Unité lithologique FRO-1

Cette première unité couvre les 38 premiers mètres de la coupe, il faut cependant noter la présence d'une lacune de 7 mètres (entre 22 et 29 mètres depuis la base de la coupe). La lithologie correspond à un calcaire pur en bancs pluridécimétriques à métriques. Les structures sédimentaires sont fréquentes et correspondent à une lamination plane ou entrecroisée (Fig. V.9E).

La macrofaune est généralement peu variée et correspond principalement à des coquilles indéterminables (car recristallisées). La base de l'unité comprend également des brachiopodes, crinoïdes et rugueux solitaires.

Cet assemblage plus varié se retrouve également sur les 2 mètres suivant la lacune d'affleurement. Des tabulés lamellaires et massifs sont de plus observés dans cet intervalle.

✓ Unité lithologique FRO-2

L'unité FRO-2 (de 38 à 43 mètres) est caractérisée par l'alternance de bancs pluridécimétriques à métriques de calcaire pur à légèrement argileux et de bancs plus fins de calcaire argileux à très argileux. Ces derniers niveaux (Fig. V.9D) présentent un aspect nodulaire typique des paléosols.

La macrofaune est de nouveau peu diversifiée et dominée par des coquilles indéterminables (car recristallisées). Des ostracodes de type *Leperditia* sont également observés dans le dernier mètre de l'unité.

L'unité se termine par un dernier banc à aspect nodulaire dont le sommet montre des polygones de dessiccation (Fig. V.9C)

✓ Unité lithologique FRO-3

L'unité FRO-3 (de 43 à 58 mètres) se présente sous la forme de bancs pluridécimétriques à métriques de calcaire légèrement argileux. Deux joints argileux pluricentimétriques sont observés à la base de l'unité.

A l'exception de sa base où des ostracodes de type *Leperditia*, des

#### 5.6.4 Carrière de Marenne

La Formation de Trois-Fontaines est ici subdivisée en deux parties. La coupe de Marenne Centre et la partie inférieure de la

##### 5.6.4.1 Membre de Marenne

✓ Coupe de Marenne Est

La base du Membre de Marenne n'est pas observée et seuls les 24 mètres supérieurs affleurent (Fig. V.9J). Il s'agit de calcaire localement gréseux alternant avec des siltites, ces dernières étant plus fréquentes à la base de la coupe. Les bancs sont décimétriques à pluridécimétriques.

La macrofaune est dominée par les brachiopodes et les crinoïdes, les tabulés branchus étant accessoires.

La principale caractéristique est l'abondance des structures sédimentaires au rang desquelles figurent les laminations planes et de type *hummocky cross stratification* (HCS).

brachiopodes et des coquilles indéterminables (car recristallisées) sont présents, la première moitié de l'unité est dépourvue de macrofaune. La seconde moitié présente un aspect différent avec de nombreuses bioturbations verticales et horizontales. La macrofaune est dominée par les ostracodes de type *Leperditia*. Des coquilles indéterminables (car recristallisées), rugueux solitaires, brachiopodes, tabulés branchus et stromatopores lamellaires sont localement présents. Vers le sommet de l'unité, quelques petites *fenestrae* de type *birdseyes* apparaissent.

coupe de Marenne Est (qui sont intégrées au Membre de Marenne) et la partie médiane de la coupe de Marenne Est.

✓ Coupe de Marenne Centre

Cette coupe de 48 mètres d'épaisseur est un équivalent latéral de la base de la coupe de Marenne Est décrite ci-dessus. Trois unités lithologiques sont ici définies (MC-1 à MC-3).

- Unité lithologique MC-1

L'unité MC-1 s'étend sur les 11 premiers mètres de la coupe et correspond à une alternance de calcaires légèrement argileux et argileux. Les bancs ont une épaisseur comprise entre 15cm et 2m. De nombreux joints argileux centimétriques sont par ailleurs présents.

La faune est relativement peu diversifiée et représentée par les crinoïdes, les brachiopodes et les ostracodes. Ces bioclastes sont localement concentrés au sein de lentilles d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

Concernant les structures sédimentaires, les laminations planes et les



HCS sont particulièrement abondantes (Fig. V.9G).

- Unité lithologique MC-2

Le passage à l'unité MC-2 (22 mètres d'épaisseur) se marque par la présence de calcaire massif en bancs pluridécimétriques à plurimétriques et par une faune plus diversifiée de par l'occurrence de tabulés branchus.

Il est à noter que les mêmes structures sédimentaires sont toujours abondantes.

- Unité lithologique MC-3

Les deux premiers mètres de cette dernière unité correspondent à un calcaire crinoïdique et massif contenant quelques brachiopodes, tabulés branchus et stromatopores massifs.

Les 12 mètres suivants présentent un caractère très massif et correspondent à une lentille récifale. Bien que les crinoïdes et les brachiopodes soient toujours présents, les organismes constructeurs remaniés ou en position de vie dominant : tabulés massifs et branchus, stromatopores massifs et rugueux solitaires et fasciculés (Fig. V.9F).

#### 5.6.4.2 Partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines

La partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines est recoupée par la coupe de Marenne Est sur une épaisseur de 58 mètres. Il y correspond une alternance plurimétrique de groupes de bancs de calcaire pur et de calcaire plus argileux, les groupes de bancs de calcaire pur dominant la base de l'unité. L'épaisseur des bancs de calcaire pur est comprise entre 40cm et 2m et est plus importante que celle des calcaires argileux qui s'étend quant à elle de 15 à 70cm.

Entre les deux lithologies décrites ci-dessus, la faune diffère. Les bancs de calcaire pur comprennent de nombreux crinoïdes ainsi que des brachiopodes, des stromatopores généralement massifs (mais localement branchus ou lamellaires), des tabulés branchus et des rugueux solitaires (Fig. V.9H). La faune des bancs plus argileux est composée d'ostracodes et de gastéropodes (Fig. V.9I). Les *birdseyes* ainsi que les bioturbations y sont généralement présents.

## 5.7 Formation des Terres d'Haus

### 5.7.1 Les Monts de Baileux

La Formation des Terres d'Haus est décrite ici par 5 unités lithologiques (BX-14 à BX-18). L'épaisseur de cette formation dans la coupe des Monts de Baileux est de 60 mètres (Fig. V.10).

✓ Unité lithologique BX-14

La première unité lithologique, BX-14 (de 192 à 203 mètres depuis la base de la coupe), est composée de calcaire légèrement argileux (sur les deux premiers mètres) passant verticalement à des calcaires argileux. Les bancs sont minces et de nombreux joints centimétriques à décimétriques sont observés. De plus, quelques bancs subnodulaires sont présents au sein du premier quart de l'unité.

La faune est peu diversifiée et dominée par les crinoïdes. Les autres fossiles sont accessoires : brachiopodes, coquilles brisées indéterminées (car recristallisées), tabulés branchus et rugueux solitaires.

✓ Unité lithologique BX-15

L'unité suivante (de 203 à 224 mètres) correspond à des calcaires légèrement argileux avec de nombreux joints argileux centimétriques à décimétriques (Fig. V.10A). Quelques bancs nodulaires sont par ailleurs observés vers le sommet.

Les crinoïdes dominent toujours l'assemblage même si de nombreux brachiopodes et gastéropodes sont présents. Des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées) ainsi que des tabulés branchus et massifs figurent parmi les corpuscules accessoires. Un point important à noter est l'apparition de nodules centimétriques de calcite correspondant probablement à des pseudomorphes d'anhydrite.

✓ Unité lithologique BX-16

Cette unité BX-16 (de 224 à 230 mètres) est similaire à l'unité BX-14 de par sa lithologie correspondant à des calcaires argileux alternant avec des joints argileux centimétriques à décimétriques.

En dépit de l'abondance des crinoïdes, la faune est sensiblement différente car dominée localement par les ostracodes de type *Leperditia* et les gastéropodes. Des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées) et des rugueux solitaires sont localement présents. Des pseudomorphes d'anhydrite sont régulièrement observés.

✓ Unité lithologique BX-17

L'unité BX-17 (de 230 à 242 mètres) correspond à une interruption des observations due à un enduit d'argile et de boue couvrant les bancs. Les observations sont par conséquent limitées à l'épaisseur des bancs (ou du moins l'écart entre les joints argileux les plus marqués) et l'échantillonnage est réduit en comparaison des autres unités au vu de la difficulté d'atteindre la roche sous l'épaisseur d'enduit.

✓ Unité lithologique BX-18

La dernière unité de la Formation des Terres d'Haus (de 242 à 252 mètres) est constituée de calcaire légèrement argileux alternant avec du calcaire argileux. De nouveau, de nombreux joints argileux centimétriques à décimétriques et quelques pseudomorphes d'anhydrite sont observés.

La faune est peu diversifiée avec des crinoïdes associés à quelques gastéropodes, coquilles brisées indéterminées (car recristallisées), rugueux solitaires et brachiopodes.

### 5.7.2 Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

La Formation des Terres d'Haus affleure entre les cotes 58 et 132 mètres de la coupe de la route Fromelennes-Flohimont, totalisant ainsi une épaisseur de 74 mètres. Trois unités lithologiques (FRO-4 à FRO-6) la composent.

✓ Unité lithologique FRO-4

Cette première unité de la Formation des Terres d'Haus (entre 58 et 79 mètres depuis la base de la coupe) débute par un banc riche en stromatopores et rugueux fasciculés.

L'unité FRO-4 est composée ensuite de six mètres de calcaire massif dont la faune comporte des rugueux solitaires, des brachiopodes et des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées). C'est ensuite une alternance de bancs (pluridécimétriques à métriques) de calcaire relativement massif et de bancs (décimétriques à pluridécimétriques) de calcaire plus argileux. Plusieurs joints argileux décimétriques sont observés entre la cote 72 et 75. La macrofaune est dominée par les crinoïdes, les brachiopodes et les ostracodes. Quelques bancs renferment en plus des rugueux fasciculés, des stromatopores lamellaires ou des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées).

✓ Unité lithologique FRO-5

L'unité FRO-5 (de 79 à 92 mètres) est marquée par un passage à des calcaires très argileux en bancs décimétriques (Fig. V.10D). De nombreux joints argileux pluricentimétriques sont observés. Une lacune d'affleurement (correspondant à une maison) de 6,10 mètres est présente au milieu de l'unité.

La macrofaune est composée de crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et coquilles recristallisées. Certains bancs en sont dépourvus.

✓ Unité lithologique FRO-6

Cette dernière unité (de 92 à 132 mètres) de la Formation des Terres d'Haus est caractérisée par l'alternance de calcaires purs à argileux. Les bancs sont décimétriques à métriques et les joints argileux pluricentimétriques sont fréquents.

La macrofaune est dominée par les crinoïdes et les brachiopodes auxquels s'ajoutent des ostracodes sur les 17 premiers mètres de l'unité. Des gastéropodes, des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées), des stromatopores massifs et des rugueux solitaires sont localement observés. Les cinq derniers mètres sont caractérisés par l'abondance de rugueux solitaires et la présence de tabulés (massifs et lamellaires).

### 5.7.3 Carrière de Marenne

Les 33 premiers mètres de la Formation des Terres d'Haur ont été observés dans la partie sommitale de la coupe de Marenne Est. Le premier banc de la formation correspond au premier niveau riche en coraux (*Argutastrea quadrigemina*, d'après Barchy *et al.*, 2004).

La lithologie correspond à des calcaires diversement argileux (en bancs décimétriques à métriques) accompagnés de nombreux joints argileux centimétriques (Fig. V.10E).

La faune comporte principalement des crinoïdes, des brachiopodes (localement concentrés en lumachelle), des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées), des gastéropodes, des ostracodes et des trilobites. Quelques bancs montrent un enrichissement en tabulés branchus et massifs ainsi qu'en rugueux massifs et solitaires.

## 5.8 Formation du Mont d'Hours

### 5.8.1 Les Monts de Baileux

La Formation du Mont d'Hours correspond à la dernière unité lithologique de la coupe des Monts de Baileux et seuls les 15 premiers mètres ont pu y être levés (Fig. V.10). Il s'agit de bancs métriques biostromaux alternant avec des bancs plus fins de calcaire légèrement argileux. La base de la formation est placée au premier banc biostromal (Préat & Tourneur, 1991d).

La faune des bancs biostromaux comporte des stromatopores (en dôme, bulbeux, massifs, lamellaires et branchus), des tabulés (massifs et branchus) ainsi que des rugueux (principalement solitaires et plus rarement fasciculés). Ces fossiles sont observés

soit en position de vie, soit remaniés et parfois brisés. Des crinoïdes, des brachiopodes et des pseudomorphes d'anhydrite les accompagnent.

Au sein des bancs plus argileux, la faune est dominée par les crinoïdes même si quelques brachiopodes, gastéropodes et des coquilles brisées indéterminées (car recristallisées) sont également présents. La présence de tabulés branchus, de rugueux solitaires ainsi que de tabulés et stromatopores massifs et brisés est également notée. Des joints argileux centimétriques et des pseudomorphes d'anhydrite sont régulièrement présents.

### 5.8.2 Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

La Formation du Mont d'Hours est associée à la dernière unité lithologique de la coupe étudiée à Fromelennes dans le cadre du présent travail. Seule la description des 8 premiers mètres de la formation est ici reportée (Fig. V.10). La base de la formation est placée à la base du premier banc biostromal (Préat & Tourneur, 1991d).

La lithologie est marquée par des bancs massifs de calcaire pur à caractère biostromal (Fig. V.10B) alternant avec des bancs plus argileux et moins épais.

La faune des bancs biostromaux est dominée par les stromatopores massifs, les tabulés (branchus et lamellaires) et les rugueux solitaires (Fig. V.10C). Entre ces organismes sont observés (par ordre d'abondance décroissante) des crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et coquilles brisées recristallisées.

Les bancs plus argileux renferment principalement des crinoïdes. Ceux-ci s'accompagnent de rugueux solitaires et de tabulés branchus.

## 5.9 Formation de Rivière

La Formation de Rivière est recoupée par la base de la coupe d'Aisemont et seuls les 21 mètres supérieurs ont pu être étudiés. L'ensemble est rattaché au Membre de Claminforge.

La coupe est principalement composée de siltite en bancs décimétriques à pluridécimétriques (Fig. V.11) interstratifiées de niveaux plus calcaires, en particulier vers la

base et le sommet (Fig. V.11A), et de niveaux relativement gréseux. La faune est peu abondante, à l'exception de quelques bancs particulièrement bioclastiques. Les seuls organismes observés sont des crinoïdes. Une caractéristique importante est la présence de 5 niveaux de paléosols (Fig. V.11A et B).

## 5.10 Formation de Pépinster

La Formation de Pépinster a été étudiée dans la coupe de Remouchamps (Fig. V.11). Elle y totalise une épaisseur de 220 mètres mais ni la base, ni le sommet de la formation n'affleurent. Quatre unités lithologiques (REM-1 à REM-4) y ont été définies.

### ✓ Unité lithologique REM-1

Cette première unité correspond aux 35 premiers mètres de la coupe. Il s'agit de siltite verte ou rouge en bancs pluridécimétriques à plurimétriques entrecoupés de paléosols (Fig. V.11A). Vers le sommet de l'unité un banc plus gréseux de deux mètres de puissance est observé.

La macrofaune est quasiment absente, à l'exception de la partie sommitale où quelques brachiopodes et ostracodes sont observés.

### ✓ Unité lithologique REM-2

L'unité REM-2 (de 35 à 53 mètres) est constituée principalement de grès de couleur bleutée en bancs décimétriques à métriques interstratifiés de bancs argileux décimétriques dans la moitié supérieure (Fig. V.11B). De nombreuses stratifications entrecroisées et de type HCS sont observées.

La macrofaune est éparsée et représentée par des crinoïdes, brachiopodes et coquilles non identifiées car recristallisées.

### ✓ Unité lithologique REM-3

L'unité REM-3 (de 53 à 97 mètres) est constituée de siltite grossière (généralement verdâtre) en bancs décimétriques à métriques. De nombreux joints argileux décimétriques sont présents. La stratification est ondulante.

La macrofaune est éparsée et représentée par des crinoïdes, brachiopodes et coquilles non identifiées car recristallisées.

### ✓ Unité lithologique REM-4

Cette dernière unité (de 97 à 220 mètres) est principalement composée de siltite rouge en bancs métriques à plurimétriques. Une zone massive située entre les cotes 114 et 166 va même jusqu'à ne montrer qu'une seule surface correspondant à la stratification (Fig. V.11A). Cette partie de l'unité présente par ailleurs de nombreux rhizoïdes. Cette sédimentation monotone est entrecoupée de bancs gréseux et massifs vers la base et le sommet. Un paléosol (à la base de l'unité) et des bancs gréseux riches en kaolinite (au sommet) sont observés.

La macrofaune (ostracodes et débris végétaux) s'observe localement, de même que quelques oïdes.

---

## 5.11 Formation de Névremont

---

### 5.11.1 Coupe d'Aisemont

Seuls les 13 premiers mètres de la Formation de Névremont ont été étudiés dans le cadre de ce travail. Il s'agit en fait de la partie de la formation qui était attribuée au sommet du Membre de Claminforge par Bultynck (1991c).

La base de la formation (7 premiers mètres) correspond à des calcaires légèrement argileux à très argileux en bancs décimétriques à pluridécimétriques (Fig. V.13D). Ces calcaires sont localement silteux. Quelques bancs subnodulaires sont observés vers le sommet de cette première partie. La faune est dominée par les crinoïdes, même si quelques

brachiopodes et rugueux solitaires sont également présents.

Les six mètres suivants sont constitués de shales. Un banc de calcaire très argileux est également présent au sommet. La faune est quasiment absente de la première moitié mais devient particulièrement abondante ensuite et est dominée par les colonies massives décimétriques à pluridécimétriques de rugueux et dans une moindre mesure de stromatopores (Fig. V.13C et A). Entre ces colonies sont observés des tabulés branchus et des rugueux solitaires (Fig. V.13B).

### 5.11.2 Coupe de Remouchamps

Le sommet de la coupe de Remouchamps montre une succession de bancs calcaires décimétriques à métriques sur une épaisseur totale de 39 mètres (Fig.V.13). La faune est dominée par les crinoïdes, les ostracodes, les brachiopodes, les rugueux (solitaires et massifs) et les stromatopores massifs. Viennent s'y ajouter des algues

calcaires et des ooïdes. Plusieurs niveaux particuliers sont observés (les cotes sont données depuis la base de la coupe) : un niveau gréseux à ooïdes (cote 250,5), une lumachelle à Stringocéphales (cote 267), deux niveaux à *Hexagonaria* (cotes 245 et 260), et cinq niveaux de laminites (cotes 248 ; 250,5 ; 251 ; 270 et 273).

## 5.12 Formations de Lauch et de Nohn

Ces formations sont recoupées par la carrière du Ohlesberg. Six unités lithologiques y sont définies, le sommet de la Formation de Lauch étant représenté par la première unité lithologique (OH-1) alors que les cinq autres sont rattachées à la Formation de Nohn (Fig. V.14).

### ✓ Unité lithologique OH-1

Cette première unité comprend les 10 premiers mètres de la coupe et correspond à un éventail de lithologies allant du grès calcaire au calcaire gréseux. Ces bancs sont pluridécimétriques à métriques. Quelques bancs montrent des laminations dues à des niveaux bioclastiques à granoclassement normal.

La faune est relativement pauvre, tant en diversité qu'en abondance, avec quelques crinoïdes, brachiopodes (*Altiformia* sp.), rugueux solitaires (*Mesophyllum* (*Mesophyllum*) sp., *Acantophyllum* sp.) et *Alveolites intermixtus*. Le sommet de l'unité montre une plus grande abondance de coraux ainsi que la présence de quelques stromatopores massifs (atteignant 30cm).

### ✓ Unité lithologique OH-2

La deuxième unité (de 10 à 19 mètres) est subdivisée en trois sous-unités (Fig. V.14C).

(i) Les trois premiers mètres correspondent à une marne riche en *Cladopora* (Fig. V.14D). Des stromatopores lamellaires et massifs, des tabulés massifs (*Favosites*), ainsi que quelques rugueux coloniaux (*Sociophyllum*, *Battersbyia*) sont également observés. Tous ces organismes sont brisés, leur taille ne dépassant guère les 10 centimètres, et disposés parallèlement à la stratification.

(ii) Le second faciès qui correspond aux deux mètres suivants, est caractérisé par une marne similaire à celle décrite ci-dessus. La différence est l'apparition de lentilles calcaires et plus massives (10cm à 1m de longueur et de 5 à 50cm en épaisseur). Ces lentilles sont plus abondantes et plus épaisses à mesure que l'on approche du sommet de la sous-unité. La faune est globalement similaire à la première sous-unité à l'exception de la présence de rugueux fasciculés et de stromatopores en dôme. Ces derniers sont observés en position de vie et peuvent atteindre 40cm de diamètre.

(iii) Le dernier faciès correspond à une accumulation de stromatopores lamellaires et massifs. Ceux-ci sont principalement en position de vie et atteignent un mètre de diamètre et 50cm en épaisseur. Entre ces organismes, des lentilles plus argileuses et bioclastiques sont observées. La faune y est représentée par des crinoïdes, des tabulés (*Heoliolites porosus lindstroemi*, *Caunopora*), de fins stromatopores lamellaires et des rugueux solitaires (*Mesophyllum* (*Mesophyllum*)).

### ✓ Unité lithologique OH-3

Cette troisième unité (de 19 à 37 mètres) est constituée de fins bancs (pluricentimétriques à pluridécimétriques) de calcaire localement bitumineux. Au sein du dernier tiers de l'unité, le calcaire devient plus argileux et plus gréseux. Quelques joints argileux centimétriques sont localement présents.

La faune est abondante et représentée par des crinoïdes (des tiges atteignant 1cm de diamètre et 4cm de long sont localement préservées), des brachiopodes, ostracodes, gastéropodes et des coraux (*Thamnopora*, *Dendrostella*, *Mesophyllum*).



✓ Unité lithologique OH-4

L'unité OH-4 (de 37 à 54 mètres) montre une grande variété de lithologies : marnes, siltites et calcaires diversement argileux. Les bancs sont décimétriques à métriques.

L'assemblage est particulièrement diversifié avec d'abondants tabulés branchus, crinoïdes et brachiopodes. La présence de rugueux solitaires, stromatopores massifs et lamellaires et d'impressionnantes colonies (atteignant 1,5 mètres de diamètre, Fig. V.14B) de rugueux fasciculés (*Mesophyllum*) en position de vie est également notée.

✓ Unité lithologique OH-5  
(Membre de Dankerath)

La cinquième unité lithologique est caractérisée par des bancs épais (pluridécimétriques à métriques) de grès et de siltites argileuses et localement micacées. Quelques niveaux plus bioclastiques, bancs de calcaire gréseux et joints argileux sont observés. La couleur de la roche est variable : gris et vert (dans le premier quart de l'unité), puis rouge (dans le deuxième quart) et de nouveau gris (dans la seconde moitié). La bioturbation est régulièrement observée tout

au long de l'unité. Les bancs de grès présentent fréquemment des structures sédimentaires telles des laminations planes ou entrecroisées et des *ripple marks* (Fig. V.14A).

La plupart des bancs sont dépourvus de macrofaune même si certains comportent des crinoïdes (dont les tiges sont parfois préservées), des brachiopodes et des débris de plantes. Il est à noter que l'ichnofossile *Lennea schmidtii* est localement abondant.

✓ Unité lithologique OH-6  
(Membre de Hundsell)

Cette dernière unité (de 85 à 92 mètres) est composée de calcaire pur en bancs mesurant de 10 à 50cm. La particularité de ce calcaire est sa teinte légèrement rouge. De nombreux joints argileux centimétriques rouges sont observés.

La macrofaune est abondante mais peu diversifiée : crinoïdes (tiges localement préservées) et brachiopodes. Tous ces fossiles sont teintés en rouge par des oxydes de fer.

Deux niveaux d'argile marmorisée (30cm et 1,20m) interprétés comme étant des paléosols sont également observés au sommet de l'unité.



# CHAPITRE VI MICROFACIÈS ET MODÈLES DE DÉPÔT

## 6.1 Introduction

L'étude des différentes coupes de ce travail a révélé une grande diversité des milieux de dépôt. Cette diversité rend illusoire toute tentative de proposer un modèle unique valable pour l'ensemble de l'Eifélien et la base du Givétien. Il nous est également apparu superflu de proposer une série locale de microfaciès unique pour chacune des coupes investiguées, ce qui aurait amené à une kyrielle de microfaciès rendant la lecture du présent chapitre des plus ardues. Un compromis entre ces deux extrêmes est proposé ci-dessous afin de ne pas simplifier les observations à outrance d'une part et de mettre en exergue les similitudes entre certaines coupes d'autre part.

Les modèles proposés ci-après sont divisés entre deux grands ensembles, à savoir les modèles de plate-forme et les modèles de rampes, même si il s'avère que la limite entre ces deux ensembles est parfois sujette à discussion (voir, par exemple, point 6.2.5.1). Dans le cadre du présent travail, le terme de rampe est utilisé au sens de Arh (1973), à savoir une géométrie où la pente est uniforme de la ligne de côte jusqu'au bassin. Bien que ce modèle ait été intégré par Wilson (1975) et Read (1985) au sein des modèles « *platform* », nous l'utiliserons dans la suite du texte en opposition au modèle de plate-forme. Ce terme plate-forme est utilisé comme traduction de « *rinned shelf* ».

D'importantes convergences entre les coupes de la Formation de Couvin, de la base de la coupe de Baileux (sommet de la Formation de Jemelle et Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines), de la coupe de Fromelennes (partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines) et de la coupe de Marenne (Formation de Trois-Fontaines à l'exclusion du Membre de Marenne)

permettent l'établissement d'un modèle de plate-forme relativement intégré même si des différences sont notées entre les différentes coupes. Ce modèle comprend 19 microfaciès.

Par contre, il n'a pas été possible d'unifier les différents modèles de rampe en un tout cohérent et ce sont six modèles distincts de rampe, nommés MRA à MRF, qui sont proposés. Cette situation est due à la grande variabilité observée entre des rampes dominées par les détritiques, des carbonates ou encore des sédiments mixtes. Les différents modèles de rampes sont proposés pour :

(A) les Formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire, de Jemelle, de La Lomme, de Rivière et de Pépinster (11 microfaciès) ;

(B) la Formation de Névremont (6 microfaciès) ;

(C) le stratotype de la Formation de Hanonet à la Carrière de La Couvinoise (7 microfaciès) ;

(D) la base des coupes de Fromelennes et de Marenne (8 microfaciès) correspondant à la base de la Formation de Trois-Fontaines dans les coupes où le biostrome n'est pas présent ;

(E) la Formation des Terres d'Hours (8 microfaciès) ;

(F) les Formations de Lauch et Nohn à la coupe du Ohlesberg (12 microfaciès).

Bien que certains de ces 52 microfaciès décrits soient très proches, il a été préféré de les conserver séparés au sein des différents modèles afin de faciliter la lecture et ne pas renvoyer à des microfaciès décrits dans une

autre partie du texte. Par là même, le lecteur intéressé par une seule coupe ou une seule formation pourra accéder plus facilement à l'ensemble des microfaciès la concernant.

Les microfaciès sont présentés du plus distal au plus proximal au sein de chaque modèle. La description de chacun de ces microfaciès reprend une synthèse des observations microscopiques détaillées qui est enrichie le cas échéant d'observations de terrains essentielles à une description rigoureuse.

Au terme de la description, une interprétation en termes d'environnement de dépôt est proposée ainsi qu'une référence aux microfaciès précédemment définis dans la littérature. Enfin, l'équivalence avec des dénominations précédemment utilisées dans le cadre de publications personnelles est fournie afin de permettre au lecteur intéressé un retour aisé à ces travaux. Ces publications se trouvent sur le CD qui accompagne les annexes.

## 6.2 Modèle de plate-forme

Les 19 microfaciès de cette série virtuelle locale, abrégés MPF pour Microfaciès de Plate-Forme, sont regroupés selon quatre ceintures : avant-récif, récif, arrière-récif et

lagon. Un tableau synthétique reprenant l'ensemble des microfaciès est proposé à la Fig. VI.2 et ils sont repris au sein du modèle illustré à la Fig. VI.3.

### 6.2.1 Microfaciès d'avant-récif

Les microfaciès d'avant-récif sont au nombre de 8 et sont illustrés à la Fig. VI.4.

#### ✓ MPF1 : Mudstone, wackestone et packstone à éléments terrigènes abondants

##### Description :

La faune est peu diversifiée et principalement représentée par des crinoïdes et des brachiopodes. La présence plus locale de bryozoaires, d'ostracodes, de trilobites ainsi que de quelques fragments isolés de stromatopores et de tabulés (massifs et branchus), de foraminifères, de gastéropodes et d'orthocères est notée dans quelques lames. Les algues sont rares et principalement représentées par des paléosiphonocladales et des *Girvanella*. La taille de ces bioclastes est rarement supérieure au millimètre et fréquemment inférieure à 0,5mm à l'exception des fragments de constructeurs branchus qui avoisinent les 2mm et les massifs qui peuvent atteindre les 5cm. Leur état de préservation est par ailleurs bon à nul, ce qui interdit parfois leur détermination. De petits pelloïdes (<0,1mm) ovoïdes sont observés mais uniquement à Baileux.

Le quartz d'origine détritique peut atteindre les 15% à Couvin et 40% à Baileux. Les paillettes de micas (jusqu'à 2,5%) et les framboïdes de pyrite sont également observés. L'hématite et la goethite sont particulièrement présentes à Baileux, conférant une teinte brunâtre à rougeâtre à la roche.

La matrice est une micrite argileuse à silteuse. Les bioturbations horizontales sont régulièrement présentes, leur remplissage étant constitué d'un mudstone foncé. La

texture correspond à des wackestones et des packstones à Couvin (Fig. VI.4A) alors qu'elle tend vers le wackestone-mudstone à Baileux (Fig. VI.4B). Dans cette dernière localité, une lamination correspondant à des passées millimétriques de wackestone ou de packstone est localement préservée.

Le MPF1 est observé à Baileux (Formations de Jemelle et de Hanonet) et au sein de la coupe de l'Eau Noire (Formation de Couvin).

##### Interprétation :

La matrice argileuse à silteuse est indicatrice d'une accumulation lente de boue en suspension par décantation. Cependant, des événements plus énergétiques, tels des tempêtes, sont nécessaires pour expliquer la texture packstone à wackestone. Comme ces lentilles de packstone sont relativement peu épaisses et peu grossières, les tempêtes qui en sont responsables peuvent être interprétées comme distales ou intermédiaires. Ceci suggère pour ce microfaciès un dépôt à la base de la Zone d'Action des Vagues de Tempête (ZAVT) (Préat & Kasimi, 1995). De plus, l'absence de *hummocky cross stratification* ou de texture de type grainstone, interdit une interprétation en termes de tempestites plus proximales (Wright & Burchette, 1996). Cette interprétation est confirmée par un assemblage impliquant des conditions de mer

ouverte. Le tout suggère une localisation à la base de la ZAVT.

Le MPF1 est similaire au MFi défini à Resteigne (Casier & Préat, 1990) et au MF1 de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

✓ **MPF2 : Wackestone et packstone algaires**

Description :

La caractéristique principale de ce microfaciès est l'abondance en algues udotécées qui peuvent représenter jusqu'à 90% de l'assemblage total (Fig. VI.4C). La faune quant à elle est représentée par des crinoïdes, des ostracodes, des gastéropodes, des bryozoaires et des brachiopodes. Des spicules d'éponges ainsi que des paléosiphonocladales sont régulièrement observés. Tous ces éléments, et en particulier les algues, sont bien préservés et peuvent atteindre les 5mm.

Le quartz d'origine détritique (jusqu'à 2,5%) et les paillettes de micas sont présents.

La matrice peut être micritique ou microsparitique. Localement, une bioturbation horizontale avec un remplissage plus sombre et plus micritique est observée.

✓ **MPF3 : Wackestone pelloïdique à matrice micritique non argileuse**

Description :

La faune est dominée par les fragments de trilobites, brachiopodes, crinoïdes, ostracodes et bryozoaires. De petits pelloïdes ovoïdes (mesurant de moins de 0,1 à 0,3mm) sont également présents, de même que quelques paléosiphonocladales et dasycladacées. La majorité de ces débris mesure de 0,2 à 1mm et est relativement mal préservée tant au niveau du bris que de la micritisation (Fig. VI.4D). Quelques fossiles mieux préservés (2mm à 1cm) sont cependant observés au sein de lentilles de packstone. La présence de quelques lithoclastes arrondis (jusqu'à 2mm) est également observée.

Ce microfaciès englobe différents microfaciès précédemment définis, à savoir le MFB1 (Mabille & Boulvain, 2007b) et le MFa1 (Mabille & Boulvain, 2008) de Baileux ainsi que le MF1 de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

Le MPF2 est observé au sein de la coupe de l'Eau Noire (Formation de Couvin).

Interprétation :

Les algues qui sont remarquablement préservées impliquent un déplacement très faible correspondant à un démantèlement sur place (texture wackestone) ou à un remaniement par l'action de tempêtes (texture packstone). L'assemblage, et particulièrement les spicules d'éponges, implique des conditions de mer ouverte. Ce microfaciès peut donc être interprété comme correspondant à de petits *patches* algaires se développant à la base de la ZAVT.

Le MPF2 correspond au MF2 précédemment défini à Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

Le quartz d'origine détritique atteint des concentrations comprises entre 1 et 5%. Les paillettes de micas sont rares alors que l'hématite est relativement abondante, conférant une teinte rougeâtre à certaines lames.

La matrice est une micrite dépourvue d'argile. Cette matrice est localement dolomitisée (cristaux euhédraux de dolomite).

Le MPF3 est uniquement observé à la coupe de Baileux (Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Deux sources de débris doivent être considérées afin de rendre compte de l'assemblage observé au sein du MF3. La première est une source de type mer ouverte qui reprend les trilobites, les bryozoaires, les crinoïdes, les brachiopodes et les ostracodes. Les pelloïdes quant à eux ont probablement une origine plus proximale car ils sont caractéristiques de milieux peu agités et sous une faible tranche d'eau tels un arrière-récif ou un lagon (voir, par exemple, Tucker & Wright, 1990). De plus, des travaux antérieurs concernant d'autres coupes de l'Eifélien belge ont montré que la présence de pelloïdes y était également associée au voisinage de milieux récifaux (Mamet & Préat, 2005; Préat & Kasimi, 1995). Cet environnement proximal est peut-

être également responsable de l'apport de micrite et de débris d'algues, même si une production locale ne peut être totalement exclue. Il est cependant indéniable que ces deux types de matériel (bioclastes de mer ouverte et pelloïdes) se retrouvent intimement mêlés au sein du sédiment, suggérant un mélange par l'action des organismes fouisseurs et/ou des tempêtes. Ces éléments convergent vers une localisation au sein de la ZAVT, les niveaux de packstone représentant des dépôts de tempêtes.

Le MPF3 est similaire au MF5 de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Il englobe les MFB2 (Mabille & Boulvain, 2007b) et le MFa2 (Mabille & Boulvain, 2008) de Baileux.

✓ **MPF4 : Packstone crinoïdique à matrice microsparitique**

Description :

La faune, bien que dominée par les crinoïdes (Fig. VI.4E), comprend également des brachiopodes, ostracodes, bryozoaires et trilobites. Les gastéropodes, les tabulés et les stromatopores massifs sont plus rares. Les *Girvanella* et *Sphaerocodium* sont présentes ainsi que d'autres algues telles les dasycladacées, les paléosiphonocladales et les udotécées. Quelques pelloïdes (<0,5mm et de formes irrégulières) ainsi que des lithoclastes (avoisinant les 0,5mm, arrondis et aux bordures micritisées) sont parfois observés. Tous les organismes sont brisés. Le degré de préservation est très variable en raison de la micritisation et de la recristallisation. La taille des bioclastes oscille généralement entre 0,5 et 2mm avec des exceptions atteignant le centimètre.

Le quartz d'origine détritique est toujours présent et peut atteindre les 10% alors que les paillettes de micas se font rares. La pyrite et l'hématite se trouvent habituellement sous la forme de framboïdes et les cubes sont plus rares.

La matrice est microsparitique et les bioturbations horizontales, au remplissage plus micritique, sont parfois présentes.

Concernant la coupe de Villers-la-Tour, la texture wackestone est fréquente. Le quartz est par ailleurs moins abondant et sa concentration est généralement inférieure à 1%.

Le MPF4 est présent à la coupe de l'Eau Noire et à celle de Villers-la-Tour (Formation de Couvin).

Interprétation :

La texture packstone implique un milieu de dépôt plus agité (Wright & Burchette, 1996), avec néanmoins des conditions de mer ouverte, comme le démontre l'assemblage. Ce microfaciès correspond à des dépôts de tempêtes agissant juste sous la Zone d'Action des Vagues de Beau Temps (ZAVBT).

Une interprétation similaire a été proposée pour des microfaciès identiques de la limite Eifélien-Givétien du Synclinorium de

Dinant (MF3; Préat & Kasimi, 1995) et MFiii d efini   Resteigne (Casier & Préat, 1990).

Le MPF4 correspond au MF3 d efini   Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

✓ **MPF5 : Floatstone   débris de stromatopores et de tabulés dans une matrice pello idique**

Description :

Entre les tabulés massifs (Fig. VI.4F), les rugueux solitaires, les tabulés et les stromatopores lamellaires, la matrice est riche en pello ides (de moins de 0,1   0,2mm), en gastéropodes et algues (dasycladacées, paléosiphonocladales, udot eac es et *Girvanella*). Les organismes constituant le floatstone ont une taille comprise entre 2 et 8 centimètres et sont relativement peu brisés et altérés. Au contraire, les bioclastes de la matrice sont plus petits (de 0,1   1mm) et généralement moins bien conservés, à l'exception notable des gastéropodes.

Le quartz détritique est localement présent et peut atteindre les 10% alors que les paillettes de micas sont absentes.

La matrice est microsparitique et dépourvue d'argile.

Le MPF5 s'observe à Baileux (Formation de Hanonet).

✓ **MPF6 : Coverstone   stromatopores**

Description :

Entre les organismes lamellaires (majoritairement des stromatopores mais aussi quelques tabulés), la faune est représentée principalement par des crino ides, des brachiopodes et des ostracodes. Plus localement, des trilobites, des bryozoaires, des gastéropodes, stromatopores et tabulés massifs ainsi que des tabulés branchus sont présents. Les pello ides (avoisnant les 0,3mm et aux contours irréguliers ou sphériques) sont observés dans quelques lames. Les algues, avec principalement des paléosiphonocladales et des *Girvanella*, sont présentes. L'ensemble

Interprétation :

MPF5 se situe sous l'influence d'une source proximale de pello ides et peut-être d'algues et de boue carbonatée (voir MPF3), même si des conditions de mer ouverte semblent toujours prévaloir. En effet, l'assemblage est dominé par les tabulés, les rugueux et les stromatopores. Comme ces organismes sont relativement bien préservés, ils semblent correspondre à un remaniement local sous l'action de tempêtes. La texture floatstone indique des conditions relativement agitées, situées à proximité de la ZAVBT (Préat & Kasimi, 1995).

Le MPF5 est équivalent au MFiv observé à Resteigne (Casier & Préat, 1990).

Ce microfaciès correspond au MFB3 (Mabille & Boulvain, 2007b) et au MFa3 (Mabille & Boulvain, 2008) précédemment décrits à Baileux.

de ces organismes est légèrement recristallisé à l'exception des stromatopores et des ossicules de crino ides qui sont mieux préservés. Les bioclastes, autres que les organismes lamellaires, peuvent atteindre les 5mm mais ne dépassent généralement pas le millimètre. Les organismes lamellaires sont régulièrement observés en place à Couvin alors qu'ils le sont plus rarement à Baileux.

Le quartz d'origine détritique et les paillettes de micas sont rares.

La matrice est microsparitique et est localement argileuse à Baileux. Entre les



organismes lamellaires, la texture va du mudstone au packstone. Cette matrice, par sa cohérence, est favorable au développement de *shelter porosity* (Fig. VI.4G) sous certains stromatopores lamellaires observés en place (Boulvain, 2001).

Le MPF6 est présent dans les coupes de Baileux (Formation de Hanonet), Villers-la-Tour et de l'Eau Noire (Formation de Couvin).

Interprétation :

Le développement des stromatopores lamellaires correspond à des conditions qui leur sont favorables en termes de bathymétrie,

✓ **MPF7 : Grainstone et packstone crinoïdiques**

Description :

Les crinoïdes (jusqu'à 5mm) dominent l'assemblage (Fig. VI.4H), alors que les pelloïdes et les bioclastes tels les brachiopodes, les bryozoaires, les tentaculites, les trilobites, les ostracodes, les gastéropodes, les dasycladacées, les paléosiphonocladales, les udotécacées et les *Girvanella* sont rares et ne dépassent pas les 2mm. Des débris, isolés et atteignant exceptionnellement les 2cm, de stromatopores lamellaires et de tabulés massifs sont parfois observés. Le classement est généralement bon.

Le quartz d'origine terrigène est présent en faibles quantités alors que les paillettes de micas sont localement observées.

La matrice des packstones est microsparitique et fréquemment dolomitisée à Baileux. Pour les grainstones, le ciment est une sparite équigranulaire et certains crinoïdes sont entourés d'un ciment syntaxial.

Pour la coupe de Villers-la-Tour, le quartz est encore plus rare et le microfaciès peut être plus grenu, avec l'occurrence de fragments de tiges de crinoïdes atteignant le centimètre de diamètre.

de qualité du substrat et d'apports suffisamment réduits (voir, par exemple, Kershaw, 1998). De plus, la présence de stromatopores lamellaires retournés suggère une influence importante des tempêtes et une localisation proche de la ZAVBT (Kershaw, 1980).

Ce microfaciès est similaire au MF3 défini à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Le MPF6 englobe les MFC5a et MFC5b (Mabille & Boulvain, 2007b) et le MFa4 (Mabille & Boulvain, 2008) de la Formation de Hanonet ainsi que le MF4 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

Le MPF7 est présent dans les coupes de Baileux (Formation de Hanonet), Villers-la-Tour et de l'Eau Noire (Formation de Couvin).

Interprétation :

Une telle accumulation de crinoïdes correspond au démantèlement de prairies à crinoïdes sous l'action de tempêtes. Ces tempêtes agissent aux environs de la base de la ZAVBT, expliquant ainsi la présence combinée de packstone et de grainstone. L'environnement est encore largement influencé par la mer ouverte comme le démontre l'assemblage, même si les algues sont de mieux en mieux représentées indiquant la proximité de la zone photique.

La même interprétation a été proposée pour des microfaciès semblables, à savoir le MF4 (Préat & Kasimi, 1995) et le MFv de Resteigne (Casier & Préat, 1990).

Le MPF7 regroupe le MFB4 (Mabille & Boulvain, 2007b) et le MFa5 (Mabille & Boulvain, 2008) de la coupe de Baileux et le MF5 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

✓ **MPF8 : Packstone à matrice microsparitique et grainstone mal classés à pelloïdes**

Description :

Les pelloïdes représentent de 20 à 30% de l'assemblage et correspondent à deux types: les premiers mesurent entre 0,2 et 0,4mm et possèdent une bordure floue tandis que les seconds mesurent de 0,5 à 1mm et ont des contours plus nets et angulaires. Ces derniers peuvent être considérés comme dérivant de la micritisation de bioclastes et de lithoclastes comme le démontre la présence de certains coeurs préservés. Ce microfaciès est particulièrement bioclastique (Fig. VI.4I) : crinoïdes (localement abondants), bryozoaires, ostracodes, brachiopodes, tabulés branchus, tabulés massifs, gastéropodes et trilobites. Les algues sont bien représentées dans certaines lames : *Girvanella* (pelotes et encroûtements symétriques), dasycladacées, udotécées et paléosiphonocladales. Tous ces bioclastes ont une taille comprise entre 0,2mm et 5cm (avec une taille la plus fréquente avoisinant le mm) et leur degré de préservation est très variable (Fig. VI.4J) allant de intact à inidentifiable en raison de la micritisation et de la recristallisation.

Le quartz d'origine terrigène est présent (jusqu'à 1% à Couvin et 2,5% à Baileux) dans certaines lames alors que la pyrite est rare et sous forme de cubes.

La matrice des packstones est microsparitique alors que le ciment des grainstones est une sparite équigranulaire. Ces grainstones correspondent à des lentilles (d'une épaisseur allant du millimètre au banc pluridécimétrique) dans les packstones.

