HAL
open science

Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge

Anne-Christine da Silva

To cite this version:

Anne-Christine da Silva. Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. Minéralogie. Université de Liège, 2004. Français. NNT : . tel-00068160

HAL Id: tel-00068160

https://theses.hal.science/tel-00068160v1

Submitted on 10 May 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Liège
Faculté des Sciences
Unité de Pétrologie sédimentaire

Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge

A Coupe de Tailfer
B Coupe de Lustin (buisson à *Disphyllum*)

Anne-Christine da Silva
Juin 2004

Directeur de Thèse
Prof. Frédéric Boulvain (ULg)

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier très chaleureusement Frédéric Boulvain pour m'avoir proposé le sujet, encadrée (supportée ?) pendant ces années, pour sa disponibilité de tous les instants, pour tout le temps qu'il m'a consacré en terrain, discussions, observations et écoute.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans support financier, merci au F.R.I.A. pour la bourse de doctorat et au F.N.R.S. pour le soutien financier ponctuel essentiellement pour la participation à des congrès.

Je remercie Emmanuelle Vennin, Marie Coen-Aubert, Olivier Averbuch, Alain Herbosch, Eddy Poty, Rudy Swennen et Frédéric Boulvain qui ont accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je tiens également à remercier Monsieur Olivier Averbuch. Son aide s'est manifestée sous des formes multiples et indispensables, que ce soit par son excellent accueil à l'Université de Lille pour l'accès au Kappabridge, par les nombreuses et fructueuses conversations pour me faire découvrir le monde merveilleux de la susceptibilité magnétique, par la réalisation des mesures d'hystérésis ou encore pour m'avoir introduite au sein du projet ECLIPSE qui m'a permis d'avoir de nombreux contacts ainsi qu'un soutien financier. Merci également au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette pour son accueil pour la réalisation des mesures d'hystérésis et à Xavier Devleeschouwer pour ses remarques sur la susceptibilité magnétique.

Un tout grand merci également à Emmanuelle Vennin qui m'a accueillie chez elle et a pu me consacrer quelques unes de ses journées pour m'aider à comprendre les problèmes de stratigraphie séquentielle. J'espère ne pas trop trahir son enseignement…

Toute ma gratitude va à Madame Marie Coen-Aubert, pour ses multiples recommandations et son accueil très ouvert au Muséum des Sciences Naturelles de Bruxelles dès que j'en ressentais le besoin.

Merci également à monsieur Eddy Poty pour ses conseils et sa disponibilité, ainsi que pour l'accès à la cathodoluminescence. Un tout grand merci également à monsieur Rudy Swennen pour ses nombreux commentaires et pour m'avoir permis d'assister à son cours sur la diagenèse. Je remercie aussi Monsieur Léon Dejonghe de m'avoir permis d'emprunter des lames minces au Service Géologique de Belgique et pour l'accès aux sondages de Bolland et de Soumagne.

Toute ma gratitude va également à Monsieur Delwiche et à Madame Hubin-Franskin pour leur accueil chaleureux à mes problèmes de « magnétisme », leurs multiples conseils ainsi que les quelques tests de mesures d'hystérésis.

Je remercie également Brigitte Van Vliet – Lanoé ainsi que monsieur Thorez pour leurs remarques concernant les structures de paléosols.

Durant ce travail, j'ai effectué un séjour de recherche au Canada et en Alaska qui a été très important dans ma formation. Ce voyage ne se serait pas fait sans l'aide de John Weissenberger (choix des sondages, conseils, terrain, gentillesse, disponibilité et restaurants…), Ken Potma (choix des sondages, conseils, gentillesse et …. restaurant), Michael Whalen (accueil à Fairbanks et conseils) et Benoît Beauchamp (soutien logistique et moral, accès au Service Géologique de Calgary et pour les becs et les jasettes). Ce séjour a également bénéficié du soutien financier de la Communauté Française de Belgique, de la Fondation A. de Potter de l'Académie Royale des Sciences de Belgique et de Encana (Société Pétrolière).

Que serait un travail de sédimentologie sans lames minces, merci à Jean-Paul Cullus pour sa promptitude à réaliser des lames.

Merci aussi aux cartographes Jean-Marc Marion, Laurent Barchy et Jean-Louis Pingot pour leurs renseignements sur le Frasnien qu'ils ont rencontré au cours de leurs pérégrinations.

Un tout grand merci également aux courageux relecteurs pour leur travail difficile, Cécile Draps, Jacques Lekeu (je t'expliquerai qui est l'assassin) et Gwenaël Delaite, ainsi que Marcel Humblet pour le résumé en anglais.