Concernant la coupe de Villers-la-Tour, le classement est faible avec l'occurrence régulière de tiges de crinoïdes et de tabulés branchus pouvant atteindre le centimètre de diamètre. Les pelotes et les encroûtements de *Girvanella* y sont par ailleurs beaucoup plus fréquents.

Le MPF8 est observé dans les coupes de Baileux (Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines), Villers-la-Tour et de l'Eau Noire (Formation de Couvin).

Interprétation :

La caractéristique principale de ce microfaciès est l'abondance des pelloïdes. Ces pelloïdes ont probablement pour origine un environnement de faible énergie et bathymétrie tel un lagon ou un arrière-récif (voir, par exemple, Tucker & Wright, 1990). De plus, pour d'autres coupes eiféliennes du bord Sud du Synclinorium de Dinant, la présence de pelloïdes est couplée à la proximité d'environnements récifaux (Mamet & Préat, 2005; Préat & Kasimi, 1995). Cet environnement plus proximal est également une source possible des débris d'algues et de boue carbonatée. Cependant, et en accord avec l'assemblage faunistique, une influence de milieux de mer ouverte est également bien présente. Il faut ici remarquer que ces deux apports, avec d'un côté les bioclastes de mer ouverte et de l'autre les pelloïdes et les algues calcaires, sont intimement mélangés au sein du sédiment. Ceci suggère que le matériel d'origine proximale (déplacé par des coulées de débris ou par l'action de tempêtes) et les bioclastes de mer ouverte (mobilisés par l'action des tempêtes) sont tous deux déposés dans le même environnement où ils sont alors mélangés par l'action des vagues. La texture grainstone quant à elle suggère soit des tempestites, soit une localisation au sein de la ZAVBT. L'absence de structure sédimentaire est en faveur de la seconde hypothèse (Wright & Burchette, 1996).

Il est intéressant de noter que, dans le cas de Villers-la-Tour, les pelloïdes sont moins abondants alors que *Girvanella* est fréquente. Il est donc raisonnable de penser que, du moins en partie, les pelloïdes observés dans le stratotype peuvent être des *Girvanella* trop peu préservées pour être identifiées.

Le MPF8 est similaire au MF6 défini à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Ce microfaciès reprend les MFC6a et MFC6b (Mabille & Boulvain, 2007b) ainsi que

le MFa6 (Mabille & Boulvain, 2008) définis à Baileux et également le MF6 décrit à Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

## 6.2.2 Microfaciès récifaux

Les microfaciès récifaux sont au nombre de deux et sont illustrés à la Fig. VI.5.

### ✓ MPF9 : Rudstone à crinoïdes ou à stromatopores et tabulés

#### Description :

L'assemblage est soit dominé par les crinoïdes soit par les tabulés et les stromatopores. Dans le premier cas, les crinoïdes représentent 90 à 95% de la faune (Fig. VI.5A). Ils sont très bien conservés et mesurent de 2mm à 1cm. Les autres bioclastes sont alors quelques brachiopodes, tabulés et stromatopores.

Dans le second cas, ce sont les débris de stromatopores massifs et lamellaires ainsi que de tabulés branchus qui dominent ce microfaciès (Fig. VI.5B). Les tabulés massifs et lamellaires, les crinoïdes, les ostracodes, les bryozoaires, les brachiopodes et les trilobites sont plus rarement observés. Les pelloïdes (0,2 à 1mm, irréguliers à réguliers et aux contours nets) sont par contre fréquents. Sont également présents quelques lithoclastes arrondis (0,5mm) aux bordures micritisées. La taille des constructeurs massifs et lamellaires peut atteindre 8cm en lame alors que les tabulés branchus ne dépassent pas les 2,5cm. La taille des autres organismes oscille généralement entre 0,5 et 2mm à l'exception des crinoïdes qui peuvent atteindre le centimètre.

La pyrite, bien que rare, se présente sous la forme de cubes presque toujours hématitisés.

Le ciment est composé de cristaux de sparite équigranulaire et est souvent

dolomitisé. Des cavités synsédimentaires remplies de ciment sont observées sous certains organismes massifs ou lamellaires.

Dans le cas de Villers-la-Tour, lorsque l'assemblage est dominé par les crinoïdes, le microfaciès est plus grenu, avec des fragments de tiges atteignant les 3cm de diamètre. Les lithoclastes sont quant à eux absents.

Le MPF9 est présent dans les coupes de l'Eau Noire et de Villers-la-Tour (Formation de Couvin).

#### Interprétation :

La texture rudstone implique une accumulation dans la ZAVBT. Plusieurs critères amènent à considérer ce microfaciès comme correspondant à un environnement récifal : l'abondance et la très bonne préservation des stromatopores, tabulés et crinoïdes ainsi que la présence de cavités synsédimentaires.

Ce microfaciès est proche des MF8 et MF9 définis à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995) et est comparable au MFvi défini à Resteigne (Casier & Prétat, 1990).

Le MPF9 englobe le MF7 (assemblage crinoïdique) et le MF8 (assemblage dominé par les stromatopores et les tabulés) définis pour la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

✓ **MPF10 : Rudstone et floatstone pelloïdiques à stromatopores, crinoïdes et tabulés**

Description :

Les organismes constituant la texture floatstone et rudstone sont, en abondance décroissante, les stromatopores (massifs et branchus), les crinoïdes, les tabulés (massifs et branchus) et les rugueux (fasciculés et solitaires). Ces fossiles sont relativement peu brisés et dépassent le centimètre (voir Fig. VI.5C, les stromatopores atteignant des tailles pluridécimétriques à l’affleurement). La matrice se trouvant entre ces grands éléments correspond à un grainstone (plus rarement packstone) pelloïdique. Ces pelloïdes ont des formes variables (sphériques, ovoïdes ou irréguliers) et une taille comprise entre 0,1 et 1 millimètre. Une partie d’eux est issue de la micritisation de bioclastes comme l’atteste la présence de reliques de fossiles. Au sein de cette matrice pelloïdique sont observés des débris de crinoïdes, d’ostracodes, de gastéropodes et d’algues (paléosiphonocladales et dasycladacées). Leur taille oscille entre 0,5 et 2 millimètres. Les encroûtements algaires symétriques sont fréquents alors que les encroûtements par les stromatopores sont rares. Quelques lithoclastes arrondis (2 à 4mm) correspondant à une texture de mudstone sont présents.

L’hématite est disséminée au sein du faciès.

Le ciment est une sparite équigranulaire, localement une matrice microsparitique est observée.

Le MPF10 est présent uniquement à Baileux (Formation de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Ce microfaciès est caractérisé par la dominance d’organismes récifaux : stromatopores, crinoïdes, tabulés et rugueux. Ceci se marque non seulement en lame mince mais également à l’échelle de l’affleurement, ce microfaciès étant associé à l’unité biostromale de la Formation de Trois-Fontaines (unité BX-9). Par ailleurs, la texture rudstone implique une localisation au sein de la ZAVBT. Le MPF10 est considéré ici comme un microfaciès bioconstruit ou plus précisément à une accumulation sur place d’organismes constructeurs (parabiostrome au sens de Kershaw, 1994).

A l’instar du microfaciès précédent, le MPF10 est proche des MF8 et MF9 définis à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995) et est comparable au MFvi défini à Resteigne (Casier & Prétat, 1990).

Le MPF10 correspond au MFa7 défini à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

### 6.2.3 Microfaciès d'arrière-récif

Cinq microfaciès d'arrière-récif sont définis. Ils sont illustrés à la Fig. VI.6.

#### ✓ **MPF11 : Grainstone mal classé à pelloïdes et bioclastes**

##### Description :

Les pelloïdes (de 0,2 à 1mm, aux contours nets et irréguliers mais toujours arrondis) sont abondants (coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme, voir Fig. VI.6A) ou rares (coupe de Villers-la-Tour). Ces pelloïdes sont plus petits (0,1 à 0,3mm) et ovoïdes à sphériques au sein de la coupe de Baileux. De nombreux fossiles viennent compléter l'assemblage (Fig. VI.6B) : crinoïdes, tabulés lamellaires (en particulier pour la coupe de Couvin), gastéropodes, ostracodes, brachiopodes, stromatopores massifs ou lamellaires, rugueux solitaires, bryozoaires, foraminifères, trilobites, paléosiphonocladales et dasycladacées. Tous ces organismes sont diversement préservés et les crinoïdes et tabulés possèdent souvent une bordure micritisée. La taille des organismes est très variable et généralement située entre 0,5 et 3mm, à l'exception des fragments de constructeurs qui peuvent dépasser le centimètre. Des *mud coated grains* (0,5 à 3mm) de même que des lithoclastes (0,5 à 5mm et de texture wackestone ou grainstone pelloïdique) sont présents dans quelques lames.

Le quartz d'origine détritique est présent en faibles quantités (<1%), de même que la pyrite et l'hématite disséminées.

Le ciment est une sparite équigranulaire qui peut être localement dolomitisée ou syntaxiale autour de certains crinoïdes. La situation est sensiblement différente pour la coupe de Villers-la-Tour où des reliquats de micrite foncée sont localement observés au sein de la sparite. La texture correspond dès lors à une « *poorly washed biosparite* » (Folk, 1959). Certaines

lames de la coupe de Baileux et attribuées à ce microfaciès montrent un bon classement (Fig. VI.6C). Des laminations plan parallèle centimétriques correspondant à des niveaux plus bioclastiques alternant avec des niveaux plus pelloïdiques sont localement présentes.

Le MPF11 est observé dans les coupes de Baileux (Formation de Trois-Fontaines), de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme et de Villers-la-Tour (Formation de Couvin).

##### Interprétation :

Une nouvelle fois, ce sont les pelloïdes qui caractérisent ce microfaciès. Ceux-ci s'accompagnent de nombreux organismes qui pourraient dériver de l'environnement récifal décrit au MPF9 et 10 : stromatopores, crinoïdes, rugueux tabulés et crinoïdes. Le faible classement, la texture grainstone et la préservation locale de la lamination indiquent une agitation intermittente du milieu qui pourrait être relativement importante comme le montrent les niveaux les mieux classés. Ce microfaciès est interprété comme correspondant à un environnement d'arrière-récif influencé par des apports issus des unités bioconstruites et dans lequel les tabulés lamellaires peuvent se développer au sein de la Formation de Couvin.

Ce microfaciès est comparable au MF7 défini à Resteigne (Casier & Prétat, 1991).

Le MPF11 englobe plusieurs microfaciès précédemment définis : le MF9 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a) ainsi que les MFa8 et MFa9 de Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

✓ **MPF12 : Wackestone (floatstone) et packstone bioclastiques à organismes branchus et fasciculés**

Description :

La caractéristique principale de ce microfaciès est la présence de débris assez mal préservés de stromatopores et de tabulés branchus et de rugueux fasciculés, présentant parfois une bordure micritisée (Fig. VI.6D). Les autres bioclastes sont assez mal préservés : crinoïdes, ostracodes, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires, trilobites, stromatopores et tabulés lamellaires, tabulés massifs et dasycladacées. Les algues sont plus diversifiées à Marenne avec la présence supplémentaire de *Girvanella* (encroûtements symétriques), de calcisphères et de paléosiphonocladales. Leur taille ne dépasse pas les 3cm pour les massifs et les lamellaires et 7mm pour les branchus et les fasciculés. Le reste des bioclastes ne dépasse pas le millimètre. A Marenne, l'assemblage contient localement des pelloïdes (0,1 à 0,5mm ; ovoïdes à irréguliers) et des lithoclastes (0,5 à 2mm ; mudstone et wackestone correspondant au MPF12). Le classement est faible à modéré.

Le quartz d'origine terrigène est présent (de 1 à 5% et jusqu'à localement 15% à Marenne), de même que les paillettes de micas qui sont observées dans certaines lames. La coupe de Marenne montre également la présence de quartz authigène, d'hématite et de pyrite.

La matrice est micritique et peut être localement dolomitisée ou enrichie en matière organique, lui conférant alors une coloration très sombre. La coupe de Marenne montre l'occurrence et de quelques niveaux centimétriques de grainstone bien classés à l'assemblage similaire (Fig. VI.6E). Des bioturbations verticales, d'un diamètre millimétrique et qui possèdent un remplissage

correspondant à un packstone microsparitique à pelloïdes sont également présentes à Marenne.

Ce microfaciès est par ailleurs plus bioclastique dans la coupe de Villers-la-Tour, de par une abondance plus grande en crinoïdes. Le quartz est quant à lui beaucoup plus rare.

Le MPF12 est présent dans les coupes de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme, de Villers-la-Tour (Formation de Couvin) et de Marenne Est (Formation de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Ce microfaciès correspond à un retour à des conditions d'agitation moindre, comme le montre la présence de matrice. Les organismes branchus et fasciculés sont assez mal préservés (recristallisation et bris) ainsi que les lamellaires et les massifs, ce qui semble indiquer un transport relativement important. L'environnement correspondant au MPF14 est probablement la source en débris d'organismes branchus et fasciculés. Par ailleurs, les environnements correspondants aux MPF9 et éventuellement au MPF11 pourraient être la source des organismes lamellaires et massifs. Ainsi donc, le MPF12 correspondrait à un faciès calme d'arrière-récif en transition entre le récif et de petits *patches* coralliens de plate-forme interne (cf. MPF14). De plus, il est largement influencé par des apports en provenance de ces environnements proches.

Ce microfaciès correspond au MF10 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a) ainsi qu'au MF-Trf1 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

✓ **MPF13 : Packstone et wackestone bioclastiques**

Description :

La faune est généralement peu diversifiée et dominée par les crinoïdes, les ostracodes, les brachiopodes et les gastéropodes. Ces fossiles sont généralement brisés et ne dépassent pas les 1,5mm. Localement, l'assemblage s'enrichit de tabulés (massifs et branchus), de rugueux (massifs et branchus) et de stromatopores (lamellaires et encroûtants). Ils sont bien préservés (jusqu'à 5cm) et certains sont trouvés en position de vie (Fig. VI.6F). De rares fragments altérés d'algues (paléosiphonocladales, dasycladacées) et quelques calcisphères sont localement observés.

Le quartz d'origine détritique (jusqu'à 1%) et la pyrite (disséminée ou en cubes) sont présents dans le sédiment.

La matrice est une micrite brunâtre et est localement affectée par la dolomitisation. Ce microfaciès est par ailleurs souvent associé au MPF11. Ceci se marque par l'occurrence de lentilles ou de niveaux millimétriques à centimétriques ou en remplissage de bioturbations.

✓ **MPF14 : Floatstone à organismes branchus et fasciculés**

Description :

Les organismes branchus et fasciculés représentent 90% de la faune (Fig. VI.6G). Ils peuvent éventuellement être encroûtés par des stromatopores ou des tabulés. Ils sont par contre généralement bien préservés même si certains sont parfois brisés ou possèdent une bordure micritisée. Leur taille est comprise entre 5mm et 2cm. Des crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et gastéropodes sont également présents mais sont moins bien préservés et ne dépassent pas 2mm.

Le MPF13 est présent à Baileux (Formation de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Le MPF13 correspond à un équivalent latéral du MPF12, du MPF14 et du MPF15. Ces trois microfaciès sont en fait regroupés en un seul au sein de la coupe des Monts de Baileux car les différences sont nettement moins marquées. La raison de ce mélange semble être un remaniement plus important sous l'action des tempêtes comparé à la succession complète observée à Couvin. Ceci se marque en lame mince par l'occurrence des niveaux de grainstone pelloïdique et par la présence de petits *patches* coralliens au sein desquels les coraux présentent des formes massives et non branchues ou fasciculées (James, 1984). Le MPF13 est donc interprété comme un microfaciès situé à l'arrière-récif et régulièrement soumis à une augmentation de l'agitation sous l'influence de tempêtes.

Le MPF13 correspond au MFa10 défini à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

Le quartz d'origine terrigène est présent dans une partie des lames et peut alors atteindre 5%.

La matrice est un mudstone. Localement, des cavités de croissance remplies de sparite sont observées.

Le MPF14 est observé au sein des coupes de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme et de Villers-la-Tour (Formation de Couvin).



Interprétation :

La caractéristique principale de ce microfaciès est la présence d'organismes branchus et fasciculés en position de vie (cf. cavités de croissance) ou montrant un transport très limité, indiquant un environnement très calme. Ceci correspond à de petits *patches* coralliens où une

sédimentation fine est piégée entre les organismes branchus et fasciculés. La présence de cavités de croissance indique par ailleurs la cohésion de la matrice.

Le MPF14 correspond au MF11 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

✓ **MPF15 : Wackestone et packstone à gastéropodes**

Description :

Les gastéropodes dominent la faune (Fig. VI.6H) mais les foraminifères, bryozoaires, brachiopodes, ostracodes, tabulés et stromatopores branchus, rugueux fasciculés, stromatopores lamellaires et autres crinoïdes sont également présents. Ces derniers sont par ailleurs beaucoup plus abondants au sein des coupes de Villers-la-Tour et de Marenne. Des calcisphères sont par ailleurs régulièrement observées. Des paléosiphonocladales ainsi que des *Girvanella* encroûtantes sont par ailleurs présentes à Fromelennes et à Marenne. L'assemblage de la coupe de Marenne est plus riche encore et comporte en plus des trilobites, des dasycladacées, et des lithoclastes (similaires à ceux décrits au MPF11). Le tout ne dépasse généralement pas les 5mm à l'exception des fragments de constructeurs qui peuvent atteindre les 3cm. L'état de préservation est très variable et globalement assez mauvais, interdisant l'identification de certains bioclastes en raison d'une micritisation ou d'une recristallisation trop poussée.

Le quartz d'origine terrigène est présent (généralement moins de 1% et jusqu'à 2,5% à Marenne) ainsi que les paillettes de micas et la pyrite fréquemment associée à de l'hématite dans certaines lames.

La matrice est microsparitique ou micritique et peut localement être enrichie en

matière organique ou dolomitisée. Des occurrences de grainstone pelloïdique sont notées à Marenne. Il s'agit de passées millimétriques à centimétriques et de remplissage de bioturbation. Les pelloïdes sont ovoïdes à sphériques et mesurent de 0,1 à 0,2mm.

Le MPF15 est présent dans les coupes de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme, de Villers-la-Tour (Formation de Couvin), de Fromelennes et de Marenne Est (Formation de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Le MPF15 diffère du MPF12 de par une plus faible abondance en stromatopores et tabulés massifs et par la présence plus marquée des gastéropodes. L'environnement correspondant, toujours calme, est plus influencé par un environnement lagunaire, comme le démontre la présence généralisée de calcisphères. Le MPF15 est interprété comme un microfaciès d'arrière-récif soumis à une agitation relativement faible au sein de la Formation de Couvin et de la coupe de Fromelennes mais régulièrement affecté par des événements plus énergétiques tels des tempêtes à Marenne.

Le MPF15 englobe le MF12 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a) et le MF-Trf2 de la coupe de Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

## 6.2.4 Microfaciès de lagon

Les microfaciès de lagon sont au nombre de quatre et illustrés à la Fig. VI.6.

### ✓ MPF16 : Wackestone et mudstone à *fenestrae*, calcisphères et/ou ostracodes

#### Description :

L'assemblage est assez peu diversifié et dominé par les calcisphères (Fig. VI.6J) et/ou les ostracodes de type *Leperditia* (Fig. VI.6K). Les premières sont localement tellement abondantes que le faciès correspond à une calcisphérite (Préat & Kasimi, 1995). Les ostracodes sont quant à eux particulièrement bien préservés et atteignent les 5mm. Des bioclastes accessoires (<1mm) sont parfois présents : paléosiphonocladales (abondantes à Fromelennes), crinoïdes, brachiopodes, pelotes de *Girvanella*, gastéropodes, dasycladacées, foraminifères et trilobites. Des débris de stromatopores et tabulés branchus, ainsi que de rugueux fasciculés pouvant atteindre les 1,5cm sont également présents.

Le quartz détritique ne dépasse généralement pas les 2,5%, sauf dans les coupes de la Formation de Couvin où il peut atteindre 10%. Les paillettes de micas sont généralement présentes. De grandes quantités de pyrite et d'hématite sont observées, soit disséminées au sein de la matrice, soit concentrées au sein des *fenestrae*.

La matrice est une micrite fine et foncée qui est localement dolomitisée. Les *fenestrae* sont de deux types. De petites *fenestrae* angulaires de type *birdseyes* sont présentes dans toutes les lames (Fig. VI.6I). Leur taille varie de 0,5 à 3mm et leur

remplissage est composé de sparite équigranulaire. Les terriers verticaux quant à eux sont seulement présents dans une partie des lames minces. Le remplissage peut soit être un mudstone microsparitique, de la sparite équigranulaire, soit correspondre à un grainstone pelloïdique très bien classé.

Le MPF16 est présent dans les coupes de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme (Formation de Couvin), de Baileux, de Fromelennes et de Marenne Est (Formation de Trois-Fontaines).

#### Interprétation :

La présence de *fenestrae* couplée à un assemblage dominé par les calcisphères et les ostracodes plaide en faveur d'un lagon relativement restreint et un milieu intertidal.

C'est également l'interprétation proposée pour des microfaciès similaires : le MF10a (Préat & Kasimi, 1995), le MF9 de Resteigne (Casier & Préat, 1991) et le MF15 de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Le MPF16 regroupe plusieurs microfaciès précédemment définis : le MF13 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a), le MFa11 de Baileux (Mabille & Boulvain, 2008) et le MF-Trf3 de Marenne *pro parte* (Mabille *et al.*, 2008a).

### ✓ MPF17 : Grainstone pelloïdique très bien classé

#### Description :

Les pelloïdes, mesurant de 0,1 à 0,5mm, sont ovoïdes ou sphériques et possèdent des contours nets. Ils peuvent représenter jusqu'à

95% de l'assemblage et leur taille est par ailleurs homogène au sein d'une seule et même lame en lien avec un très bon classement (Fig. VI.6L). Les autres éléments sont altérés et brisés (taille comprise entre 0,2

et 1mm à l'exception des tabulés branchus). Il s'agit de crinoïdes, brachiopodes, ostracodes, pelotes de *Girvanella* et de codiacées, paléosiphonocladales, calcisphères, de bryozoaires et tabulés branchus. Des lithoclastes arrondis (0,2 à 1mm) sont présents (sauf à Fromelennes). Ces lithoclastes, de même que les crinoïdes et les tabulés branchus, possèdent souvent une bordure micritisée.

La pyrite (en framboïdes ou en cubes) est présente en quantités variables et peut être hématitisée. Le quartz détritique est quasiment absent.

Le ciment est une sparite équigranulaire. Au sein des coupes de la Formation de Couvin, le faciès est homogène et ne montre pas de *fenestras*. Au contraire, les coupes de Baileux, de Marenne et de Fromelennes sont caractérisées par une lamination plurimillimétrique correspondant à des niveaux clairs de grainstone pelloïdique alternant avec des niveaux foncés (correspondant à des niveaux pelloïdiques et microsparitiques). Des *fenestras* remplies par de grands cristaux de sparite y sont également observées et sont de deux types. Les premières sont de petites *fenestras* angulaires de type *birdseyes* (<1mm) alors que les secondes sont allongées parallèlement à la stratification (jusqu'à 1cm de longueur pour une épaisseur

✓ **MPF18 : Mudstone et shale silteux**

Description :

Les bioclastes (<0,5mm) sont particulièrement rares et mal préservés au sein de ce microfaciès (Fig. VI.6M). Il s'agit de crinoïdes et d'ostracodes. Les calcisphères sont également présentes.

Le quartz d'origine détritique peut atteindre les 10% et les paillettes de micas les 5%. Les oxydes et hydroxydes de fer sont abondants, conférant une teinte jaunâtre à rougeâtre à la plupart des lames.

ne dépassant pas 0,5mm). La bioturbation verticale se marque soit par la perturbation de la lamination, soit par la présence de cavités restées ouvertes (remplies de grands cristaux de sparite)

Le MPF17 se trouve dans les coupes de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme (Formation de Couvin), de Baileux, de Fromelennes et de Marenne Est (Formation de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Le MPF17 est très souvent interstratifié avec le MPF16. Cette observation, combinée au fait que le SMF19 (Wilson, 1975) associe deux microfaciès similaires, amène à considérer des conditions de lagon intertidal et restreint pour le MPF17. De plus, la présence de *fenestras* allongées au sein de ce grainstone pelloïdique suggère la correspondance à des tapis algaires (Flügel, 2004).

Des microfaciès comparables ont été définis : le MF10c (Préat & Kasimi, 1995) et le MF12 de Resteigne (Casier & Préat, 1991).

Le MPF17 regroupe le MF14 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a), le MFa12 de Baileux (Mabille & Boulvain, 2008) et le MF-Trf3 de Marenne *pro parte* (Mabille *et al.*, 2008a).

La matrice est un mélange de microspar et d'argiles. Une lamination plane et des bioturbations verticales sont localement observées.

Le MPF18 est uniquement présent au sein de la coupe de Baileux (Formation de Trois-Fontaines).

Interprétation :

Ce microfaciès composé d'éléments très fins indique un environnement très calme où le principal moteur de la sédimentation est

la décantation lente de boue. Ce type d'environnement peut soit se trouver en position relativement distale sous la ZAVT ou en position très proximale dans des zones internes et protégées (Préat & Kasimi, 1995). C'est la seconde hypothèse qui est ici préférée en raison de la présence de calcisphères.

✓ **MPF19 : Traces de pédogenèse**

Sont regroupés au sein de ce « microfaciès » les échantillons qui présentent à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince des indices de pédogenèse. Bien que ces indices soient trop peu développés que pour parler réellement de paléosols, ils sont ici mis en avant en raison de leur implication au niveau de la bathymétrie.

Les traces de pédogenèse dont il est ici question affectent principalement le MPF16 au sein des coupes de la Falaise de l'Abîme et de Marenne de même que le MPF17 à

Le MPF18 est similaire au MF16 de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Ce microfaciès correspond au MFa13 défini à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

Fromelennes. Elles correspondent à de la nodulisation (Fig. VI.6N), de la brèchification et des minéralisations importantes d'hématite et de pyrite. Des *circum granular cracks*, des rhizoïdes ainsi que des fentes remplies d'argiles sont par ailleurs observées à Fromelennes (Fig. VI.6O).

Les coupes concernées par ces traces de pédogenèse sont celle de la Falaise de l'Abîme (Formation de Couvin), de Fromelennes et de Marenne Est (Formation de Trois-Fontaines).

### 6.2.5 Discussion du modèle de plate-forme

Afin de synthétiser et d'illustrer l'interprétation de chaque microfaciès, un modèle de milieu de dépôt est proposé (Fig. VI.3). Il s'agit d'un modèle de plate-forme. Cette géométrie a été choisie en raison de (1) la présence d'une barrière récifale correspondant au MPF9 et 10 en lame mince et aux unités CV-3 de la coupe de l'Eau Noire et BX-9 de Baileux, (2) une exportation significative de matériel carbonaté depuis les zones proximales vers l'avant-récif, et (3) le développement de milieux lagunaires caractérisés par la présence de calcisphères et la présence de tapis algaires.

Le modèle général est principalement basé d'une part sur les coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme pour la Formation de Couvin et d'autre part sur la coupe de Baileux pour les Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines. Ce sont en effet les coupes qui montrent la série de microfaciès la plus complète. Le modèle proposé correspond à une plate-forme carbonatée où la barrière récifale est principalement constituée par l'accumulation de crinoïdes, de stromatopores et de tabulés au sein de la Formation de Couvin (MPF9) auxquels s'ajoutent des rugueux et une matrice pelloïdique à Baileux (MPF10). L'environnement d'avant-récif est caractérisé par une grande influence des tempêtes en milieu distal à intermédiaire (MPF1, MPF3, MPF4, MPF5) et par le développement des algues calcaires (MPF2), des stromatopores lamellaires (MPF6) et de prairies à crinoïdes (MPF7). De plus, l'influence des environnements récifaux et arrière-récifaux est marquée par un important apport en pelloïdes, en débris d'organismes constructeurs et, peut-être, en boue carbonatée (MPF3, MPF5, MPF8). L'arrière-récif quant à lui comporte des environnements agités (MPF11) et de lagon restreint (MPF16 et MPF17). Au sein de la Formation de Couvin, des constructeurs branchus et fasciculés peuvent même former des petits *patches* (MPF14). Les MPF12 et MPF15 sont alors des

microfaciès de transition entre le MPF14 et respectivement le milieu récifal et le lagon. La situation est moins claire à Baileux avec la présence d'un seul microfaciès d'arrière-récif relativement calme (MPF13) avant le lagon. Le microfaciès le plus proximal correspond soit à la décantation de boue (MPF18) soit à des indices de pédogenèse (MPF19).

Quelques particularités des coupes de Villers-la-Tour (Formation de Couvin), de Fromelennes et de Marenne (Formation de Trois-Fontaines) sont à prendre en considération afin de donner une image plus précise de chacune d'elle.

Concernant la coupe de Villers-la-Tour, les microfaciès qui y sont décrits s'inscrivent dans la série virtuelle définie au stratotype de la Formation moyennant quelques remarques.

- (1) Seuls les MPF4 à MPF14 y sont observés ;
- (2) Le quartz détritique n'y dépasse pas le pourcent ;
- (3) Les fragments préservés de tiges de crinoïdes (jusqu'à 3cm de diamètre) sont observés dans tous les microfaciès ;
- (4) Les microfaciès d'arrière-récif montrent un assemblage plus influencé par les conditions de mer ouverte : crinoïdes, trilobites, brachiopodes, bryozoaires,... mais également le développement de stromatopores massifs ;
- (5) Le MP11 est une *poorly washed biosparite* (et pas un grainstone) ;
- (6) Le MPF8 est plus riche en *Girvanella* et plus pauvre en pelloïdes.

La coupe de Fromelennes quant à elle, montre une succession de microfaciès plus proche de celle décrite à Couvin qu'à Baileux. Certaines différences sont cependant notées.

- (1) Seuls des microfaciès d'arrière-récif y sont observés (MPF15, MPF16, MPF17 et MPF18), aucun microfaciès lié à une quelconque barrière récifale capable de protéger cet arrière-récif n'étant observé ;
- (2) Le MPF12 est particulièrement riche en paléosiphonocladales.

La coupe de Marenne montre également une succession similaire à celle décrite à Couvin. Voici les différences importantes qui y ont été notées.

(1) Ici encore, seuls des microfaciès d'arrière-récif sont observés (MPF12, MPF15, MPF16, MPF17 et MPF18) ;

(2) L'agitation du milieu semble plus importante avec la présence de niveaux de grainstone ;

(3) Les phénomènes de remaniements semblent également plus intenses avec la présence régulière de lithoclastes ;

(4) Les algues sont plus diversifiées.

### 6.2.5.1 Discussion concernant la Formation de Couvin

Bien que le modèle proposé ici pour la Formation de Couvin soit celui d'une plate-forme, certains auteurs parlent d'un modèle de rampe (Bertrand, 1990; Bertrand *et al.*, 1993). Plusieurs remarques peuvent éclairer cette différence de point de vue. Tout d'abord, les travaux de ces auteurs ne concernent que les 50 premiers mètres de la Formation de Couvin dans le stratotype, ceci implique notamment que leur étude ne prend pas en considération l'unité CV-3 qui est assimilée à une barrière récifale dans le présent travail. La présence d'environnements d'arrière-récif dans les unités CV-4 et CV-5 vient également étayer le choix d'un modèle de plate-forme. De plus, chacun des deux modèles proposés est sensiblement différent des définitions strictes des termes de rampe et de plate-forme. En particulier, la rampe *sensu stricto* (Arh, 1973) se limite à une géométrie où la pente est uniforme de la ligne de côte au bassin. A l'opposé, les plates-formes sont caractérisées par une brutale rupture de pente (Read, 1985). Les deux modèles proposés, l'un nommé « rampe » et l'autre « plate-forme » correspondent à des intermédiaires entre ces deux termes extrêmes. L'un (Bertrand, 1990; Bertrand *et al.*, 1993) est plus proche de la rampe *sensu stricto*, bien que présentant une légère rupture de pente. L'autre (développé ici) présente une rupture de pente plus conséquente car il prend en compte l'unité CV-3 et est donc plus proche de la plate-forme.

L'intégration de cette plate-forme dans le contexte régional et en particulier ses relations avec la Formation de Jemelle seront envisagées au Chapitre VIII. Cependant, deux faits marquants peuvent déjà être pris en

compte. Le premier est l'extension latérale limitée de la Formation de Couvin et le second est son passage latéral et vertical à des faciès détritiques. Dès lors, deux interprétations sont possibles afin d'expliquer cet épisode carbonaté. La première serait de considérer que la Formation de Couvin puisse correspondre à une plate-forme isolée (Read, 1985). La seconde, déjà envisagée par Tsien (1974), est basée sur l'observation que l'aire d'affleurement de la Formation de Couvin correspond, *grosso modo*, à la bordure Nord du Massif de Rocroi. Ceci impliquerait une géométrie de type récif frangeant évoluant en récif-barrière.

Deux éléments viennent étayer cette seconde hypothèse. Dans un premier temps, il faut rappeler l'abondance de quartz d'origine détritique dans les microfaciès d'arrière-récif (par exemple de l'ordre de 1 à 10% dans le MPF16). Ces valeurs correspondent mieux avec l'hypothèse du récif-barrière proche d'une île, car celle-ci offre une source plausible pour ce matériel détritique.

Dans un second temps et dans le but de confirmer cette hypothèse, des lames palynologiques ont été réalisées dans divers niveaux argileux de la base de la coupe de l'Eau Noire et de la coupe de Villers-la-Tour. Bien que les échantillons de cette dernière localité aient montré une matière organique trop altérée que pour en déduire quoi que ce soit, ce n'est pas le cas des échantillons de la première. Ceux-ci ont en effet livré de nombreux débris de matière organique (tubes, possibles trachéophytes,...) mais également des spores, des scolécodontes ainsi que de

rare acritarches et chitinozoaires (Steemans et Breuer, *communication personnelle*; voir l'Annexe 2). Ceci amène à considérer non seulement un apport d'origine continentale

manifeste mais également des conditions de dépôts relativement proximales en raison du faible rapport acritarches/spores (Wicander & Wood, 1997).

#### **6.2.5.2 Discussion concernant la coupe de Baileux (Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines)**

La transition entre l'Eifélien et le Givétien est généralement considérée comme correspondant à la transition entre une géométrie de rampe et celle d'une plate-forme (Casier *et al.*, 1992; Casier & Préat, 1991). Bien que les modalités de transition diffèrent selon les coupes, la Formation de Hanonet est plutôt considérée comme caractérisée par une géométrie de rampe (voir modèle MRC mais aussi Mabilille & Boulvain, 2007b; Préat, 1989) et la Formation de Trois-Fontaines (ou du

moins sa partie supérieure) par une géométrie de plate-forme (Préat & Boulvain, 1987b; Préat & Mamet, 1989). La transition entre rampe et plate-forme est ainsi généralement placée quelque part entre le sommet de la Formation de Hanonet et la partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines. La coupe des Monts de Baileux se démarque donc des coupes précédemment étudiées par une transition de la rampe à la plate-forme nettement plus précoce.

#### **6.2.5.3 Discussion concernant la coupe de Fromelennes (Formation de Trois-Fontaines)**

Le modèle de plate-forme correspond à la partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines et seuls les microfaciès les plus proximaux y sont observés. Bien qu'il ne soit pas étonnant de trouver des microfaciès relativement protégés et restreints au sein de ces couches (comparer, par exemple, avec Préat & Boulvain, 1987), la présence de plusieurs niveaux de paléosols (unité FRO-2)

couplée à l'absence du biostrome est atypique. La transition entre les modèles de rampes (décrit pour l'unité FRO-1 ; voir modèle MRD) et de plate-forme est ainsi caractérisée par une baisse conséquente du niveau marin. Les implications de ces particularités seront discutées dans le Chapitre VIII consacré aux modèles globaux.

#### **6.2.5.4 Discussion concernant la coupe de Marenne (Formation de Trois-Fontaines)**

Comme pour la coupe de Fromelennes, le biostrome n'est pas présent au sein de la coupe de Marenne Est et seuls des microfaciès d'arrière-récif sont observés. Les modalités de la transition rampe – plate-forme y sont

cependant différentes. En effet, les faciès caractérisant le Membre de Marenne (voir modèle MRD) sont directement surmontés de microfaciès semi-restreints à restreints, et ce sans l'intermédiaire des niveaux de paléosols.

## 6.3 Modèles de rampe

### 6.3.1 MRA : Formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire, de Jemelle, de La Lomme, de Rivière et de Pépinster

L'ensemble des coupes pour lesquelles le MRA est proposé (Fig. VI.8) a pour point commun un caractère détritique marqué. Il s'agit d'un modèle hybride qui juxtapose des microfaciès issus de coupes et de formations différentes. Certains microfaciès qui sont donc des équivalents latéraux sur ce modèle, ne sont pas forcément observés au sein d'une

même formation. Un tableau de synthèse est proposé à la Fig. VI.7.

Le modèle est divisé en trois ceintures de microfaciès : rampe externe, médiane et interne. Les microfaciès sont illustrés Fig. VI.11 et Fig. VI.12.

#### 6.3.1.1 Microfaciès de rampe externe

##### ✓ MRA1 : Shales

Le premier microfaciès est en fait subdivisé en 4 sous-microfaciès en fonction du contenu en silt ou en bioclastes mais

également du caractère dispersé ou lenticulaire de l'occurrence éventuelle de ce silt et de ces bioclastes.

- MRA1a : Shale à passées bioclastiques

##### Description :

Il s'agit d'un shale dont le contenu en silt dispersé est faible (généralement de 1 à 2,5% et atteignant localement 5%). Les paillettes de micas atteignent localement 2,5% mais peuvent être absentes. L'hématite, et plus rarement la pyrite, sont bien présentes sous forme disséminée.

Le MRA1a est principalement observé au sein de la Formation de l'Eau Noire (coupe de Jemelle Gare) mais également dans la Formation de Rivière à Aisemont.

##### Interprétation :

Les crinoïdes sont toujours présents et généralement accompagnés de brachiopodes et de bryozoaires, ainsi que plus localement de trilobites, tabulés branchus, ostracodes, rugueux solitaires, paléosiphonocladales et pelotes de *Girvanella*. Ces organismes sont globalement bien préservés tant au niveau du bris que de l'altération. Par ailleurs, ils sont principalement concentrés au sein de lentilles et de niveaux bioclastiques mesurant entre 2mm et 2cm d'épaisseur (Fig. VI.11A). La bioturbation horizontale n'est que très localement observée.

L'abondance d'argiles implique des conditions d'agitation très faibles, autorisant leur dépôt. Ces conditions peuvent se retrouver dans des environnements internes et protégés ou à l'opposé dans les zones externes situées aux environs de la base de la ZAVT (Préat & Kasimi, 1995). La nature de l'assemblage, qui correspond à des conditions de mer ouverte, plaide en faveur de la seconde proposition. L'action des tempêtes se marque par les niveaux bioclastiques, leur épaisseur modeste et leur relative rareté semblent caractériser des tempestites distales (Aigner & Reineck, 1982). De plus, la rareté de la bioturbation et la préservation des niveaux bioclastiques pourraient indiquer un environnement pauvre en oxygène (Flügel, 2004). Au final, le MRA1a est interprété



comme déposé aux environs de la base de la ZAVT dans des conditions de faible

oxygénation.

- *MRA1b : Shale laminaire à niveaux silteux*

Description :

Il s'agit d'un shale dont le contenu en silt est variable (de 2,5 à 30%) mais localement concentré au sein de la lame. Ces concentrations sont soit des niveaux parallèles à la stratification d'épaisseur variable (de 0,3mm à 2cm, voir Fig. VI.11B), soit des bioturbations horizontales dont le diamètre se situe entre 0,2mm et 3mm. Le quartz y représente alors 40 à 60%.

Les grains de quartz ont une taille relativement variable au sein d'une même lame couvrant la gamme des silts fins et grossiers. Certains atteignent également la granulométrie des sables fins. L'arrondi et la sphéricité sont très variables : la majorité des silts possède une sphéricité et un arrondi intermédiaires alors que les grains les plus grossiers peuvent présenter une sphéricité bonne à intermédiaire et un arrondi bon à faible. Les paillettes de micas blancs (accompagnée de biotite dans le Membre de la Station) sont présentes en quantités variables (de 1 à 10%) mais, contrairement au quartz, sont disséminées au sein de la lame. L'hématite est également présente.

De rares bioclastes de crinoïdes (et parfois de brachiopodes) sont localement

- *MRA1c : Shale et shale silteux*

Description :

La texture correspond à une matrice argileuse au sein de laquelle sont disséminés des grains de quartz de la gamme des silts fins (Fig. VI.11C). Leur proportion est généralement comprise entre 10 et 20% (mais peut aller de 1 à 40%). Par ailleurs, les grains possèdent une sphéricité moyenne et un arrondi faible. Les paillettes de micas blancs sont généralement

observés. L'assemblage est sensiblement plus diversifié au sein du Membre de la Station avec la présence d'ostracodes, de paléosiphonocladales, de bivalves et de trilobites. Ces organismes sont relativement mal préservés : dissolution, enduits hématitiques, *pitting* et même silicification.

Le MRA1b est observé au sein de la coupe de Jemelle Gare (Formation de Saint-Joseph et Membre de la Station de la Formation de Jemelle) et de la coupe d'Aisemont (Formation de Rivière).

Interprétation :

C'est bien évidemment la décantation des argiles et paillettes de micas qui est le processus primaire de sédimentation. L'influence des tempêtes se marque par la présence régulière des niveaux plus silteux responsables de la lamination (Aigner & Reineck, 1982) mais également des bioturbations remplies de silt (*Mud tempestite* de Aigner & Reineck, 1982). Dans les deux cas, il s'agit de tempestites distales. La faune correspond à un milieu de mer ouverte et la présence de bioturbation indique de bonnes conditions d'oxygénation. Le MRA1b est interprété comme situé aux environs de la base ZAVT.

présentes (de 1 à 10% au sein de la coupe de Jemelle Gare, de 5 à 30% pour la coupe de Jemelle Nord et de 1 à 5% pour les coupes de Jemelle Fays et d'Aisemont) et localement accompagnées de biotite (coupe de Jemelle Fays uniquement). L'hématite, localement associée à de la pyrite, est également observée.

Ce microfaciès peut être soit dépourvu de faune, soit légèrement bioclastique. Les

crinoïdes et les brachiopodes sont alors généralement accompagnés de bryozoaires, ostracodes, trilobites, de tentaculites et parfois de rugueux solitaires (et de lamellibranches au sommet du Membre du Cimetièrè). Les crinoïdes et les brachiopodes sont le plus souvent bien conservés alors que les autres organismes sont relativement mal préservés tant au niveau du bris que de l'altération.

La bioturbation (principalement horizontale) est localement bien développée (Fig. VI.11D) donnant parfois un aspect laminaire au microfaciès. Ces bioturbations (entre 0,2mm et 5mm de diamètre) sont marquées par un remplissage plus silteux ou micritique. Des passées silteuses (d'une épaisseur maximale de 1cm) sont très localement observées.

- *MRA1d : Shale bioclastique*

Description :

Le contenu en silt de ce shale est très faible (généralement inférieur ou égal à 1% et atteignant localement 2,5%). Les paillettes de micas sont rarement observées et ne dépassent alors pas le pourcent. La pyrite et l'hématite sont bien présentes sous forme disséminée.

La faune est abondante (équivalent à wackestone et packstone) et principalement représentée par des crinoïdes (Fig. VI.11E) accompagnés de brachiopodes, bryozoaires, trilobites et plus rarement lamellibranches, ostracodes, tabulés branchus et rugueux solitaires. Le bris et l'altération sont variables allant du fossile intact au bioclaste difficilement identifiable.

Le MRA1c est présent au sein des coupes de Jemelle Gare et de Jemelle Fays (Membres du Cimetièrè et des Chavées de la Formation de Jemelle), de la coupe de Jemelle Nord (Formation de La Lomme) et de la coupe d'Aisemont (Formation de Rivière).

Interprétation :

Ce microfaciès livre peu d'indices sur son origine (peu d'organismes, structures sédimentaires rares,...). En comparaison des autres sous-microfaciès rattachés au MRA, la dispersion du silt au sein du shale est typique du MRA1c. La dynamique sédimentaire pourrait être similaire au MRA1b (décantation et tempestites silteuses) mais à laquelle s'ajouterait une homogénéisation du sédiment par bioturbation (Johnson & Baldwin, 1996). Le MRA1c est donc interprété comme déposé à la base de la ZAVT.

Le MRA1d est observé uniquement au sein de la coupe de Jemelle Gare, et plus précisément au sein de la Formation de l'Eau Noire.

Interprétation :

La principale caractéristique de ce sous-microfaciès est le contenu en bioclastes. Ceci indique probablement des conditions d'agitation plus importantes (vu la taille de ces derniers), cette agitation restant périodique pour permettre la décantation de l'argile. De plus, les fossiles sont relativement mal préservés, ce qui tente à démontrer un remaniement plus important avant le dépôt final. L'épaisseur accrue des niveaux bioclastiques par rapport au MRA1a est indicatrice de tempestites moins distales (Flügel, 2004), ce qui nous amène à considérer un dépôt à la base de la ZAVT.

### 6.3.1.2 Microfaciès de rampe médiane

#### ✓ **MRA2 : Siltite et grès laminaires**

##### Description :

Le quartz détritique baigne dans une matrice plus fine (texture *quartzwacke*, voir Fig. VI.11F) et sa concentration est très variable (20 à 80%). La granulométrie est celle des silts grossiers et des grès fins. La sphéricité est bonne à intermédiaire et l'arrondi est faible à intermédiaire. Le contenu en micas, qui oscille entre 1 et 10%, se compose majoritairement de micas blancs mais aussi de biotite (coupes de *Jemelle Gare* et de *Jemelle Fays*). Quelques lames montrent par ailleurs un contenu en feldspaths (ne dépassant pas le pourcent à *Jemelle* et atteignant 5% à *Remouchamps*). L'hématite est généralement présente sous forme disséminée ou assez rarement de taches millimétriques à centimétriques. Au sein de la coupe de *Remouchamps*, des fragments lithiques sont fréquemment observés. Leur nature correspond à des siltites fines et des shales riches en micas. Le classement est faible à modéré.

Quelques lames des coupes de *Jemelle Nord*, d'*Aisemont* et de *Remouchamps* présentent des bioclastes altérés mais identifiables (crinoïdes, ostracodes, brachiopodes, tentaculites, bryozoaires et trilobites). Des fragments de coquilles trop recristallisés pour être identifiés les accompagnent régulièrement. Leur taille oscille entre 0,3 et 0,8mm.

La matrice est généralement de nature détritique et correspond alors à une siltite très fine mais est localement carbonatée

(microspar) à *Remouchamps*. Une lamination plane (et rarement entrecroisée) millimétrique est observée sur l'ensemble des lames (Fig. VI.11G). Elle correspond à une alternance de niveaux clairs et plus riches en quartz et de niveaux plus foncés plus riches en matrice. La bioturbation, absente à *Jemelle Gare* et à *Jemelle Fays*, est généralement horizontale et plus rarement verticale. Elle se marque par un remplissage plus grenu ou plus fin et parfois par une matrice microsparitique.

Le MRA2 est observé au sein de la coupe de *Jemelle Gare* (Formation de *Saint-Joseph* et Membre de la Station), de *Jemelle Fays* (Membre des *Chavées*), de *Jemelle Nord* (Formation de *La Lomme*), de la coupe d'*Aisemont* (Formation de *Rivière*) et de la coupe de *Remouchamps* (Formation de *Pépinster*).

##### Interprétation :

Le faible classement et la présence de grains (quartz, micas, feldspaths et bioclastes) baignant dans une matrice détritique indiquent un dépôt en masse qui est peu ou pas trié par l'agitation des vagues (Wright & Burchette, 1996). La présence de feldspath, biotite et de lithoclastes implique un sédiment peu mature et donc la proximité d'un relief actif et/ou un enfouissement rapide compatible avec le dépôt en masse. Comme ces dépôts sont peu ou pas triés, ils sont interprétés comme déposés à la base de la ZAVT.

#### ✓ **MRA3 : Mudstone silto-argileux à crinoïdes et brachiopodes**

##### Description :

La faune est principalement représentée par les crinoïdes et les brachiopodes (Fig. VI.11H). Viennent ensuite

les ostracodes, les trilobites, bryozoaires et autres tentaculites. Des tabulés, rugueux solitaires (uniquement à *Jemelle*), et paléosiphonocladales (à *Jemelle* et *Aisemont*) viennent ponctuellement enrichir l'assemblage.

Ces organismes sont généralement brisés et altérés (taille oscillant entre 0,5 et 2mm), même si certaines tiges de crinoïdes sont localement observées, de même que des brachiopodes aux valves jointes, ainsi que des trilobites et des palissades de bryozoaires remarquablement préservés. Le classement est bimodal.

Le quartz sous forme disséminée est bien présent (généralement inférieur ou égal à 15% mais atteignant localement 40%, en particulier au sein de la coupe de Jemelle Nord). Les paillettes de micas blancs sont généralement présentes et peuvent atteindre 5%. L'hématite disséminée est présente et s'accompagne localement de pyrite.

La matrice est micritique à microsparitique et de couleur brune. Elle comprend régulièrement une fraction argileuse qui peut être relativement abondante (mais jamais dominante) et est localement dolomitisée à Aisemont (présence de cristaux euhédraux de dolomite). Des bioturbations horizontales sont parfois présentes et sont marquées par un remplissage plus micritique, plus microsparitique ou plus silteux. Une lamination plurimillimétrique à centimétrique est

localement observée. Elle est soulignée par une variation du contenu en argile et/ou en silt. Des passées millimétriques de packstone et de grainstone sont également observées à Aisemont. Ces passées atteignent les 2cm d'épaisseur dans la coupe de Jemelle Nord et sont composées uniquement de packstone.

Le MRA3 se rencontre au sein de la seconde partie de la coupe de Jemelle Gare (Membres du Cimetière et des Chavées), de la coupe de Jemelle Fays (Membre des Chavées), de la coupe de Jemelle Nord (Formation de La Lomme) et de la coupe d'Aisemont (Formation de Rivière).

#### Interprétation :

La faune, dominée par les crinoïdes, brachiopodes, trilobites, ostracodes et bryozoaires, indique un milieu de mer ouverte. La matrice, de par son abondance et son caractère silto-argileux, est caractéristique d'un dépôt par décantation de la boue en suspension (Préat & Kasimi, 1995). La présence de niveaux plus silteux ou plus bioclastiques (packstone et grainstone) indique l'influence de tempêtes distales à intermédiaires (Johnson & Baldwin, 1996). Le MRA3 est interprété comme situé à la base de la ZAVT.

#### ✓ **MRA4 : Wackestone et packstone silto-argileux à crinoïdes et brachiopodes**

##### Description :

La faune devient plus abondante et est principalement représentée par des crinoïdes, brachiopodes, trilobites (Fig. VI.11I), bryozoaires et ostracodes. Localement, ils sont accompagnés de quelques rugueux solitaires, tentaculites ou paléosiphonocladales. Le classement est faible, avec à nouveau deux modes. Le premier correspond à des organismes pouvant atteindre les 2cm (principalement crinoïdes et brachiopodes) peu brisés et peu altérés. Le second correspond à des bioclastes millimétriques à plurimillimétriques plus micritisés, ce qui les rend parfois difficilement identifiables.

Le quartz est présent en quantités variables (de 1 à 20%) et disséminé au sein de la matrice. Les paillettes de micas sont localement présentes et peuvent atteindre 5%. L'hématite est toujours présente et s'accompagne localement de pyrite.

La matrice est soit composée de micrite, soit de microspar. Dans les deux cas, celle-ci peut contenir une faible proportion d'argile. La bioturbation horizontale est localement présente et se marque par un remplissage différent de la matrice environnante (plus silteux, plus riche en bioclastes ou encore plus micritique).

Le MRA4 s'observe uniquement à Jemelle, au sein des coupes de Jemelle Gare et de Jemelle Fays (Membres du Cimetière et des Chavées).

Interprétation :

Ce microfaciès montre comme le précédent une sédimentation dominée par la

✓ **MRA5 : Wackestone et packstone silteux à pelloïdes**

Description :

Les pelloïdes dominent l'assemblage et peuvent localement être abondants (Fig. VI.11J). Ils sont circulaires à irréguliers et leur taille oscille entre 0,1 et 0,2mm. Le reste de l'assemblage est composé de débris inframillimétriques de crinoïdes, ostracodes, brachiopodes, trilobites, et paléosiphonocladales qui sont généralement altérés, si bien que certains bioclastes ne sont pas identifiables. Le classement est modéré (pelloïdes bien classés et bioclastes de plus grande taille).

Le quartz détritique de la gamme des silts est présent (5 à 40%). Les paillettes de micas, lorsqu'elles sont présentes, peuvent atteindre les 2,5%. L'hématite disséminée, et plus localement la pyrite, sont également observées.

La matrice est microsparitique. Certaines lames présentent une lamination

✓ **MRA6 : Packstone et grainstone crinoïdiques**

Description :

L'assemblage est nettement dominé par les crinoïdes (Fig. VI.11K). Ils sont généralement accompagnés de brachiopodes, de bryozoaires, d'ostracodes, de trilobites et plus localement de tabulés branchus, de paléosiphonocladales, de gastéropodes. L'ensemble de ces organismes est

décantation de boue (Préat & Kasimi, 1995). L'assemblage est également similaire et reste dominé par des organismes caractéristiques de milieu ouvert (crinoïdes, brachiopodes, trilobites, ostracodes et bryozoaires). La texture wackestone et packstone indiquent une sensible augmentation de l'énergie du milieu de dépôt qui est donc interprété comme situé au sein de la ZAVT mais sous la ZAVBT.

millimétrique caractérisée par la présence de niveaux de siltite.

Le MRA5 est présent uniquement au sein de la coupe d'Aisemont (Formation de Rivière).

Interprétation :

La différence significative entre le MRA5 et le microfaciès précédent est la nature de l'assemblage qui est dominé par les pelloïdes. Il semble donc que le milieu de dépôt à Aisemont soit soumis à l'influence d'une source en pelloïdes. Ces environnements peuvent correspondre à une zone proximale de faible bathymétrie (Tucker & Wright, 1990). Les autres caractéristiques du MRA5 étant similaires à celles du MRA4, ils sont interprétés comme étant des équivalents latéraux. Le MRA5 est donc localisé au sein de la ZAVT mais sous la ZAVBT.

généralement brisé mais relativement peu altéré. Le classement est bon.

Le quartz détritique est rare et ne dépasse pas le pourcent et peut s'accompagner soit de quartz authigène soit de quelques paillettes de micas blancs. La pyrite et l'hématite sont bien présentes et forment localement des enduits sur certains bioclastes (en particulier les crinoïdes).

La matrice est soit micritique, soit microsparitique et peut localement être dolomitisée (présence de cristaux euhédraux de dolomite). Le ciment des grainstone correspond à une sparite équigranulaire.

Le MRA6 est présent au sein de la coupe de Jemelle Gare et plus précisément dans la Formation de l'Eau Noire.

Interprétation :

Une telle accumulation de crinoïdes correspond au démantèlement de prairies à crinoïdes sous l'action de tempêtes (Préat & Kasimi, 1995). Ces tempêtes agissent aux environs de la base de la ZAVBT, expliquant la présence combinée de packstone et de grainstone. L'environnement est encore largement influencé par la mer ouverte comme le démontre l'assemblage dominé par les brachiopodes, les bryozoaires, les ostracodes et les trilobites.

### 6.3.1.3 Microfaciès de rampe interne

#### ✓ MRA7 : Arénite quartzique bien classée

##### Description :

Le quartz est très abondant (≈90%). Le classement est bon à très bon (Fig. VI.12A et B). Les paillettes de micas blancs et les feldspaths représentent de 1 à 5% chacun au sein de la coupe de Remouchamps. Au sein de la coupe de Jemelle Nord, seules les paillettes de micas blancs sont présentes (<1%). Quelques lames de Remouchamps montrent des fragments lithiques similaires à ceux décrits au MRA2.

La granulométrie correspond à celle des grès. La structure est généralement quartzitique et plus rarement réticulée. L'hématite disséminée est présente.

Les rares bioclastes observés sont des crinoïdes très altérés et parfois dissous. Au sein de la coupe de Jemelle Nord, des concentrations de bioclastes en niveaux de 5mm à 2cm d'épaisseur sont localement présentes. Il s'agit de crinoïdes, de

brachiopodes, d'ostracodes, de bryozoaires, de pelotes de girvanelles et de tentaculites. La lamination est plane ou entrecroisée et correspond à des lits plus concentrés en micas ou de granulométrie plus fine (silt). L'épaisseur de ces laminations est inframillimétrique à centimétrique.

Le MRA7 est présent à Remouchamps (Formation de Pépinster) et à Jemelle Nord (Formation de La Lomme).

##### Interprétation :

Ce microfaciès est presque exclusivement composé de grains de quartz très bien triés et présente des laminations planes et entrecroisées. Des tempêtes pourraient être responsables de telles accumulations mais l'absence de bioturbation plaide en faveur de barres sableuses (Johnson & Baldwin, 1996). Le MRA7 est interprété comme déposé au sein de la ZAVBT.

#### ✓ MRA8 : Wackestone et mudstone silteux à ostracodes

##### Description :

Ce microfaciès est caractérisé par la présence d'ostracodes de type *Leperditia* aux valves disjointes de taille allant de 0,2 à 5mm (Fig. VI.12D). Le reste de l'assemblage se compose de pelloïdes, gastéropodes, bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes, trilobites, *Girvanella* (pelotes et encroûtements symétriques), paléosiphonocladales, calcisphères. Ils s'accompagnent localement de fragments de coquilles complètement recristallisés et inidentifiables. Ces organismes sont généralement brisés (taille oscillant de 0,2 à 1,2 mm) et relativement altérés. Des ooïdes de type  $\beta$  sont fréquemment observées à Remouchamps (Fig. VI.12C). Elles montrent des formes variables, leur contour épousant le nucleus (fragment de coquille, grain de quartz,

pelloïde). Leur taille oscille entre 0,2 et 0,8mm. Quelques *lumps* y sont également observés. Le classement est modéré à bon.

Le contenu en quartz détritique de la gamme des silts est très variable (de 2,5 à 70% à Remouchamps et de 5 à 20% à Aisemont) et s'accompagne localement de quelques paillettes de micas. Quelques feldspaths sont observés à Remouchamps. L'hématite disséminée est fréquente.

La texture correspond à un wackestone ou à un mudstone à matrice micritique foncée. Quelques passées de packstone dont également observées (dans ce cas, les valves d'ostracodes sont généralement disposées parallèlement à la stratification. Quelques lames montrent une bioturbation horizontale

ou verticale remplie de microspar. La dolomite est localement présente et affecte indifféremment la matrice et les corpuscules. Au sein de la coupe d'Aisemont, une lamination est localement observée et correspond à la présence de niveaux millimétriques à caractère plus silteux ou argileux de la matrice.

Le MRA8 est présent à Aisemont (Formation de Rivière) et à Remouchamps (Formation de Pépinster).

✓ **MRA9 : Wackestone et mudstone algaires**

Description :

La particularité de ce microfaciès est de comporter un assemblage au sein duquel les algues bien conservées sont régulièrement observées. Il s'agit principalement de paléosiphonocladales (Fig. VI.12E) et de dasycladacées mais également de pelotes de *Girvanella*. La faune quant à elle est représentée par des fossiles brisés et micritisés : crinoïdes, gastéropodes, brachiopodes, ostracodes, bryozoaires et trilobites. Le classement est globalement bon.

Le quartz est très peu présent et ne dépasse qu'exceptionnellement le pourcent. L'hématite est présente de même que plus localement la pyrite.

La matrice correspond principalement à de la micrite et localement à du microspar. Dans les deux cas, elle n'est pas argileuse. Une bioturbation horizontale est localement observée et correspond à un remplissage plus micritique et plus foncé.

Interprétation :

La présence de matrice indique un retour à des conditions calmes, ce qui implique une relative protection de l'environnement. Cette protection n'est cependant pas complète, comme le démontre la présence de niveaux de packstone qui correspondent probablement à des tempestites. L'assemblage, bien que varié, montre des indices de restrictions par la dominance des ostracodes de type *Lepeditia*. Ce milieu est par ailleurs soumis à un apport terrigène important. En résumé, le MRA8 correspond à des conditions semi-restreintes de rampe interne tels des mares côtières offrant une protection contre les vagues normales mais qui reste soumis à une influence des tempêtes

Le MRA9 est présent au sein de la coupe de Jemelle Gare (Formation de l'Eau Noire) et de la coupe de Jemelle Fays (Membre des Chavées).

Interprétation :

Le MRA9 est relativement similaire au microfaciès précédent. La protection du milieu de dépôt semble néanmoins plus efficace ici, car aucun niveau assimilable à une tempestite n'est observé. Les algues sont particulièrement abondantes et les ostracodes ne dominent pas l'assemblage comme dans le cas du MRA8, ce qui tendrait à démontrer un milieu de dépôt non-restreint. La faune indique une connexion avec la mer ouverte (crinoïdes, brachiopodes, ostracodes, bryozoaires et trilobites). Il est important de noter que le quartz détritique est assez rare. En conclusion, le MRA9 est interprété comme un équivalent latéral au MRA8 dans des conditions moins restreintes, mieux protégées et soumises à un afflux terrigène nettement moins important.



✓ **MRA10 : Siltite à matrice hématitisée**

Description :

Il s'agit d'une siltite (à localement grès) dont la concentration en quartz oscille entre 30 et 70%. Les paillettes de micas sont généralement présentes (jusqu'à 10%) et s'accompagnent localement de feldspath (jusqu'à 5%) et de fragments lithiques. Le reste de la surface de la lame correspond à une matrice qui est entièrement hématitisée (Fig. VI.12F). Le classement est bon à modéré.

Certaines lames montrent une lamination (plane ou entrecroisée) alors que d'autres se caractérisent par le développement de rhizoïdes à l'affleurement et en lame mince (Fig. VI.12G).

✓ **MRA11 : Paléosols**

Au sein des différentes coupes qui sont regroupées dans le modèle de rampe A, différents niveaux présentent des indices de pédogenèse à l'échelle de l'affleurement et/ou de la lame mince. Deux types sont ici définis, le premier comprend des microfaciès

- *MRA11a : Paléosol développé sur le MRA8*

Les indices de pédogenèse sont les suivants : nodulisation, *circum granular cracks*, minéralisation d'hématite (Fig. VI.12H) et plus localement, fentes avec infiltration de matériel détritique, enduits argileux et rhizoïdes. Il est à noter que les niveaux correspondants ont été

- *MRA11b : Siltites marmorisées*

Ces siltites ont une concentration en quartz oscillant entre 15 et 60%. Les paillettes de micas sont localement abondantes (10%). L'assemblage est peu abondant et peu diversifié. Il s'agit de fragments altérés d'ostracodes, de paléosiphonocladales, de crinoïdes et de brachiopodes.

Le MRA10 est observé uniquement au niveau de la Formation de Pépinster (Coupe de Remouchamps).

Interprétation :

Les deux caractéristiques de ce microfaciès sont un apport terrigène important et une hématitisation poussée indicatrice de conditions oxydantes et d'une importante disponibilité en fer. Ces conditions sont rencontrées dans la partie émergée de certains deltas (Johnson & Baldwin, 1996). L'émersion est confirmée par la présence de rhizoïdes (Wright, 1994).

précédemment définis parmi lesquels certains sont localement affectés par la pédogenèse (MRA8). Le second correspond à des faciès qui ne présentent aucun lien avec un des microfaciès précédents.

décrits à l'affleurement comme étant des paléosols par Yans (1995).

Le MRA11a ne s'observe qu'à Remouchamps (Formation de Pépinster).

Les indices de pédogenèse sont les suivants : marmorisation (Fig. VI.12I), enduits d'hématite, traces de racines, nodulisation et *circum granular cracks*.

Le MRA11b est présent à Aisemont (Formation de Rivière).

- MRA11c : *Packstone et grainstone à chamosite*

Description :

L'assemblage est marqué par la présence d'enduits et d'ooïdes à chamosite (Fig. VI.12K et L). Le reste de l'assemblage est composé de crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires, gastéropodes, ostracodes, rugueux fasciculés, tabulés branchus et trilobites. Leur état de préservation est très variable. Certains organismes sont intacts et atteignent des tailles pluricentimétriques alors que d'autres sont brisés. Ces bioclastes sont généralement très arrondis et ce sont eux qui peuvent éventuellement présenter des enduits de chamosite ou servir de nucleus aux ooïdes.

Le quartz détritique, qui peut atteindre 5%, couvre une gamme de granulométries allant du silt fin au sable grossier. L'hématite et la pyrite sont très abondantes (Fig. VI.12J). Elles peuvent se trouver sous la forme d'enduits de bioclastes, en association avec la dolomite (localement très abondante au sein de la matrice sous forme de cristaux euhédraux) ou encore en bordure des traces de racines (d'un diamètre compris entre 5mm et 2cm).

Entre les ooïdes et les bioclastes peuvent se trouver de la micrite et du microspar (avec de fréquents remplacements de dolomie ou minéralisation d'hématite et de pyrite) ou encore de la sparite.

Le MRA11c est présent au sein de la coupe de Jemelle Gare et plus précisément au

sommet de la Formation de Saint-Joseph. Ces couches correspondent en fait au niveau d'oligiste de la base du Couvinien (voir, par exemple, Dejonghe, 1986 et Delmer, 1913).

Interprétation :

Trois phénomènes distincts, au minimum, semblent responsables de la formation de ce microfaciès. Le premier est un démarrage de la production carbonatée qui se marque tant au niveau de la présence des organismes que de la nature micritique de la matrice (aux endroits où elle est préservée). Cela implique un brusque arrêt des apports terrigènes et/ou une variation de niveau marin. Le second est une agitation et une disponibilité en fer suffisantes que pour former ces enduits et ooïdes de chamosite. Les ooïdes ferreuses semblent pouvoir se former dans différents environnements proximaux à distaux (Flügel, 2004). Des dépôts dévoniens du Massif Schisteux Rhénan ont été interprétés comme formés dans un milieu d'arrière-barre soumis périodiquement à des conditions phréatiques et donc à des variations d'acidité et de conditions redox (Utescher, 1992). Dans cet exemple, l'origine du fer a été attribuée aux faciès pélitiques du Continent des Vieux Grès Rouges. Le troisième phénomène est une émergence qui permet le développement de paléosols tel que démontré par la présence de traces de racines, l'abondance de hématite ou encore la dolomitisation (Wright, 1994).

### 6.3.1.4 Discussion du modèle de rampe des Formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire, de Jemelle, de La Lomme, de Rivière et de Pépinster

Le modèle général proposé (Fig. VI.8) est relativement complexe et est présenté dans son entièreté uniquement dans le but de permettre une représentation des équivalences latérales entre les différentes localités. Il peut se subdiviser en une rampe externe, une rampe médiane et une rampe interne (Burchette & Wright, 1992).

La rampe externe (MRA1) est caractérisée par la décantation d'argiles. Au sein des shales, se retrouvent des niveaux bioclastiques ou silteux (MRA1a et MRA1b) correspondant à des tempestites distales. Ces shales peuvent également être silteux (MRA1c) ou très bioclastiques (MRA1d).

La rampe médiane montre un panel de microfaciès allant du détritique franc au pur carbonate. Le premier microfaciès (MRA2) correspond à des dépôts en masse de matériel détritique. Vu l'absence de rupture de pente importante, ces dépôts doivent correspondre à des arrivées détritiques massives en provenance du continent. Ensuite, la production carbonatée démarre mais reste sous l'influence des apports détritiques. Il en résulte des mudstones (MRA3) et des wackestones/packstones (MRA4) silto-argileux à faune de milieu ouvert. Localement, des

apports pelloïdiques sont observés (MRA5). La partie supérieure de la zone médiane de la rampe montre le démantèlement de prairies à crinoïdes par l'action des tempêtes.

La rampe interne est marquée par la présence de barres sableuses (MRA7). Ces barres semblent ensuite protéger partiellement de l'agitation des milieux où des wackestones et des mudstones se déposent. Ils peuvent montrer un caractère semi-restreint (MRA8) ou encore un développement important des algues (MRA9). La série virtuelle locale se termine par des microfaciès supratidaux. Ceux-ci correspondent soit à la partie émergée d'un delta (MRA10) soit à des paléosols développés sur divers substrats (MRA11).

Vu la complexité du modèle proposé, il est apparu opportun de le scinder en modèles secondaires représentant les microfaciès présents au sein de chaque formation (Fig. VI.9 et 10). Pour la Formation de Jemelle, le découpage se fait à l'échelle du Membre. Cela permet d'envisager de manière plus efficace les caractéristiques et les environnements de dépôt de chacune des unités lithostratigraphiques.

#### ✓ Formation de Saint-Joseph

Trois microfaciès y ont été observés (MRA1b, MRA2 et MRA11c). Le milieu de dépôt est dès lors caractérisé par la décantation d'argiles entrecoupée par quelques tempestites distales (MRA1b). Le dépôt de matériel détritique en masse est également observé (MRA2). Ces deux premiers microfaciès sont peu ou pas bioclastiques, au

contraire du dernier (MRA11c) qui comporte également des ooïdes et se termine par une émergence. Le milieu de dépôt de ce dernier microfaciès diffère clairement de celui des deux précédents en termes de proximalité et d'agitation. Il est probable qu'une importante baisse de niveau marin en soit responsable (voir Chapitre VIII).

✓ **Sommet de la Formation de Saint-Joseph et Formation de l'Eau Noire**

En comparaison de la première partie de la Formation de Saint-Joseph, le milieu de dépôt est caractérisé ici par la présence de nombreux bioclastes et ce même dans les faciès de shales (MRA1a et MRA1d). La production carbonatée est localement efficace

avec des wackestones et des packstones mais qui restent silto-argileux (MRA4) et également le développement de prairies à crinoïdes (MRA5). Localement, des faciès protégés où se développent des algues sont présents (MRA9).

✓ **Membre de la Station**

La sédimentation est monotone et dominée par le dépôt de shales laminaires (MRA1a) avec quelques tempestites distales.

Le MRA2 a été observé au sein d'un seul banc (dépôt détritique en masse).

✓ **Membre du Cimetière**

Les shales sont toujours présentes (MRA1c) et alternent avec des faciès

carbonatés mais toujours silto-argileux (MRA3 et MRA4).

✓ **Membre des Chavées**

Comme au sein du Membre du Cimetière, les MRA1c, MRA3 et MRA4 sont présents. Viennent s'ajouter des dépôts

détritiques en masse (MRA2) et des faciès relativement protégés caractérisés par le développement des algues (MRA9).

✓ **Formation de La Lomme (Membre de La Wamme)**

Ce sont ici les faciès détritiques qui dominent à l'exception des mudstones silto-argileux du MRA3. Il est important de noter que c'est au sein de la Formation de La Lomme que le pourcentage en quartz est le plus élevé.

Les autres microfaciès correspondent à des shales également silteux (MRA1c), à des dépôts détritiques en masse (MRA2) et à des barres sableuses (MRA7).

✓ **Formation de Rivière**

La Formation de Rivière montre une sédimentation dominée par les shales avec des indices de tempestites distales sous la forme de niveaux bioclastiques (MRA1a) ou de niveaux silteux (MRA1b). D'autres shales semblent en revanche homogénéisés par la bioturbation (MR1c). La rampe médiane présente des faciès terrigènes déposés en

masse (MRA2) ainsi que des faciès mixtes. Ceux-ci montrent soit une faune de mer ouverte (MRA3), soit un apport en pelloïdes (MRA4). Certaines zones de la rampe interne sont relativement protégées et restreintes (MRA8). Des paléosols correspondant à des siltites marmorisées sont également observés (MRA11b).

✓ **Formation de Pépinster**

La Formation de Pépinster est la seule à ne comporter aucun microfaciès de la rampe externe (shales). Le microfaciès le plus distal qui y est observé correspond au dépôt en masse de matériel détritique (MRA2) accompagné de barres sableuses (MRA7). Des zones relativement protégées et restreintes sont observées au sein de la rampe interne (MRA8). Notons que ce microfaciès contient des ooïdes uniquement dans la Formation de Pépinster. Les deux microfaciès les plus proximaux sont tous deux interprétés comme formés en conditions supratidales. Ils sont attribués à la zone émergée d'un delta (MRA10) ou interprétés comme des paléosols développés sur le MRA8 (MRA11a).

Remarque importante : Les lames de la coupe de Remouchamps ont été récupérées du travail de Yans (1995). Cependant, toutes les lames n'ont pu être retrouvées et certains microfaciès identifiés alors n'ont pu être retrouvés dans les lames dont nous disposons actuellement. Il s'agit principalement de microfaciès correspondant à des barres carbonatées à ooïdes, à des milieux intertidaux et à des tapis algaires. Notons cependant que les autres milieux (détritiques dans la ZAVT, barres sableuses, zones protégées et supratidales) correspondent à ceux identifiés dans le présent travail. Ce n'est donc qu'une vue partielle que nous pouvons exposer ici en raison des lames manquantes.

### 6.3.2 MRB : Formation de Névremont

La Formation de Névremont a été étudiée au sein des coupes d'Aisemont et de Remouchamps. Il est à noter qu'au sein de cette dernière localité, une grande partie des lames montre une dolomitisation relativement importante rendant parfois difficile la détermination du microfaciès.

Six microfaciès, abrégés MRB (voir tableau de synthèse Fig. VI.13A), ont été définis. Ils se répartissent au sein de la rampe médiane et de la rampe interne (Burchette & Wright, 1992).

#### 6.3.2.1 Microfaciès de rampe médiane

##### ✓ MRB1 : Mudstone, wackestone et packstone à crinoïdes et brachiopodes

###### Description :

Les organismes les plus fréquents sont les brachiopodes (Fig. VI.14A) et les crinoïdes (Fig. VI.14B). Ils s'accompagnent localement d'ostracodes, de bryozoaires, de paléosiphonocladales et de gastéropodes. Ces organismes sont généralement brisés et assez altérés rendant certaines coquilles indéterminables. Leur taille oscille généralement entre 0,5 et 2mm, certains brachiopodes mieux préservés atteignant les 7mm. Les encroûtements algaires symétriques sont rares. Ils s'accompagnent fréquemment d'organismes constructeurs tels des stromatopores (massifs et encroûtants), tabulés (branchus, massifs et encroûtants) et rugueux (massifs, uniquement à Aisemont). Ces organismes sont généralement remaniés et leur taille varie de 5mm à une vingtaine de centimètres à l'affleurement. Le classement est modéré à faible.

Le quartz d'origine détritique est localement présent et peut atteindre les 7,5%. Il s'accompagne de quelques paillettes de micas à Aisemont. L'hématite disséminée (accompagnée de pyrite à Aisemont) est relativement abondante.

La matrice microsparitique est intensément dolomitisée à Remouchamps et généralement argileuse à Aisemont. A Remouchamps, la texture correspond à un mudstone ou à un wackestone (localement

sous forme de passées millimétriques au sein du mudstone). A Aisemont, le MRB1 est plus bioclastique (texture wackestone à packstone). La plupart des lames sont bioturbées. Ces bioturbations horizontales se marquent par un remplissage plus clair (moins argileux ou microspar plus grossier). Certaines lames montrent de plus une lamination qui est soulignée par la présence de niveaux plus silteux, de niveaux de packstone au sein du wackestone ou encore d'une orientation préférentielle des coquilles et des ossicules de crinoïdes parallèlement à la stratification.

Le MRB1 est présent à Remouchamps et à Aisemont.

###### Interprétation :

La matrice qui est silteuse à argilo-silteuse indique une accumulation lente de boue en suspension par décantation. Les organismes les mieux préservés tels les grands brachiopodes sont probablement en place ce qui permet ainsi une excellente préservation. Des augmentations temporaires de l'énergie du milieu sont néanmoins nécessaires pour accumuler les niveaux de packstone. Comme ces lentilles de packstone sont relativement peu épaisses et peu grossières, les tempêtes qui en sont responsables peuvent être interprétées comme distales ou intermédiaires. Les textures mudstone et wackestone présentes à Remouchamps indiquent probablement des conditions d'agitation

moindres en comparaison des textures wackestone et packstone observées à Aisemont. Ceci suggère pour ce microfaciès un dépôt à la base de la ZAVT (Préat & Kasimi, 1995). De plus, l'absence de *hummocky cross stratification* ou de texture de type grainstone, interdit une interprétation en termes de tempestites plus proximales (Wright & Burchette, 1996). Cette interprétation est

confirmée par un assemblage impliquant des conditions de mer ouverte. Le tout suggère une localisation à la base de la ZAVT, probablement plus proche de cette base à Remouchamps.

Le MRB1 est assimilable aux RMF2 et RMF3 (Flügel, 2004).

✓ **MRB2 : Packstone et grainstone gréseux à lithoclastes et oïdes**

Description :

L'assemblage est dominé par des lithoclastes dont la taille oscille entre 1 et 4mm (Fig. VI.14C). Leur nature correspond soit à des mudstones à micrite noire de type lagon ou à des grainstone à pelloïdes très bien classés (correspondant probablement à des tapis algaires). Les oïdes de type  $\alpha$  sont présentes (0,5 à 1mm). Leur nucléus est soit totalement micritique, soit un fragment de bioclaste recristallisé. Les pelloïdes de forme et taille variable (entre 0,1 et 0,8mm) sont également présents. Les bioclastes observés ont une taille avoisinant les 0,5mm. Il s'agit d'ostracodes, paléosiphonocladales, brachiopodes et crinoïdes. Le classement est modéré.

Les grains de quartz détritique sont particulièrement abondants (40%) et leur taille peut atteindre le millimètre. Ils présentent par ailleurs un bon arrondi. L'hématite disséminée est présente.

La matrice des packstones est microsparitique alors que le ciment des grainstones est une sparite équigranulaire.

Le MRB2 est présent uniquement à Remouchamps.

Interprétation :

L'abondance de lithoclastes provenant de zones proximales de la rampe et de grains de quartz grossiers indique un phénomène d'érosion important des zones internes. Cette décharge de sédiments se met probablement en place sous la forme d'un dépôt en masse (Wright & Burchette, 1996). Une fois déposés, ils sont partiellement remaniés par des vagues de tempêtes qui évacuent une partie de la matrice, créant ainsi les grainstones. Les oïdes quant à elles sont probablement dérivées du MRB3. Le MRB2 correspond donc à un événement d'érosion importante dont les produits se mettent en place dans la ZAVT.

Le MRB2 est proche du RMF9 (Flügel, 2004).

### 6.3.2.2 Microfaciès de rampe interne

#### ✓ MRB3 : Packstone et grainstone à ooïdes et pelloïdes

##### Description :

L'assemblage est dominé à plus de 80% par les ooïdes et/ou les pelloïdes (Fig. VI.14D). Les ooïdes ont une taille comprise entre 0,2 et 0,5mm. Elles sont principalement de type  $\alpha$  alors que le type  $\beta$  est accessoire. Le nucleus est généralement totalement micritique et correspond plus rarement à un fragment de bioclaste recristallisé. Le cortex quant à lui est variablement micritisé (présence de bahamites). Les pelloïdes (0,1 à 0,6mm) sont de forme sphérique à ovoïde. Les organismes présents sont généralement brisés et altérés : pelotes de *Girvanella*, ostracodes, brachiopodes, crinoïdes, calcisphères, gastéropodes et tabulés. Des fragments de coquilles recristallisés sont également présents. La majorité de ces bioclastes n'atteint pas les 0,5mm même si certains dépassent les 2mm. La présence de lithoclastes similaires à ceux décrits au MRB2 est notée dans certaines lames. Des *lumps* sont régulièrement observés, de même que quelques *mud coated grains*. Le classement est bon à modéré.

Le quartz d'origine détritique, lorsqu'il est présent, ne dépasse pas le pourcent, tandis que l'hématite disséminée est localement abondante.

La matrice des packstones est microsparitique et le ciment des grainstones est une sparite équigranulaire. La dolomitisation qui se marque par la présence de cristaux euhédraux de dolomite, affecte variablement ce microfaciès, rendant certaines lames difficiles à lui attribuer.

Le MRB3 est présent à Remouchamps.

##### Interprétation :

Les ooïdes sont typiques des milieux de rampe interne où l'agitation est importante (Flügel, 2004). La proximalité de l'environnement est confirmée par l'abondance de pelloïdes (Tucker & Wright, 1990) ainsi que par la présence de *mud coated grains* (Flügel, 2004), de calcisphères et de pelotes de *Girvanella*. Cependant, l'influence des milieux de mer ouverte reste importante (crinoïdes, brachiopodes, ostracodes). Ceci tendrait à indiquer un milieu situé au-dessus de la ZAVBT mais la présence régulière de matrice indiquerait plutôt une agitation intermittente. Le MRB3 est donc considéré comme correspondant à des *shoals* localisés aux environs de la ZAVBT.

Le MRB3 est comparable au RMF29 (Flügel, 2004).

#### ✓ MRB4 : Wackestone et packstone (à passées grainstone) à gastéropodes et ostracodes

##### Description :

La faune est diversifiée (Fig. VI.14E et F) et comprend des gastéropodes, ostracodes, lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires, crinoïdes, trilobites et tabulés branchus. Elle s'accompagne également d'une flore variée comprenant des paléosiphonocladales, des pelotes de *Girvanella*, des *Sphaerocodium*, des dasycladacées et des calcisphères. L'ensemble

des organismes est brisé (taille comprise entre 0,5 et 3mm), à l'exception notable des gastéropodes qui semblent mieux préservés. La présence de rugueux fasciculés, de stromatopores branchus et de tabulés encroûtants centimétriques est localement notée à Remouchamps. L'altération est variable, les encroûtements algaires symétriques ne sont pas rares, de même que les bioclastes indéterminables. Les *mold*



*peloids* sont également présents à Aisemont (gastéropodes et ostracodes). Les pelloïdes (formes variables et taille proche des 0,2mm), qui peuvent être abondants, sont observés à Remouchamps, de même que quelques ooïdes et *mud coated grains*. Le classement est modéré.

Le quartz détritique est présent mais dépasse rarement le pourcent (sauf à Remouchamps où il peut atteindre les 10%). Il est localement accompagné de quelques paillettes de micas. L'hématite et la pyrite sont observées sous forme disséminée ou sous forme d'enduits autour de certains corpuscules (*mold peloids* principalement).

La matrice est un mélange en proportions variables de microspar, micrite, dolomie et argile. Des passées plurimillimétriques à centimétriques de grainstone et de packstone pelloïdique ou bioclastique sont régulièrement observées. Ces passées montrent un meilleur classement. La bioturbation, principalement horizontale, se marque à Aisemont par un remplissage plus clair (microspar plus grossier).

#### ✓ **MRB5 : Mudstone et wackestone à ostracodes**

##### Description :

Ce microfaciès est caractérisé par la présence de valves disjointes d'ostracodes de type *Leperditia* (1 à 5mm). Ces ostracodes s'accompagnent préférentiellement de calcisphères et de paléosiphonocladales à Remouchamps (Fig. VI.14G) et de gastéropodes à Aisemont (Fig. VI.14H). Le reste de l'assemblage se compose de crinoïdes, brachiopodes, *Girvanella* (pelotes et encroûtements), pelloïdes, ooïdes et lamellibranches. Des fragments de tapis algaires et de tabulés branchus s'observent localement à Remouchamps. A Aisemont, ce sont des *mold peloids*, des bryozoaires, des dasycladacées et des foraminifères qui sont localement présents. Ces organismes sont en

Le MRB4 est présent à Aisemont et à Remouchamps.

##### Interprétation :

Ce microfaciès correspond à un retour à des conditions d'agitations moindres comme le montre la présence de matrice. L'assemblage faunistique montre un environnement influencé par la mer ouverte (crinoïdes, trilobites, brachiopodes) mais également par des conditions plus proximales (gastéropodes, pelloïdes, lamellibranches). La diversité des algues montre la proximité de la zone photique. Les organismes constructeurs montrent également une diversité importante même si aucun faciès construit n'a été mis en évidence. L'agitation périodique se marque par la présence de passées (grainstone et packstone) et par les phénomènes de remaniement (*mold peloids*). Le MRB4 est donc interprété comme un microfaciès d'arrière-*shoal* protégé de l'agitation des vagues normales mais soumis périodiquement à l'influence de tempêtes.

Le MRB4 est proche du RMF18 (Flügel, 2004).

général brisés (taille inférieure au mm) et diversement altérés (certains bioclastes étant indéterminables). Les encroûtements algaires symétriques sont fréquents et le classement est bon à modéré.

Le quartz détritique est présent et peut atteindre 5%. Il est localement accompagné de quelques paillettes de micas. L'hématite et la pyrite sont observées sous forme disséminée ou sous forme d'enduits autour de certains corpuscules (*mold peloids* principalement).

La matrice est une micrite foncée à noire et est localement microsparitique ou dolomitisée. Des *fenestrae* polygonales de type *birdseyes* (uniquement à Remouchamps) et une bioturbation horizontale s'observent sur

quelques lames. Cette bioturbation se marque par un remplissage microsparitique ou de grainstone pelloïdique. Bien que la texture dominante corresponde à un mudstone ou wackestone, des passées millimétriques à centimétriques de packstone et de grainstone sont localement présentes à Remouchamps.

Le MRB5 est présent à Aisemont et à Remouchamps.

Interprétation :

Comme pour le microfaciès précédent, une agitation plus faible permet le dépôt de la micrite. Ces conditions calmes sont

✓ **MRB6 : Tapis algaires**

Description :

Ce microfaciès regroupe des grainstones pelloïdiques très bien classés (Fig. VI.14I), des mudstones laminaires ainsi que des laminites composées de couplets mudstone/grainstone (Fig. VI.14J).

L'assemblage des grainstones est dominé à plus de 90% par des pelloïdes sphériques à ovoïdes dont la taille oscille entre 0,1 et 0,3mm. Les rares autres corpuscules observés dans ce microfaciès sont des calcisphères, des pelotes de *Girvanella* ainsi que des débris d'ostracodes, de paléosiphonocladales, de crinoïdes, de brachiopodes, de gastéropodes et de dasycladacées. La présence d'ooïdes et de *mud coated grains* est localement notée.

Le quartz détritique est généralement présent et peut atteindre 5%. Il peut s'accompagner de quelques paillettes de micas. L'hématite, et plus rarement la pyrite, s'observe indifféremment sous forme disséminée, de cubes ou en bordure des *fenestrae*.

Le ciment des grainstones est une sparite équigranulaire alors que la matrice des

entrecoupées périodiquement par des tempêtes marquées par les niveaux de packstone et de grainstone à Remouchamps. L'assemblage indique des conditions relativement restreintes (Leperditidés, calcisphères, paléosiphonocladales, gastéropodes) associées à une influence de mer ouverte (brachiopodes et crinoïdes). Il s'agit donc d'un microfaciès déposé dans une zone interne de la rampe, dans des conditions semi-restreintes et relativement bien protégées de l'action des vagues normales.

Le MRB5 est également proche du RMF18 (Flügel, 2004).

mudstones est une micrite relativement foncée. La dolomitisation est localement importante (présence de cristaux euhédraux de dolomite). Une bonne partie des lames présente des *fenestrae*. Elles sont polygonales (entre 0,5 et 1mm) ou allongées parallèlement à la stratification (0,5mm sur plusieurs mm). Une lamination inframillimétrique à millimétrique est régulièrement observée. Elle correspond soit à des alternances de grainstone à pelloïdes plus ou moins compacts, à des alternances mudstone/grainstone pelloïdiques ou à des niveaux plus argileux au sein du mudstone.

Le MRB6 est présent à Remouchamps et à Aisemont (où seul les tapis de type mudstone laminaire sont présents).

Interprétation :

Les faciès à pelloïdes très bien classés, les couplets mudstone/grainstone et les mudstones laminaires sont des textures typiques des tapis algaires (Flügel, 2004). La présence de *fenestrae* allongées va dans le même sens (Flügel, 2004). Ceci indiquerait un milieu de dépôt intertidal relativement restreint, l'assemblage montrant néanmoins une influence de la mer ouverte.

Le MRB6 correspond au RMF23 (Flügel, 2004).

### 6.3.2.3 Discussion du modèle de rampe de la Formation de Névremont

Le modèle synthétique de la Formation de Névremont est proposé à la Fig. VI.13B. La géométrie de rampe a été choisie en raison (1) de la présence de faune typique de mer ouverte au sein des microfaciès relativement protégés (MRB4 et MRB5) et des tapis algaires (MRB6), (2) de la présence de dépôt caractéristiques de tempêtes au sein des microfaciès les plus proximaux (MRB4 et MRB5), (3) du développement de *shoals* à oïdes et pelloïdiques à Remouchamps (MRB3) et (4) de l'absence d'indice de la présence d'une barrière récifale.