Un travail de thèse, en plus d'être le résultat de nombreuses collaborations scientifiques, se façonne également dans une ambiance générale. Le B20 ne serait pas le même sans Viviane toujours disponible (à aider ou à papoter). Merci également à tous ceux que je côtoie tous les jours (ou que je côtoyais) au laboratoire et qui rendent la vie plus agréable, Olivier, Bernard, Guy, Jacqueline, Frédéric, Véronique, Gwen, Caroline, Yves, Sophie, Marc et Bernard. Merci également à tous les étudiants ou ex-étudiants qui viennent m'encourager (entre autres, Julie 1 et Julie 2, Isabelle, Sarah et Yves), à Florence et à Marc (pourvoyeur de bonne humeur, de chocolat et de crampes par l'intermédiaire du squash). Merci aussi à tous les joyeux membres de la troisième mi-temps du vendredi soir. Vive Gwen, toujours là quand il faut et où il faut, que ce soit pour cambrioler Franchi ou le Dépôt, pour me remonter le moral et m'encourager ou pour me faire des compilations de bonne humeur diverses et variées.

Mes remerciements vont bien sûr tout particulièrement à mes parents pour leur soutien de tous les instants, sous toutes les formes que ce soit. Merci aussi à toute ma famille qui est toujours là quand il faut.

Je pense également à ceux qui auraient apprécié de voir ce travail terminé, mon oncle, ma grand-mère et mon grand-père qui m'a transmis sa passion.

J'espère n'avoir oublié personne, merci à tous.

TABLE DES MATIERES

Chapitre I
INTRODUCTION

1. **But du travail** 1
2. **Structure du travail** 2

Chapitre II
CADRE GEOLOGIQUE

1. **Cadre géologique général du Frasnien** 4
   - **1.1. Définition du Frasnien** 4
   - **1.2. Paléogéographie** 4
   - **1.3. Conditions environnementales** 5
2. **Cadre géologique du Frasnien en Belgique** 6
   - **2.1. Paléogéographie et géologie structurale** 6
   - **2.2. Stratigraphie du Frasnien belge** 9
     - 2.2.1. Le Bord sud du Synclinorium de Dinant (BSSD) 10
     - 2.2.2. L'Anticlinorium de Philippeville (AP) 11
     - 2.2.3. Le Bord Nord du Synclinorium de Dinant (BNSD), le Bord Sud du Synclinorium de Namur (BSSN) et la Nappe de la Vesdre (NV) 11
     - 2.2.2. Le bord nord du Synclinorium de Namur (BNSN) 12
3. **Cadre géologique du Frasnien en Alberta (Canada)** 13
   - **3.1. Paléogéographie** 14
   - **3.2. Stratigraphie du Frasnien de l'Alberta** 14
     - 3.2.1. Surface 15
     - 3.2.2. Subsurface 16
4. **Conclusions** 17

Chapitre III
DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES

1. **Description des faciès** 18
   - **1.1 Echantillonnage** 18
   - **1.2 Représentation des coupes** 22
   - **1.3 Faciès et microfaciès** 22
2. **Susceptiblité magnétique** 23
   - **2.1 Définition de la susceptibilité magnétique** 23
   - **2.2 Les différents comportements magnétiques** 23
     - 2.2.1 Diamagnétique 23
     - 2.2.2 Paramagnétique 23
     - 2.2.3 Ferromagnétique (s.l.) 24
       - *2.2.3.1 Ferromagnétique (s.s.)* 24
       - *2.2.3.2 Anti-ferromagnétique* 24
       - *2.2.3.3 Ferrimagnétique* 24
   - **2.3 Méthode et appareillage** 25
     - 2.3.1 Les mesures de susceptibilité magnétique 25
     - 2.3.2 Les mesures d'hystérésis 26
   - **2.4 Principe et applications de la SM en sédimentologie** 26
     - 2.4.1 Principe 26
     - 2.4.2 Exceptions – problèmes – arguments 27
     - 2.4.3 Applications en sédimentologie 28
   - **2.5 Conclusions** 29
3. **Analyses isotopiques** 29
4. **Analyse diagénétique : cathodoluminescence et coloration de Dickson** 30

Chapitre IV
DESCRIPTION DES FACIES ET MICROFACIES

1. **Introduction** 31
2. **La partie inférieure du Frasnien (modèle de rampe inférieur, RI)** 34
   - **2.1. Description des microfaciès** 35
     - Microfaciès RI1. Shales 35
     - Microfaciès RI2. Packstone à hématite oolithique, crinoïdes et brachiopodes 36
     - Microfaciès RI3. Grainstone à packstone à crinoïdes et brachiopodes 39