Le modèle proposé peut être divisé en une rampe médiane et une rampe interne (Burchette & Wright, 1992). La rampe médiane est caractérisée par une sédimentation de fond correspondant à un mudstone et wackestone (MRB1) à faune de milieux ouverts interrompue par des événements de tempête

(niveaux de packstone). De plus, des décharges de matériel détritique se mettent en place en masse à Remouchamps (MRB2)

A Remouchamps, la limite entre les zones médianes et internes est marquée par le développement de *shoals* dominés soit par les oïdes soit par les pelloïdes (MRB3).

La zone interne, bien que relativement protégée par les *shoals*, est sujette au remaniement par l'action des tempêtes. Dans le détail, les microfaciès situés juste à l'arrière des *shoals* correspondent à des wackestones et packstones dominés par les ostracodes et gastéropodes (MRB4). Viennent ensuite des faciès mieux protégés et correspondant à des conditions semi-restreintes (MRB5). Des tapis algaires (MRB6) viennent clôturer la série virtuelle locale.

### 6.3.3 MRC : Coupe de La Couvinoise

Le modèle développé ci-après regroupe 7 microfaciès, abrégés MRC (Fig. VI.15A). Ils concernent la Formation de Hanonet et la base de la Formation de Trois-Fontaines (partie

située sous le biostrome) à la carrière de La Couvinoise. Ils appartiennent à trois ceintures de microfaciès : rampe externe, rampe médiane et rampe interne.

#### 6.3.3.1 Microfaciès de rampe externe

##### ✓ MRC1 : Mudstone à matrice partiellement argileuse et faune clairsemée

###### Description :

Les fossiles sont rares (Fig. VI.16A) et représentés par des trilobites, des crinoïdes, des brachiopodes, des ostracodes et des bryozoaires. Peu micritisés, ces corpuscules sont inframillimétriques (entre 0,1 et 0,5mm) pour la plupart avec des exceptions plurimillimétriques (jusqu'à 3mm voire 1cm) : ostracodes et brachiopodes aux valves jointes, bryozoaires en palissades préservées et crinoïdes à ossicules entiers ou même tiges conservées.

Le quartz d'origine détritique est présent et peut même atteindre les 10%. Des paillettes de micas ont également pu être observées. La pyrite se trouve sous forme framboïdale.

La matrice de ce mudstone est microsparitique et partiellement argileuse. La bioturbation est horizontale et exceptionnellement verticale et ramifiée. Elle se marque par un remplissage à caractère plus microsparitique et/ou silteux. De nombreux joints de pression-dissolution ont également été observés. Des lentilles et des niveaux de packstone sont localement présents (voir MRC3).

###### Interprétation :

L'assemblage est caractéristique de milieux de mer ouverte (trilobites, crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et bryozoaires). L'abondance et la nature de la matrice particulièrement argileuse indiquent que le mécanisme primaire de dépôt est la décantation de boue (Préat & Kasimi, 1995). La présence de niveaux de packstone marque l'influence de tempêtes distales. Cependant, leur caractère peu épais et peu fréquent indique leur caractère exceptionnel. Le milieu correspondant peut donc se rattacher à un milieu de rampe externe (Flügel, 2004; Préat, 1989). En conséquence, le MRC1 est interprété comme situé aux environs de la ZAVT. Notons qu'une étude basée sur les ostracodes (Casier *et al.*, 1992) a conclu à une dysaérobie du milieu de dépôt correspondant.

Le MRC1 est similaire au MFi défini à La Couvinoise (Préat, 1989) ainsi qu'au RMF2 (Flügel, 2004).

Ce microfaciès correspond au MFC1 précédemment défini (Mabille & Boulvain, 2007b).

### 6.3.3.2 Microfaciès de rampe médiane

#### ✓ **MRC2 : Wackestone à matrice partiellement argileuse et crinoïdes et brachiopodes**

##### Description :

Aux trilobites, crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et bryozoaires du microfaciès précédent s'ajoutent de rares fragments de rugueux, de tabulés et d'algues (paléosiphonocladales, *Sphaerocodium* et pelotes de *Girvanella*). Les bioclastes sont inframillimétriques à plurimillimétriques (0,1 à 2mm) et peu micritisés (Fig. VI.16B). Des organismes non micritisés plurimillimétriques à centimétriques (3mm à 1cm et même 2cm pour les tabulés) font exception. De plus, on observe également des éléments intacts : ostracodes et brachiopodes entiers, palissades de bryozoaires et crinoïdes avec la présence occasionnelle de tiges.

Le quartz est toujours présent (1 à 5%) et ne s'accompagne que rarement de paillettes de micas. La pyrite framboïdale est également observée.

La matrice de ce wackestone est microsparitique et partiellement argileuse. La bioturbation horizontale est bien développée et se marque par un remplissage plus clair (microspar plus grossier et moins argileux). De nombreux joints de pression-dissolution ont

également été observés. Des lentilles et des niveaux de packstone sont localement présents (voir MRC3). Ils sont plus fréquents et épais que dans le MRC1.

##### Interprétation :

Ce microfaciès montre comme le précédent une sédimentation dominée par la décantation de boue (Préat & Kasimi, 1995). L'assemblage se diversifie sensiblement mais reste dominé par des organismes caractéristiques de milieux ouverts (trilobites, crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et bryozoaires). L'influence des tempêtes est plus marquée comme le montrent la fréquence et l'épaisseur accrues des niveaux de packstone (Flügel, 2004). Le milieu correspondant est donc situé au sein de la ZAVT mais sous la ZAVBT.

Le MRC2 est similaire au MFii défini à La Couvinoise (Préat, 1989) et peut être comparé au RMF3 (Flügel, 2004).

Ce microfaciès correspond au MFC2 précédemment défini (Mabille & Boulvain, 2007b)

#### ✓ **MRC3 : Packstone à matrice partiellement argileuse et crinoïdes et brachiopodes**

##### Description :

Le MRC3 correspond à des passées et des lentilles de packstone au sein des MRC1 et MRC2 (Fig. VI.16C). Vers le haut de la coupe de La Couvinoise, le caractère lenticulaire s'estompe et l'on observe des bancs entièrement composés de packstone.

Même si les trilobites, les crinoïdes, les brachiopodes, les ostracodes et les bryozoaires dominant toujours l'assemblage, les

organismes sont plus diversifiés : gastéropodes, stromatopores, rugueux, tabulés et quelques algues (principalement paléosiphonocladales). Ces bioclastes sont inframillimétriques à plurimillimétriques (0,3 à 2mm) et rarement centimétriques (jusqu'à 1,5cm). Par ailleurs, les fossiles bien préservés ne sont pas rares : brachiopodes aux valves jointes, palissades de bryozoaires, ostracodes et trilobites entiers. Les crinoïdes quant à eux peuvent être entiers ou brisés et micritisés ou non.

Le quartz détritique peut atteindre les 7.5% et la présence de paillettes de micas est occasionnelle. La pyrite est présente sous forme de cubes.

La matrice de ce packstone est microsparitique et partiellement argileuse.

Interprétation :

L'assemblage montre toujours une nette influence des milieux de mer ouverte, même si la présence d'algues est de plus en plus affirmée. La structure packstone plaide en faveur d'une augmentation de l'énergie du milieu de dépôt. Le fait de retrouver ce

packstone au sein des mudstones et wackestones des deux microfaciès précédents plaide pour une interprétation en tant que tempestites distales (Dott & Bourgeois, 1982). Les bancs où le packstone domine peuvent s'interpréter comme des tempestites intermédiaires (*transition zone* de Aigner & Reineck, 1982). Le MRC3 est donc interprété comme déposé au sein de la ZAVT.

Le MRC3 est l'équivalent du MFiii (Préat, 1989) et est comparable aux RMF3 et RMF7 (Flügel, 2004).

Ce microfaciès correspond au MFC3 (Mabille & Boulvain, 2007b).

✓ **MRC4 : Floatstone et rudstone à matrice partiellement argileuse et débris de stromatopores et tabulés.**

Description :

Entre les débris plurimillimétriques à pluricentimétriques (0,5 à 5cm) de rugueux solitaires, de tabulés (massifs, lamellaires et branchus) et de stromatopores (lamellaires et massifs) qui composent la structure floatstone ou rudstone (Fig. VI.16D), la matrice correspond à des wackestones ou des packstones. Elle est composée d'éléments inframillimétriques à plurimillimétriques (0.2 à 5mm). Il s'agit, par ordre d'abondance décroissante, de crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires, ostracodes et de trilobites. Ces éléments sont relativement altérés à l'exception d'une partie des ossicules de crinoïdes (qui peuvent également se trouver sous la forme de tiges). Les constructeurs quant à eux sont brisés et globalement peu altérés : les formes branchues étant cependant plus affectées que les formes lamellaires et massives. Enfin les algues sont rares mais diversifiées (pelotes de *Girvanella*, udotécées, dasycladacées et paléosiphonocladales).

Le quartz atteint rarement le pourcent et la pyrite est présente essentiellement sous forme de cube.

La matrice est micritique à microsparitique et est partiellement argileuse. De nombreux joints de pression-dissolution sont également présents.

Interprétation :

L'assemblage montre une claire dominance des rugueux, tabulés et stromatopores. Ces organismes présentent une faible altération conjuguée à un bris important. Cela tendrait à démontrer le caractère local du développement de ces organismes qui seraient remaniés et brisés par des événements énergiques de type tempête. Les éléments de taille plus modeste montrent des conditions de mer ouverte. Ce microfaciès correspondrait donc à la colonisation du fond marin par des rugueux, tabulés et stromatopores dans la ZAVT. Ce microfaciès se trouve principalement au sein des niveaux biostromaux mentionnés dans la partie supérieure du stratotype de la Formation de Hanonet (Bultynck & Dejonghe, 2001).

Le MRC4 est équivalent au MFiv (Préat, 1989) et au RMF15 (Flügel, 2004).

Ce microfaciès correspond au MFC4 (Mabille & Boulvain, 2007b).

✓ **MRC5 : Coverstone à stromatopores**

N.B. : Le MRC5 est très proche du MPF6. La description en est cependant reproduite ci-après afin de faciliter la lecture. Il est important de noter que c'est au sein de la coupe de La Couvinoise que ce microfaciès est le mieux représenté.

Description :

Entre les organismes lamellaires (majoritairement des stromatopores mais aussi quelques tabulés) qui sont fréquemment observés en place (Fig. VI.16E), la faune est représentée principalement par des crinoïdes, des brachiopodes et des ostracodes. Plus localement, des trilobites, des bryozoaires, des gastéropodes, stromatopores et tabulés massifs ainsi que des tabulés branchus sont présents. Les algues, avec principalement des paléosiphonocladales et des *Girvanella*, sont présentes. L'ensemble de ces organismes est légèrement recristallisé à l'exception des stromatopores et des ossicules de crinoïdes qui sont mieux préservés. Les bioclastes, autres que les organismes lamellaires, peuvent atteindre les 5mm mais ne dépassent généralement pas le millimètre.

Le quartz d'origine détritique et les paillettes de micas sont rares.

La matrice est microsparitique et est localement argileuse. Entre les organismes lamellaires, la texture va du mudstone au packstone. Cette matrice, par sa cohérence, est favorable au développement de *shelter porosity* sous certains stromatopores lamellaires (Boulvain, 2001).

Interprétation :

Le développement des stromatopores lamellaires correspond à des conditions qui leur sont favorables en termes de bathymétrie, de qualité du substrat et d'apports suffisamment réduits (voir, par exemple, Kershaw, 1998). De plus, la présence de stromatopores lamellaires retournés suggère une influence importante des tempêtes et une localisation proche de la ZAVBT (Kershaw, 1980).

Ce microfaciès est similaire au MF3 défini à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Le MRC5 englobe les MFC5a et MFC5b (Mabille & Boulvain, 2007b) et MFa4 (Mabille & Boulvain, 2008) de la Formation de Hanonet ainsi que le MF4 de la Formation de Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).

### 6.3.3.3 Microfaciès de rampe interne

✓ **MRC6 : Packstone à matrice microsparitique et grainstone mal classés à pelloïdes**

N.B. : Le MRC6 est très proche du MPF8. La description en est cependant reproduite ci-après afin de faciliter la lecture.

Description :

Les pelloïdes représentent de 20 à 30% de l'assemblage et correspondent à deux types : les premiers mesurent entre 0,2 et 0,4mm et possèdent une bordure floue tandis que les seconds mesurent de 0,5 à 1mm et ont des contours plus nets et angulaires (Fig. VI.16F). Ces derniers peuvent être considérés comme dérivant de la micritisation de bioclastes et de lithoclastes comme le démontre la présence de certains cœurs préservés. Ce microfaciès est particulièrement bioclastique : crinoïdes (localement abondants), bryozoaires, ostracodes, brachiopodes, tabulés branchus, tabulés massifs, gastéropodes et trilobites. Les algues sont bien représentées dans certaines lames : *Girvanella* (pelotes et encroûtements symétriques), dasycladacées, udotécées et paléosiphonocladales. Tous ces bioclastes ont une taille comprise entre 0,2mm et 5cm (avec une taille la plus fréquente avoisinant le mm) et leur degré de préservation est très variable allant de intact à inidentifiable en raison de la micritisation et de la recristallisation.

Le quartz d'origine terrigène est présent et est plus abondant qu'au sein du modèle de plate-forme (voir MPF8) et peut atteindre 10%. La pyrite est rare et sous forme de cubes.

La matrice des packstones est microsparitique alors que le ciment des grainstones est une sparite équigranulaire. Ces grainstones correspondent à des lentilles (d'une épaisseur allant du millimètre au banc pluridécimétrique) dans les packstones.

Interprétation :

La caractéristique principale de ce microfaciès est l'abondance des pelloïdes. Ces pelloïdes ont probablement pour origine un environnement de faible énergie et bathymétrie tel un lagon ou un arrière-récif (voir, par exemple, Tucker & Wright, 1990). Cet environnement plus proximal est également une source possible des débris d'algues et de boue carbonatée. Cependant, et en accord avec l'assemblage faunistique, une influence de milieux de mer ouverte est également bien présente. Il faut ici remarquer que ces deux apports, avec d'un côté les bioclastes de mer ouverte et de l'autre les pelloïdes et les algues calcaires, sont intimement mélangés au sein du sédiment. Ceci suggère que le matériel d'origine proximale (déplacé par des coulées de débris ou par l'action de tempêtes) et les bioclastes de mer ouverte (mobilisés par l'action des tempêtes) sont tous deux déposés dans le même environnement où ils sont alors mélangés par l'action des vagues. La texture grainstone quant à elle suggère soit des tempestites, soit une localisation au sein de la ZAVBT. L'absence de structure sédimentaire est en faveur de la seconde hypothèse (Wright & Burchette, 1996).

Le MRC6 est similaire au MF6 défini à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995) et au MFv de La Couvinoise (Préat, 1989)

Ce microfaciès reprend les MFC6a et MFC6b (Mabille & Boulvain, 2007b) ainsi que le MFa6 (Mabille & Boulvain, 2008) définis à Baileux et également le MF6 décrit à Couvin (Mabille & Boulvain, 2007a).



✓ **MRC7 : Grainstone pelloïdique très bien classé**

Description :

Il s'agit de grainstone composé presque exclusivement de pelloïdes ovoïdes et de petite taille (environ 95% de l'assemblage, voir Fig. VI.16G). Les rares bioclastes sont dominés par les algues (surtout des pelotes de *Girvanella*) alors que la faune est quasiment inexistante (crinoïdes et ostracodes). Le classement est très bon avec une taille de 0,2mm pour les pelloïdes, les bioclastes n'excédant pas les 0,4mm. Ces derniers sont intensément brisés et micritisés.

Le ciment est une sparite équigranulaire.

Interprétation :

Ce milieu est presque exclusivement influencé par la source d'apports à pelloïdes et algues. De plus, le très bon classement caractéristique du MRC7 et la présence de grainstone suggèrent un milieu perpétuellement agité. Ce microfaciès est donc interprété comme s'étant déposé au sein de la ZAVBT.

Le MRC7 n'a pas d'équivalent dans la série virtuelle locale définie par Prétat (1989).

Ce microfaciès correspond au MFC7 défini à La Couvinoise (Mabille & Boulvain, 2007b).

#### 6.3.3.4 Discussion du modèle de rampe de La Couvinoise

Le profil de rampe a été préféré pour la coupe de La Couvinoise en raison de l'importance de l'influence des tempêtes et des dépôts associés. Cette interprétation est d'ailleurs en accord avec le modèle précédemment défini (Préat, 1989) à Couvin ou encore à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Le modèle de rampe C peut être subdivisé en trois ceintures de microfaciès (Fig. VI.15B) : rampe externe, médiane et interne (Burchette & Wright, 1992). La rampe externe (MRC1) est caractérisée par l'abondance de matrice riche en silt et argile, signe d'une agitation faible voire inexistante seulement interrompue par les tempêtes les plus violentes.

La rampe médiane est également caractérisée par des microfaciès affectés de plus en plus par les tempêtes (MRC2 à MRC4). La matrice est également riche en silt et en argile, ce qui est probablement lié à l'absence de barrière récifale, les apports terrigènes ayant ainsi la possibilité de s'épandre vers le large. Vers le sommet de la ZAVT, les conditions deviennent néanmoins propices au développement des faciès riches en organismes constructeurs (MRC4). Enfin, le MRC5 montre le développement des stromatopores lamellaires.

La partie la plus interne de la rampe se situe au sein de la ZAVBT et est caractérisée par des dépôts pelloïdiques (MRC6 et MRC7).

### 6.3.4 MRD : Base des coupes de Fromelennes et de Marenne

Au point de vue lithostratigraphique, le modèle proposé ci-dessous concerne la base de la Formation de Trois-Fontaines à Fromelennes (unité FRO-1) et le Membre de Marenne (base de la coupe de Marenne Est et l'ensemble de la coupe de Marenne Centre).

Huit microfaciès, abrégés MRD (Fig. VI.17), sont définis au sein de cette série virtuelle locale. Ils sont regroupés selon deux ceintures de microfaciès : rampe médiane et rampe interne.

#### 6.3.5.1 Microfaciès de rampe médiane

##### ✓ MRD1 : Siltite et grès fin à faune clairsemée

###### Description :

La faune est pauvre tant en diversité qu'en abondance (crinoïdes et brachiopodes) et s'enrichit localement d'ostracodes et de trilobites. La taille de ces bioclastes oscille entre 0,3 à 1,5mm. Leur état de préservation est par ailleurs variable, interdisant régulièrement toute détermination. Des pelloïdes ovoïdes et circulaires d'une taille inférieure à 0,1mm sont localement observés en quantité abondante.

Le quartz (gamme des silts et des sables fins) atteint des proportions comprises entre 10% et 50% alors que les paillettes de micas atteignent localement 5%. De plus, la matrice renferme de la pyrite sous forme de cubes ainsi que de l'hématite et des hydroxydes de fer.

La matrice est micritique et très argileuse. La lamination horizontale se marque par l'alternance de niveaux clairs plus gréseux et de niveaux foncés plus argileux. La bioturbation est principalement horizontale et se marque par un remplissage gréseux plus grossier (Fig. VI.18A).

Le MRD1 est observé au sein des coupes de Marenne Est et de Marenne Centre.

###### Interprétation :

Le MRD1 est principalement caractérisé par l'alternance de niveaux de siltite et de grès. Cela implique des périodes de décantation de la boue et des débris les plus fins (micrite, silt, argile et bioclastes) entrecoupées par des périodes durant lesquelles l'énergie du milieu augmente et les niveaux plus gréseux se déposent. Ces niveaux peuvent s'interpréter en termes de tempestites distales (Johnson & Baldwin, 1996). Cela implique une position à la base de la ZAVT (Préat & Kasimi, 1995). De plus, l'absence de stratifications entrecroisées (HCS) et de texture grainstone exclut une position plus proximale (Wright & Burchette, 1996).

Ce microfaciès est similaire au MF1 défini à Aisemont (Casier & Préat, 2006) qui correspond au MRA1.

Le MRD1 correspond au MF-Mar1 de Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

✓ **MRD2 : Grès calcaire laminaire et bioclastique**

Description :

La faune est principalement représentée par les crinoïdes, les brachiopodes et les tentaculites. Viennent ensuite par ordre d'abondance décroissante : les ostracodes, les trilobites, les bryozoaires et les gastéropodes. De petits pelloïdes (entre 0,1 et 0,3mm) sphériques à ovoïdes sont localement présents. Concernant les algues, de rares paléosiphonocladales sont parfois observées. Ces bioclastes sont relativement peu altérés et leur taille est comprise entre 0,2 et 3mm.

Le quartz est dominant avec des concentrations pouvant être supérieures à 50% (Fig. VI.18B). La granulométrie correspond principalement aux sables fins même si des silts grossiers sont également observés. Quelques paillettes de micas (localement 5%) sont observées dans certaines lames, de même que de la pyrite sous forme disséminée, et plus rarement de l'hématite.

La matrice est carbonatée et correspond généralement à du microspar. Une lamination est fréquemment observée. Elle correspond à une alternance millimétrique de niveaux clairs plus riches en quartz et de niveaux plus foncés plus riches en matrice. Cette lamination est par ailleurs soulignée par l'occurrence de niveaux (1 à 2mm) plus bioclastiques correspondant à des wackestones et des packstones. Une bioturbation (horizontale ou verticale) est présente sur certaines lames. Elle correspond

généralement à des terriers de 2 à 3mm de diamètre au remplissage plus foncé et plus micritique.

Le MRD2 est observé au sein des coupes de Marenne Est et de Marenne Centre.

Interprétation :

Une comparaison avec des séquences classiques de dépôts de tempêtes (e.g. Nelson, 1982) amène à considérer le MRD2 comme correspondant à des dépôts amalgamés avec érosion de la majeure partie de la séquence. Cette érosion provoque l'accumulation et la répétition de séquences tronquées. La présence combinée de ces séquences incomplètes et de laminations indique une situation au sein de la zone de transition (au sens de Aigner & Reineck, 1982). L'environnement est influencé par la mer ouverte (crinoïdes, brachiopodes et tentaculites) ainsi que par un apport détritique conséquent (quartz et micas). Au final, le MRD2 est interprété comme déposé au sein de la ZAVT et sous une influence terrigène importante.

Aucun microfaciès équivalent n'a été décrit précédemment au bord Sud du Synclinorium de Dinant. Le MRD2 peut cependant être rapproché du MRF3 décrit au Ohlesberg.

Ce microfaciès correspond au MF-Mar2 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

✓ **MRD3 : Packstone et wackestone laminaires et localement silto-gréseux**

Description :

La faune devient plus abondante en comparaison du MRD2 et reste dominée par les crinoïdes, les brachiopodes et les ostracodes. Les tentaculites, les trilobites et les bryozoaires sont également bien représentés. De petits pelloïdes (entre 0,1 et 0,3mm)

sphériques à ovoïdes sont localement présents. De rares paléosiphonocladales et gastéropodes ainsi que des fragments de stromatopores et tabulés sont parfois observés. Ces fossiles peuvent être brisés ou non et sont peu altérés. Leur taille oscille généralement entre 0,3 et 2mm, et certains atteignent le centimètre. Le classement est modéré.

Le quartz (sables fins et silts grossiers) peut localement atteindre les 30% mais est généralement compris entre 5 et 15%. Des paillettes de micas sont parfois présentes. La pyrite (et plus rarement l'hématite) est observée dans toutes les lames sous forme disséminée.

La matrice est microsparitique et est fréquemment dolomitisée. Une lamination est régulièrement observée et correspond à une alternance millimétrique de niveaux clairs plus riches en quartz et de niveaux plus foncés plus riches en matrice. Cette lamination est par ailleurs soulignée par l'occurrence de niveaux (1 à 2mm) plus bioclastiques correspondant à des packstones (Fig. VI.18C).

Le MRD3 est observé au sein des coupes de Marenne Est et de Marenne Centre.

#### Interprétation :

L'assemblage suggère des conditions de mer ouverte. La présence de niveaux de packstone au sein du wackestone peut être interprétée comme des dépôts de tempête (Dott & Bourgeois, 1982). Le MRD3 est donc interprété comme équivalent latéral au MRD2 en raison d'une localisation au sein de la ZAVT. La différence principale entre les deux microfaciès est l'influence terrigène moindre et une plus importante productivité carbonatée pour le MRD3.

Seuls des microfaciès proches du MRD3 ont été précédemment identifiés. Il s'agit de microfaciès à caractère plus carbonaté et moins silto-gréseux : MRC2 et MRC3 (voir point 6.3.3), MF2 défini au bord Sud du Synclinorium de Dinant (Préat & Kasimi, 1995) ou encore le MF3 de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Ce microfaciès correspond au MF-Mar3 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

#### ✓ **MRD4 : Grainstone grenu localement silteux à crinoïdes et tentaculites**

##### Description :

L'assemblage est dominé par les crinoïdes, les tentaculites, les brachiopodes et les trilobites (Fig. VI.18D). Viennent ensuite les ostracodes, les bryozoaires, les tabulés, les stromatopores, les gastéropodes. De petits pelloïdes (entre 0,1 et 0,2mm) sphériques à ovoïdes sont localement présents, de même que les algues (pelotes de *Girvanella*, dasycladacées, paléosiphonocladales et *Sphaerocodium*). Ces organismes sont soit intacts soit moyennement brisés et altérés. Leur taille oscille entre 0,5mm et 2cm mais la majorité est comprise entre 1 et 2mm. La présence d'encroûtements algaires symétriques est notée. Le classement est bon à modéré.

L'abondance de quartz (classe des silts grossiers) oscille entre 1 et 15% même si il peut être totalement absent de certaines

lames. Quelques paillettes de micas sont localement observées. L'hématite est présente sous forme disséminée alors que la pyrite est plus rare.

Le ciment correspond à une sparite équigranulaire ou syntaxique et est localement dolomitisé (présence de cristaux euhédraux de dolomite). La lamination est présente sur la plupart des lames et correspond à une orientation préférentielle parallèle à la stratification des coquilles de brachiopodes et des ossicules de crinoïdes. A l'affleurement, cette lamination correspond à une lamination plane ou de type *hummocky cross stratification*.

Le MRD4 est observé au sein des coupes de Marenne Est et de Marenne Centre.

Interprétation :

Ce grainstone est particulièrement grenu et contient des bioclastes légèrement brisés et caractéristiques de milieux de mer ouverte. Un enfouissement rapide, évitant un bris trop important par l'action des vagues, est susceptible d'expliquer une telle préservation. L'absence de matrice et la présence de *hummocky cross stratification* indiquent l'amalgamation de dépôts de tempêtes dans le

sommet de la ZAVT (Wright & Burchette, 1996). La présence variable de quartz indique une influence terrigène intermittente.

Le MRD4 n'a pas d'équivalent au bord Sud du Synclinorium de Dinant mais est comparable au RF6 (Burchette & Wright, 1992).

Ce microfaciès correspond au MF-Mar4 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

### 6.3.4.2 Microfaciès de rampe interne

#### ✓ MRD5 : Grainstone et packstone pelloïdiques mal classés

##### Description :

Les pelloïdes dominent l'assemblage (Fig. VI.18E). Leur taille oscille entre 0,1 et 0,8mm alors que leur formes sont variées : sphériques, ovoïdes, issus de la micritisation de bioclastes (comme en témoignent les cœurs localement préservés ainsi que les formes de coquilles) et *mold peloids* (moulages internes de gastéropodes et ostracodes). Les organismes sont quant à eux généralement brisés (de 0,2 à 5mm) : brachiopodes, crinoïdes, ostracodes, trilobites, gastéropodes, bryozoaires ainsi que quelques algues (paléosiphonocladales, dasycladacées, pelotes de Girvanelles et calcisphères). Les encroûtements algaires symétriques sont fréquents. Certaines lames contiennent également des lithoclastes (0,5 à 2mm). Ils correspondent soit à un grainstone pelloïdique (nature correspondant au MRD7) soit à un mudstone ou wackestone à bioclastes recristallisés. Le classement est faible.

La pyrite et l'hématite disséminées sont généralement présentes.

Le ciment des grainstones est une sparite équigranulaire qui peut être syntaxiale autour de certains crinoïdes. La matrice des packstone est microsparitique. Certaines lames montrent une légère dolomitisation

(principalement de la matrice et des lithoclastes). Une lamination plane est localement présente et correspond à l'alternance millimétrique de packstone et grainstone (ces derniers étant plus grossiers).

Le MRD5 est présent au sein de la coupe de Fromelennes.

##### Interprétation :

L'assemblage est clairement dominé par les pelloïdes. Leurs formes variées témoignent d'une grande variété d'origines (voir description) qui sont probablement à chercher au sein d'environnements peu profonds et de faible énergie (voir, par exemple, Tucker & Wright, 1990). Cet environnement est également susceptible de constituer la source des algues. Cependant, le reste de l'assemblage implique une nette influence des milieux de mer ouverte. Les processus de remaniements sont fréquents comme le montre la présence de lithoclastes et de moulages internes. Ces remaniements sont probablement liés à des augmentations périodiques de l'énergie du milieu. Il est important de noter que cette agitation n'est pas efficace au point de vue du classement et n'est pas à même d'éliminer tout la matrice. Le MRD5 est interprété ici comme un microfaciès situé à proximité de la base de la ZAVBT.

✓ **MRD6 : Rudstone et floatstone à crinoïdes et/ou tabulés branchus**

Description :

Les organismes constituant le rudstone et le floatstone sont principalement soit les crinoïdes, soit les tabulés branchus. Viennent ensuite des rugueux fasciculés, de grands brachiopodes, des stromatopores massifs et des palissades de bryozoaires remarquablement préservées. Entre ces organismes de grande taille, la matrice correspond soit à un grainstone soit à un packstone riche en argile et quartz. Dans les deux cas, la faune est similaire : crinoïdes qui dominent localement (Fig. VI.18F), brachiopodes, bryozoaires, ostracodes, trilobites et paléosiphonocladales. Les organismes ont une taille comprise entre 2mm et 2cm (pour le rudstone et le floatstone) et entre 0,5 et 2mm (pour le grainstone et le packstone). Leur état de préservation est généralement bon, tant au niveau du bris que de l'altération. Le classement est modéré à faible.

Le quartz authigène peut atteindre 2,5% alors que le quartz détritique est généralement compris entre 0 et 5% et peut même atteindre les 20% dans certains floatstones (Fig. VI.18G). Quelques lames montrent la présence de paillettes de micas. La pyrite disséminée ainsi que l'hématite peuvent être présentes.

Dans le cas des ciments, il peut s'agir d'une sparite équigranulaire ou syntaxiale. Dans le cas des matrices, il s'agit généralement de microspar. Dans les deux cas, la dolomitisation sous la forme de cristaux euhédraux de dolomite peut être importante.

Le MRD6 est observé uniquement dans la coupe de Marenne Centre.

Interprétation :

Ce microfaciès est inféodé à la lentille bioconstruite décrite au sein de la coupe de Marenne Centre (voir 5.6.4.1). Les critères montrant que le MRD7 correspond à un environnement récifal sont : l'abondance de tabulés et/ou de crinoïdes, leur très bonne préservation, la texture grainstone (observations en lames minces) ainsi que la présence de stromatopores massifs et de rugueux solitaires et fasciculés (observations de terrain, cf. 5.6.4.1). La présence d'une texture floatstone dont la matrice est particulièrement riche en éléments détritiques indique que le développement récifal se déroule aux environs de la base de la ZAVBT et sous une importante influence terrigène.

Le MRD6 inclut des microfaciès similaires décrits à Nismes (MF3, MF5 et MF6 dans Prétat *et al.*, 2007) et à Wellin (MF4, MF5a et MF6 dans Mamet & Prétat, 2005). Dans les deux cas, ces microfaciès sont successivement interprétés en tant que semelle, flanc et faciès remaniés d'une lentille bioconstruite. Il est important de noter que le microfaciès correspondant à la barrière cimentée (MF7 à Nismes et Wellin) n'est pas observé à Marenne. De plus, Marenne diffère également par la présence de matrice riche en éléments détritiques, ce qui indique une position proche de la base de la ZAVBT à Marenne alors que les unités correspondantes à Nismes et Wellin sont interprétées comme situées au sein de la ZAVBT.

Ce microfaciès correspond au MF-Mar5 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).



✓ **MRD7 : Packstone (et grainstone) pelloïdique fin  
localement à passées bioclastiques**

Description :

En dehors des passées plus bioclastiques décrites ci-dessous, l'assemblage est dominé à plus de 90% par les pelloïdes sphériques à ovoïdes. Leur taille, généralement comprise entre 0,1 et 0,3mm, est très homogène au sein d'une seule et même lame. Le reste de l'assemblage est constitué de crinoïdes, brachiopodes, tentaculites, ostracodes, trilobites, bryozoaires, paléosiphonocladales et pelotes de *Girvanella* (Fig. VI.18H). A Fromelennes, sont également présents quelques gastéropodes, calcisphères, *Sphaerocodium* et rugueux solitaires. Ces fossiles sont relativement mal préservés tant au niveau du bris que de l'altération. Leur taille est généralement comprise entre 0,2 et 1 mm. Le classement est très bon à bon. Quelques encroûtements algaires symétriques sont présents.

L'abondance en quartz détritique (gamme des silts grossiers) oscille entre 0 et 20% à Marenne mais ne dépasse pas les 2,5% à Fromelennes. Les paillettes de micas, ainsi que la pyrite et l'hématite disséminées sont localement observées.

La matrice du packstone correspond à du microspar (fréquemment dolomitisé à Fromelennes) alors que le ciment du grainstone est une sparite équigranulaire. Une lamination (plane et plus rarement oblique) est régulièrement présente et correspond à des niveaux millimétriques plus riches en pelloïdes ou à une alternance grainstone/packstone (Fig. VI.18I). De plus, la stratification est soulignée par l'occurrence dans certaines lames de passées plus bioclastiques et plus grenues (texture allant du wackestone au grainstone). Au sein de ces passées, la faune est représentée par des tabulés branchus (accompagnés ou non de stromatopores branchus et de rugueux fasciculés), des tentaculites, des grandes coquilles de

brachiopodes, des crinoïdes et dans une moindre mesure par des trilobites, des ostracodes et des stromatopores massifs. Ces organismes sont légèrement à moyennement brisés (0,3 et 3cm) et il n'est pas rare d'observer des encroûtements symétriques sur certains organismes branchus.

Le MRD7 est observé au sein des coupes de Fromelennes, Marenne Est et Marenne Centre.

Interprétation :

Le MRD7 présente deux caractéristiques principales : l'abondance en pelloïdes et la présence de niveaux bioclastiques. Les pelloïdes ont pour origine un milieu peu profond et de relativement faible énergie (voir, par exemple, Tucker & Wright, 1990). Il est également important de noter que la présence de pelloïdes au sein d'autres coupes étudiées au bord Sud du Synclinorium de Dinant est généralement liée à la proximité d'édifices récifaux (Mamet & Prétat, 2005; Prétat & Kasimi, 1995). La proximalité de l'environnement se marque également par la présence de débris d'algues calcaires. Une influence des milieux de mer ouverte est cependant encore bien présente, comme le démontre l'assemblage. La présence de niveaux bioclastiques indique une augmentation temporaire de l'énergie du milieu lors de tempêtes. Ces tempêtes sont susceptibles de remanier les bioclastes de mer ouverte ainsi que les organismes constructeurs (à noter que ces derniers peuvent soit se développer localement, soit provenir de l'environnement correspondant au MRD6). Le mélange entre grainstone et packstone couplé à la préservation des structures sédimentaires et des niveaux bioclastiques suggère une position aux environs de la base de la ZAVBT (Wright & Burchette, 1996).

Le MRD7 est un équivalent du MPF8 et MRC6, à la différence que, au sein de ces derniers, les structures sédimentaires et les niveaux bioclastiques ne sont pas préservés. Dans le même ordre d'idée, le MRD8 est

proche du MF6 de Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Le MRD7 correspond au MF-Mar6 (Mabille *et al.*, 2008a).

✓ **MRD8 : Packstone à ostracodes et algues**

La faune est représentée par des ostracodes de type *Leperditia* (Fig. VI.18J) et des gastéropodes. Les algues sont particulièrement abondantes avec des pelotes de *Girvanella* et de codiacées, des paléosiphonocladales et des calcisphères. Le classement est modéré, les organismes ayant une taille comprise entre 0,1 et 5mm. Leur état de préservation est globalement bon, et plus particulièrement celui des algues.

Le quartz détritique atteint le pourcent alors que la pyrite et l'hématite disséminées sont bien présentes.

La matrice est une micrite noire et est localement dolomitisée. Quelques *fenestrae* polygonales de type *birdseyes* sont observées, de même qu'une bioturbation horizontale marquée par un remplissage de grainstone pelloïdique.

Le MRD8 est uniquement présent à Fromelennes.

Interprétation :

Ce microfaciès montre un retour à des conditions d'agitation relativement faibles, comme le montre la présence de micrite. De plus, l'assemblage composé de Leperditidés, gastéropodes et algues indique des conditions isolées de la mer ouverte (Préat & Kasimi, 1995). Ce microfaciès est donc interprété comme déposé dans des conditions très proximales. Le caractère très local ainsi que la faible extension verticale du microfaciès interdisent cependant de lui attribuer le titre de lagon protégé. Il s'agit plus probablement de mares intertidales ou supratidales de faible extension.

Le MRD8 peut être rapproché du RMF20 (Flügel, 2004).

### 6.3.4.3 Discussion du modèle de rampe de la base des coupes de Fromelennes et de Marenne

Les coupes de Fromelennes et de Marenne ont été regroupées au sein d'un modèle commun (Fig. VI.17B) car elles présentent toutes deux la particularité d'exposer des faciès de rampe à l'endroit où l'on s'attendrait à trouver le biostrome de la Formation de Trois-Fontaines et sa semelle. La géométrie de rampe a été choisie en raison de (1) l'abondance de dépôts liés à des tempêtes, (2) la fréquence à l'affleurement de faciès montrant des laminations planes ou HCS, (3) l'abondance de matériel détritique (particulièrement à Marenne), (4) l'absence de signes indiquant l'influence d'une barrière récifale continue et (5) la faible extension des faciès lagunaires (coupe de Fromelennes).

Dans le détail, le modèle correspond à une rampe où les apports terrigènes sont importants. Ceci se marque de deux façons. La première est la présence de deux microfaciès (MRD1 et MRD2) dont la composition est clairement dominée par les détritiques. La seconde est l'observation régulière de concentrations en quartz détritique dans les autres microfaciès pouvant atteindre les 20%. Cette rampe peut se subdiviser en une rampe médiane et une rampe interne (Burchette & Wright, 1992).

La rampe médiane comporte quatre microfaciès. Le plus distal, MRD1, se situe juste à la base de la ZAVT. Son contenu détritique est particulièrement important, ce qui indique une grande influence terrigène et/ou une faible productivité carbonatée. Les MRD2 et MRD3 sont des équivalents latéraux situés sous la ZAVBT. Le premier est caractérisé par un important apport terrigène et une faible productivité carbonatée (grès) tandis que le second montre la situation inverse

(wackestone et packstone). Vient enfin le MRD4 qui correspond à l'amalgamation de tempestites juste en deçà de la ZAVBT.

La rampe interne est caractérisée par le développement à Marenne d'une lentille récifale aux environs de la base de la ZAVBT (MRD6). Ce sont les faciès pelloïdiques qui dominant (MRD5 et MRD7). A Fromelennes, des conditions protégées sont localement présentes (MRD8).

Dans les deux localités, la dynamique sédimentaire diffère clairement de la succession classiquement observée à la base de la Formation de Trois-Fontaines (comparer, par exemple, avec Resteigne : Casier & Préat, 1991). La coupe de Marenne diffère également complètement de ce qui est observé au stratotype de la Formation de Hanonet (voir modèle MRC). Au final, la coupe de Marenne diffère de ce qui est généralement observé au sein des Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines. Ceci explique l'introduction au sein de la Formation de Trois-Fontaines du Membre de Marenne (Mabille *et al.*, 2008a). La situation est moins claire au niveau de la coupe de Fromelennes. Il serait en effet possible d'attribuer la base de la coupe (unité FRO-1) à ce Membre de Marenne au vu des similitudes dégagées ci-dessus. Néanmoins, il ne serait pas moins cohérent de considérer les microfaciès décrits à Fromelennes comme situés sur la partie la plus proximale du modèle défini à La Couvinoise (*cf.* modèle MRC). En l'absence d'argument décisif, nous nous bornerons donc à considérer la base de la coupe de Fromelennes comme appartenant à la Formation de Trois-Fontaines.

### 6.3.5 MRE : Formation des Terres d’Hauts

Les coupes concernées sont celles des Monts de Baileux, de la route Fromelennes-Flohimont et de Marenne Est. Les 8 microfaciès de cette série virtuelle locale,

abréviés MRE (Fig. VI.19), sont regroupés selon deux ceintures de microfaciès : rampe médiane et rampe interne.

#### 6.3.5.1 Microfaciès de rampe médiane

##### ✓ MRE1 : Wackestone bioclastique laminaire à passées de grainstone

###### Description :

La faune est diversifiée avec une dominance de crinoïdes, de brachiopodes, de trilobites et d'ostracodes (Fig. VI.21A). Viennent ensuite les bryozoaires, les gastéropodes et plus localement les tentaculites, les foraminifères, les rugueux solitaires ainsi que les tabulés et stromatopores branchus (Fig. VI.21B). Des algues sont régulièrement observées : paléosiphonocladales, *Girvanella* (pelotes et encroûtements symétriques), calcisphères et dasycladacées. La taille des bioclastes dépasse rarement les 2mm, à l'exception notable des rugueux, des tabulés et de certains brachiopodes qui peuvent atteindre les 2cm. Ils sont généralement peu altérés même si la recristallisation de certains interdit toute détermination. Les encroûtements algaires ne sont pas rares et sont le plus souvent symétriques. L'assemblage s'enrichit localement de lithoclastes dont la nature correspond à des mudstones et des wackestones (à Fromelennes et Marenne), de *mud coated grains* (à Baileux), de pelloïdes mesurant de 0,1 à 0,4mm et aux contours sphériques à irréguliers (à Baileux et à Marenne) et d'ooïdes (à Fromelennes).

Le contenu en quartz détritique est variable selon la coupe. Il ne dépasse en effet pas le pourcent à Marenne alors qu'il atteint les 5% à Baileux et les 10% à Fromelennes. Il s'accompagne par ailleurs régulièrement de paillettes de micas. La pyrite et l'hématite disséminées sont présentes.

La matrice est localement dolomitisée et correspond à une micrite ou à du microspar de couleur brunâtre. De plus, elle est partiellement argilo-silteuse à Baileux. La bioturbation horizontale (1 à 2mm de diamètre) se marque par un remplissage soit plus microsparitique et plus clair, soit dolomitisé, ou encore de grainstone pelloïdique. La lamination se marque à deux échelles. Il s'agit tout d'abord d'une orientation préférentielle des coquilles (ostracodes et brachiopodes) parallèlement à la stratification. Ensuite, des lentilles millimétriques voire des passées d'épaisseur centimétrique (dont certaines présentent une base érosive) de packstone ou de grainstone sont observées. Leur fréquence est variable : peu présentes à Fromelennes, fréquentes à Marenne et abondantes à Baileux. L'assemblage de ces niveaux est similaire à celui du wackestone environnant même si la taille des organismes est plus importante (entre 0,5 à 5mm). Localement, ces passées sont presque exclusivement composées de pelloïdes (0,1 à 1 mm) de formes variées : sphériques, ovoïdes, irrégulières, voire la forme de coquilles entièrement micritisées. Au sein de ces niveaux, la lamination est régulièrement soulignée par une orientation préférentielle des coquilles (concavité vers le bas) ou un granoclassement normal.

Le MRE1 se retrouve dans les coupes de Baileux, Fromelennes et Marenne Est.

Interprétation :

L'assemblage est dominé par les organismes de milieux marins ouverts tels les crinoïdes, brachiopodes, trilobites et ostracodes. Cependant, une composante plus proximale relativement importante est présente (cf. algues). L'association de boue et de lentilles et niveaux de packstone et de grainstone suggère des périodes calmes durant lesquelles la boue peut sédimenter entrecoupées de tempestites distales (Préat & Kasimi, 1995). Le fait que les niveaux de grainstone se caractérisent par des bases érosives, des granoclassements normaux ou encore par l'orientation préférentielle des coquilles vient renforcer l'hypothèse de

l'influence des tempêtes (Wright & Burchette, 1996). Il semble donc que le milieu de dépôt correspondant soit situé entre la ZAVBT et la ZAVT. De plus, la fréquence variable des dépôts attribués aux tempêtes d'une coupe à l'autre, indique une énergie croissante suivant l'ordre : Fromelennes, Marenne, Baileux.

Le MRE1 est comparable au RMF14 (Flügel, 2004).

Ce microfaciès englobe le MF-Thr1 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a) et les MFb1 (texture wackestone) et MFb2 (texture grainstone) définis à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

### 6.3.5.2 Microfaciès de rampe interne

✓ **MRE2 : Packstone et grainstone à ooïdes et organismes remaniés**

Description :

La caractéristique principale de ces packstones et grainstones est l'abondance d'ooïdes et de cortoïdes comprise entre 30 et 80% (Fig. VI.21C). Bien que leur taille oscille entre 0,1 et 3mm, elle est relativement homogène au sein d'une seule et même lame. Le nucléus de chaque ooïde est relativement large (de 20 à 70% de la surface de l'ooïde) et de forme arrondie. Leur nature originelle est généralement difficile à déterminer en raison d'une importante micritisation. Localement, il s'agit de coquilles comme en témoigne leur forme allongée et incurvée. L'ooïde correspondante est alors de forme allongée et ovoïde. Le cortex est diversement micritisé, certains ooïdes correspondant alors à des bahamites. La seconde caractéristique est la présence de 10 à 40% d'ostracodes et de gastéropodes (0,5 à 3mm) remplis de micrite foncée. Des lithoclastes micritiques sont observés, dont une partie correspond à des moulages de coquilles dissoutes (*mold peloids*). Des *lumps* (0,5 à 5mm) et des *mud coated grains* (≈1 mm) sont également présents. Le reste de l'assemblage est principalement

composé de valves disjointes d'ostracodes et de brachiopodes (0,3 à 1,5mm). Sont également observés des crinoïdes, des trilobites, des foraminifères, des calcisphères, des paléosiphonocladales, des dasycladacées ainsi que des fragments de tabulés et de stromatopores. Des encroûtements algaires symétriques sont régulièrement observés. Le classement est par ailleurs bon à modéré.

La présence de pyrite disséminée est notée dans certaines lames, de même que celle de quartz d'origine détritique (atteignant 2,5% dans les packstones).

La matrice du packstone est généralement microsparitique mais correspond localement à une micrite foncée. Le ciment du grainstone est une sparite équigranulaire. Une légère dolomitisation peut affecter les ooïdes, les lithoclastes ainsi que la matrice. Une lamination est parfois visible et correspond à l'orientation parallèle à la stratification des bioclastes.

Le MRE2 est uniquement présent dans la coupe de Baileux.

Interprétation :

La présence d'ooïdes implique une agitation importante typique des milieux de rampe interne (Flügel, 2004). Cette importante agitation est confirmée par la présence d'organismes remaniés et de moulages de coquilles dissoutes (Flügel, 2004). Ceci tendrait à indiquer un milieu situé au-dessus de la ZAVBT mais la présence régulière de matrice indiquerait plutôt une agitation intermittente.

Le MRE2 est donc considéré comme correspondant à des *shoals* à ooïdes et localisé aux environs de la ZAVBT.

Le MRE2 est comparable au MF12 défini à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995) et au RMF29 (Flügel, 2004).

Ce microfaciès correspond au MFb3 précédemment défini à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

✓ **MRE3 : Packstone et grainstone pelloïdiques laminaires**

Description :

Les pelloïdes (0,1 à 0,5mm) sont irréguliers à sphériques et représentent de 50 à 90% de l'assemblage (Fig. VI.21E). Le reste correspond principalement à des débris de crinoïdes, ostracodes et brachiopodes mais aussi de gastéropodes, trilobites, bryozoaires, paléosiphonocladales, calcisphères, *Girvanella* (pelotes et encroûtements symétriques), rugueux solitaires ainsi que de tabulés et stromatopores branchus. La taille de ces bioclastes est généralement comprise entre 1 et 2mm avec quelques exceptions centimétriques (certains brachiopodes, les tabulés, stromatopores et rugueux). Ils sont assez mal préservés, tant au niveau du bris que de la micritisation. Les encroûtements algaires symétriques ne sont pas rares. Quelques ooïdes similaires à celles décrites au microfaciès précédent sont parfois présentes. De plus, certaines lames de Marenne et Fromelennes contiennent des lithoclastes. Le classement est modéré.

Le quartz d'origine détritique s'observe sporadiquement et peut atteindre 2,5% à Fromelennes (1% dans les autres coupes). Le quartz authigène est parfois présent à Fromelennes (maximum 1%). Quelques paillettes de micas sont présentes à Fromelennes et Marenne. La pyrite et l'hématite (disséminées ou sous forme de cubes) sont présentes, sauf à Baileux où seule la pyrite est observée.

La matrice est microsparitique (localement dolomitisée à Fromelennes) et le ciment correspond à une sparite équigranulaire. La lamination est soulignée (1) par une orientation préférentielle des coquilles parallèle à la stratification, (2) par des lentilles voire des passées plurimillimétriques à centimétriques de grainstone au sein des packstones ou encore (3) par une alternance millimétrique à plurimillimétrique de grainstone à dominance pelloïdique et de grainstone plus bioclastique (Fig. VI.21D). Ces deux dernières laminations sont soit planes, soit entrecroisées. Enfin, il est à noter qu'au sein de la coupe de Baileux, seule la texture grainstone est observée.

Le MRE3 est observé au sein des coupes de Baileux, Fromelennes et Marenne.

Interprétation :

La présence de laminations planes et entrecroisées indique une faible bathymétrie (Johnson & Baldwin, 1996). L'abondance de pelloïdes dénote également la proximité d'environnements peu profonds et de faible énergie (voir, par exemple, Tucker & Wright, 1990). Cet environnement est également susceptible de constituer la source des algues. Cependant, le reste de l'assemblage implique une nette influence des milieux de mer ouverte. La faible préservation des bioclastes et la présence des ooïdes indiquent une agitation et un remaniement intenses typiques

des *shoals*. Ceci nous amène à considérer une position au-dessus de la ZAVBT à Baileux mais la présence de matrice à Fromelennes et Marenne indique plutôt une agitation intermittente. Le MRE3 est interprété comme déposé aux environs de la ZAVBT et proche de *shoals* pelloïdiques et bioclastiques. Il s'agit dès lors probablement d'un équivalent latéral au MRE2, même si de par l'absence totale de micrite au sein de la coupe de Baileux, il doit y

être situé dans une position légèrement plus proximale et dans la ZAVBT.

Le MRE3 peut être comparé au RMF26 (Flügel, 2004) et au RF9 (Burchette & Wright, 1992). Il s'agit d'un équivalent au MF13 défini à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995).

Ce microfaciès englobe le MFb4 de Baileux (Mabille & Boulvain, 2008) et le MF-Thr2 de Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

#### ✓ MRE4 : Wackestone et packstone à ostracodes, gastéropodes et algues

##### Description :

Bien que dominé par les ostracodes de type *Leperditia*, les gastéropodes et les algues (paléosiphonocladales, calcisphères, *Girvanella* et codiacées en pelotes ou encroûtantes, dasycladacées et *Sphaerocodium*), l'assemblage comporte également des crinoïdes, des brachiopodes, des bryozoaires, des foraminifères et des trilobites (Fig. VI.21F). Ces organismes ont une taille généralement comprise entre 0,3 et 2mm et sont globalement bien préservés. Cependant, des coquilles recristallisées et non-identifiables sont fréquentes à Fromelennes et des encroûtements algaires sont observés (plus fréquemment à Fromelennes qu'à Baileux). Quelques tabulés, rugueux et stromatopores massifs, tabulés branchus et stromatopores encroûtants (dépassant le centimètre) sont parfois présents, de même que les lithoclastes micritiques (1 à 2mm) et les pelloïdes (entre 0,2 et 0,4mm, de formes sphériques à ovoïdes). La coupe de Fromelennes comporte également des *mud coated grains*.

Le quartz détritique est présent (<5%) et s'accompagne localement de paillettes de micas. Certaines lames de la coupe de Fromelennes montrent également une concentration en quartz authigène pouvant atteindre les 5%. La pyrite et l'hématite disséminées sont régulièrement présentes.

La matrice est généralement une micrite mais peut être localement microsparitique ou dolomitisée à Fromelennes et argilo-silteuse à Baileux. La bioturbation (millimétrique à centimétrique) horizontale et verticale est bien développée et remplie d'un grainstone pelloïdique. La stratification est régulièrement soulignée par des passées plurimillimétriques à centimétriques de packstone bioclastique (coupe de Fromelennes) ou de grainstone pelloïdique (coupe de Baileux). Dans cette dernière coupe, ces niveaux montrent parfois une base érosive.

Le MRE4 s'observe dans les coupes de Baileux et de Fromelennes.

##### Interprétation :

Les caractéristiques de ce microfaciès suggèrent des conditions plus calmes, permettant le dépôt de la micrite. Cependant, la présence régulière de niveaux de packstone bioclastique ou de grainstone pelloïdique dénote une augmentation épisodique de l'agitation. Le MRE4 correspond dès lors à un milieu de dépôt relativement protégé au sein de la rampe interne mais toujours exposé au remaniement sous l'action des tempêtes. Ceci est confirmé par l'assemblage qui indique un milieu relativement protégé (dominance des ostracodes, gastéropodes et algues) associé à une influence de mer ouverte (trilobites, brachiopodes et crinoïdes).

Le MRE4 est comparable au RMF18 (Flügel, 2004).

Il correspond au MFb5 défini à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

✓ **MRE5 : Wackestone à ostracodes et débris de tabulés branchus**

Description :

La caractéristique principale de ce microfaciès est la présence simultanée ou non de fragments de tabulés branchus (0,5 à 1cm, voir Fig. VI.21G) et de débris (1 à 3mm) d'ostracodes de grande taille de type *Leperditia*. Le reste de l'assemblage est varié et comporte des crinoïdes, brachiopodes, trilobites, gastéropodes, bryozoaires, rugueux fasciculés, paléosiphonocladales, *Girvanella* (pelotes et encroûtements), dasycladacées, calcisphères et pelloïdes (sphériques à ovoïdes et mesurant entre 0,1 et 0,2mm). L'état de préservation de ces corpuscules est très variable, tant au niveau du bris (généralement entre 0,5mm et 3mm) qu'au niveau de l'altération (certains étant indéterminables). Les encroûtements algaires symétriques ne sont pas rares.

Le quartz détritique ne dépasse que rarement le pourcent et s'accompagne localement de paillettes de micas. La pyrite et l'hématite disséminées sont régulièrement observées.

La matrice est en général un mélange de micrite foncée, microspar et dolomite. Certaines lames présentent des niveaux plurimillimétriques à pluricentimétriques de packstone ou de grainstone. Dans le cas des grainstones, l'assemblage s'enrichit de

lithoclastes (mesurant de 3 mm à 1cm), d'ooïdes et d'une plus grande variété de pelloïdes (présence de formes plus irrégulières et de *mold peloids* de taille allant jusqu'à 0,8mm). Le ciment de ces grainstones est une sparite équigranulaire.

Le MRE5 se trouve uniquement dans la coupe de Marenne Est.

Interprétation :

Comme pour le microfaciès précédent, une agitation plus faible permet le dépôt de la micrite. Ces conditions calmes sont entrecoupées périodiquement par des tempêtes marquées par les niveaux de packstone et de grainstone. L'assemblage indique des conditions relativement protégées (ostracodes de grande taille et calcisphères) associées à une influence de mer ouverte (trilobites, brachiopodes et crinoïdes). Par ailleurs, les nombreux fragments de tabulés branchus pourraient indiquer la présence de petits *patches* coralliens se développant au sein de la rampe interne.

Comme le microfaciès précédent, le MRE5 est comparable au RMF18 (Flügel, 2004).

Le MRE5 correspond au MF-Thr3 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

✓ **MRE6 : Mudstone bioturbé**

Description :

La faune est très peu abondante et représentée par quelques fragments d'ostracodes, de crinoïdes et de trilobites. De rares paléosiphonocladales sont également observées. Tous ces corpuscules sont

intensément brisés et leur taille ne dépasse pas les 0,3mm.

Le quartz est présent (jusque 5%) ainsi que la pyrite disséminée et localement quelques paillettes de micas.



La matrice est une micrite foncée. Les bioturbations horizontales se marquent par un remplissage microsparitique (Fig. VI.21H). Leur diamètre est généralement proche de 0,2mm. Localement, une lamination (millimétrique à pluricentimétrique) se marque par l'occurrence de niveaux de grainstone bien classé. Ce grainstone montre un assemblage plus diversifié (pelloïdes, ostracodes et éventuellement lithoclastes, trilobites, crinoïdes, foraminifères, brachiopodes, calcisphères, dasycladacées, ooïdes et cortoïdes).

Le MRE6 est observé au sein de la seule coupe de Baileux.

Interprétation :

Le MRE6 correspond à un environnement particulièrement calme permettant l'accumulation de micrite. Comme précédemment, ces périodes de calme sont perturbées par des tempêtes qui se marquent par des niveaux de grainstone. De telles conditions se retrouvent aux environs de la base de la ZAVT et dans des zones proximales protégées (Préat & Kasimi, 1995). La seconde hypothèse est préférée en raison de la présence de calcisphères, d'ooïdes et de cortoïdes.

Le MRE6 correspond au MFb6 défini à Baileux (Mabille & Boulvain, 2008).

✓ **MRE7 : Mudstone et wackestone à ostracodes, calcisphères et passées de packstone et de grainstone**

Description :

L'assemblage est dominé par les ostracodes de type *Leperditia* (jusque 5mm) ainsi que par les calcisphères. Les autres corpuscules présents ont une taille généralement inférieure au mm et sont des paléosiphonocladales, des pelloïdes (sphériques à ovoïdes, de 0,1 à 0,3mm de diamètre), des crinoïdes, des brachiopodes, des pelotes de *Girvanella* et de codiacées (Fig. VI.21J), et plus exceptionnellement des gastéropodes, des bryozoaires, des trilobites, des dasycladacées et des tentaculites. Les ostracodes, calcisphères, *Girvanella* et codiacées sont relativement mieux préservés (bris et micritisation) que les autres organismes. Quelques débris de stromatopores et tabulés branchus sont observés à Marenne.

Le quartz détritique, lorsqu'il est présent, n'atteint pas le pourcent à Fromelennes et 2,5% à Marenne. Dans cette localité, il s'accompagne localement de paillettes de micas. L'hématite et la pyrite sont bien présentes.

La matrice est une micrite noire et est localement dolomitisée. La bioturbation est verticale ou horizontale et se marque par un remplissage microsparitique ou de grainstone pelloïdique. La stratification est régulièrement soulignée par l'occurrence de niveaux millimétriques à pluricentimétriques plus bioclastiques (packstone ou de grainstone, voir Fig. VI.21I). Ces grainstones sont par ailleurs caractérisés par la présence de pelloïdes et localement de lithoclastes (1 à 4 mm) dont la nature correspond au wackestone environnant. Des *fenestrae* aux contours polygonaux (0,5 à 3 mm) sont observées dans quelques lames de la coupe de Fromelennes.

Le MRE7 s'observe à Fromelennes et Marenne.

Interprétation :

Le MRE7 est assez semblable au MPF16, conduisant à considérer un environnement lagunaire semblable. D'importantes différences sont néanmoins notées : (1) les *fenestrae* aux contours polygonaux sont peu présentes et ne concernent que quelques lames de la coupe de

Fromelennes, (2) l'assemblage est plus diversifié avec une dominance des ostracodes et des calcisphères moins marquée. Ce dernier point indique des conditions moins restreintes que celles observées pour le MPF16. Ceci est confirmé par la présence régulière de niveaux de packstone et de grainstone, correspondant probablement à des dépôts de tempêtes. Les lithoclastes observés au sein des passées de grainstone pourraient également être issus du remaniement causé par ces tempêtes. En

résumé, le MRE7 correspond à des conditions semi-restreintes de rampe interne offrant une protection contre les vagues normales mais qui reste soumis à une influence des tempêtes.

Ce microfaciès se rapproche du RMF18 (Flügel, 2004) et du RF10 (Burchette & Wright, 1992).

Le MRE7 correspond au MF-Thr4 de Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

✓ **MRE8 : Grainstone et packstone pelloïdiques très bien classés à *fenestrae***

Description :

Les pelloïdes (<0,1mm) ovoïdes à sphériques sont quasiment les seuls corpuscules observés (Fig. VI.21K). Les rares bioclastes présents sont des ostracodes, brachiopodes, crinoïdes, trilobites, pelotes de *Girvanella*, paléosiphonocladales et calcisphères. Ils sont intensivement altérés et brisés (<0,3mm). Le classement est par ailleurs très bon.

Le quartz d'origine détritique est rarement observé mais atteint localement les 2,5% alors que la pyrite disséminée est abondante.

Le ciment est une sparite équigranulaire et la matrice est une micrite foncée à noire. Une lamination se marque localement par une alternance de niveaux clairs (grainstone) et foncés (packstone). L'épaisseur de ces lamines n'excède pas les 2mm. Les *fenestrae* observées sont remplies de grands cristaux de sparite et de deux types. Les premières possèdent des contours

polygonaux et une taille ne dépassant pas le millimètre. Les secondes soulignent la lamination par leur forme allongée (leur longueur pouvant dépasser les 4mm pour une épaisseur n'excédant pas 0,5mm).

Le MRE8 est présent uniquement dans la coupe de Marenne Est.

Interprétation :

La présence de *fenestrae* allongées associées au grainstone pelloïdique très bien classé est caractéristique de tapis algaires (Flügel, 2004). Ceci indiquerait un milieu de dépôt intertidal relativement restreint, l'assemblage indiquant néanmoins une influence de la mer ouverte (brachiopodes, crinoïdes et trilobites).

Le MRE8 est équivalent au RMF23 (Flügel, 2004).

Il correspond au MF-Thr5 défini à Marenne (Mabille *et al.*, 2008a).

#### 6.3.5.4 Discussion du modèle de rampe de la Formation des Terres d’Haur

Le modèle synthétique de la Formation des Terres d’Haur est proposé à la Fig. VI.20. La géométrie de rampe a été choisie en raison (1) du développement de *shoals* à oïdes et pelloïdes (MRE2 et MRE3), (2) de la faible extension des microfaciès de type lagunaire, (3) de la présence de dépôt caractéristiques de tempêtes au sein des microfaciès les plus proximaux (MRE4 à MRE7) et (4) de la présence de faune typique de mer ouverte au sein des microfaciès lagunaires (MRE6 et MRE7) et des tapis algaires (MRE8).

Les études menées précédemment considéraient plutôt la Formation des Terres d’Haur comme caractérisée par un modèle de plate-forme. Les microfaciès décrits dans ces niveaux à Glageon (Boulvain *et al.*, 1995) et Resteigne (Casier & Préat, 1991) sont considérés comme caractéristiques d’une avant-barrière. Il faut cependant noter qu’à Resteigne, l’interprétation finale en termes de milieu de dépôt fait référence à un environnement lagunaire ouvert, ce qui pourrait en définitive rendre compte également d’une géométrie de rampe.

Le modèle proposé peut être divisé en une rampe médiane et une rampe interne (Burchette & Wright, 1992). La rampe médiane est caractérisée par une sédimentation de fond correspondant à un wackestone à faune de milieux ouverts interrompue par des événements de tempête (niveaux de grainstone ou de packstone).

La transition entre les zones médianes et internes est marquée par le développement de *shoals* dominés soit par les oïdes (MRE2 uniquement à Baileux) soit par les pelloïdes (MRE3 observés dans toutes les localités).

La zone interne, bien que relativement protégée par les *shoals*, est sujette au remaniement par l’action des tempêtes. Dans le détail, les microfaciès situés juste à l’arrière des *shoals* correspondent à des wackestones à ostracodes et gastéropodes (MRE4). Au sein de la coupe de Marenne Est, l’abondance de débris de tabulés branchus indique le développement de petits *patch-reefs* remaniés sous l’action des tempêtes (MRE5). Viennent ensuite des faciès plus protégés (MRE6) voire de lagons semi-restreint (MRE7) et de tapis algaires (MRE8).

Les principales différences entre les trois localités auxquelles s’applique le modèle se situent au sein des microfaciès les plus proximaux (MRE6, MRE7 et MRE8). Les Monts de Baileux montrent un développement limité de ces faciès avec la seule (et faible) présence du MRE5. La situation est intermédiaire à Fromelennes où seul le MRE6 est observé. C’est à Marenne Est que le caractère proximal est le plus marqué avec la présence des MRE7 et MRE8. Les autres différences notables sont la présence de *patch-reefs* à tabulés branchus à Marenne (MRE5) et de *shoals* à oïdes à Baileux (MRE2).

### 6.3.6 MRF : Coupe du Ohlesberg

Les douze microfaciès de cette série virtuelle locale, abrégés MRF (Fig. VI.22), sont

regroupés selon deux ceintures de microfaciès : rampe médiane et rampe interne.

#### 6.3.6.1 Microfaciès de rampe médiane

##### ✓ MRF1 : Floatstone crinoïdique à tabulés et rugueux

###### Description :

Entre les débris (entre 0,5 et 5cm) de tabulés branchus, de rugueux (solitaires et fasciculés) et de stromatopores lamellaires composant la structure floatstone, la matrice correspond à un packstone. Elle est constituée de bioclastes fréquemment arrondis de crinoïdes, brachiopodes, tentaculites, trilobites, ostracodes et bryozoaires (Fig. VI.24A). Les algues sont représentées par des dasycladacées, des pelotes de *Girvanella*, des *Asphaltina*. Certains tabulés branchus, rugueux (solitaires et fasciculés) et stromatopores lamellaires montrent des encroûtements asymétriques par des algues, des bryozoaires ou encore des tabulés. Ce microfaciès est associé également aux énormes colonies de *Mesophyllum* (Fig. V.14B) qui sont observées en position de vie.

Le quartz détritique (gamme des silts et sables fins) oscille généralement entre 10 et 20% mais atteint localement 50%. Les paillettes de micas (jusqu'à 2,5%) et le feldspath (<1%) sont également observés.

La matrice est argilo-silteuse et est localement affectée par la dolomitisation.

##### ✓ MRF2 : Rudstone à tabulés branchus et stromatopores

###### Description :

Ce sont les tabulés branchus et les stromatopores lamellaires (jusqu'à un mètre de diamètre) qui constituent les éléments principaux de ce rudstone (Fig. V.14D). Les autres organismes sont les tabulés (lamellaires et massifs), les stromatopores massifs et les

###### Interprétation :

La présence d'argile entre les bioclastes indique une accumulation par décantation (Flügel, 2004). La faible vitesse de sédimentation est d'ailleurs confirmée par la croissance des colonies de *Mesophyllum*. Cependant, l'abondance de débris au sein de la matrice (texture packstone) pourrait indiquer des périodes d'agitation plus importante correspondant à l'élimination d'une partie de la matrice argilo-silteuse et à la concentration des bioclastes. La faune et la flore indiquent des conditions de mer ouverte. Il est donc raisonnable de considérer le MRF1 comme situé à la base de la ZAVT. Les occurrences régulières de débris de tabulés, rugueux et stromatopores indiquent la proximité des faciès bioconstruits (cf. MRF2). De plus, la similitude de matrice entre les MRF1 et MRF2 indique la proximité des deux milieux de dépôt associés.

Le MRF1 correspond au MFO1 (Mabille *et al.*, 2008b).

rugueux solitaires. Quelques formes massives ou lamellaires sont observées en position de vie mais la majorité est remaniée. Entre ces organismes de relativement grande taille, des bioclastes plus fins (0,5 à 2mm) sont présents. Il s'agit majoritairement de crinoïdes et de brachiopodes. Ils s'accompagnent localement de bryozoaires, trilobites, lamellibranches,

ostracodes, tentaculites, gastéropodes et de dasycladacées. Une partie d'entre eux est altérée et certains gastéropodes et rugueux solitaires présentent des encroûtements par des stromatopores ou des bryozoaires.

Le quartz détritique de la gamme des silts et des sables fins est localement présent (<2,5%), de même que quelques paillettes de micas (<1%).

La matrice est argileuse et intensément dolomitisée.

Interprétation :

La présence en abondance de tabulés branchus remaniés au sein d'une matrice argileuse indique des périodes calmes de décantation de boue et de croissance des tabulés interrompues par des événements plus agités tels des tempêtes responsables du

remaniement des coraux. Le MRF2 correspond à un environnement de mer ouverte, comme le démontre la présence de brachiopodes, trilobites et tentaculites. Cet environnement est interprété comme situé au sein de la ZAVT. De plus, il est important de noter que le MRF2 est observé à la base de la Formation de Nohn (unité OH-2) et correspond dès lors au substrat des grands stromatopores lamellaires observés dans l'unité OH-2iii (Fig. V.14). Un tel développement des stromatopores correspond à des conditions propices en termes de bathymétrie (en lien possible avec la photosynthèse), de substrat et d'apports détritiques modéré (Kershaw, 1998). Dans ce cadre, les stromatopores lamellaires indiquent un substrat relativement peu stabilisé et/ou un taux de sédimentation faible (Kershaw & Brunton, 1999).

Le MRF2 correspond au MFO2 (Mabille *et al.*, 2008b).

✓ **MRF3 : Grès bioclastique et localement laminaire**

Description :

Le quartz détritique de la gamme des silts et des sables fins domine avec des concentrations atteignant les 60%. Les grains sont peu arrondis et ont une sphéricité faible. Les grains de feldspath angulaires, les paillettes de micas et l'argile sont concentrés au sein de lentilles.

Les bioclastes (entre 0,2 et 4mm) sont dominés par les crinoïdes mais les brachiopodes, tentaculites, trilobites, bryozoaires, lamellibranches et les pelotes de *Girvanella* sont également présents.

Dans la plupart des cas, les matériaux siliciclastiques et bioclastiques sont mélangés (Fig. VI.24B) mais la lamination est cependant localement préservée. Cette lamination (entre 0,4 et 8mm d'épaisseur) correspond à une alternance de niveaux riches en quartz et de niveaux de grainstone bioclastique (dont le ciment est une sparite équigranulaire).

Interprétation :

L'alternance d'argile et de matériel plus grenu suggère une agitation temporaire. Comme les grès bioclastiques dominent par rapport aux niveaux argileux, il s'agit de tempestites proximales (Aigner & Reineck, 1982). Cela correspond en fait à l'amalgame de dépôts de tempête avec érosion de la majeure partie d'une séquence de tempestite complète (voir, par exemple, Howard & Reineck, 1981), ce qui mène à la conservation et la répétition de séquences tronquées (seule la partie basale et plus grenue est conservée). La présence de ces tempestites amalgamées couplée à la préservation locale de la lamination indique une position au sein du « *shoreface* » ou de la zone de transition (au sens de Aigner & Reineck, 1982). L'environnement est sous l'influence de la mer ouverte (crinoïdes, brachiopodes, tentaculites et bryozoaires) et est également soumis à un important afflux de détritiques (quartz, feldspath, paillettes de micas et argiles). Au final, le MRF3 est

interprété comme situé juste sous la ZAVBT, dans une zone soumise à une importante influence terrigène.

Le MRF3 correspond au MFO3 (Mabille *et al.*, 2008b) et est proche du MRD2.

✓ **MRF4 : Packstone et grainstone pelloïdiques et bioclastiques**

Description :

Ce microfaciès est caractérisé, d'une part, par la présence de bioclastes (généralement entre 0,1 et 0,5mm) mal conservés et souvent inidentifiables et, d'autre part, par la présence de 20 à 40% de pelloïdes (Fig. VI.24C). Ces pelloïdes sont de deux types. Les premiers sont ovoïdes à sphériques (0,1 à 0,2mm de diamètre) alors que les seconds sont plus grands (jusqu'à 0,4mm) et montrent des formes irrégulières. Ces derniers présentent localement un cœur correspondant à une relique préservée de bioclaste. Les bioclastes déterminables sont rares : brachiopodes, crinoïdes, tentaculites, gastéropodes et dasycladacées. Le classement est relativement bon.

Le quartz d'origine détritique est localement présent au sein du packstone et peut y atteindre les 5%.

Le packstone est caractérisé par une matrice micritique qui est localement argileuse ou dolomitisée. Le ciment du grainstone est généralement une sparite équigranulaire (localement dolomitisée elle aussi) même si certains crinoïdes sont entourés de ciment syntaxial.

Interprétation :

La principale caractéristique du MRF4 est l'abondance de pelloïdes. Leurs origines possibles sont diverses : pellets fécaux, micritisation de grains, origine algale directe ou encore intraclastes (Tucker & Wright, 1990). Bien que la micritisation de bioclastes soit prouvée pour une partie d'entre eux, les autres origines ne peuvent cependant être exclues. L'assemblage bioclastique plaide en faveur d'un milieu marin ouvert (brachiopodes, crinoïdes et tentaculites). La relativement bonne préservation des bioclastes associée à une texture grainstone dépourvue de structure sédimentaire suggère une localisation au sein de la ZAVBT (Wright & Burchette, 1996). La présence régulière de packstone et d'argile indique cependant des périodes de calme, pointant finalement pour une situation aux environs de la base de la ZAVBT.

Le MRF4 correspond au MFO4 (Mabille *et al.*, 2008b).

### 6.3.6.2 Microfaciès de rampe interne

#### ✓ MRF5 : Grainstone crinoïdique

##### Description :

Ce grainstone est clairement dominé par les ossicules de crinoïdes qui représentent jusqu'à 90% de l'assemblage (Fig. VI.24D). Ces ossicules mesurent généralement entre 0,2 et 1mm alors que certains atteignent les 2cm de diamètre. Les autres organismes sont des brachiopodes, tentaculites, gastéropodes, trilobites ainsi que plus rarement des lamellibranches, ostracodes, dasycladacées et des pelotes de *Girvanella*. La plupart d'entre eux sont brisés et mesurent moins de 1mm. Quelques exceptions sont notées. Il s'agit de brachiopodes (jusqu'à 1cm), de gastéropodes (4mm), de dasycladacées entre 2 et 3mm, et de tentaculites (jusqu'à 3mm). Localement, des pelloïdes (formes irrégulières et taille comprise entre 0,1 et 0,3mm) et des débris de tabulés branchus, rugueux solitaires et stromatopores lamellaires sont observés. Le classement est en fait bimodal, avec des organismes millimétriques et généralement

bien préservés baignant au sein de plus petits bioclastes ( $\approx 0,5\text{mm}$ ) moins bien conservés.

Le quartz et les paillettes de micas sont rares et n'atteignent pas le pourcent.

Le ciment est une sparite équigranulaire (localement dolomitisée) et certains crinoïdes sont entourés de ciment syntaxial.

##### Interprétation :

Le MRF5 correspond au démantèlement de prairies à crinoïdes situées à la base de la ZAVBT (Préat & Kasimi, 1995). Les brachiopodes, trilobites et autres tentaculites indiquent des conditions de mer ouverte.

Le MRF5 correspond au MFO5 (Mabille *et al.*, 2008b).

#### ✓ MRF6 : Grès carbonaté

##### Description :

C'est le quartz détritique de la gamme des silts et des sables fins qui domine avec des concentrations atteignant les 80%. L'arrondi de ces grains est faible et la sphéricité intermédiaire. Des grains anguleux de feldspath et des paillettes de micas sont également présentes (Fig. VI.24E).

Les bioclastes (entre 0,2 et 0,4mm) sont rares et intensivement brisés : crinoïdes, brachiopodes et trilobites.

Le ciment est une sparite équigranulaire. Quelques bioturbations horizontales sont localement observées. Elles se marquent par un remplissage plus argileux.

##### Interprétation :

Ce microfaciès est clairement caractérisé par un important contenu détritique (quartz, feldspath et micas). L'absence d'argile et la présence de ciment suggèrent une agitation permanente, empêchant le dépôt des particules les plus fines (Kumar & Sanders, 1976). L'absence de structure sédimentaire peut s'interpréter comme résultant d'une bioturbation intense (Sepkoski *et al.*, 1991). L'assemblage faunistique, bien que pauvre, indique une influence des milieux marins ouverts (crinoïdes, brachiopodes et trilobites). Au final, le MRF6 est interprété comme déposé au sein de la ZAVBT.

Le MRF6 correspond au MFO6 (Mabille *et al.*, 2008b)

✓ **MRF7 : Grainstone grenu à bioclastes et pelloïdes hématitisés**

Description :

Ce sont soit les crinoïdes hématitisés (de 1mm à 1,5cm ; Fig. VI.24F), soit les pelloïdes hématitisés ( $\approx 0,2$ mm ; Fig. VI.24G) qui dominent l'assemblage. Les bioclastes sont relativement bien préservés à l'exception des lames les plus pelloïdiques où le bris est plus important. Ces bioclastes sont des crinoïdes, gastéropodes, brachiopodes, trilobites, tentaculites, pelotes de *Girvanella*, dasycladacées et quelques débris de tabulés (branchus et lamellaires) et de stromatopores lamellaires. Les bryozoaires branchus et les *Asphaltina* peuvent localement être abondants. Les encroûtements algaires (généralement asymétriques et également hématitisés) ou par les bryozoaires sont fréquents. Des *mud coated grains* sont aussi observés.

Le quartz détritique est présent et peut atteindre les 5%.

Le ciment est une sparite équigranulaire qui est localement syntaxiale.

Interprétation :

La présence de bioclastes de grande taille et l'absence de matrice indiquent une agitation plus importante. Les *mud coated grains* sont caractéristiques de zones d'agitation permanente associées à des *shoals* de rampe interne (Flügel, 2004). L'abondance de pelloïdes dans certaines lames confirme l'influence proximale. Le MRF7 est interprété comme déposé au sein de la ZAVBT.

Le MRF7 englobe les MFO7a et MFO7b (Mabille *et al.*, 2008b).

✓ **MRF8 : Grès micacé et laminaire**

Description :

L'abondance minimale du quartz détritique (gamme des sables et des silts grossiers) est de 70%. Les grains sont peu arrondis et montrent une sphéricité intermédiaire. Les paillettes de micas et le feldspath sont également présents.

Les bioclastes sont rares et correspondent à des crinoïdes intensément brisés. Des débris de plantes ont également été observés associés à ce microfaciès.

La lamination (0,2 à 0,4mm d'épaisseur) correspond à l'alternance de niveaux clairs (dominés par le quartz et le feldspath) et foncés (concentration de mica, hématite disséminée et localement argile). Cette lamination est soit plane, soit entrecroisée. A l'affleurement, des *ripple marks* sont également observées (Fig. V.14A).

Interprétation :

Les structures sédimentaires correspondent à des conditions de faible profondeur d'eau soumises à l'oscillation des vagues (Johnson & Baldwin, 1996). La proximité des terres émergées est cohérente avec la présence de débris de plantes.

Le MRF8 correspond au MFO8 (Mabille *et al.*, 2008b).



✓ **MRF9 : Siltite carbonatée**

Description :

La concentration en quartz détritique atteint les 80%. Les grains, de la gamme des silts fins à grossiers, sont peu arrondis et montrent une sphéricité intermédiaire. Les paillettes de micas sont également présentes.

Les crinoïdes sont rares et intensivement brisés.

Le ciment est une sparite équigranulaire. La bioturbation, verticale et horizontale, est marquée par un remplissage plus foncé et argileux. Localement, une fine lamination plane ( $\approx 0,1$ mm d'épaisseur) est préservée. Elle correspond à des niveaux foncés riches en argiles et micas alternant avec des niveaux clairs et plus riches en quartz.

Interprétation :

Ce microfaciès particulièrement fin correspond à un milieu de dépôt de très faible énergie où la sédimentation se fait par décantation de boue en suspension. De tels environnements se retrouvent dans des conditions de mer ouverte sous la ZAVT ou dans des conditions proximales et protégées (Préat & Kasimi, 1995). La seconde hypothèse est préférée ici en raison du pauvre assemblage faunistique (Flügel, 2004).

Le MRF9 correspond au MFO9 (Mabille *et al.*, 2008b).

✓ **MRF10 : Wackestone à *fenestrae*, lithoclastes et faune éparse**

Description :

Les lithoclastes de texture micritique possèdent des formes (arrondies à angulaires) et des tailles (0,05 à 2mm) variées. La faune est très peu abondante et représentée par des fragments de coquilles intensément recristallisées et brisées ( $\approx 0,4$ mm).

Le quartz détritique et les paillettes de micas sont présents en faibles quantités (<1%).

La matrice est une micrite foncée et presque noire. Les bioturbations et les *fenestrae* angulaires (1 à 2mm) sont remplies pelloïdes (structure grumeleuse de Monty, 1967, voir Fig. VI.24H).

Interprétation :

Les *fenestrae* angulaires remplies de pelloïdes peuvent se relier à des tapis algaires (Monty, 1967) qui se développent depuis la partie supérieure de la zone intertidale jusque dans la zone supratidale (Flügel, 2004).

Le MRF10 correspond au MFO10 (Mabille *et al.*, 2008b).

✓ **MRF11 : Paléosol carbonaté**

Description :

Ce microfaciès correspond à l'affleurement à des bancs de calcaire nodulaire associés à des fentes de dessiccation remplies de shale rouge.

Les nodules sont composés d'un wackestone bioclastique (ostracodes, lamellibranches, trilobites, brachiopodes, paléosiphonocladales, rugueux solitaires et coquilles complètement recristallisées).

Le quartz détritique (<2,5%) et les paillettes de micas sont localement présents.

La matrice de ce wackestone est une micrite qui peut s'accompagner d'argile. Des fentes verticales remplies d'une sparite équigranulaire parcourent localement cette matrice.

✓ **MRF12 : Paléosol argileux**

Description :

L'argile domine nettement (>90%) et s'accompagne de quelques grains de quartz (gamme des sables) et de quelques paillettes de micas. Ce shale est marmorisé (Fig. VI.24I).

De rares crinoïdes et brachiopodes mal préservés sont observés.

Interprétation :

Les bancs nodulaires peuvent se relier à une précipitation secondaire et irrégulière de carbonate au sein des sols (Wright, 1994). Les fentes verticales indiquent des cycles saisonniers de contraction (saison sèche) et d'expansion (saison humide) (Flügel, 2004). Le fait que ces fentes soient généralement remplies d'argile implique des processus d'illuviation typiques des sols (Bhattacharyya & Chakraborty, 2000).

Le MRF11 correspond au MFO11a (Mabille *et al.*, 2008b).

Interprétation :

L'abondance de matériel détritique associée à la pauvreté de la faune indique des conditions très proximales, voire supratidales. La marmorisation de la roche indique des variations de l'état d'oxydoréduction liées aux variations du niveau de la nappe phréatique (Collinson, 1996; Freytet & Verrecchia, 2002), ce qui confirme la position supratidale. De plus, l'association de shale marmorisé (MRF12) et de paléosol carbonaté (MF11) pourrait s'expliquer par le développement d'un système alluvial (Sanz *et al.*, 1995).

Le MRF12 correspond au MFO11b (Mabille *et al.*, 2008b).

### 6.3.6.3 Discussion du modèle de rampe proposé pour la coupe du Ohlesberg

Le modèle proposé pour la coupe du Ohlesberg (Fig. VI.23) correspond à un profil complexe de rampe où coexistent des dépôts carbonaté, détritiques et mixtes.

La ceinture de microfaciès la plus externe est située au niveau de la rampe médiane. Les MRF1 et MRF2 y sont associés. Les apports détritiques et la productivité carbonatée y sont tous deux relativement développés et en quelque sorte en équilibre, ce qui permet la croissance des colonies métriques de *Mesophyllum* (MRF1) et l'installation d'une unité biostromale (unité OH-2iii).

Depuis le sommet de la rampe médiane jusqu'à la base de la zone intertidale se côtoient deux groupes de microfaciès

équivalents latéraux mutuels. Le premier groupe inclut les MRF4 (situé aux environs de la base de la ZAVBT), MRF5 et MRF7. Ce groupe est en fait caractérisé par la dominance du matériel carbonaté sur le détritique, ce qui suggère une production carbonatée supérieure aux apports terrigènes en comparaison du groupe suivant. Ce groupe en question comprend les MRF3 (situé sous la ZAVBT), MRF6, MRF8 et MRF9. Les apports terrigènes y dominant.

Le dernier groupe (MRF10, MRF11 et MRF12) comprend les milieux intertidaux et supratidaux.

## 6.4 Conclusions

Outre la dichotomie entre rampe et plate-forme, les modèles présentés dans ce chapitre correspondent à des environnements variés. Les modèles de rampe en particulier montrent une influence terrigène plus ou moins marquée, le développement ou non de bioconstructions, la présence ou non de *shoals*,... Bien que le nombre important de microfaciès décrits dans le cadre du présent travail puisse *a priori* paraître excessif, il s'avère nécessaire à la description détaillée et fidèle de la multiplicité des milieux de dépôt observés.

Comme nous l'avons signalé dans l'introduction de ce chapitre dédié aux microfaciès, la limite entre rampe (au sens de Arh, 1973) et plate-forme (au sens de *rimmed shelf*) est parfois sujette à discussion. De plus, la tendance actuelle tend à dépasser cette distinction uniquement basée sur la morphologie et à y préférer une nomenclature basée sur le type de bassin (et notamment de son style tectonique). Citons en exemple la classification proposée par Bosence (2005) qui définit huit catégories de « *platform* » (plate-forme au sens large intégrant donc les termes français de rampe et plate-forme, voir Fig. VI.25).

Les deux raisons principales qui mènent à cette nouvelle classification sont les suivantes. La première est l'accumulation d'exemples montrant que les rampes et les

plates-formes sont en fait intimement liées l'une à l'autre tant spatialement que temporellement. Notons que les modèles décrits dans le présent travail illustrent parfaitement cette situation. La seconde raison est que l'introduction de ces nouvelles catégories permet une meilleure compréhension des paramètres contrôlant le développement des plates-formes au sens large.

Nous avons cependant pris le parti de décrire nos environnements de dépôt en utilisant les termes de rampe et de plate-forme. La première raison à cela est que les études précédemment menées sur les niveaux que nous avons étudiés font référence à cette terminologie. Les comparaisons sont donc plus aisées. Ensuite, la répartition de paramètres sédimentologiques tels l'agitation et le taux sédimentaire (en lien avec la production carbonatée) est influencée par la morphologie externe de la plate-forme (*sensus lato*). Cette répartition est donc différente sur les morphologies de type rampe et celles de type plate-forme (ou *rimmed shelf*). Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, ces paramètres sédimentologiques ont leur importance dans la compréhension des courbes de susceptibilité magnétique.



# CHAPITRE VII

## SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

### 7.1 Introduction

---

La mesure de la susceptibilité magnétique (SM) est, de façon générale, une quantification de la réponse magnétique d'un échantillon (un minéral, un fragment de roche,...) quand celui-ci est placé dans un champ magnétique extérieur. En effet, tout minéral soumis à un champ magnétique extérieur va émettre à son tour un champ magnétique induit. Chaque minéral aura une réponse propre, tant au niveau de l'intensité que du sens du champ induit. Il est néanmoins possible de classer les types de réponses magnétiques en trois grandes familles : le diamagnétisme, le paramagnétisme et le ferromagnétisme. Le diamagnétisme correspond à un champ magnétique induit faible et négatif, c'est-à-dire opposé au champ inducteur, c'est notamment le cas de la calcite et du quartz. Dans le cas d'un champ magnétique induit toujours faible mais positif, on parlera de paramagnétisme. Il s'agit là de minéraux tels les minéraux argileux, les silicates ferromagnésiens, les carbonates de fer ou de manganèse, ou encore la pyrite. Le cas des minéraux ferromagnésiens correspond à un champ induit positif et intense. Font partie de cette famille l'hématite, la magnétite, la goethite et la pyrrhotite.

Bien que devenue d'un usage relativement courant dans l'étude des roches sédimentaires paléozoïques (Crick *et al.*, 1997; da Silva & Boulvain, 2002; Hladil, 1992), la SM reste une technique sujette à controverse. Il reste en effet de nombreuses questions ouvertes concernant l'origine même des variations de SM.

La SM des roches sédimentaires marines est principalement reliée à la fraction terrigène (Crick *et al.*, 2001). Ceci est dû à la forte réponse magnétique positive des minéraux issus du continent. Cet apport

d'origine terrigène peut généralement se relier aux variations de niveau marin (Ellwood *et al.*, 2000). Ces auteurs considèrent en effet le fait qu'une baisse de niveau marin engendre une plus grande surface de terres émergées soumises à l'érosion ainsi qu'un creusement des vallées en raison d'un rééquilibrage du niveau de base des fleuves. Les minéraux porteurs du signal magnétique se retrouvent ainsi en plus grande quantité dans l'océan et par là même dans les sédiments. L'effet inverse est observé dans le cas d'une transgression. Il en résulte théoriquement un parallélisme entre les courbes de microfaciès et de SM (voir, par exemple, da Silva & Boulvain, 2006). En plus de cet apport via les cours d'eau, les apports éoliens peuvent également représenter une source importante des minéraux magnétiques (Hladil, 2002; Hladil *et al.*, 2006).

Le climat peut également influencer sur la SM (Crick *et al.*, 2001) au travers d'un changement dans les précipitations (une pluviométrie plus importante augmente l'érosion continentale et donc la SM), de périodes glaciaires (qui provoquent une érosion glaciaire et une régression marine qui augmentent la SM) ou encore de la pédogenèse (formation de minéraux magnétiques dans les sols). De plus, la diagenèse peut modifier le signal primaire au travers de transformations minéralogiques, de dissolutions ou encore de génération de minéraux authigènes.

Depuis une quinzaine d'années, la SM est utilisée comme outil de corrélation à haute résolution (Crick *et al.*, 2002; Crick *et al.*, 2001; Ellwood *et al.*, 2000; Ellwood *et al.*, 2006). Ces corrélations sont considérées comme indépendantes des faciès et plus précises que la biostratigraphie. Elles concernent

principalement des séries condensées (Crick *et al.*, 1997; Crick *et al.*, 2001; Ellwood *et al.*, 1999; Ellwood *et al.*, 2006), et ce n'est que dans un second temps que la méthode a été élargie à des successions plus complètes (da Silva & Boulvain, 2006; Hladil, 2002; Hladil *et al.*, 2006). De plus, la SM a été utilisée pour décrire les variations du niveau marin (da Silva & Boulvain, 2002; da Silva & Boulvain, 2003; da Silva & Boulvain, 2006; Devleeschouwer, 1999; Racki *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2000) ainsi que des variations climatiques (Arai *et al.*, 1997; Curry *et al.*, 1995).

Dernièrement, une synthèse des études de SM effectuées au sein de notre laboratoire montrant l'influence du milieu de

dépôt sur l'évolution de la SM a été proposée (da Silva *et al.*, *sous presse*). Cet article reprend une partie des données exposées dans le présent travail.

La suite de ce chapitre va tout d'abord s'intéresser à la présentation et à la description des courbes de SM coupe par coupe. Cette première étape sera également l'occasion de présenter les courbes lithologiques et les principales tendances dans l'évolution des microfaciès et des modèles de dépôt. Nous nous attarderons ensuite sur les paramètres sédimentologiques influant sur la SM. Avant d'envisager les conséquences pour les corrélations, nous aborderons la nature des minéraux porteurs du signal magnétique.

## 7.2 Evolution des microfaciès et courbes de susceptibilité magnétique

Dans cette partie, nous allons nous intéresser à l'évolution des microfaciès et environnements de dépôt d'une part et de la SM d'autre part. Afin d'en rendre la lecture plus facile, nous parlerons de parallélisme entre les courbes quand à une transgression (ou régression) observée par les microfaciès

correspond à une diminution (ou augmentation) des valeurs de SM. Nous parlerons d'opposition dans le cas contraire. Le lecteur intéressé trouvera à l'Annexe 3 les données correspondantes, à savoir le microfaciès et la valeur de SM attribuée à chaque échantillon, et ce coupe par coupe.

### 7.2.1 Coupe d'Aisemont

Bien que d'une épaisseur réduite, la coupe d'Aisemont montre le passage du MRA au MRB à la limite entre les Formations de Rivière et de Névremont (Fig. VII.2A).

L'évolution des microfaciès au sein de la Formation de Rivière (MRA1a, 1b, 1c, 2, 3, 5, 8 et 11b) se divise en deux tendances : la première régressive, la seconde transgressive. La SM est quant à elle oscillante (valeurs comprises entre 0,93 et  $10,51 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) et aucune tendance ne se dégage de son évolution.

Le passage à la Formation de Névremont se marque non seulement par un changement de modèle de dépôt mais également par la transition entre un environnement de rampe externe (MRA1a) et un environnement de rampe interne (MRB6). Les microfaciès présents (MRB1, 4, 5 et 6) y dessinent deux tendances transgressives successives. Les valeurs de SM suivent une évolution parallèle et les valeurs oscillent entre 1,07 et  $19,16 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg.

### 7.2.2 Coupes de la Formation de Couvin

L'ensemble des coupes de la Formation de Couvin (Eau Noire, Falaise de l'Abîme et

Villers-la-Tour) est entièrement décrit par le modèle de plate-forme.

#### ✓ Membre de la Foulerie (coupe de l'Eau Noire)

Les courbes sont présentées à la Fig. VII.2B. Le Membre de la Foulerie correspond à 4 unités lithologiques. Les deux premières comprennent uniquement des microfaciès d'avant-récif (MPF1, 2, 4, 6, 7 et 8). La courbe lithologique y est relativement oscillante et plusieurs tendances y sont définies (4 dans la première unité et 2 dans la seconde). La courbe de SM montre également six tendances successives, qui sont à chaque fois en opposition avec les courbes lithologiques. Les valeurs sont comprises entre -0,18 et  $7,91 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg avec des valeurs particulièrement faibles vers le sommet de l'unité 2 qui

correspondent à une dominance du MPF8 associé à des apports carbonatés importants.

La troisième unité correspond au développement d'une unité récifale (MPF9) coiffée de tapis algaires (MPF17). Les valeurs de SM sont très faibles (entre -0,42 et  $1,48 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg), les valeurs les plus hautes s'observant à la base de l'unité. L'évolution est globalement parallèle (valeurs de SM stables et pas d'évolution de microfaciès), même si le saut de microfaciès au sommet, ne se marque pas dans la SM.



La quatrième unité correspond à une sédimentation d'arrière-récif de type non-lagunaire (MPF11, 12, 14 et 15) avec l'occurrence de quelques niveaux construits (MPF9) correspondant au développement d'organismes lamellaires. La courbe de microfaciès ne montre pas de tendance

significative à la régression ou à la transgression. Les valeurs de SM sont relativement faibles mais plus élevées que dans l'unité précédente (0,11 à  $3,23 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) et ne montrent pas de tendance significative.

✓ **Membre de l'Abîme (coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme)**

Le Membre de l'Abîme est caractérisé au sein du stratotype (Fig. VII.3A) par la présence de microfaciès d'arrière-récif (MPF11, 12, 14, 15, 16, 17 et 19). Trois tendances d'évolution sont observées. La première au sein de la coupe de l'Eau Noire est régressive alors que les deux suivantes qui appartiennent à la coupe de la Falaise de l'Abîme sont transgressives. La SM montre une évolution

également découpée en trois tendances successives. Ces tendances sont parallèles à celles observées avec les microfaciès. Les valeurs de SM oscillent entre -0,90 et  $16,58 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Notons qu'au sein de la coupe de la Falaise de l'Abîme, les occurrences de microfaciès lagunaires sont systématiquement associées à des pics de SM.

✓ **Membre de l'Abîme (coupe de Villers-la-Tour)**

La première unité définie à Villers-la-Tour (Fig. VII.3B) est caractérisée par des microfaciès d'avant-récif (MPF4, 6, 7 et 8). La courbe de microfaciès ne montre pas de tendance significative à la régression ou à la transgression. Les valeurs de SM associées ne montrent pas non plus de tendance marquée. Les valeurs oscillent entre 0,71 et  $4,53 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg.

La deuxième unité montre principalement des microfaciès récifaux (MPF9) entrecoupés d'occurrences de microfaciès arrière-récifaux non-lagunaires (MPF11, 12, 14 et 15) et d'une seule occurrence du MPF8 vers la base de l'unité. A chacun des ces niveaux caractérisant des environnements arrière-récifaux correspond un pic dans les valeurs de susceptibilité, ce qui provoque un parallélisme marqué entre les deux types de courbes. Les valeurs de SM montrent une plage de valeurs plus étendue qu'au sein de l'unité précédente (de -0,03 à  $6,93 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

### 7.2.3 Coupe des Monts de Baileux

La coupe des Monts de Baileux (Fig. VII.4) montre deux modèles de dépôt, à savoir le MPF et le MRE. La transition entre les deux s'opère à la limite entre les Formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Hours.

Concernant la Formation de Hanonet, seuls des microfaciès d'avant-récif du modèle de plate-forme sont observés. La courbe de microfaciès montre des oscillations entre deux

types de microfaciès. Le premier type (MPF1, 3, 5, 6 et 7) correspond à la sédimentation de fond caractérisée par de faibles apports provenant des zones plus proximales. Le second type (qui se limite au MPF8) représente d'importants apports carbonatés (pelloïdes, algues calcaires et peut-être également micrite) d'origine proximale qui viennent « noyer » la sédimentation de fond. La dynamique sédimentaire est donc déterminée par des

afflux carbonatés qui semblent indépendants de l'évolution bathymétrique. Cette dernière est donc difficile à retracer par l'observation de la succession de microfaciès. Il est cependant possible de définir deux tendances relativement hypothétiques en considérant l'importance et l'abondance du MPF8. La première est une tendance régressive qui couvre les unités BX-2 à 5, alors que la seconde est transgressive et concerne les unités BX-6 et 7.

La Formation de Trois-Fontaines marque le passage des milieux d'avant-récif (MPF2 et 8) au milieu arrière-récifaux (MPF 11 et 13) à lagunaires (MPF16, 17 et 18) en passant par le milieu récifal (MPF10) à hauteur du biostrome. La succession de microfaciès montre 5 tendances successives. La première est régressive et concerne les unités BX-8 et 9. Il s'agit en fait de la phase d'installation et de développement de l'unité biostromale typique de la base de la Formation de Trois Fontaines. La tendance suivante est assez constante et correspond au développement de conditions arrière-récifales entrecoupées de quelques dépôts lagunaires. Les trois dernières tendances sont relativement similaires et régressives. Chacune de ces tendances montre une base dominée par les microfaciès arrière-récifaux non-lagunaires et un sommet dominé par les microfaciès lagunaires.

L'évolution de la SM sur la partie de la coupe de Baileux caractérisée par le modèle de plate-forme montre deux parties distinctes. La

#### 7.2.4 Coupe de La Couvinoise

Les microfaciès décrits au sein de cette coupe appartiennent tous au modèle de rampe MRC qui lui est entièrement et exclusivement dédié. L'évolution des microfaciès (Fig. VII.5A) peut se résumer en une tendance générale régressive depuis la rampe externe jusqu'à la rampe interne. Cette tendance générale est composée de trois tendances successives. La première correspond à une légère transgression suivie d'une régression et couvre

première correspond à la Formation de Hanonet et à la base de la Formation de Trois-Fontaines. Dans cette zone, quatre tendances successives sont observées dans l'évolution des valeurs de SM (deux diminutions, une augmentation et une nouvelle diminution). Ces tendances sont découplées de l'évolution des microfaciès en raison de la dynamique sédimentaire rythmée par les apports carbonatés d'origine proximale. Les valeurs de SM qui y sont observées vont de -0,65 à  $9,24 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . La partie supérieure de la Formation de Trois Fontaines est par contre caractérisée par un parallélisme marqué entre les courbes de microfaciès et de SM. En effet, les quatre tendances d'évolution de microfaciès définies dans cette zone se retrouvent dans la courbe de SM. La plage de valeurs est plus large et va de -0,48 à  $18,33 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

Le passage à la Formation des Terres d'Haus est marqué par la transition entre un modèle de plate-forme et un modèle de rampe. Cela se marque par la transition entre des microfaciès lagunaires au sommet de la Formation de Trois-Fontaines à des microfaciès situés dans la ZAVT et dans la ZAVBT au sein de la Formation des Terres d'Haus (MRE1, 2, 3, 4 et 6). Malgré d'importantes oscillations dans la courbe de microfaciès, il est possible d'y définir trois tendances transgressives successives. L'évolution de la SM montre également trois tendances qui leur sont parallèles. Les valeurs observées vont de 0,39 à  $17,39 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

les unités HA-1 et 2. L'unité HA-3 montre la tendance suivante qui est transgressive. La dernière tendance est régressive et concerne les unités HA-4 et 5. La partie supérieure de cette tendance reste cependant relativement hypothétique en raison d'importantes oscillations dans la courbe.

L'évolution des valeurs de SM est globalement parallèle à la courbe de

microfaciès. Trois tendances sont également définies. Il faut cependant noter que bien que la première tendance soit synchrone dans les deux courbes, un décalage se marque dans les deux suivantes, la troisième tendance définie

sur base des microfaciès débutant plus tôt que celle définie par SM. Les valeurs de SM observées oscillent entre  $-1,48$  et  $18,44 \times 10^{-8}$   $m^3/kg$ .

### 7.2.5 Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

A cette coupe, correspond la succession de trois modèles de dépôt (Fig. VII.5B). Le premier concerne l'unité FRO-1 (première partie de la Formation de Trois-Fontaines). Il s'agit du modèle de rampe MRD, représenté par 3 microfaciès (MRD5, 7 et 8). L'enchaînement vertical de ces microfaciès indique une tendance régressive au sein de la rampe interne qui est perturbée par la seule occurrence du MRD8 à hauteur du premier tiers. L'évolution de SM est parallèle à cette tendance et l'occurrence du MRD8 correspond à un pic ( $15,25 \times 10^{-8}$   $m^3/kg$ ). Les autres valeurs sont relativement faibles et sont comprises entre  $0,03$  et  $3,11 \times 10^{-8}$   $m^3/kg$ .

La partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines (unités FRO-2 et 3) est caractérisée par le modèle de plate-forme (MPF15, 16, 17 et 19). Cette transition est soulignée par la dominance des tapis algaires (MPF17) et des paléosols (MPF19) dans la première partie de l'unité FRO-2. Au sommet de l'unité apparaissent les MPF15 et 16, ce qui indique une tendance transgressive. L'unité suivante, bien que dominée par le MPF16 qui correspond à des conditions lagunaires, montre une légère tendance régressive. Dans cette partie de la coupe, deux tendances à l'augmentation des valeurs de SM sont définies. La première est dès lors en opposition à la courbe de microfaciès alors que la seconde est

parallèle. Les valeurs de SM observées montrent une plage très large allant de  $0,01$  à  $42,52 \times 10^{-8}$   $m^3/kg$ . Il est à noter que cette valeur est parmi les plus importantes observées dans l'ensemble des coupes.

Le passage à la Formation des Terres d'Hours correspond à un nouveau changement de modèle, du modèle de plate-forme au modèle de rampe MRE. Les microfaciès présents sont associés à des milieux de dépôt de rampe médiane (MRE1) et de rampe interne (MRE3, associé à des *shoals*, MRE4 et 7). Quatre tendances dans la succession des microfaciès sont observées. La première est définie pour la première moitié de l'unité FRO-4 et correspond à une légère régression. La tendance suivante est relativement stable (sommet FRO-4 et première partie FRO-5), avec le minimum de bathymétrie (associé au MRE7) observé juste sous la limite entre les deux unités. La tendance suivante, qui englobe le sommet de l'unité FRO-5 et la majeure partie de l'unité FRO-6, est légèrement transgressive. Le sommet de l'unité FRO-6 montre une claire dominance de MRE1, entrecoupée toutefois de deux occurrences de microfaciès de rampe interne (MRE4). Des tendances équivalentes et parallèles sont observées dans la courbe de SM. Les valeurs sont très variables et comprises entre  $0,32$  et  $41,91 \times 10^{-8}$   $m^3/kg$ .

## 7.2.6 Coupes des environs de Jemelle

L'ensemble de ces coupes (Jemelle Gare, route du Fays et Jemelle Nord) sont entièrement décrites par le modèle de rampe MRA. Les courbes de la coupe de Jemelle Gare

sont présentées à la Fig. VII.6 et celles des coupes de la route du Fays et de Jemelle Nord à la Fig. VII.7.

### ✓ Formation de Saint-Joseph

La première unité (JG-1) montre une courbe de microfaciès oscillant entre la rampe externe (MRA1b) et la rampe médiane (MRA2). Cette courbe ne montre pas de tendance à la régression ni à la transgression. Il lui correspond une tendance à la diminution des valeurs de SM qui oscillent entre 7,15 et  $17,25 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La base de la seconde unité (JG-2) est caractérisée par la présence du niveau d'oligiste (MRA11c) interprété comme affecté par la pédogenèse. Les autres environnements de dépôt correspondent à la rampe médiane (MRA2) et externe (MRA1a, b et d). L'enchaînement de ces microfaciès montre une tendance transgressive. Les valeurs de SM sont élevées (de 11,84 à  $39,82 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Elles suivent une évolution parallèle à la courbe de microfaciès.

### ✓ Formation de l'Eau Noire

Ce sont les microfaciès correspondant à la rampe externe (MRA1a et d) qui dominent largement la première unité (JG-3). Quelques occurrences de microfaciès de rampe médiane (MRA6) voire de rampe interne vers le sommet (MRA9) sont présentes. La courbe de microfaciès est donc relativement stable avec une légère tendance régressive. Les valeurs de SM montrent une légère tendance à l'augmentation. Elles oscillent entre 7,32 et  $12,64 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La deuxième unité (JG-4) montre de fréquentes oscillations entre des milieux de rampe externe (MRA1a et d) et de rampe médiane (MRA6). Une occurrence de MRA9 indique un passage par la rampe interne, et marque la limite entre une tendance régressive (premier tiers de l'unité) et une tendance transgressive (deux tiers supérieurs). Les valeurs de SM, comprises entre 7,71 et  $18,32 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , montrent à nouveau une légère tendance à l'augmentation.

### ✓ Membre de la Station

La sédimentation du premier membre de la Formation de Jemelle est particulièrement monotone car presque exclusivement représentée par le MRA1b déposé au sein de la rampe externe. Une seule

occurrence d'un microfaciès de rampe médiane (MRA2) est observée. Les valeurs de SM montrent une légère tendance à l'augmentation. Elles oscillent entre 9,09 et  $16,65 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

### ✓ Membre du Cimetière

La seule partie affleurant du Membre du Cimetière est dominée par les milieux de rampe externe (MRA1c) au sommet et à la base et par les milieux de rampe médiane

(MRA3 et 4) au milieu. Il en résulte deux tendances dans l'évolution des microfaciès, la première régressive et la seconde transgressive. La SM montre deux tendances

relativement légères mais en opposition à celles de la courbe de microfaciès. Les valeurs

se situent entre 7,77 et  $12,08 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

✓ **Membre des Chavées**

La première partie du Membre des Chavées, celle qui affleure au niveau de la coupe de Jemelle Gare, correspond à des milieux de rampe externe (MRA1c) et de rampe médiane (MRA3 et 4). Une tendance régressive ressort de la succession de ces microfaciès. La courbe de SM ne montre pas d'évolution particulière. Les valeurs sont comprises entre 7,04 et  $11,91 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

du Fays, auxquels viennent s'ajouter des milieux de rampe interne (MRA9) à hauteur du deuxième quart. Deux tendances dans l'évolution des microfaciès sont présentes. La première est régressive (le sommet est dominé par le MRA9) alors que la seconde est sable et ne montre aucune tendance significative en terme de transgression ou de régression. Les valeurs de SM qui y sont associées oscillent entre 4,16 et  $13,49 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Elles ne montrent pas d'évolution significatives et la courbe de SM est relativement constante.

Les mêmes environnements de dépôts sont présents au sein de la coupe de la route

✓ **Formation de La Lomme (Membre de La Wamme)**

La première unité (JN-1) est caractérisée par des dépôts de rampe externe (MRA1c), médiane (MRA2 et 3) et interne (MRA7). La succession de ces microfaciès ne montre pas de tendance claire à la régression ou à la transgression.

dessinent ici une tendance régressive. A noter également que le MRA1c est plus fréquent dans cette unité.

Les mêmes microfaciès sont présents dans l'unité supérieure (JN-2) mais ils

Sur l'ensemble de la coupe de Jemelle Nord, les valeurs de SM sont très variables (de 2,65 à  $47,26 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). La courbe ne montre cependant aucune tendance claire à l'augmentation ou à la diminution.

**7.2.7 Coupes de Marenne**

✓ **Coupe de Marenne Centre**

Cette coupe ne concerne que le Membre de Marenne (Fig. VII.8A). Il y correspond le modèle de rampe D, et plus précisément les MRD1, 2, 3, 4, 6 et 7. L'évolution de la courbe de microfaciès est clairement régressive avec une base dominée par les dépôts de rampe médiane et l'installation au sommet de la lentille récifale (rampe interne). Cette évolution générale est

composée de trois tendances successives qui sont toutes trois régressives.

L'évolution des valeurs de SM est également découpée en trois tendances successives mais les tendances sont opposées à celles observées dans l'évolution des microfaciès. Les valeurs de SM sont comprises entre 1,10 et  $8,96 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

### ✓ Coupe de Marenne Est

Cette coupe montre la succession de trois modèles de dépôt (Fig. VII.5B). Le premier concerne le Membre de Marenne (première partie de la Formation de Trois-Fontaines). Il s'agit, comme dans le cas de la coupe de Marenne Centre du modèle de rampe B. Les mêmes microfaciès y sont représentés à l'exception du MRD6 (qui correspond à la lentille récifale) qui n'est présent qu'à Marenne Centre. Trois tendances régressives formant une évolution globalement régressive sont visibles dans l'évolution des microfaciès, comme à Marenne Centre. Il y correspond également trois tendances de SM qui leur sont opposées. Les valeurs de SM sont comprises entre 1,21 et  $6,89 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines est décrite par le modèle de plate-forme (MPF12, 15, 16, 17 et 19). La transition depuis le modèle précédent montre le passage de dépôts situés dans la ZAVBT (MRD7) à un environnement d'arrière-récif protégé (MPF15). Dans cette partie de la coupe, la courbe de microfaciès montre une succession de 8 tendances relativement similaires et régressives. Chacune de ces tendances montre une base dominée par les

microfaciès arrière-récifaux non-lagunaires (MPF12 et 15) et un sommet dominé par les microfaciès lagunaires (MPF16, 17 et 19). A ces tendances correspondent 8 tendances dans la courbe de SM qui leur sont parallèles. Les valeurs de SM se situent entre 0,35 et  $11,50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La Formation des Terres d'Haus montre un retour à une sédimentation sur un profil de rampe. Les microfaciès présents sont les MRE1, 3, 5, 7 et 8. La base de la Formation des Terres d'Haus montre une nette tendance transgressive depuis la rampe interne (MRE7) jusqu'à la rampe médiane (MRE1). La majeure partie de la formation montre ensuite de nombreuses oscillations entre rampe médiane et rampe interne. La présence de tapis algaires (MRE8) vers le milieu marque la transition entre une phase plutôt régressive et une autre plutôt transgressive. La dernière tendance observée dans l'évolution est régressive partant de la rampe médiane et se terminant dans la rampe interne. Ces trois tendances retrouvent leur pendant dans la courbe de SM. Les deux types de courbes montrent des tendances parallèles. Les valeurs oscillent entre 1,04 et  $8,88 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

### 7.2.8 Coupe de Remouchamps

La coupe de Remouchamps recoupe les Formations de Pépinster et de Névremont auxquelles correspondent respectivement les modèles de rampe A et B (Fig. VII.9). Comme indiqué précédemment, aucune mesure de SM n'a été effectuée sur cette coupe, la description qui suit se limite donc à l'évolution des microfaciès.

L'unité REM-1 est dominée par les paléosols (MRA11a) et les dépôts de rampe interne (MRA10 et 8). Une seule incursion dans la rampe médiane est notée (MRA2).

Le passage à l'unité REM-2 correspond à une transition vers des milieux plus distaux,

situés à la limite entre la rampe médiane (MRA2) et interne (MRA7 qui correspond aux barres sableuses). Le MRA8 est toujours présent mais uniquement à la base de l'unité. Cette tendance transgressive se poursuit jusqu'au milieu de l'unité FRO-3.

Une tendance régressive est observée sur la seconde partie de l'unité FRO-3 (où seul est présent le MRA-2) et la base de l'unité FRO-4 qui est caractérisée par un retour des paléosols (MRA11a). Une autre tendance régressive lui succède. Celle-ci englobe les MRA2, 8, 10 et 11a et précède l'installation de faciès deltaïques sur une cinquantaine de mètre (MRA10).

Une dernière tendance régressive est observée dans la dernière partie affleurant de la Formation de Pépinster. Elle montre une dominance des faciès de rampe médiane à la base entrecoupés vers le sommet de faciès de rampe interne (MRA7 et 10).

### 7.2.9 Coupe du Ohlesberg

Les microfaciès décrits au sein de cette coupe appartiennent tous au modèle de rampe MRF qui lui est entièrement et exclusivement dédié. L'évolution des microfaciès (Fig. VII.10) peut être subdivisée en deux parties. La première débute par une légère transgression suivie d'une régression plus marquée à partir de la base de la Formation *Untere Nohn* (MRF2). Le sommet est marqué par la présence de microfaciès très proximaux (MRF9 et 10) déposés en rampe interne.

La seconde tendance est clairement régressive puisqu'elle débute par des microfaciès de rampe médiane (MRF1) puis

La Formation de Névremont montre principalement des microfaciès déposés au sein de la rampe interne (MRB3, 4, 5 et 6). Quelques excursions en rampe médiane (MRB1 et 2) sont notées. La plus importante d'entre elle se situe à environ la moitié de la coupe et marque la fin d'une tendance transgressive et le début d'une phase régressive.

passé en rampe interne avec, au sommet, la présence de paléosols (MRF11 et 12).

La courbe de SM est divisée en quatre parties. La première est parallèle à la première partie de la courbe de microfaciès décrite ci-dessus. Les trois suivantes décrivent une tendance générale d'augmentation de valeurs de SM. Cette tendance serait parallèle à l'évolution de la courbe de microfaciès, si les valeurs au niveau du Membre de Dankerath étaient plus faibles. La SM oscille sur l'ensemble de la courbe entre  $-0,09$  et  $12,77 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

## 7.3 Paramètres sédimentologiques et susceptibilité magnétique

Comme nous l'avons vu au point 7.1, de nombreux paramètres peuvent être impliqués dans les variations de susceptibilité magnétique. Dans la discussion qui va suivre, la valeur de SM moyenne de chaque microfaciès a été calculée coupe par coupe. L'ensemble des données est présenté dans les Annexes 4 et 5. Dans un premier temps, cela permet d'observer l'évolution de cette valeur selon un transect distal-proximal. Les moyennes sont ensuite recalculées à l'échelle du modèle de dépôt et comparées à trois paramètres principaux.

Le premier paramètre envisagé est le taux de sédimentation dont les tendances sont définies sur base des données de la littérature (McNeill, 2005; Quinquerez *et al.*, 2004). La raison de cette comparaison est que, dans l'hypothèse que la SM est sous l'influence de l'apport détritique, si ce dernier est similaire pour deux microfaciès, la valeur de SM de l'un peut être diminuée par une production carbonatée plus importante que dans l'autre (da Silva *et al.*, *sous presse*).

### 7.3.1 Modèle de plate-forme

#### ✓ Coupes de la Formation de Couvin

Les valeurs moyennes de SM sont présentées à la Fig. VII.11. La coupe de l'Eau Noire qui comporte le panel le plus complet de microfaciès montre une tendance à la diminution des valeurs de SM depuis les milieux les plus distaux ( $4,80 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'à atteindre un minimum à hauteur du récif ( $0,29 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Ensuite, les valeurs ré-augmentent progressivement jusqu'au lagon ( $6,76 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) avant d'enregistrer une brusque chute au niveau du MPF17 correspondant aux tapis algaires ( $0,04 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

La coupe de la Falaise de l'Abîme ne comporte que des microfaciès arrière-récifaux à lagunaires. La tendance d'augmentation des

Le second paramètre est l'agitation qui est ici estimée par la texture du microfaciès considéré. Au plus importante est l'agitation, au plus la sédimentation des fines particules porteuses du signal magnétique est faible.

Le troisième paramètre est une évaluation semi-quantitative du quartz d'origine terrigène de chaque microfaciès. Bien que le quartz, minéral diamagnétique, ne soit pas porteur en lui-même du signal magnétique, il peut être considéré comme étant un bon indice de l'apport détritique dans son ensemble (Mabille & Boulvain, 2007b).

Il est bien évident que ces trois paramètres sont liés, l'agitation, par exemple, conditionnant le taux de sédimentation et l'influence détritique. Cependant, et comme nous le verrons dans la suite de ce chapitre, certains de ces paramètres prennent en quelques sortes le dessus sur les autres en termes d'influence sur la SM, et ce en fonction du milieu de dépôt.

valeurs de SM depuis les parties les plus distales de l'arrière-récif ( $3,10 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'au lagon ( $10,65 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) observée au sein de la coupe de l'Eau Noire est ici également présente. La chute des valeurs de SM au niveau des tapis algaires est enregistrée ( $2,22 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Il est important de noter une augmentation très forte des valeurs de SM au niveau du MPF19 correspondant à des paléosols ( $13,96 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

La coupe de Villers-la-Tour montre des valeurs nettement plus faibles que les deux coupes précédentes, et ce de part et d'autre du récif. Il est cependant possible d'y déceler une légère tendance à la diminution des valeurs de SM depuis les milieux les plus



distaux ( $3,01 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'au niveau du récif ( $0,73 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) et ensuite une légère

ré-augmentation à l'arrière récif ( $3,52 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MPF15).

### ✓ Coupes des Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines

La coupe des Monts de Baileux, qui présente la série virtuelle locale la plus complète (Fig. VII.12), montre la même évolution que celle observée pour la Formation de Couvin. Les valeurs moyennes de SM diminuent également depuis les milieux les plus distaux ( $6,63 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'à atteindre un minimum à hauteur du récif ( $-0,10 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Ensuite, les valeurs ré-augmentent progressivement jusqu'au lagon ( $12,14 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) avant d'enregistrer une brusque chute au niveau du MPF17 correspondant aux tapis algaires ( $3,94 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Enfin, le microfaciès le plus proximal est caractérisé par une nouvelle hausse des valeurs ( $6,80 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

La coupe de Marenne Est montre une augmentation des valeurs de SM depuis les

parties les plus distales de l'arrière-récif ( $2,57 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'au lagon ( $7,38 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Ensuite une légère baisse est enregistrée au niveau du MPF17 correspondant aux tapis algaires ( $5,79 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Celle-ci est nettement moins marquée que dans les coupes précédentes. Les valeurs augmentent ensuite à nouveau dans les faciès affectés par la pédogenèse ( $8,62 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

La coupe de Fromelennes montre également une augmentation des valeurs de SM depuis l'arrière-récif ( $13,66 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'au lagon ( $24,60 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Une baisse est ici également observée au niveau des tapis algaires ( $7,31 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) mais aucune augmentation n'est constatée dans les niveaux de paléosol ( $7,26 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

### ✓ Discussion

L'évolution similaire des valeurs moyennes de SM au sein des différentes coupes attribuées au modèle de plate-forme autorise le calcul de moyennes cohérentes sur l'ensemble des coupes. Ces valeurs sont présentées à la Fig. VII.13 en vis-à-vis des paramètres sédimentologiques. Nous allons les envisager selon les différentes ceintures de microfaciès : avant-récif, récif, arrière-récif et lagon.

La baisse des valeurs moyennes de SM à l'avant récif depuis  $5,21 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MPF1 jusqu'à  $2,48 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MPF8 s'explique aisément. En effet, les trois paramètres envisagés concourent à cette baisse. Il y correspond une augmentation notable de la productivité carbonatée et de l'agitation. Le contenu en quartz détritique enregistre quant à lui une baisse notable.

Le récif enregistre les valeurs de SM les plus faibles :  $0,51 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg (pour le MPF9) et  $-0,10 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg (pour le MPF10). Ces valeurs très faibles correspondent à la productivité carbonatée maximale et à une agitation intense. Le quartz détritique est par ailleurs absent de ces microfaciès récifaux.

Les valeurs moyennes situées à l'arrière-récif augmentent depuis les milieux distaux ( $0,91 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) vers les milieux proximaux ( $6,05 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Cette augmentation s'explique par une diminution progressive de l'agitation du milieu de dépôt et de la productivité carbonatée. Le quartz détritique reste quant à lui relativement constant.

Ce sont les milieux de lagons calmes (MPF16) qui enregistrent les valeurs les plus élevées ( $12,26 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Ceci est dû à des conditions d'agitation très faible propices à la

décantation des minéraux magnétiques. Les valeurs enregistrent ensuite une baisse importante ( $3,48 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) au niveau des tapis algaires déposés en milieu intertidal et donc relativement agités. Les valeurs augmentent à nouveau :  $6,80 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MPF18 et  $8,90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MPF19. Le premier correspond à un environnement de dépôt où domine la décantation de fines particules alors que le second est caractérisé par le développement de la pédogenèse.

Cette approche, relativement simple et intuitive, permet d'expliquer le comportement différentiel de la courbe de SM vis-à-vis de la courbe de microfaciès. A l'arrière-récif, le modèle de Crick et Ellwood s'applique parfaitement. En effet, comme les valeurs moyennes de SM augmentent continuellement depuis les zones distales vers les zones proximales, toute tendance régressive implique un accroissement des valeurs de SM. Un parallélisme entre les courbes de SM et de microfaciès est ainsi observé (voir, par exemple, la Fig. VII.4).

Par contre, la situation est inverse au niveau de l'avant-récif en raison d'une diminution graduelle de la valeur moyenne de SM depuis les zones distales vers les zones

proximales (voir, par exemple, Fig. VII.2B). Dès lors, le modèle de Crick et Ellwood ne s'applique plus, chaque tendance régressive impliquant une baisse des valeurs de SM. Ceci donne lieu à une opposition entre les courbes de SM et lithologique.

Dans cette dynamique, les microfaciès récifaux jouent le rôle charnière entre les deux comportements, et ce en raison de leurs valeurs minimales. Ils marquent aussi bien la fin de la tendance à la diminution de la SM observée à l'avant-récif que l'amorce de l'augmentation caractérisant l'arrière-récif.

Certaines exceptions sont cependant notées. La première est située dans la première partie de la coupe de Baileux où les courbes ne montrent pas de tendances synchrones (Fig. VII.4) en raison de la dynamique sédimentaire particulière qui y est observée. La seconde est l'unité FRO-2 (Fig. VII.5) qui, bien que située à l'arrière-récif montre une opposition entre les deux types de courbes. Cette situation est provoquée par les valeurs moyennes de SM qui, à Fromelennes, sont plus faibles au niveau des paléosols et des tapis algaires en comparaison du lagon (Fig. VII.12).

### 7.3.2 Modèle de rampe A

#### ✓ Coupe d'Aisemont

Les valeurs moyennes de SM sont présentées à la Fig. VII.14 et sont relativement stables au travers de la rampe depuis la zone externe (aux alentours de  $5,50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MRA) à la zone médiane ( $5,53 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MRA3). Une baisse est ensuite

notée à hauteur du MRA5 ( $2,58 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) qui correspond aux wackestones et packstones pelloïdiques. Les valeurs observées au sein de la rampe interne sont les plus élevées :  $7,47 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MRA8 et  $7,01 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MRA11b.

#### ✓ Coupes des environs de Jemelle

Les valeurs moyennes de SM des trois coupes étudiées dans cette zone sont présentées à la Fig. VII.15. Concernant la coupe de Jemelle Gare, ces valeurs sont relativement élevées et constantes depuis la rampe externe

jusqu'à la rampe interne. Elles oscillent entre  $9,47 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  et  $13,20 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Ce n'est qu'à la hauteur du MRA11c qu'une nette augmentation est notée ( $28,98 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).

La coupe de la route du Fays montre elle aussi des valeurs moyennes relativement élevées. Elles enregistrent une baisse sensible depuis la rampe externe ( $10,76 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) jusqu'à la rampe interne ( $8,16 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).

### ✓ Discussion

L'ensemble des coupes concernées par le modèle de rampe A a montré des tendances de SM qui ne présentaient peu ou pas de comportement cohérent en comparaison des courbes de microfaciès (voir points 7.2.1 et 7.2.6). En effet, les tendances peuvent être parallèles ou opposées et dans certains cas, des tendances marquées dans l'évolution des microfaciès correspondent à des valeurs de SM relativement constantes.

Cette absence de comportement cohérent correspond à des valeurs moyennes de SM relativement stables (Fig. VII.16) et ne montrant pas d'évolution notable (à l'exception de l'augmentation au niveau du MRA11c correspondant au niveau d'oligiste). Il est cependant notable que l'ensemble des microfaciès montre des valeurs de SM

La situation est comparable pour la coupe de Jemelle Nord, même si la baisse enregistrée est nettement mieux marquée avec des valeurs moyennes de  $10,08 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  (rampe externe) à  $4,63 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  (rampe interne).

relativement élevées. Ceci n'est guère étonnant pour le cas des microfaciès dominés par les détritiques (MRA1, 2, 7 et 11) mais plus surprenant pour ceux qui sont carbonatés (MRA3, 4, 5, 6, 8 et 9). Le cas du MRA6 est particulièrement éclairant. En effet, il s'agit de packstone et de grainstone crinoïdiques qui montrent une valeur moyenne de  $12,10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Il lui correspond une agitation relativement importante empêchant le dépôt du quartz détritique. Comme les valeurs de SM sont similaires à celles observées dans les autres microfaciès, cela peut indiquer soit une homogénéisation du signal magnétique lors de la diagenèse, soit que les minéraux porteurs du signal ont une granulométrie suffisamment fine pour percoler dans le sédiment en voie d'enfouissement.

### 7.3.3 Modèle de rampe B

En l'absence de mesures de SM sur la coupe de Remouchamps, seules les valeurs du sommet de la coupe d'Aisemont sont prises en compte à la Fig. VII.17. La rampe médiane est caractérisée par des valeurs intermédiaires ( $5,72 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) qui augmentent progressivement au sein de la rampe interne pour atteindre  $13,74 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  au niveau du MRB5. Une baisse des valeurs est ensuite notée au niveau des tapis algaires ( $3,98 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).

Malgré une évolution nette des valeurs moyennes de SM, aucun paramètre ne semble en rendre parfaitement compte. Certains peuvent cependant l'expliquer partiellement. L'agitation plus faible du milieu de dépôt correspondant au MRB5 en comparaison du MRB4 peut, par exemple, rendre compte des valeurs plus élevées. Les tapis algaires, situés en zone intertidale (MRB6), enregistrent des valeurs plus faibles en raison d'une augmentation de l'agitation (bien que cette dernière ne se marque pas dans la texture qui correspond à des mudstones laminaires).

### 7.3.4 Modèle de rampe C

Les valeurs moyennes de SM observées à La Couvinoise (Fig. VII.18) montrent une baisse progressive depuis la rampe externe ( $9,30 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MRC1) jusqu'à la rampe interne ( $4,85 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MRC7). Il faut néanmoins remarquer que les MRC4 ( $2,59 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) et MRC5 ( $3,64 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) marquent un minimum dans cette tendance générale.

Le paramètre rendant le mieux compte de cette diminution est l'augmentation corollaire de l'agitation du milieu de dépôt. Il y correspond d'ailleurs une baisse générale de contenu en quartz détritique. Les valeurs

relativement plus faibles observées aux MRC4 et MRC5 s'expliquent aisément par une productivité carbonatée plus élevée (floatstone et coverstone).

En raison de la diminution graduelle de la valeur moyenne de SM depuis les zones distales vers les zones proximales, c'est l'opposition entre les courbes de SM et de microfaciès qui est la règle (Fig. VII.5). En effet, chaque tendance régressive (transgressive) se traduit par une baisse (hausse) des valeurs de SM. Dès lors, le modèle de Crick et Ellwood n'est ici pas non plus d'application.

### 7.3.5 Modèle de rampe D

Le modèle de rampe D concerne le Membre de Marenne (coupes de Marenne) et la base de la Formation de Trois-Fontaines

(coupe de Fromelennes-Flohimont). Les valeurs moyennes de SM coupe par coupe sont représentées à la Fig. VII.19.

#### ✓ Coupes de Marenne

Les coupes de Marenne Centre et de Marenne Est montrent une évolution similaire, à savoir une baisse régulière des valeurs moyennes de SM depuis les zones les plus distales de la rampe médiane ( $6,20 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg à Marenne Centre et  $5,21 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg à Marenne Est) jusqu'aux microfaciès situés dans la rampe interne (respectivement  $3,49 \times 10^{-8}$

m<sup>3</sup>/kg et  $2,88 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). La seule excursion notable à cette tendance générale se situe au sein de la coupe de Marenne Centre et plus précisément au niveau du MRD6 qui correspond à la lentille récifale et qui enregistre des valeurs relativement plus basses (moyenne de  $1,85 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

#### ✓ Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

Cette coupe montre des valeurs très faibles et constantes :  $0,30 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MRD5 et  $0,69 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MRD6. La

seule exception se situe au niveau du MRD8 avec une valeur beaucoup plus élevée ( $15,25 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg).

#### ✓ Discussion

Les valeurs moyennes de SM sur l'ensemble des coupes où s'applique le modèle de rampe D (Fig. VII.20) montrent une tendance générale à la baisse progressive depuis les milieux les plus distaux ( $5,90 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MRD1) vers les milieux

proximaux ( $1,70 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Comme indiqué précédemment, la seule exception notable se situe au niveau du MRD8. Ce dernier microfaciès étant relativement proche des terres émergées et correspondant à un environnement où la décantation des fines

particules domine la dynamique sédimentaire, il n'est pas étonnant d'y voir correspondre une SM élevée. La tendance générale observée pour les autres microfaciès s'explique par l'action conjointe de l'augmentation de l'agitation du milieu de dépôt et de la productivité carbonatée. Les effets de ces deux paramètres s'illustrent également dans la baisse de la concentration en quartz détritique observée depuis les zones distales vers les zones proximales.

En raison de la diminution graduelle de la valeur moyenne de SM depuis la rampe médiane jusqu'à la rampe interne, c'est l'opposition entre les courbes de SM et de microfaciès qui est la règle pour les coupes de

Marenne (Fig. VII.8). Comme pour le modèle de rampe C, chaque tendance régressive se traduit par une baisse des valeurs de SM.

La situation est différente au sein de la coupe de Fromelennes-Flohimont où c'est le parallélisme qui semble primer (Fig. VII.5). Ceci s'explique par la présence de valeurs élevées pour le MRD8 mais également par une augmentation des valeurs de SM au sein même du MRD7 vers le sommet de l'unité FRO-1. Cette évolution est probablement à mettre en relation avec le développement des paléosols au niveau de l'unité FRO-2 sus-jacente, la pédogenèse étant un phénomène à même de générer des minéraux fortement magnétiques.

### 7.3.6 Modèle de rampe E

Les valeurs moyennes de SM pour la Formation des Terres d'Hauts (Modèle de rampe D), sont présentées à la Fig. VII.21. Les

coupes concernées seront envisagées dans l'ordre suivant : les Monts de Baileux, la route Fromelennes-Flohimont et Marenne Est.

#### ✓ Coupe des Monts de Baileux

Les valeurs moyennes de SM augmentent depuis la rampe médiane ( $5,79 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) jusqu'à la rampe interne avec  $7,98 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  pour le MRE6. Il faut

cependant remarquer que le MRE3, associé aux *shoals* pelloïdiques et bioclastiques, sort de cette tendance générale avec des valeurs plus faibles (moyenne de  $3,27 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).

#### ✓ Coupe de la route Fromelennes-Flohimont

Les valeurs moyennes de SM au sein de la rampe médiane sont nettement plus élevées ( $10,62 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) qu'au sein de la coupe des Monts de Baileux. Une baisse notable est ensuite observée au niveau du MRE3 (*shoals*

pelloïdiques et bioclastiques) avec une valeur moyenne de  $6,63 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Ces valeurs augmentent dès lors au sein de la rampe interne jusqu'à atteindre  $13,22 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  au niveau du MRE7.

#### ✓ Coupe de Marenne Est

Les valeurs moyennes de SM au sein de cette coupe sont globalement plus basses qu'au sein des deux précédentes avec, par exemple,  $2,30 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  au niveau de la rampe médiane. Elles augmentent ensuite

progressivement, jusqu'à atteindre  $4,70 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  (MRE7). Le dernier microfaciès de la série (MRE8) correspondant aux tapis algaires enregistre une baisse des valeurs ( $3,38 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).

✓ **Discussion**

Au vu des différences entre les valeurs moyennes observées au sein des trois coupes, une moyenne générale sur l'ensemble des coupes n'aurait pas eu de sens. Nous avons donc préféré garder les valeurs coupe par coupe afin de les comparer aux paramètres sédimentologiques (Fig. VII.22). La tendance générale de baisse des valeurs moyennes de SM correspond à une baisse progressive de l'agitation depuis les microfaciès les plus distaux vers les plus proximaux. Le fait que les microfaciès de *shoal* présentent régulièrement des valeurs plus faibles (comme à Fromelennes et Baileux) est dû aux conditions d'agitation les plus intenses qui les caractérisent. Une ré-augmentation de l'agitation dans la rampe interne au niveau des tapis algaires est

responsable de la baisse des valeurs de SM qui y est observée. De plus, l'influence détritique montre également une baisse générale depuis la rampe médiane jusqu'à la rampe interne, comme illustré par l'abondance décroissante du contenu en quartz terrigène.

En raison de l'augmentation générale de la valeur moyenne de SM depuis la rampe médiane jusqu'à la rampe interne, c'est le parallélisme entre les courbes de SM et de microfaciès qui est la règle pour les coupes de la Formation des Terres d'Hauts (Fig. VII.4, 5 et 6). Chaque tendance régressive (transgressive) se traduit par une augmentation (baisse) des valeurs de SM.

**7.3.7 Modèle de rampe F**

Le modèle de rampe F, dédié à la coupe du Ohlesberg, comporte des microfaciès dominés par les carbonates et d'autres par les détritiques. Bien que les moyennes de SM soient présentées sur la seule Fig. VII.23, la description et les discussions vont être abordées séparément pour les deux ensembles.

Les microfaciès carbonatés sont au nombre de sept : MRF1, 2, 4, 5, 7, 10 et 11. Les trois premiers sont situés au niveau de la rampe médiane et présentent des valeurs moyennes de SM relativement basses et qui montrent une diminution depuis le MRF1 ( $2,00 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'au MRF4 ( $0,75 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Le premier microfaciès situé en rampe interne (le MRF5) correspond à une valeur minimale ( $0,26 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Les valeurs de SM augmentent alors au fil de la rampe interne jusqu'à atteindre  $3,20 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg au niveau des paléosols carbonatés (MRF11).

Les microfaciès détritiques sont eux au nombre de cinq : MRF3, 6, 8, 9 et 12. Les deux premiers montrent des valeurs moyennes similaires et proches de  $2,10 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Une augmentation régulière est ensuite observée

jusqu'à atteindre  $11,81 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg au niveau des paléosols argileux (MRF12).

La baisse des valeurs moyennes de SM au sein de la rampe médiane a pour corollaire une baisse du contenu en quartz détritique dans les faciès carbonatés. Le fait que le rudstone (MRF2) ne corresponde pas aux valeurs minimales comme on serait en droit de l'attendre du faciès présentant l'agitation la plus importante est probablement dû à l'infiltration de sédiment plus fin au sein du sédiment en voie d'enfouissement. La limite entre la rampe interne et la rampe médiane correspond pour les deux types de faciès à des valeurs minimales. Ceci s'explique aisément, vu que cet endroit correspond à une agitation élevée. La rampe interne montre ensuite une augmentation des valeurs moyennes de SM en lien avec une baisse progressive de l'agitation, et ce pour les deux types de faciès.

Le parallélisme entre les courbes de SM et de microfaciès reporté à la Fig. VII.10, s'explique par l'augmentation générale de la valeur moyenne de SM depuis la rampe médiane jusqu'à la rampe interne. Chaque

tendance régressive se traduit par une augmentation des valeurs de SM. Ce parallélisme est perturbé au niveau du Membre de Dankerath par des oscillations

entre le MRF7 (carbonaté) et MRF8 (détritique), ce dernier présentant des valeurs de SM plus élevées.

## 7.4 Nature des minéraux magnétiques

Avant de tirer des conclusions quand à l'utilisation de la SM dans les corrélations, il nous est apparu nécessaire de nous interroger sur la nature des minéraux influençant les valeurs de SM. En particulier, la complexité des relations entre l'évolution des microfaciès et de la courbe de SM que nous avons constatées au chapitre précédent nous amène à la prudence et à ne pas nous limiter à la théorie généralement admise selon laquelle la SM est sous le contrôle exclusif de l'apport détritique (Ellwood *et al.*, 2000).

A cette fin nous avons mené une analyse géochimique sur la base de la coupe

des Monts de Baileux correspondant à l'avant-récif sur notre modèle de plate-forme (MPF1, 3, 5, 6, 7 et 8). Le choix s'est porté sur cette coupe en raison de l'apparente complexité du comportement de la SM à cet endroit. Les analyses chimiques sont présentées à l'Annexe 6. Les échantillons ont été choisis, d'une part pour avoir un panel représentatif des microfaciès observés et d'autre part afin de disposer d'échantillons de chaque microfaciès tout au long de la coupe. Les courbes de microfaciès et de SM pour la zone concernée par cette étude sont présentées à la Fig. VII.24.

### 7.4.1 Comparaison des valeurs de susceptibilité magnétique et de la composition chimique par microfaciès

La première approche est de comparer l'évolution microfaciès par microfaciès des valeurs moyennes de chaque variable, à savoir la SM et la teneur en un élément donné. Les résultats sont présentés à la Fig. VII.25.

Les valeurs de SM enregistrent une baisse depuis le MPF1 ( $5,27 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) jusqu'au MPF5 ( $1,94 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Elles augmentent ensuite légèrement au niveau du MPF6 ( $3,83 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) et baissent ensuite jusqu'à atteindre  $2,11 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg pour le MPF8. Notons que cette évolution est la même que celle que présentait l'ensemble des valeurs (voir Fig. VII.12), ce qui indique que la réduction du nombre d'échantillons considérés n'a pas introduit de biais statistique notable.

Le motif particulier observé dans les valeurs moyennes de SM est également présent pour certains éléments majeurs. Bien que seules les données obtenues pour le SiO<sub>2</sub> et le Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> soient présentées à la Fig. VII.25, c'est également le cas pour le TiO<sub>2</sub>, le K<sub>2</sub>O et le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. L'évolution de la teneur en certains éléments en traces suit également cette tendance. Il s'agit du Rb (voir Fig. VII.25) et du Zr.

Il est raisonnable de penser que tous ces éléments sont liés à une influence terrigène. Comme les minéraux détritiques, à l'exception du quartz, sont généralement paramagnétiques et donc caractérisés par des valeurs de SM relativement hautes (Walden *et al.*, 1999), il n'est pas étonnant de constater un lien entre la concentration des éléments liés au minéraux détritiques et la SM.

Enfin, notons que le CaO montre une tendance générale en opposition à celle décrite ci-dessus. Le CaO est principalement lié au contenu en carbonates et s'oppose donc au contenu en détritiques et à la SM. Ceci est dû au caractère diamagnétique de la calcite qui correspond dès lors à des valeurs de SM faiblement négatives (Walden *et al.*, 1999).

Cette première approche semble confirmer ce qui est généralement admis concernant la SM, à savoir qu'elle est principalement liée au contenu en matériel détritique en opposition au contenu en carbonates (Ellwood *et al.*, 2000).



### 7.4.2 Matrice de corrélation

Dans le but de tester la relation entre SM et matériel détritique, une matrice de corrélations est présentée à la Fig. VII.26. Comme nous allons le voir, cela confirme en partie, mais en partie seulement, les résultats précédents.

Deux groupes d'éléments sont clairement identifiables. Le premier, lié à l'apport terrigène comprend le SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb et le Zr. Le second correspond au contenu en carbonates et inclut le CaO et la perte au feu. Sans surprise, ces deux groupes sont anti-corrélés.

Le principal résultat livré par la matrice de corrélation est pour le moins inattendu. En effet, aucun des éléments ou groupe d'éléments cités ci-dessus ne montre de corrélation forte avec la SM. Bien que les coefficients pour la SM soient positifs avec le groupe d'éléments terrigènes et négatifs avec le groupe correspondant aux carbonates, ils restent peu significatifs.

Il semble donc que de se limiter à considérer l'influence détritique comme seul paramètre responsable des variations de SM soit une simplification abusive. D'autres facteurs sont nécessaires afin de rendre compte de l'évolution de la SM.

### 7.4.3 Diagrammes d'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction des différents éléments

Nous allons maintenant nous intéresser à la comparaison des valeurs de SM en fonction des différents éléments analysés. Les diagrammes correspondant au SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO et MgO se trouvent à la Fig. VII.27. Sur ces diagrammes sont représentés les 97 échantillons considérés ainsi que la position des certains minéraux. La position attribuée à ces derniers est indicative et non absolue puisque les valeurs utilisées ne sont pas obtenues sur les échantillons mais issues de la littérature pour les valeurs de SM (Borradaile & Jackson, 2004; Walden *et al.*, 1999) et sur base de compositions types (Barthelmy, 2000-2005).

Les minéraux représentés ont été choisis en raison de leur observation directe en lame mince (calcite, dolomite, quartz, pyrite, hématite) et de leur présence dans un des échantillons qui a été diffracté aux rayons X (Illite, muscovite et clinocllore). Cet échantillon a été sélectionné en raison de son contenu en CaO particulièrement bas (proche des 13%). La corrensite a été également identifiée mais ne figure pas dans les diagrammes en raison de l'absence de

données magnétiques la concernant. La magnétite est également indiquée car elle est fréquemment considérée comme minéral porteur du signal magnétique. Les comportements magnétiques de ces différents minéraux sont les suivants : ferromagnétisme (valeurs positives fortes) pour l'hématite et la magnétite ; paramagnétisme (valeurs positives) pour la pyrite, le clinocllore, la muscovite, l'illite et la dolomite et enfin diamagnétisme (valeurs négatives) pour le quartz et la calcite (Borradaile & Jackson, 2004; Walden *et al.*, 1999).

Les diagrammes se révèlent être relativement complexes et montrent un mélange de l'influence des différents minéraux en présence. Les diagrammes SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montrent que les analyses s'étendent principalement entre deux pôles de minéraux (ceux du TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb et Zr donnent les mêmes résultats). Cette tendance s'étend dans les deux diagrammes entre la calcite (et le quartz dans le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et les minéraux très magnétiques que sont la pyrite, l'hématite et la magnétique. Notons également que la dolomite, minéral faiblement

magnétique se trouve sur cette tendance. Certains points s'écartent notablement de cette tendance en direction des différents minéraux argileux (muscovite, clinochlore et illite).

Ces deux diagrammes permettent donc de dégager trois influences distinctes sur les valeurs de SM. La première est la productivité carbonatée qui domine dans les échantillons à SM faible à négative et dont le contenu en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est faible. Le second pôle correspond aux apports en minéraux argileux. Leur signature est marquée par des échantillons au

contenu en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  relativement élevé et aux valeurs de SM moyennes à élevées. Le troisième pôle est représenté par des valeurs de SM magnétiques élevées et un contenu en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  faible.

Les deux diagrammes suivants dédiés au CaO et au MgO permettent de retrouver les trois pôles définis ci-dessus. De plus, un quatrième facteur doit être invoqué pour expliquer certains points qui sortent des tendances entre les trois pôles déjà évoqués. Il s'agit de la dolomitisation qui abaisse le contenu en CaO et augmente celui en MgO.

## 7.5 Conséquences pour les corrélations

Comme nous venons de le voir, la valeur de SM d'un échantillon donné est le résultat de l'interaction entre plusieurs paramètres au rang desquels figurent la productivité carbonatée, l'apport détritique (sous forme d'argile et éventuellement de minéraux ferromagnétiques) et la diagenèse

(dolomitisation et cristallisation de pyrite, hématite et éventuellement magnétite). Il semble cependant qu'à l'échelle de la coupe, le comportement de la SM soit relativement cohérent (voir point 7.4.1). Reste à nous interroger quant à l'utilisation de la SM en tant qu'outil de corrélation.

### 7.5.1 Modèle de plate-forme

L'évolution des valeurs moyennes de SM le long du profil de plate-forme (voir Fig. VII.13) semble particulièrement robuste. Elle a en effet été constatée sur différentes coupes appartenant à des formations différentes. De plus, une évolution similaire avait été également observée au niveau de la partie interne de la plate-forme frasnienne (da Silva *et al.*, *sous presse*). Cette évolution est au moins en partie liée à des paramètres sédimentologiques : (1) l'agitation du milieu de dépôt, (2) la productivité carbonatée et (3) l'influence terrigène.

faibles dans les zones récifales que dans les zones externes.

Ces deux paramètres agissent de concert, puisque dans le cas des plates-formes, les zones de plus forte productivité sont également les plus agitées. Dans ce cadre, la zone de la barrière joue un rôle pivot, les valeurs de SM moyennes décroissant des zones distales vers elle puis ré-augmentant vers les zones proximales. Ceci explique le comportement différentiel des courbes de SM en vis-à-vis des courbes de microfaciès, à savoir opposition à l'avant-récif contre parallélisme à l'arrière-récif (voir point 7.3.1).

L'agitation est le paramètre qui va contrôler le dépôt ou non des particules sédimentaires. Elle autorisera la décantation des éléments terrigènes porteurs du signal de SM dans les environnements particulièrement calmes tels les milieux proches de la ZAVT (*cf.* MPF1) et les milieux lagunaires (*cf.* MPF16). Les valeurs de SM des sédiments déposés dans ces zones seront donc élevées. Au contraire, dans les zones soumises à une agitation perpétuelle, le sédiment sera en quelque sorte lavé des particules détritiques et enregistrera des valeurs proches de zéro, voire négatives. L'exemple type se situe au niveau des environnements récifaux (MPF9 et 10).

Le dernier paramètre est l'influence terrigène qui est liée à la proximité des terres émergées. Il explique pourquoi les valeurs moyennes de SM sont plus faibles à l'avant-récif par rapport aux zones internes. Les zones les plus proches du continent reçoivent en effet un apport détritique plus important que les zones qui en sont plus éloignées.

La productivité carbonatée joue également un rôle primordial. En effet, dans les zones de forte productivité, les particules porteuses du signal de SM seront plus diluées que dans les zones où la productivité est plus faible. Les valeurs de SM seront donc plus

Deux milieux particuliers sortent systématiquement de cette tendance. Le premier est celui correspondant aux tapis algaires (MPF17) qui montrent des valeurs très basses bien que situés dans les zones les plus internes. C'est ce qui explique l'absence de saut dans la courbe de SM au sein de l'unité CV-3 (voir Fig. VII.2). Ces faibles valeurs sont probablement liées au faible dépôt des particules magnétiques en zone intertidale. Le second correspond aux paléosols (MPF19) dont les valeurs de SM sont particulièrement

élevées en raison des processus pédogénétiques (formation de minéraux

magnétiques dans les sols).

### 7.5.2 Modèles de rampes

La situation semble relativement plus complexe concernant les rampes. En effet, aucun comportement unitaire ne semble se dégager. Certaines montrent une opposition générale entre les courbes de SM et de microfaciès liées à la diminution des valeurs moyennes de SM depuis les zones distales vers les zones proximales (cas du MRC, *cf.* point 7.3.4 et du MRD, *cf.* point 7.3.5). Pour d'autres modèles, c'est le parallélisme qui prime en lien avec une augmentation des valeurs moyennes de SM depuis les zones distales vers les zones proximales (cas du MRB, *cf.* point 7.3.3 ; du MRE, *cf.* point 7.3.6 et du MRF, *cf.* point 7.3.7). D'autres enfin ne montrent pas de tendance particulière en raison de valeurs de SM moyennes relativement constantes le long de l'ensemble du profil (cas du MRA, *cf.* 7.3.2).

Si l'on fait exception du MRA, on peut remarquer que dans l'ensemble des modèles de rampe, un minimum des valeurs de SM est systématiquement enregistré dans la partie supérieure de la rampe médiane ou à la limite entre rampe médiane et interne. Bien que ces valeurs minimales ne marquent le plus souvent

qu'un léger creux dans la tendance, elles semblent jouer un rôle similaire à celui décrit ci-dessus par les microfaciès récifaux pour le modèle de plate-forme. Ceci n'est guère étonnant car cette zone correspond également à la zone la plus turbulente (*shoals*) et/ou de production carbonatée maximale (coverstones, lentille récifale).

Dans ce cadre, les coupes montrant principalement des transitions entre la rampe externe et la rampe médiane (ce qui correspond à une baisse des valeurs moyennes de SM), adopteront l'opposition entre les courbes de SM et de microfaciès. A l'opposé, les coupes correspondant plutôt à des milieux de rampe médiane et de rampe externe montreront préférentiellement le parallélisme entre les coupes.

Notons enfin que les remarques effectuées dans le cadre du modèle de plate-forme concernant les tapis algaires et les paléosols restent valables dans le cas des rampes.

### 7.5.3 Conclusions

L'usage des courbes de SM à des fins de corrélation nécessite certaines précautions et il n'est en tous cas pas possible de les utiliser sans disposer des courbes de microfaciès. Il est en premier lieu nécessaire de tenir compte du milieu de dépôt, la SM ne suivant pas par exemple la même logique au sein de l'avant et de l'arrière-récif. Ceci signifie que le modèle relativement simple développé notamment par Crick et Ellwood (et qui soutient le parallélisme entre courbes de

microfaciès et de SM), n'est pas d'application au sein des coupes étudiées ici.

De plus, il faut se méfier des niveaux algaires et des paléosols qui peuvent biaiser certaines tendances ainsi que de l'influence locale de la diagenèse (et notamment de la dolomitisation).



# CHAPITRE VIII MODÈLE D'ÉVOLUTION

## 8.1 Introduction

---

L'objectif de ce chapitre est d'intégrer l'ensemble des données et des interprétations développées sur les coupes que nous avons étudiées. Cette intégration est proposée ci-après en deux étapes.

La première va se limiter aux coupes qui ont effectivement été étudiées dans le cadre de ce travail. Nous en reprendrons l'analyse sédimentologique détaillée afin d'en extraire les épisodes marquants et ainsi définir les cortèges de dépôt, et ce en tenant bien évidemment compte des courbes de susceptibilité magnétique et des données biostratigraphiques issues de la littérature. Nous établirons ainsi un premier modèle de stratigraphie séquentielle.

Dans un second temps, nous nous efforcerons d'étendre ce modèle de stratigraphie séquentielle à l'ensemble du bord Sud du Synclinorium de Dinant. Nous pourrions ainsi généraliser notre propos à d'autres coupes précédemment étudiées. De plus, nous pourrions ainsi proposer un modèle global d'évolution à l'échelle du bassin et apporter certains éclairages sur le passage latéral entre les Formations de Couvin et de Jemelle et également sur la transition Eifélien-Givétien.

Enfin, nous nous attarderons sur la coupe du Ohlesberg afin d'envisager ce que l'étude qui y a été entreprise peut apporter à la compréhension du contexte régional et de la lithostratigraphie de l'Eifélien de l'Eifel.

## 8.2 Cortèges et corrélations des coupes étudiées

---

### 8.2.1 Notions théoriques

La stratigraphie séquentielle, ou plutôt le concept de stratigraphie séquentielle, a été à la base développée à l'échelle sismique et pour les bassins siliciclastiques (Vail *et al.*, 1977). Par la suite, le champ d'application a été étendu aux plates-formes carbonatées (voir, par exemple, Sarg, 1988). La stratigraphie séquentielle ne possède pas de définition univoque. A titre d'exemple, citons celle de Embry (2001) à savoir : « *la reconnaissance et la corrélation de surfaces stratigraphiques représentant des changements dans les tendances de dépôt au sein des roches sédimentaires* ». De plus, il ajoute que de tels changements sont générés sous l'influence conjuguée de la sédimentation, de l'érosion et de l'oscillation du niveau de base. Ces changements sont, selon lui, déterminables par l'analyse sédimentologique et les relations géométriques.

Avant de nous lancer dans l'application de la stratigraphie séquentielle, il convient donc de procéder à quelques remarques préliminaires. En effet, une des principales difficultés dans le cadre qui nous occupe est que les relations géométriques entre les dépôts étudiés ne nous sont que peu ou pas accessibles. Il y a deux raisons principales à cela. La première est que nous travaillons sur des coupes peu étendues latéralement, donnant une image principalement verticale des dépôts. Ensuite, ces relations géométriques sont compliquées par la structuration tectonique de la zone Rhéno-hercynienne.

Une séquence est composée de la succession de différents cortèges délimités par des surfaces remarquables. Suite à la diversité des environnements et des échelles auxquelles la stratigraphie séquentielle a été appliquée,

suite également à la coexistence de différentes « écoles », il n'existe pas de canevas commun des cortèges qui composent les séquences (ni en terme de nombre, ni en termes de définitions). Nous n'allons pas ici faire l'historique de tous ces concepts et de leurs définitions successives (pour une revue exhaustive, voir Cotuneanu, 2006) mais nous limiter à définir les termes utilisés dans la suite du chapitre. Nous utiliserons trois cortèges : Cortège de Bas Niveau (compris entre le «

*Downward Shift* » marquant la limite de séquence et la surface de première inondation), Cortège Transgressif (compris entre la surface de première inondation et la surface d'inondation maximale) et le Cortège de Haut Niveau (compris entre la surface d'inondation maximale et le « *Downward Shift* » marquant la limite avec la séquence suivante).

### 8.2.2 Modèle proposé

Le modèle proposé est présenté à la Fig. VIII.1 (dont un agrandissement est fourni sur le CD des annexes). Nous allons décrire dans la suite du texte les différentes séquences de la plus ancienne à la plus jeune pour les coupes situées au bord Sud du Synclinorium de Dinant. Les coupes d'Aisemont et de Remouchamps seront envisagées dans un second temps.

La première limite de séquence est placée à hauteur du niveau d'oligiste présent au sein de la Formation de Saint-Joseph. Comme nous l'avons montré dans l'étude des microfaciès (voir point 6.3.1.3), il y correspond une émergence. Du plus, ce niveau est largement présent au bord Sud du Synclinorium de Dinant (Dejonghe, 1986; Delmer, 1913), ce qui atteste de l'importance régionale de cette première limite. La première séquence s'étend ensuite dans la coupe de Jemelle Gare jusqu'au sommet de la Formation de l'Eau Noire qui correspond à un brutal changement de faciès. Il y correspond le sommet de l'unité récifale présente au sein de la coupe de l'Eau Noire qui y est coiffée de tapis algaires. La seconde partie de la Formation de l'Eau Noire (Unité JG-4) à Jemelle correspond en fait à la partie inférieure de la Formation de Couvin (Dumoulin & Blockmans, 2008), ce qui implique une nette surépaisseur de cette première séquence au sein de la coupe de l'Eau Noire par rapport à la Coupe de Jemelle Gare.

La seconde séquence correspond, au sein de la Formation de Couvin, au sommet du Membre de la Foulerie (Cortège Transgressif) et au Membre de l'Abîme (Cortège de Haut Niveau). La limite supérieure de cette séquence est placée à Couvin à la limite entre le Membre de l'Abîme et la Formation de Jemelle. En accord avec Godefroid (1968), cette limite est corrélée, au sein de la Formation de Jemelle, à la limite entre les Membres du Cimetièrre et des Chavées au stratotype (coupe de Jemelle Gare). Ce faisant, le Membre de la Station correspond au Cortège Transgressif et le Membre du Cimetièrre au Cortège de Haut Niveau. Notons que les deux Formations de Couvin et de Jemelle présentent dans notre étude d'importantes lacunes qui pourraient masquer la présence d'autres séquences. La coupe de Villers-la-Tour, attribuée au Membre de l'Abîme (Bertrand *et al.*, 1993), semble en effet indiquer la présence d'un Cortège Transgressif supplémentaire qui pourrait se trouver dans la lacune d'affleurement présente au stratotype entre les coupes de l'Eau Noire et de la Falaise de l'Abîme.

La limite de séquence suivante n'a été identifiée qu'au sein de la coupe de Jemelle Fays (Membre des Chavées) par un brutal changement de faciès. Vu les lacunes d'affleurement et le manque d'informations latérales, les cortèges définis au sein du Membre des Chavées ne sont pas utilisés à des fins de corrélations.

La séquence suivante couvre le Membre de la Wamme de la Formation de La Lomme (Cortège de Bas Niveau), la Formation de Hanonet (qui correspond à la majeure partie du Cortège Transgressif) et la base de la Formation de Trois-Fontaines (Cortège de Haut Niveau). La limite supérieure de cette séquence est placée, lorsqu'il est présent, au sommet du biostrome de la Formation de Trois-Fontaines généralement souligné par la présence d'une lumachelle à Stringocéphales (Bultynck & Dejonghe, 2001). Dans la coupe de Fromelennes-Flohimont, il y correspond une phase d'émersion à la limite entre les unités FRO-1 et FRO-2. La situation est moins claire à Marenne, la limite est placée au sommet du Membre de Marenne auquel correspond un changement de milieu de dépôt depuis une rampe jusqu'à un arrière-récif. Le Cortège de Bas Niveau explique les apports détritiques très importants observés au sein du Membre de La Wamme. Les 10 à 30 mètres de schistes gréseux et de siltites (argileuses, calcaires et/ou gréseuses) observés au sommet de la Formation de Jemelle dans la région de Couvin (Bultynck & Dejonghe, 2001) sont généralement considérés comme un équivalent atténué de la Formation de La Lomme. L'apport détritique accru qui y correspond est probablement lié au Cortège de Bas Niveau que nous avons défini.

L'avant-dernière séquence correspond à la partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines caractérisée par une sédimentation arrière-récifale à lagunaire. La limite supérieure est placée à la limite avec la Formation des Terres d'Hairs qui marque un retour à une géométrie de rampe. Cette dernière formation est interprétée comme le Cortège Transgressif de la séquence suivante.

La coupe d'Aisemont renferme à la limite entre les Formations de Rivière et de Névremont, une importante lacune qui correspond à la majeure partie de la Formation de Trois-Fontaines sur base des conodontes (Gouwy & Bultynck, 2003). Cette lacune est attribuée ici à une limite de séquence. Au-

dessus de cette limite commence un Cortège Transgressif qui peut se corréliser à celui observé au sein de la Formation des Terres d'Hairs. La situation est moins claire pour les sédiments situés en deçà, la seule indication étant qu'ils correspondraient au sommet de la Formation de Jemelle ou peut-être à la base de la Formation de Hanonet (Gouwy & Bultynck, 2003). La limite de séquence observée à Aisemont pourrait dès lors correspondre à l'amalgame de deux ou trois limites de séquence observées au bord Sud du Synclinorium de Dinant. Ceci est à mettre en relation avec la position nettement plus proximale de la coupe d'Aisemont.

La situation de la coupe de Remouchamps est sensiblement plus délicate à éclaircir vu son épaisseur et l'intervalle stratigraphique couvert qui, comme nous allons le voir, reprend une grande partie de l'Eifélien et une partie du Givétien. De bas en haut, voici les différents marqueurs biostratigraphiques qui ont été relevés (Yans, 1995) :

1. A une cinquantaine de mètres sous la base de la coupe, *Grandispora velata* a pu être identifiée. Son apparition marque la base de la zone vel (qui se situe juste au-dessus de la base de l'Eifélien en Eifel d'après Riegel, 1982).

2. Aux environs de la limite entre les unités REM-2 et REM-3, la zone conodontes à *partitus* a été reconnue (qui correspond au bord Sud du Synclinorium de Dinant à la base des Formations de Jemelle et de Couvin d'après Bultynck & Dejonghe, 2001).

3. Le sommet de notre unité REM-3 (cote 80) correspondrait à des niveaux équivalents à la carrière de Grand Heid (Aywaille) pour lesquels les analyses conodontes indiquent la zone *kockelianus* ou *australis* (de Decker, 1994). Ce qui correspond au bord Sud du Synclinorium de Dinant au Membre des Chavées de la Formation de Jemelle (d'après Bultynck & Dejonghe, 2001).



4. Le niveau de grès à plantes du sommet de la première partie de la coupe (cote 195), si on l'assimile à celui de Niâster indiquerait un âge antérieur à la Formation des Terres d'Haus (Lessuisse & Fairon-Demaret, 1980). De plus, un autre niveau équivalent à Harzé renferme *Stringocephalus burtini*, ce qui en confirme et précise l'âge à une équivalence à la Formation de Trois-Fontaines.

Suite à ces précisions, la première séquence relevée à Remouchamps est corrélée

à l'ensemble des séquences couvrant les Formations de l'Eau Noire, de Couvin et de Jemelle. La seconde, où seul le Cortège Transgressif est exprimé est corrélée à la séquence qui correspond *grosso modo* à la Formation de Hanonet à Couvin. La troisième où, une nouvelle fois seul le Cortège Transgressif est observé, correspondrait à la partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines. Enfin, le Cortège Transgressif de la Formation de Névremont pourrait se corréler à la Formation des Terres d'Haus.

### 8.3 Extension du modèle proposé à l'ensemble du bord Sud du Synclinorium de Dinant

Dans cette partie, nous allons voir dans quelle mesure le modèle de stratigraphie séquentielle proposé à la Fig. VIII.1 peut être étendu à l'ensemble du bord Sud du Synclinorium de Dinant. Cette démarche est illustrée à la Fig. VIII.2 qui a été construite sur base des épaisseurs des formations observées dans les coupes que nous avons étudiées d'une part et des données issues de la littérature d'autre part. Ces données sont issues de trois types de sources distinctes :

- Les cartes géologiques avec, d'Ouest en Est, celles de Momignies – Seloignes (Marion & Barchy, 2001), de Chimay – Couvin (Marion & Barchy, 1999), d'Olloy-sur-Viroin – Treignes (Dumoulin & Coen, *sous presse*), de Givet (Mansy *et al.*, 2006), de Felenne – Vencimont (Blockmans & Dumoulin, *sous presse-a*), d'Agimont – Beauraing (Lemonne & Dumoulin, 1998), de Ponderôme – Wellin (Blockmans & Dumoulin, *sous presse-b*), de Rochefort – Nassogne (Barchy & Marion, *sous presse*), Aye – Marche-en-Famenne (Marion & Barchy, *sous presse*) et Hotton – Dochamps (Dejonghe, 2008).

- Les travaux consacrés aux coupes suivantes ont également été intégrés : Glageon (Boulvain *et al.*, 1995; Hubert, 2008), Nismes (Préat *et al.*, 2007), Givet (Hubert, 2008), Wellin (Mamet & Préat, 2005) et Resteigne (Casier & Préat, 1990; Casier & Préat, 1991).

- Enfin, des articles et ouvrages plus généraux ont bien évidemment été pris en compte (Bultynck *et al.*, 1991; Bultynck & Dejonghe, 2001; Dumoulin & Blockmans, 2008).

Afin d'illustrer les successions verticales et les transitions latérales entre les différentes formations et les différents milieux de dépôts, un découpage est proposé sur la Fig VIII.2. Ce découpage définit les différents intervalles pour lesquels les blocs diagrammes des Fig. VIII.3 et Fig. VIII.4. sont établis. Ces

blocs diagrammes visent à illustrer les successions d'environnements de dépôt ainsi que leurs relations latérales. Comme nous allons le voir, ils permettent de mieux comprendre certains points tels le passage latéral entre les Formations de Couvin et de Jemelle (Fig. VIII.3) et la transition Eifélien-Givétien (Fig. VIII.4).

1. Le premier intervalle (Fig. VIII.3A) correspond, à l'Ouest de Nismes (Fig. VIII.2), au développement d'un récif frangeant autour du Massif de Rocroi (voir point 6.2.5.1). La progradation de la barrière récifale durant le Cortège de Haut Niveau à Couvin entraîne le passage de milieux de dépôts situés à l'avant-récif à la base de la coupe de l'Eau Noire à des milieux récifaux. Plus à l'Est, il y correspond des environnements de rampe interne à médiane dans la région de Jemelle. Le passage entre la rampe et la plate-forme se fait à hauteur de Nismes. Notons, qu'à Wancennes, un premier corps carbonaté lenticulaire s'installe.

2. Le second intervalle (Fig. VIII.3B) couvre la partie supérieure de la Formation de Couvin au stratotype et il y correspond au moins deux séquences. Les Cortèges de Haut Niveau qui y sont associés provoquent la progradation vers l'Est de la Formation de Couvin au départ des environs de Nismes. Il en résulte, entre Nismes et Ponderôme, la centaine de mètres d'épaisseur de la Formation de Couvin observée au sein de la Formation de Jemelle (Fig. VIII.2). A hauteur de Wancennes, ces calcaires semblent rejoindre un des corps carbonatés lenticulaires qui s'y développent. Nous interprétons donc le retour à une grande épaisseur à cet endroit de la Formation de Couvin à une succession de lentilles bioconstruites qui se développeraient au gré des cortèges observés. Ces différentes lentilles pourraient d'ailleurs correspondre aux buttes topographiques qui sont observées aux environs de Wancennes (Dumoulin &

Blockmans, 2008). A l'Est de Wellin, cette étape correspond au dépôt des Membres de la Station et du Cimetière de la Formation de Jemelle.

3. Le troisième intervalle (Fig. VIII.3C) est celui qui est le moins bien contraint par nos travaux. Au moins deux séquences y sont associées (Fig. VIII.2). La base est caractérisée par le développement de la Formation de Jemelle (et plus précisément du Membre des Chavées) sur tout le bord Sud du Synclinorium de Dinant à l'exception de la zone située entre Ponderôme et Wellin où la Formation de Couvin continue à s'étendre et à prograder jusqu'à rejoindre une des lentilles biohermales qui se développent au sommet de la Formation de Jemelle, voire même de la Formation X à Wellin (Dumoulin & Blockmans, 2008). Ce type de lentille est fréquemment observé plus à l'Ouest (notamment à Nismes et Baileux). Leur développement est probablement lié au Cortège de Haut Niveau qui est observé dans la partie supérieure de la Formation de Jemelle.

4. Le quatrième intervalle (Fig. VIII.3D) correspond au Cortège de Bas Niveau associé à l'Est de Wellin au Membre de La Wamme (Formation de La Lomme) et au sommet de la Formation de Jemelle à l'Ouest de Nismes. Notons qu'entre Nismes et Wellin, aucun apport détritique plus marqué n'est enregistré. Ceci pourrait s'expliquer par la présence d'un haut fond dans cette zone, comme semble l'indiquer la Fig. VIII.2.

5. Le cinquième intervalle (Fig. VIII.4A) correspond à un Cortège Transgressif lié principalement à la Formation de Hanonet qui se dépose sur un profil général de rampe. A certains endroits (Wellin et Nismes notamment), des lentilles récifales s'installent. Il semble que la coupe des Monts de Baileux se développe sous l'influence d'une lentille équivalente, ce qui y occasionne une dynamique sédimentaire locale similaire à un avant-récif.

6. Le sixième intervalle (Fig. VIII.4B) est marqué par le développement du biostrome de la Formation de Trois-Fontaines dans un bon nombre de localités (Glageon, Baileux, Couvin, Givet et Resteigne par exemple) à la faveur d'un Cortège de Haut Niveau. Ce biostrome n'est cependant pas continu et est interrompu au niveau de Fromelennes et de Marenne (même si une lentille récifale est observée à Marenne Centre). Il est probable que les lentilles récifales de Wellin et Nismes décrites au sein de l'intervalle précédent poursuivent ici leur développement.

7. Le septième intervalle défini (Fig. VIII.4C) correspond à un Cortège de Bas Niveau durant lequel toutes les coupes étudiées au bord Sud du Synclinorium de Dinant sont à l'émergence. Cet événement correspond au sommet du biostrome de la Formation de Trois-Fontaines (comme par exemple à Baileux, Couvin, Givet et Resteigne). La baisse du niveau marin qui y correspond est responsable de l'installation d'une barrière récifale vers le sud.

8. Durant le huitième intervalle (Fig. VIII.4D), la barrière récifale évoquée ci-dessus va continuer à se développer et permettre ainsi l'installation de milieux de dépôt arrière-récifaux à lagunaires au sein de tout le bord Sud du Synclinorium de Dinant. A Baileux, les faciès agités sont cependant plus fréquents, ce qui semble indiquer une protection moins efficace de la barrière.

9. Le neuvième et dernier intervalle (Fig. VIII.4E) correspond à la Formation des Terres d'Hauts à laquelle est associée un Cortège Transgressif (Fig. VIII.2). La limite de séquence qui est observée à la base de la Formation met un terme au développement du profil de plate-forme et permet l'installation d'un nouveau profil de rampe.

## 8.4 Discussions concernant la coupe du Ohlesberg

Les discussions qui vont suivre figurent dans l'article dédié à la coupe du Ohlesberg (Mabille *et al.*, 2008b). Nous les reprenons ici

car elles sont parties intégrantes de notre travail.

### 8.4.1. Discussion de la coupe du Ohlesberg dans un contexte régional

Le modèle de rampe que nous avons établi pour la coupe du Ohlesberg (voir point 6.3.6) doit être replacé dans un contexte plus large, aussi bien à l'échelle du *Sötenicher Mulde* qu'à l'échelle de la région de l'Eifel.

*Mid-Eifelian High* juste au Sud de la coupe (voir Fig. II.5).

Les faciès décrits au Ohlesberg nous indiquent un modèle de rampe, il est cependant impossible d'en déterminer l'orientation sur base d'une seule coupe. Il faut donc intégrer les données disponibles dans les localités avoisinantes mais celles-ci sont rares. La seule indication fiable de la distribution des faciès au sein de la Formation de Nohn (Paulus, 1959) pointerait une pente orientée vers le sud-est mais la carte des isopaques pour la Formation d'*Untere Nohn* (voir Fig. VIII.5A) s'avère peu concluante. En effet, une pente orientée vers le nord-ouest pourrait également être proposée en raison de la proximité de la

A une échelle plus large, la Fig. VIII.5A montre l'existence de trois centres de dépôt. En effet, le *Dollendorfer Mulde* sépare clairement l'Eifel en une partie Nord et une partie Sud. Cette limite avait par ailleurs déjà été mise en évidence au sein de la Formation de Junkerberg de l'Eifélien moyen. Il s'agit de la « *Glinski Line* » (pour une discussion, voir Schröder, 1998). Au Nord de cette limite, un premier centre de dépôt est situé au sein du *Blankenheimer Mulde* et un second, bien que moins marqué, est présent au niveau du *Sötenicher Mulde*. Il semble donc que la Formation de Nohn corresponde à une géométrie générale de rampe avec de nombreuses irrégularités topographiques.

### 8.4.2. Discussion des unités lithostratigraphiques

Le Dévonien moyen du *Sötenicher Mulde* et de ceux qui lui sont proches (*Blankenheimer* et *Rohrer Mulden*) correspond à une mosaïque de faciès (voir Fig. VIII.5B). Cette complexité est liée aux variations du niveau marin, de productivité carbonatée et d'apports détritiques. Il est dès lors opportun de comparer les résultats obtenus à la littérature existante.

comme s'installant de façon plus précoce par rapport aux autres localités.

Contrairement à ce qui est généralement observé au sein de la Formation de Lauch (à savoir des sédiments marneux et des calcaires massifs avec quelques organismes constructeurs), la coupe du Ohlesberg montre dès la base une influence des milieux récifaux qui peuvent s'interpréter

Le développement de l'unité bioconstruite à la base de la Formation de Nohn est un phénomène répandu dans la partie Nord de l'Eifel (voir Fig. VIII.5B). Ce niveau correspond au « *Stromatoporen Bankriffe* » (voir par exemple, Glinski, 1961; Nowak, 1956; Ochs & Wohlfart, 1961) mais ce niveau montre des différences notables dans son timing d'installation ainsi que dans son épaisseur. Le Ohlesberg est, dans ce cadre, relativement atypique en raison de la présence d'une seule unité bioconstruite. Ceci est probablement lié à la distance qui sépare le Ohlesberg des environs de Zieverich (situé au

Nord-est) qui enregistre le développement maximal (Nowak, 1956).

Le développement des rugueux solitaires et fasciculés (*Mesophyllum*) et des stromatopores massifs et lamellaires observé dans le tiers supérieur de la Formation d'*Untere Nohn* (unité OH-4) est probablement contemporain des unités bioconstruites observées à la base du « *Schellgesberg Horizont* » (Paulus, 1959). Cet horizon est observé dans la partie centrale du *Sötenicher Mulde* et plus précisément dans la région de Nettersheim et, d'après Paulus (1959), se prolonge en direction du nord-est. Ce niveau correspond en fait à un pic dans le développement des unités bioconstruites dans les parties centrales et orientales des *Sötenicher* et *Blankenheimer Mulden* ainsi que dans la totalité du *Rohrer Mulde* (voir Fig. VIII.5B). La littérature indique que la puissance maximale de ces niveaux est observée dans les parties centrales et orientales du *Blankenheimer Mulde* (Ochs & Wohlfart, 1961; Schröder & Lütte, 1999). Il en résulte la surépaisseur de la Formation *Untere Nohn* observée dans cette zone sur la Fig. VIII.5A.

Le développement récifal observé à la bordure Sud du *Sötenicher Mulde* entre Nettersheim et Kirchheim et dans la majeure partie du *Blankenheimer Mulde* (Fig. VIII.5A) est à mettre en relation avec la présence du *Mid-Eifelian High*. En effet, la présence de ce

haut fond permet l'installation d'une vaste ceinture récifale structurée en zones bioconstruites et de zones intermédiaires. Dans ce cadre, la coupe du Ohlesberg pourrait correspondre soit à une de ces zones intermédiaires ou se trouver en position plus distale. La rupture de pente séparant cette zone de faible profondeur d'eau au Nord et les faciès plus profonds au Sud se trouve au niveau du *Dollendorfer Mulde* (voir Fig. VIII.5A).

Les faciès observés au sein de la Formation *Obere Nohn* sont similaires à ceux décrits par (Rehfeld, 1986). La présence d'une tendance régressive est un phénomène courant au sein des niveaux contemporains (voir le « *Karbonatische Zwischenfolge* » de Klein *et al.*, 1998). Le Membre de Hundsell, situé au sommet de la coupe, correspond à une certaine homogénéisation des faciès au sein de la zone Nord de l'Eifel. Cette homogénéisation est probablement à mettre en relation avec des différences topographiques moins marquées. Cependant, de grandes variabilités latérales sont observées, ce qui interdit la corrélation, par exemple, des niveaux de paléosols observés au sommet de la coupe du Ohlesberg. Ces niveaux pourraient ainsi aussi bien traduire une émergence locale ou avoir une signification régionale en lien avec la présence du *Mid-Eifelian High*.



## CHAPITRE IX CONCLUSIONS

---

Pour cette étude dédiée à l'Eifélien et à la base du Givétien, 14 coupes ont été étudiées. Ces coupes sont principalement situées au bord Sud du Synclinorium de Dinant avec, d'Ouest en Est, celles de Villers-la-Tour, des Monts de Baileux, de La Couvinoise, de l'Eau Noire, de la Falaise de l'Abîme, de la route Fromelennes-Flohimont, de Jemelle Fays, de Jemelle Gare, de Jemelle Nord, de Marenne Centre, de Marenne Est et de Remouchamps. Une coupe a par ailleurs été levée à Aisemont au bord Sud du Synclinorium de Namur. La coupe du Ohlesberg située en Eifel a également été étudiée.

Les levés détaillés des coupes investiguées montrent une grande variété de faciès carbonatés, détritiques ou mixtes. Cette variété illustre parfaitement les variations latérales bien connues et permet d'en dégager de nouvelles. En effet, à la base de l'Eifélien, la Formation de Couvin représente, à l'Ouest de Nismes, un épisode carbonaté majeur (environ 400 mètres d'épaisseur) il y correspond plus à l'Est des faciès de la Formation de Jemelle qui sont principalement détritiques.

La base du Givétien montre également de grandes variations latérales. En effet, bien loin de la succession qui y est classiquement décrite, chacune de nos coupes montre des faciès qui en diffèrent et, qui plus est, diffèrent d'une coupe à l'autre. Alors que la Formation de Hanonet (qui renferme la limite Eifélien-Givétien) présente généralement des calcaires plus ou moins argileux et est caractérisée au stratotype de La Couvinoise par des niveaux très riches en coraux et stromatopores lamellaires, la coupe des Monts de Baileux montre des calcaires nettement moins argileux dont la macrofaune est nettement moins riche. La Formation de Trois-Fontaines quant à elle est généralement décrite comme la succession d'un biostrome et de sa semelle crinoïdique, le tout surmonté de calcaires lagunaires et de tapis algaires. Cette succession n'est

rencontrée qu'à Baileux, même si les tapis algaires y sont fort peu présents. Les autres coupes montrent en effet des variations significatives. A La Couvinoise, la semelle crinoïdique est remplacée par des calcaires très argileux. A Fromelennes et à Marenne, c'est carrément le biostrome qui est absent. Il est remplacé par des calcaires massifs à stratifications entrecroisées et des paléosols dans la première localité et par des calcaires silteux et une lentille récifale dans la seconde. Les sédiments rencontrés à Marenne sont tellement atypiques qu'un nouveau membre, le Membre de Marenne, y a été défini.

La diversité des faciès rencontrés est encore plus importante si l'on considère les siltites et les grès de la Formation de la Lomme, ainsi que les équivalents des formations citées ci-dessus à Remouchamps et à Aisemont (Formations de Pépinster, Rivière et Névremont). Notons encore, que la coupe du Ohlesberg avec son biostrome, ses marnes et autres sédiments mixtes à détritiques montre une succession qui n'a pas d'équivalent dans les autres coupes étudiées.

Les analyses pétrographiques qui ont été menées sur 3352 échantillons ont confirmé la diversité des environnements de dépôt que semblaient indiquer les données de terrain. Ce ne sont en effet pas moins de 71 microfaciès qui ont été définis. Ces microfaciès sont répartis au sein d'un modèle de plate-forme et de 6 modèles de rampe.

Le modèle de plate-forme comporte 19 microfaciès et est défini sur base des coupes de la Formation de Couvin, de la base de la coupe de Baileux (sommet de la Formation de Jemelle et Formations de Hanonet et de Trois-Fontaines), de la coupe de Fromelennes (partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines) et de la coupe de Marenne (Formation de Trois-Fontaines à l'exclusion du Membre de Marenne). Il s'agit d'une plate-forme

carbonatée où la barrière récifale est principalement composée par l'accumulation de crinoïdes, de stromatopores, de tabulés et éventuellement de rugueux. L'avant-récif est caractérisé par le dépôt de tempestites distales à intermédiaires. Des algues calcaires, des stromatopores lamellaires et des prairies à crinoïdes s'y développent localement. L'arrière-récif comporte des environnements agités ainsi que des lagons restreints et protégés. Des petits *patches* à coraux s'y développent par endroits, de même que des tapis algaires. La pédogenèse marque localement son influence.

Vu les grandes différences qui sont observées entre les différentes coupes caractérisées par un modèle de rampe, la définition d'un modèle unique se serait avérée artificielle et dénuée de sens. Ce sont donc six modèles, nommés MRA à MRF, qui sont proposés.

(A) Le MRA est défini pour les Formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire, de Jemelle, de La Lomme, de Rivière et de Pépinster (11 microfaciès). Ce premier modèle de rampe est relativement complexe. La rampe externe est caractérisée par la décantation d'argiles avec l'occurrence de tempestites distales. La rampe médiane correspond ensuite à des faciès détritiques, carbonatés et mixtes en lien avec des dépôts en masse de matériel détritique, à un démarrage de la production carbonatée, des apports pelloïdiques et le démantèlement de prairies à crinoïdes par l'action de tempêtes. Enfin, la rampe interne est marquée par la présence de barres sableuses protégeant des zones semi-restreintes ou de développement algaires. Des faciès supratidaux sont également décrits.

(B) La Formation de Névremont (6 microfaciès) pour laquelle le MRB est proposé est dominée par des faciès relativement protégés, semi-restreints et des tapis algaires. Les faciès plus ouverts et les *shoals* (à oïdes et/ou pelloïdes) sont moins bien représentés.

(C) Le stratotype de la Formation de Hanonet à la Carrière de La Couvinoise (7 microfaciès) présente une succession unique et dominée par le développement des organismes constructeurs et en particulier des stromatopores qui justifient la définition du MRC qui lui est propre. Les autres caractéristiques de ce modèle sont l'importance des dépôts associés à des tempêtes et l'influence des apports argileux.

(D) Le MRD est proposé pour la base des coupes de Fromelennes et de Marenne (8 microfaciès) correspondant à la base de la Formation de Trois-Fontaines dans les coupes où le biostrome n'est pas présent. Ces niveaux sont marqués par un apport détritique important. La rampe médiane montre une influence relativement importante des tempêtes. Même si un microfaciès semi-restreint et protégé y est décrit, la rampe interne est principalement marquée par le développement d'une lentille récifale et de microfaciès pelloïdiques.

(E) la Formation des Terres d'Haur (8 microfaciès), à laquelle le MRE est associé, est caractérisée par le développement de *shoals* dominés soit par les pelloïdes, soit par les oïdes. La rampe médiane est caractérisée par une sédimentation de fond interrompue par des événements de tempête. La rampe interne, bien que relativement protégée par les *shoals*, est sujette à un remaniement épisodique sous l'action des tempêtes. Des faciès de lagons semi-restreints et de tapis algaires y sont également décrits.

(F) Vient enfin le MRF défini pour les Formations de Lauch et Nohn à la coupe du Ohlesberg (12 microfaciès). Ce modèle est marqué par la coexistence de microfaciès détritiques, carbonatés et mixtes. La rampe externe est par ailleurs caractérisée par le développement d'une unité biostromale.

La diversité des milieux de dépôts rencontrés constitue une possibilité de test pour la susceptibilité magnétique (SM). Pour



un échantillon donné, la valeur de SM mesurée semble être le reflet de trois paramètres sédimentologiques principaux : l'apport détritique, la productivité carbonatée et l'agitation. Bien que ces paramètres soient interdépendants, l'un peut prendre le dessus sur les autres et s'avérer déterminant. L'apport détritique est bien évidemment important car les minéraux porteurs du signal de SM sont principalement d'origine terrigène. Cet apport, quel que soit son importance va être modulé par les deux autres paramètres. Une productivité carbonatée élevée aura la capacité de diluer ces apports, ce qui diminuera la SM. Une agitation importante aura également le pouvoir de baisser la SM en empêchant la sédimentation des fines particules magnétiques.

Les analyses chimiques qui ont été menées permettent en outre de mieux caractériser les principaux pôles qui interviennent dans la valeur de SM. Le premier est le contenu en carbonate qui est le reflet direct de la productivité carbonatée. Outre le quartz, l'apport détritique se compose ensuite de deux pôles : l'un sous forme d'argiles et l'autre sous forme de minéraux ferromagnétiques primaires. Le dernier pôle correspond à l'influence de la diagenèse par la dolomitisation et la cristallisation de pyrite, d'hématite et éventuellement de magnétite.

Il n'en demeure pas moins qu'à l'échelle de la coupe, le comportement observé dans l'évolution de SM reste relativement cohérent. En comparant cette évolution à la courbe de microfaciès, trois grands types se dégagent :

(1) Le premier, minoritaire, ne montre pas de lien entre l'évolution des microfaciès et la courbe de SM, celle-ci restant relativement constante.

(2) L'évolution est parallèle dans les deux types de courbe, c.-à-d. qu'à une baisse de niveau marin, correspond une hausse de valeurs de SM (une augmentation du niveau

marin correspondant à une baisse de SM). C'est l'évolution classiquement admise dans la littérature et correspondant au « Modèle de Crick et Ellwood ». Ce comportement est observé dans nos coupes dans les zones arrière-récifales (lagunaires ou non) pour le modèle de plate-forme et, dans les coupes correspondant à un modèle de rampe, aux zones où la courbe de microfaciès oscille principalement entre le sommet de la rampe médiane et la rampe interne.

(3) L'évolution est opposée dans les deux types de courbes, c.-à-d. qu'à une baisse de niveau marin, correspond une baisse de valeurs de SM (une augmentation du niveau marin correspondant à une hausse de SM). Ce comportement est observé dans les zones d'avant-récif du modèle de plate-forme et, dans les modèles de rampe, aux zones où la courbe de microfaciès oscille principalement entre la rampe externe et la rampe médiane.

Ces deux derniers comportements antagonistes s'expliquent aisément si l'on considère la répartition générale des trois paramètres sédimentologiques évoqués plus haut (apport détritique, productivité carbonatée et agitation). En effet, la zone récifale et la zone située à la limite entre rampe interne et rampe médiane sont des zones charnières puisqu'elles correspondent à l'agitation et la productivité maximales. C'est dès lors à cet endroit que les valeurs de SM sont généralement les plus basses. Elles augmentent ensuite aussi bien vers les zones distales et proximales en raison d'une baisse progressive de la dilution des minéraux porteurs du signal magnétique par la production carbonatée et par une sédimentation de ces mêmes minéraux facilitée par une baisse de l'agitation. Dans les zones proximales, l'augmentation des valeurs de SM est plus importante en raison d'un apport détritique plus marqué lié à une plus grande proximité des terres émergées qui sont la source principale des minéraux porteurs du signal de SM.

Il est donc possible d'utiliser les courbes de SM à des fins de corrélation et ce moyennant la compréhension de la logique qui prévaut dans l'évolution de la SM au sein des différentes coupes. De plus, il convient de se méfier des niveaux de tapis algaires et de l'effet de la pédogenèse.

La compilation de toutes les données recueillies dans l'ensemble des coupes que nous avons étudiées et des interprétations qui en découlent permet l'établissement d'un modèle de stratigraphie séquentielle. L'extension de ce modèle à l'ensemble du bord Sud du Synclinorium de Dinant permet d'apporter un certain éclairage sur le passage latéral entre les Formations de Couvin et de

Jemelle et également sur la transition Eifélien-Givétien.

Au terme de ce travail, il reste certaines précisions ou inconnues que des études futures pourraient éclaircir. Premièrement, il est bien évident que l'intégration d'autres coupes pourrait aider à tester et à raffiner le modèle de stratigraphie séquentielle que nous avons proposé. Ensuite, le test de la technique de susceptibilité magnétique mériterait d'être poursuivi afin d'identifier précisément les minéraux porteurs du signal magnétique. A ce titre, une meilleure compréhension de l'histoire diagénétique pourrait apporter des données complémentaires intéressantes.



### A

---

**Aigner, T. & Reineck, H.-E.** (1982). Proximity trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) & their implication for basin analysis. *Senckenbergiana maritima*, 14 : 183-215.

**Arai, K., Sakai, H. & Konishi, K.** (1997). High-resolution rock-magnetic variability in shallow marine sediment : a sensitive paleoclimatic metronome. *Sedimentary Geology*, 110 : 7-23.

**Arh, W.M.** (1973). The carbonate ramp : an alternative to the shelf model. *Transaction of the Gulf Coast Association of Geologists*, 23 : 221-225.

### B

---

**Bacelle, L. & Bosellini, A.** (1965). Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. 1/3 : 59-62, 24 Pls.

**Barchy, L., Coen-Aubert, M., Marion, J.-M. & Coen, M.** (2004). Mise en évidence de la Faille de Marenne sur la carte géologique Aye – Marche-en-Famenne. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 74 : 59-71.

**Barchy, L. & Marion, J.-M.** (*sous presse*). Carte géologique de Wallonie, Rochefort – Nassogne, 59/3-4, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Barthelmy, D.** (2000-2005). *Mineralogy Database*.

**Bertrand, M.** (1990). Etude sédimentologique du Couvinien moyen au bord Sud du Bassin de Dinant (Belgique). *Mémoire de Licence, Université Libre de Bruxelles*, 115 pp.

**Bertrand, M., Coen-Aubert, M., Dumoulin, V., Préat, A. & Tourneur, F.** (1993). Sédimentologie et paléoécologie de l'Emsien supérieur et de l'Eifélien inférieur des régions de Couvin et de Villers-la-Tour (bord Sud du Synclinorium de Dinant, Belgique). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 188 : 177-211.

**Bhattacharyya, A. & Chakraborty, C.** (2000). *Analysis of sedimentary successions ; a field manual*. A. A. Balkema Publishers, Brookfield, 408 pp.

**Blockmans, S. & Dumoulin, V.** (*sous presse-a*). Carte géologique de Wallonie, Felenne – Vencimont, 58/7-8, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Blockmans, S. & Dumoulin, V.** (*sous presse-b*). Carte géologique de Wallonie, Ponderôme – Wellin, 59/5-6, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Borradaile, G.J. & Jackson, M.** (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) : magnetic petrofabrics of deformed rocks. *In* : Magnetic Fabric : Methods & Applications. (Eds F. Martin-Hernandez, C.M. Lüneburg, C. Aubourg & M. Jackson), 238 : 299-360. *Geological Society, London, Special Publications*.

**Bosence, D.** (2005). A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal & tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology*, 175 : 49-72.

- Boulvain, F.** (2001). Facies architecture & diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds. *Sedimentary Geology*, 145 : 269-294.
- Boulvain, F., Coen-Aubert, M., Mansy, J.-L., Proust, J.-N. & Tourneur, F.** (1995). Le Givétien en Avesnois (Nord de la France) : Paléo-environnements et implications paléogéographiques. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 103 : 171-203.
- Bultynck, P.** (1970). Révision stratigraphique et paléontologique de la coupe type du Couvinien. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 26, 152 pp.
- Bultynck, P.** (1991a). Formation de Couvin. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 21-29.
- Bultynck, P.** (1991b). Formation de l'Eau Noire. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 19-20.
- Bultynck, P.** (1991c). Formation de Rivière. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 65-71.
- Bultynck, P.** (1991d). Formation de Saint-Joseph. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 11-17.
- Bultynck, P.** (2006). Couvinian. *In* : Current status of chronostratigraphic units named from Belgium & adjacent areas (Ed L. Dejonghe), 9/1-2 : 147-150. *Geologica Belgica*.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Prétat, A., Stainier, P., Steemans, P., Streel, M. & Tourneur, F.** (1991). Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30 : 106 pp.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M. & Godefroid, J.** (2000). Summary of the state of correlation in the Devonian of the Ardennes (Belgium - NE France) resulting from the decisions of the SDS. *In* : Subcommission on Devonian Stratigraphy Recognition of Devonian series & stage boundaries in geological areas (Ed P. Bultynck), *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225 : 91-114.
- Bultynck, P. & Dejonghe, L.** (2001). Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *In* : Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium (Eds P. Bultynck & L. Dejonghe), 4/1-2 : 39-69. *Geologica Belgica*.
- Bultynck, P. & Godefroid, J.** (1974). Excursion G. *In* : Guidebook. International Symposium on Belgian Micropaleontological limits from Emsian to Viséan (Eds J. BOUCKAERT & M. STREEL), 44pp.
- Bultynck, P. & Hollevoet, C.** (1999). The Eifelian-Givetian boundary & STRUVE's Middle Devonian. (Eds K. Weddige, J.A. Talent & W. Ziegler). *Senckenbergiana Lethaea*, 79 : 3-10.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P.** (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79 : 3-57.
- Burnotte, E. & Coen, M.** (1981). Etude des couches de passage Couvinien-Givétien entre la vallée de l'Ourthe et la vallée de l'Aisne. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 104 : 127-134.

- Capette, L.** (2006). Etude sédimentologique de la transition Eifélien-Givétien à Olloy-sur-Viroin (bord Sud du Synclinorium de Dinant, Belgique). *Mémoire de Licence, Université Libre de Bruxelles*, 75 pp.
- Casier, J.-G., Prémat, A. & Kasimi, R.** (1992). Ostracodes et sédimentologie du sommet de l'Eifélien et de la base du Givétien à Couvin (bord Sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 62 : 75-108.
- Casier, J.G. & Prémat, A.** (1990). Sédimentologie et ostracodes de la limite Eifélien-Givétien à Resteigne (bord Sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 60 : 75-105.
- Casier, J.G. & Prémat, A.** (1991). Evolution sédimentaire et ostracodes de la base du Givétien à Resteigne (bord Sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 61 : 157-177.
- Casier, J.G. & Prémat, A.** (2006). Ostracods & lithofacies close to the Eifelian-Givetian boundary (Devonian) at Aisemont (Namur Synclinorium, Belgium). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 76 : 5-29.
- Coen-Aubert, M.** (1991). Formation de Fromelennes. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck et al.), 61-64.
- Coen-Aubert, M.** (1996). Siphonophrentides et Cyathophyllides près de la limite Eifélien-Givétien à Resteigne (Ardenne, Belgique). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66 : 19-36.
- Coen-Aubert, M.** (1997). Rugueux solitaires près de la limite Eifélien-Givétien à Pondrôme (Belgique). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 67 : 5-24.
- Coen-Aubert, M.** (2000). Stratigraphy & additional rugose corals from the Givetian Mont d'Haus Formation in the Ardennes. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 70 : 5-23.
- Coen-Aubert, M.** (2008). Fasciculate Disphyllids (Rugosa) from the Early Givetian Trois-Fontaines Formation in Belgium. *In* : Annie V. Dhondt Memorial Volume (Eds E. STEURBAUT, J.W.M. JAGT & E.A. JAGT-YAZYKOVA, E.A.). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 78 : 31-50.
- Coen, M., Bultynck, P. & Pel, J.** (1974). Excursion E. *In* : Guidebook. International Symposium on Belgian Micropaleontological limits from Emsian to Viséan (Eds J. BOUCKAERT & M. STREEL), 20 pp.
- Collinson, J.D.** (1996). Alluvial sediments. *In* : Sedimentary environments : Processes, facies & stratigraphy (Ed H.G. Reading), 37-82.
- Cotuneanu, O.** (2006). Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R. & Hladil, J.** (1997). Magnetosusceptibility event & cyclostratigraphy (MSEC) of Eifelian-Givetian GSSP & associated boundary sequences in north Africa & Europe. *Episodes*, 20 : 167-175.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., Feist, R., El Hassani, A., Schindler, E., Dreesen, R., Over, D.J. & Girard, C.** (2002). Magnetostratigraphy susceptibility of the Frasnian/Famennian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 : 67-90.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hladil, J., El Hassani, A., Hrouda, F. & Chlupac, I.** (2001). Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) & coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167 : 73-100.

**Curry, W.B., Schneider, D.A. & Party, L.S.** (1995). Ceara Rise sediments document ancient climate change. *EOS*, 76 : 40-45.

## D

**da Silva, A.-C. & Boulvain, F.** (2002). Sedimentology, magnetic susceptibility & isotopes of a Middle Frasnian carbonate platform : Tailfer section, Belgium. *Facies*, 46 : 89-102.

**da Silva, A.-C. & Boulvain, F.** (2003). Sedimentology, magnetic susceptibility & correlations of Middle frasnian platform limestone, Tailfer & Aywaille sections, Belgium. *Geologica Belgica*, 6 : 81-96.

**da Silva, A.-C. & Boulvain, F.** (2006). Upper Devonian carbonate platform correlations & sea level variations recorded in magnetic susceptibility. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 : 373-388.

**da Silva, A.-C., Mabilie, C. & Boulvain, F.** (*sous presse*). Influence of sedimentary setting on the use of magnetic susceptibility - examples of the Devonian of Belgium. *Sedimentology*.

**de Decker, M.** (1994). Etude biostratigraphique de la Formation de Pépinster du Dévonien moyen : conodontes, spores et ostracodes. *Mémoire de Licence, Université Catholique de Louvain*, 49 pp.

**De Wilde, C.** (2005). Sédimentologie de la Formation de Trois-Fontaines à Marenne. *Mémoire de Licence, Université de Liège*, 46 pp.

**Dejonghe, L.** (1986). Belgium. *In* : Mineral deposits of Europe. Volume 3 : Central Europe (Eds F.W. Dunning & A.M. Evans), 99-112.

**Dejonghe, L.** (2008). Carte de Wallonie, Hotton – Dochamps, 55/5-6, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Dejonghe, L., Hance, L. & Steemans, P.** (1991). Formation de Pépinster. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 93-96.

**Delcambre, B. & Pingot, J.-L.** (2000). Carte géologique de Wallonie, Gozée – Nalinnes, 52/3-4, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Delmer, A.** (1913). La question du minerai de fer en Belgique. Première partie : Les gisements de minerai de fer en Belgique, 123 pp.

**Devleeschouwer, X.** (1999). La transition Frasnien-Famennien (Dévonien Supérieur) en Europe : sédimentologie, stratigraphie séquentielle et susceptibilité magnétique. *Thèse de Doctorat, Université Libre de Bruxelles*, 411 pp.

**Dickfeld, L.** (1969). Stratigraphie und Fazies im Westteil der Sötenicher Mulde (Devon/Eifel), PhD Thesis, Universität zu Frankfurt, 260 pp.

**Dott, R.H. & Bourgeois, J.** (1982). Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93 : 663-680.

**Dumoulin, V. & Blockmans, S.** (2008). Le passage latéral entre les Formations de Couvin et de Jemelle (Eifélien) au bord Sud du Synclinorium de Dinant (Belgique) : introduction du Membre du Vieux Moulin - Formation de Jemelle. *Geologica Belgica*, 11 : 25-33.

**Dumoulin, V. & Coen, M.** (*sous presse*). Carte géologique de Wallonie, Olloy-sur-Viroin – Treignes, 59/5-6, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Dumoulin, V., Coen, M. & Blockmans, S.** (2006). Les coupes de référence et au-delà. La cartographie géologique : le cas de la Formation de Couvin et le passage de celle-ci à la Formation de Jemelle. *Géologie de la France*, 1-2 : 41-44.

**Dunham, R.J.** (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In* : Classification of carbonate rocks (Ed W.E. Ham), *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 1 : 108-121.

## E

**Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L. & Young, R.H.** (2000). Magnetosusceptibility event & cyclostratigraphy method applied to marine rocks : detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28 : 1135-1138.

**Ellwood, B.B., Crick, R.E. & Hassani, A.E.** (1999). The Magneto-Susceptibility Event & Cyclostratigraphy (MSEC) method used in Geological Correlation of Devonian Rocks from Anti-Atlas Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83 : 1119-1134.

**Ellwood, B.B., Garcia Alcalde, J.L., El Hassani, A., Hladil, J., Soto, F.M., Truyols Massoni, M., Weddige, K. & Koptikova, L.** (2006). Stratigraphy of the Middle Devonian boundary : Formal definition of the susceptibility magnetostratotype in Germany with comparisons to sections in the Czech Republic; Morocco & Spain. *Tectonophysics*, 418 : 31-49.

**Embry, A.F.** (2001). Sequence stratigraphy : what it is, why it works & how to use it. *Reservoir (Canadian Society of Petroleum Geologists)*, 28 : 15 pp.

**Embry, A.F. & Klován, J.** (1972). Absolute Water Depth limits of Late Devonian Paleocological Zones. *Geologische Rundschau*, 61 : 672-686.

## F

**Faber, P.** (1980). Fazies-Gliederung und Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Mainzer geowiss. Mitt.*, 8 : 83-149.

**Flügel, E.** (2004). *Microfacies of carbonate rocks : analysis, interpretation & application*. Springer Verlag, Berlin, 976 pp.

**Folk, R.L.** (1959). Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43 : 1-38.



**Fourmarier, P.** (1949). Note sur la limite entre le Givétien et le Couvinien à Remouchamps (Vallée de l'Amblève). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 72 : 177-182.

**Freytet, P. & Verrecchia, E.P.** (2002). Lacustrine & palustrine carbonate petrography : an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27 : 221-237.

## G

**Glinski, A.** (1961). Die Schichtenfolge der Rohrer Mulde. *Senckenbergiana lethaea*, 42 : 273-289.

**Godefroid, J.** (1968). Contribution à l'étude du Couvinien entre Wellin et Jemelle (Bord Sud du Bassin de Dinant). *Mémoires de l'Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences*, 17 : 1-87.

**Godefroid, J.** (1991a). Formation de Jemelle. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 31-32.

**Godefroid, J.** (1991b). Formation de la Lomme. *In* : Les formations du Dévonien moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 33-34.

**Godefroid, J.** (1995). Les brachiopodes (*Pentamerida*, *Atrypida* et *Spiriferida*) de la fin de l'Eifélien et du début du Givétien à Pondrôme (Belgique, bord Sud du Synclinorium de Dinant). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 65 : 69-116.

**Godefroid, J. & Mottequin, B.** (2005). Givetian brachiopods from the Trois-Fontaines Formation at Marenne (Belgium, Dinant Synclinorium). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 75 : 5-23.

**Goldfuss, G.A.** (1826). *Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Länder, Erster Theil. I-VIII*, 252 pp.

**Gosselet, J.** (1888). *L'Ardenne*. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris, 881pp.

**Gouwy, S. & Bultynck, P.** (2003). Conodont data across the Eifelian-Givetian boundary at Aisemont, southern Namur Synclinorium, Belgium : correlation & implications. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 242 : 239-255.

## H

**Han, G., Prétat, A., Chamley, H., Deconinck, J.F. & Mansy, J.L.** (2000). Palaeozoic clay mineral sedimentation & diagenesis in the Dinant & Avesnes Basins (Belgium, France) : relationships with Variscan tectonism. *Sedimentary Geology*, 136 : 217.

**Hance, L., Dejonghe, L., Fairon-Demaret, M. & Steemans, P.** (1996). La Formation de Pépinster dans le Synclinorium de Verviers, entre Pépinster et Eupen (Belgique) - Contexte structural et stratigraphique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117 : 75-93.

**Heckel, P.H. & Witzke, B.J.** (1979). Devonian world paleogeography determined from distribution of carbonates & related lithic paleoclimatic indicators. *In* : The Devonian System, Spec. Pap. Paleontol. (Eds M.R. House, C.T. Scrutton & M.G. Basset), 23 : 99-123.

**Hladil, J.** (1992). Are there turbidites in the Silurian /Devonian Boundary Stratotype? Klonk near Suchomasty, Barrandian, Czechoslovakia. *Facies*, 26 : 35-54.

**Hladil, J.** (2002). Geophysical records of dispersed weathering products on the Frasnian carbonate platform & Early Famennian ramps in Moravia, Czech Republic : proxies for eustasy & palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 : 213-250.

**Hladil, J., Gersl, M., Strnad, L., Frana, J., Langrova, A. & Spisiak, J.** (2006). Stratigraphic variation of complex impurities in platform limestones & possible significance of atmospheric dust : a study with emphasis on gamma-ray spectrometry & magnetic susceptibility outcrop logging (Eifelian-Frasnian, Moravia, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 95 : 703-723.

**Howard, J.D. & Reineck, H.E.** (1981). Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence : comparison with low-energy sequence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 : 807-830.

**Hubert, L.M.B.** (2008). Les stromatopores givétiens et frasniens de l'Ardenne méridionale et du Boulonnais (France et Belgique) : sédimentologie, paléobiodiversité et paléogéographie, *Thèse de doctorat, Université Catholique de Lille et Université de Liège*, 358 pp.

## J

**James, N.P.** (1984). Reefs. *In* : Facies Models (Ed R.G. Walker). *Geoscience Canada*, 229-244

**Joachimski, M.M., van Geldern, R., Breisig, S., Buggisch, W. & Day, J.** (2004). Oxygen isotope evolution of biogenic calcite & apatite during the Middle & Late Devonian. *International Journal of Earth Sciences*, 93 : 542-553.

**Johnson, H.D. & Baldwin, C.T.** (1996). Shallow clastic seas. *In* : Sedimentary environments : Processes, facies & stratigraphy (Ed H.G. Reading), 232-280.

**Johnson, J.G., Klapper, G. & Sandberg, C.A.** (1985). Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 96 : 567-587.

## K

**Kasimi, R. & Prémat, A.** (1996). Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition Eiféliennes-Givétiennes franco-belges. Deuxième partie : cyclostratigraphie et paléostratigraphie. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20 : 61-90.

**Kaufmann, B.** (2006). Calibrating the Devonian Time Scale : A synthesis of U-Pb ID-TIMS ages & conodont stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 76 : 175-190.

**Kershaw, S.** (1980). Cavities & cryptic faunas beneath non-reef stromatoporoids. *Senckenbergiana lethaea*, 13 : 327-338.

**Kershaw, S.** (1994). Classification & geological significance of biostromes. *Facies*, 31 : 81-92.

**Kershaw, S.** (1998). The applications of stromatoporoid palaeobiology in palaeoenvironmental analysis. *Palaeontology*, 41 : 509-544.

**Kershaw, S. & Brunton, F.R.** (1999). Palaeozoic stromatoporoid taphonomy : ecologic & environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149 : 313-328.

**Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J.** (2003). Patterns of Phanerozoic carbonate platform sedimentation. *Senckenbergiana lethaea*, 36 : 195-226.

**Klein, H., Utescher, T. & Langer, W.** (1998). Zur Karbonatmikrofazies der unteren Eifel-Stufe/Mitteldevon am Ohlesberg bei Bad Münstereifel/Eifel. *Decheniana*, 151 : 227-243.

**Kumar, N. & Sanders, J.E.** (1976). Characteristics of shoreface storm deposits : modern & ancient examples. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 : 145-162.

---

## L

**Lacroix, D.** (1991). Formation de Névremont. *In* : Les formations du Dévonien moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 73-76.

**Lecompte, M.** (1960). Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 83 : 1-134.

**Lemonne, E. & Dumoulin, V.** (1998). La carte Agimont – Beauraing, 58/3-4, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.

**Lessuise, A. & Fairon-Demaret, M.** (1980). Le gisement à plantes de Niâster (Aywaille, Belgique) : repère biostratigraphique nouveau aux abords de la limite Couvinien-Givetien. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 103 : 157-181.

**Lessuise, A., Streel, M. & Vanguetaine, M.** (1979). Observations palynologiques dans le Couvinien (Emsien terminal et Eifélien) du bord oriental du Synclorium de Dinant, Belgique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 102 : 325-355.

**Liégeois, R.** (1955). Le Mésodévonien du Massif de la Vesdre. *Travail de fin d'études, Université de Liège*, 94 pp.

---

## M

**Mabille, C.** (2004). Sédimentologie de la Formation de Hanonet à Couvin et à Baileux. *Mémoire de Licence, Université de Liège*, 63 pp.

**Mabille, C.** (2006). Etude sédimentologique détaillée du stratotype de la Formation de Couvin et de la coupe de Villers-la-Tour. *Mémoire de DEA, Université de Liège*, 63 pp.

**Mabille, C. & Boulvain, F.** (2007a). Sedimentology & magnetic susceptibility of the Couvin Formation (Eifelian, south western Belgium) : carbonate platform initiation in a hostile world. *Geologica Belgica*, 10 : 47-67.

**Mabille, C. & Boulvain, F.** (2007b). Sedimentology & magnetic susceptibility of the Upper Eifelian - Lower Givetian (Middle Devonian) in southwestern Belgium : insights into carbonate platform initiation. *In* : Palaeozoic Reefs & Bioaccumulations : Climatic & Evolutionary Controls (Eds J.J. Alvaro *et al.*), 275, 109-123. *Geological Society, London, Special Publications*.

**Mabille, C. & Boulvain, F.** (2008). Les Monts de Baileux section : detailed sedimentology & magnetic susceptibility of Hanonet, Trois-Fontaines & Terres d'Haus formations (Eifelian/Givetian boundary & lower Givetian, SW Belgium). *Geologica Belgica*, 11 : 93-121.

- Mabille, C., De Wilde, C., Hubert, B., Boulvain, F. & da Silva, A.-C.** (2008a). Detailed sedimentological study of a non-classical succession for Trois-Fontaines & Terres d'Haus formations (Lower Givetian, Marenne, Belgium) – Introduction of the Marenne Member. *Geologica Belgica*, 11 : 217-238.
- Mabille, C., Pas, D., Aretz, M., Boulvain, F., Schröder, S. & Da Silva, A.-C.** (2008b). Deposition within the vicinity of the Mid-Eifelian High : detailed sedimentological study & magnetic susceptibility of a mixed ramp-related system from the Eifelian Lauch & Nohn formations (Ohlesberg, Eifel, Germany). *Facies*, 54 : 597-612.
- Maillieux, E.** (1910). Observations sur la nomenclature stratigraphique adoptée, en Belgique, pour le Dévonien et conséquences qui en découlent. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 24 : 214-231.
- Maillieux, E.** (1912). *Texte explicatif du levé de la planchette de Couvin*. Service géologique de Belgique, 70 pp.
- Mamet, B. & Prémat, A.** (2005). Microfaciès d'une lentille biohermale à la limite Eifélien/Givétien (Wellin, bord Sud du Synclinorium de Dinant). *Geologica Belgica*, 8 : 85-111.
- Mamet, G. & Prémat, A.** (1986). Algues givétiennes du bord sud du Bassin de Dinant et des régions limitrophes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109 : 431-454.
- Mansy, J.L., Lacquement, F., Meilliez, F. & Van Vliet-Lanoë, B.** (2006). Carte géologique de France (1/50 000), feuille Givet (40) (seconde édition).
- Marion, J.-M. & Barchy, L.** (1999). Carte géologique de Wallonie, Chimay – Couvin, 57/7-8, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.
- Marion, J.-M. & Barchy, L.** (2001). Carte géologique de Wallonie, Momignies – Seloignes, 57/5-6, 1/25.000 - et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.
- Marion, J.-M. & Barchy, L.** (*sous presse*). Carte géologique de Wallonie, Aye – Marche-en-Famenne, 54/7-8, 1/25.000 et sa notice explicative. Ministère de la Région Wallonne.
- McKerrow, W.S. & Scotese, C.R.** (1990). Palaeozoic Palaeogeography & Biogeography. *Geological Society of London, Memoir*, 12 : 435 pp.
- McNeill, D.F.** (2005). Accumulation rates from well-dated Neogene carbonate platforms & margins. *Sedimentary Geology*, 175 : 73-87.
- Menning, M., Alekseev, A.S., Chuvashov, B.I., Davydov, V.I., Devuyt, F.-X., Forke, H.C., Grunt, T.A., Hance, L., Heckel, P.H., Izokh, N.G., Jin, Y.-G., Jones, P.J., Kotlyar, G.V., Kozur, H.W., Nemyrovska, T.I., Schneider, J.W., Wang, X.-D., Weddige, K., Weyer, D. & Work, D.M.** (2006). Global time scale & regional stratigraphic reference scales of Central & West Europe, Tethys, South China, & North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 : 318-372.
- Metz, A.** (1998). Biostratigraphische und faunistische Untersuchung des ehemaligen Steinbruchs am Ohlesberg bei Bad Münstereifel (Mittel-Devon; Rheinisches Schiefergebirge / Eifel). *Diplomarbeit, Universität zu Köln*, 79 pp.

**Meurrens, A.** (1986). Vergelijking tussen een sequentiele en biostratigrafische korrelatie (conodonten) van de grenslagen Couviniaan-Givetiaan in enkele profielen van het synclinorium van Dinant en van het Synclinorium van Namen.

**Monty, C.** (1967). Distribution & structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 90 : 55-100.

---

## N

**Nelson, C.H.** (1982). Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf : a mimic of Bouma sequences & turbidite systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 : 537-545.

**Nowak, H.J.** (1956). Stratigraphische Untersuchungen im nordöstlichen Abschnitt der Sötenicher Mitteldevonmulde (Eifel). *Decheniana*, 2 : 1-68.

---

## O

**Ochs, G. & Wohlfart, R.** (1961). Geologie der Blankenheimer Mulde (Devon, Eifel). *Abh senckenberg naturf Ges*, 501 : 1-100.

---

## P

**Pas, D.** (2006). Etude sédimentologique détaillée de l'ancienne carrière d'Ohlesberg (Eifel, Allemagne). *Mémoire de Licence, Université de Liège*, 54 pp.

**Paulus, B.** (1959). Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel) I. Unterdevon und tiefes Eifelium. *Senckenbergiana lethaea*, 40 : 333-365.

**Paulus, B.** (1961). Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel) II. Nachträge und das höhere Eifelium. *Senckenbergiana lethaea*, 42 : 411-452.

**Pel, J.** (1973). Etude sédimentologique et stratigraphique du Givétien : Synclinorium de Dinant, de Givet à Liège. *Thèse de Doctorat, Université de Liège*, 130 pp.

**Pettijohn, F.J., Potter, P.N. & Siever, R.** (1972). *Sand & sandstone*. Springer, Berlin, 618 pp.

**Poulain, G.** (2007). Etude sédimentologique du Groupe de Givet à Givet. *Mémoire de DEA, Université de Liège*, 49 pp.

**Préat, A.** (1984). Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givétien belge (Bassin de Dinant). *Thèse de Doctorat, Université Libre de Bruxelles*, 466 pp.

**Préat, A.** (1989). Sedimentology, facies & depositional environment of the Hanonet (Upper Eifelian) & Trois-Fontaines (Lower Givetian) Formations in Couvin (Dinant Basin, Belgium). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 98 : 149-154.

**Préat, A., Blockmans, S., Capette, L., Dumoulin, V. & Mamet, B.** (2007). Microfaciès d'une lentille biohermale à la limite Eifélien/Givétien ("Fondry des Chiens", Nismes, bord Sud du Synclinorium de Dinant). *Geologica Belgica*, 10 : 3-25.

**Préat, A. & Boulvain, F.** (1987). Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant : témoins paléogéographiques et paléoclimatiques. *Annales de la Société géologique du Nord*, 106 : 49-64.

**Préat, A., Coen-Aubert, M., Mamet, B. & Tourneur, F.** (1984). Sédimentologie et paléoécologie de trois niveaux récifaux du Givétien inférieur de Resteigne (bord Sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 93 : 227-240.

**Préat, A. & Kasimi, R.** (1995). Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition Eiféliennes-Givétiennes franco-belges. Première partie : microfaciès et modèle sédimentaire. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 19 : 329-375.

**Préat, A. & Mamet, B.** (1989). Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 13 : 47-86.

**Préat, A. & Tourneur, F.** (1991-a). Formation de Hanonet. *In* : Les formations du Dévonien moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 45-48.

**Préat, A. & Tourneur, F.** (1991-b). Formation de Trois-Fontaines. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 49-52.

**Préat, A. & Tourneur, F.** (1991-c). Formation des Terres d'Haus. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 53-54.

**Préat, A. & Tourneur, F.** (1991-d). Formation du Mont d'Haus. *In* : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Eds P. Bultynck *et al.*), 55-59.

## Q

**Quinquerez, A., Allemand, P., Dromart, G. & Garcia, J.-P.** (2004). Impact of storms on mixed carbonate & siliciclastic shelves : insights from combined diffusive & fluid-flow transport stratigraphic forward model. *Basin Research*, 16 : 431-449.

## R

**Racki, G., Racka, M., Matyja, H. & Devleeschouwer, X.** (2002). The Frasnian / Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins : integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 : 251-297.

**Read, J.F.** (1985). Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69 : 1-21.

**Rehfeld** (1986). Die Tempestifazies in den Oberen Nohner Schichten (Unteres Mitteldevon) der Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge). *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie*, 11 : 681-703.

**Riegel, W.** (1982). Palynological aspects of the Lower/Middle Devonian transition in the Eifel region. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 55 : 279-292.

**Rutot, A.** (1889). L'Ardenne par J. Gosselet (notice bibliographique). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 3 : 25-59.

**S**

- Sanz, M.E., Alonso Zarza, A.M. & Calvo, J.P.** (1995). Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems : examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, 42 : 437-452.
- Sarg, J.F.** (1988). Carbonates sequence stratigraphy. Part II. Sea-level changes & sequence stratigraphy. In : Sea-level changes : an integrated approach (Eds C.K. Wilgus *et al.*). *Society of Economic & Paleontologists & Mineralogists, Special Publication*, 42 : 155-180
- Schlüter, C.** (1889). *Anthozoen des rheinischen Mittel-Devon*. Abh. geol. Spezialkte Preussen u Thüring Staaten, Königl preuß geol L-A, 8, 207 pp.
- Schröder, S.** (1998). Rugose Korallen und Stratigraphie des oberen Eifelium und unteren Givetium der Dollendorfer Mulde/Eifel (Mittel-Devon; Rheinisches Schiefergebirge). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 208 : 135.
- Schröder, S. & Lütte, B.-P.** (1999). Über den taxonomischen Status von "*Fasciphyllum varium Schlüter 1889*" (Rugosa/Mittel-Devon der Eifel). *Senckenbergiana lethaea*, 79 : 119-129.
- Scotese, C.R.** (2002). *PALEOMAP Project*. www.scotese.com.
- Sepkoski, J.J.J., Bambach, R.K. & Droser, M.L.** (1991). Secular changes in Phanerozoic event bedding & biological overprint. In : Cycles & Events in Stratigraphy (Eds G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher), 298-312.
- Simon, L., Goddérís, Y., Buggisch, W., Strauss, H. & Joachimski, M.M.** (2007). Modeling the carbon & sulfur isotope compositions of marine sediments : climate evolution during the Devonian. *Chemical Geology*, 246 : 19-38.
- Steiniger, J.** (1853). *Geognostische Beschreibung der Eifel*, 143 pp.
- Streel, M., Caputo, M.V., Loboziak, S. & Melo, J.H.G.** (2000). Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analyses & the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews*, 52 : 121-173.
- Struve, W.** (1963). Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren - Fund, Deutungen, Probleme. *Natur u Museum*, 93 : 237-276.
- Struve, W.** (1982). The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 55 : 401-432.
- Szalai, Z.** (1982). Etude à Baileux de la sédimentologie des calcaires Givétiens de la Formation de Trois-Fontaines. *Mémoire de Licence, Université Libre de Bruxelles*, 88 pp.

**T**

- Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M.** (2004). Earth geography from 400 to 250 Ma : a palaeomagnetic, faunal & facies review. *Journal of the Geological Society, London*, 161 : 555-572.
- Tsien, H.H.** (1984). Récifs du Dévonien des Ardennes - Paléoécologie et structure. In : Géologie et Paléoécologie des Récifs (Eds J. Geister & R. Herb), pp. 7.1-7.34. Institut Géologique de l'Université de Berne, Berne.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P.** (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 482 pp.

U

**Utescher, T.** (1992). Sedimentologische Untersuchungen de-Oolith-führender Karbonate (Heisdorf-Erze) an der Unter-/Mitteldevon-Grenze im Westlichen Rheinischen Schiefergebirge. 1992/5 : 303-320.

V

**Vail, P.R., Mitchum, R.M.J. & Thompson, S.** (1977). Seismic stratigraphy & global changes of sea level, Part 4 : Global cycles of relative changes of sea level. *In* : Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists* (Ed C.E. Payton), 26, pp. 83-97.

**van Viersen, A.P.** (2007). *Kettneraspis, Radiaspis & Ceratarges* (Trilobita) from the Middle Devonian of the Rochefort area (Ardennes, Belgium). *Scripta Geologica*, 134 : 1-18.

W

**Walden, J., Oldfield, F. & Smith, J.** (1999). *Environmental magnetism : a practical guide*. Technical Guide, 6. Quaternary Research Association, London, 243 pp.

**Waleffe, A.** (1961). Contribution à l'étude de la sédimentation du Frasnien et du Mésodévien du bord oriental du Synclinorium de Dinant. *Travail de fin d'études, Université de Liège*, 102 pp.

**Walliser, H.O., Bultynck, P., Weddige, K., Becker, R.T. & House, M.R.** (1995). Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. *Episodes*, 18 : 107-115.

**Weddige, K.** (1982). The Wetteldorf Richtschnitt as boundary stratotype from the view point of conodont stratigraphy. *In* : On Devonian stratigraphy & palaeontology of the Ardenno-Rhenisch Mountains & related Devonian matters (Eds W. Ziegler & R. Werner), 55, pp. 498. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*.

**Wicander, R. & Wood, G.D.** (1997). The use of microphytoplankton & chitinozoans for interpreting transgressive/regressive cycles in the Rapid Member of the Cedar Valley Formation (Middle Devonian), Iowa. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 98 : 125-152.

**Wilson, J.I.** (1975). *Carbonate facies in Geology History*, 471 pp.

**Wright, V.P.** (1994). Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews*, 35 : 367-395.

**Wright, V.P. & Burchette, T.P.** (1996). Shallow-water carbonate environments. *In* : Sedimentary environments : processes, facies & stratigraphy (Ed H.G. Reading) Third edn, pp. 688.

Y

**Yans, J.** (1995). Stratigraphie, sédimentologie et minéralogie des argiles du Dévonien moyen de la coupe de Remouchamps (bord Nord-Est du Bassin de Dinant, Belgique). *Mémoire de Licence, Université Libre de Bruxelles*, 124 pp.



**Z**

---

**Zhang, S., Wang, X. & Zhu, H.** (2000). Magnetic susceptibility variations of carbonates controlled by sea level changes - Examples in Devonian to Carboniferous strata in southern Guizhou Province, China. *Science in China, Serie D*, 43 : 266-276.

**Ziegler, A.** (1982). *Geological Atlas of Western & Central Europe*. Shell internationale petroleum maatschappij B.V., 190 pp.

**Ziegler, W. & Werner, R.** (1982). On Devonian stratigraphy & palaeontology of the Ardenno-Rhenisch Mountains & related Devonian matters. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 55, 498 pp.