Microfaciès RI4. Biostrome à *Disphyllum* 40
2.2. Conclusions 43

3. La partie moyenne du Frasnien 44

3.1. Modèle de plate-forme sud (PFS) 44
3.1.1. Ceinture de faciès externes 44
Microfaciès PFS1. Packstone pelloïdique à crinoïdes et spicules d'éponges 45
Microfaciès PFS2. Packstone microbioclastique à crinoïdes et ostracodes 46
Microfaciès PFS3. Grainstone à clastes et microbioclastes 50
Microfaciès PFS4. Floatstone à rudstone à débris de tabulés, stromatopores, crinoïdes et brachiopodes 52
3.1.2. Ceinture de faciès biostromaux 53
Microfaciès PFS5. Biostrome à stromatopores laminaires 54
Microfaciès PFS6. Biostrome à « constructeurs » massifs 61
Microfaciès PFS7. Floatstone à rudstone à *Stachyodes* 64
3.1.3. Ceinture de faciès internes subtidaux 68
Microfaciès PFS8 : Floatstone à *Amphipora* 68
Microfaciès PFS9. Packstone a wackestone à paléosiphonocladales 70
Microfaciès PFS10. Packstone à grainstone à pelloïdes 73
Microfaciès PFS11. Packstone à wackestone à umbelles 76
3.1.4. Ceinture de faciès internes intertidaux 79
Microfaciès PFS12. Mudstone à ostracodes et calcisphères 79
Microfaciès PFS13. Grainstone à packstone laminaire à pelloïdes 80
3.1.5. Ceinture de faciès supratidaux 84
Microfaciès PFS14. Paléosols 84
3.1.6. Conclusions 87
3.2. Modèle de plate-forme nord (PFN) 91
3.2.1. Ceinture de faciès externes 91
Microfaciès PFN1. Shale 91
Microfaciès PFN2. Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes 92
3.2.2. Ceinture de faciès biostromaux 96
Microfaciès PFN3. Biostromes 96
3.2.3. Ceinture de faciès internes subtidaux 96
Microfaciès PFN4. Packstone à paléosiphonocladales 96
Microfaciès PFN5. Packstone à bounstone algaire 97
Microfaciès PFN6. Wackestone à umbelles 99
3.2.4. Ceinture de faciès internes intertidaux 99
Microfaciès PFN7. Mudstone 99
Microfaciès PFN8. Grainstone laminaires à pelloïdes 100
3.25. Conclusions 100

4. Partie supérieure du Frasnien : Modèle de rampe supérieur (RS) 102

4.1. Ceinture de rampe externe 103
Microfaciès RS1. Shales et shales calcareux 103
Microfaciès RS2. Mudstone à wackestone argileux 103
4.2. Ceinture de rampe à biostromes 104
Microfaciès RS3. Floatstone à débris récifaux et *Renalcis* 1 104
Microfaciès RS4. Rudstone à rugueux 106
Microfaciès RS5. Packstone à crinoïdes 108
4.3. Ceinture de rampe interne 110
Microfaciès RS6. Grainstone ou packstone à pelloïdes 110

Microfaciès RS7. Packstone ou wackestone à oncoïdes 111
4.4. Conclusions 113

5. Conclusions générales 115

Chapitre V

VARIATIONS SEDIMENTOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES LATERALES

1. Introduction 119

2. Unités sédimentologiques 119

2.1 La partie inférieure du Frasnien 119

2.2 La partie moyenne du Frasnien 119

2.2.1 Unité du Pont de la Folle 120
2.2.2 Unité biostromale 120
2.2.3 Unité lagunaire 120

2.3 La partie supérieure du Frasnien 122

3. Cyclicité 123

3.1 Séquences à petite échelle 123

3.2 Séquences à échelle moyenne 127

3.3 Interprétation des cyclicités 127

3.3.1 Origine des séquences de cinquième ordre (200.000 à 300.000 ans) 129
3.3.2 Origine des séquences de cinquième ordre (30.000 à 60.000 ans) 131

4. Variations de la susceptibilité magnétique 132

4.1 Variations verticales 132

4.1 Variations latérales 135

5. Variations d'épaisseur 136

6. Variations des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène 142

6.1 Notions théoriques 142

6.2 Résultats 144

4.1.1 Rapports isotopiques du carbone 144
4.1.2 Rapports isotopiques de l'oxygène 147

6.4 Conclusions 148

7. Conclusions 149

Chapitre VI
STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

1. **Introduction** 151
2. **Corrélations** 151
   - **2.1 Partie inférieure du Frasnien** 151
   - **2.2 Partie moyenne du Frasnien** 151
     - 2.2.1 Les corrélations biostratigraphiques 151
     - 2.2.2 La susceptibilité magnétique 151
     - 2.2.3 Conclusions 153
   - **2.3 Partie supérieure du Frasnien** 155
     - 2.3.1 La susceptibilité magnétique 155
     - 2.3.2 Les événements sédimentaires 157
     - 2.3.3 Conclusions 157
3. **Stratigraphie séquentielle** 157
   - **3.1 Notions théoriques** 157
   - **3.2 Modèle de stratigraphie séquentielle** 158
     - 3.2.1 Partie moyenne du Frasnien 160
       - *3.2.1.1 Séquences et limites de séquences* 160
       - *3.2.1.2 Comparaison avec la zone sud de la plate-forme* 165
       - *3.2.1.3 Autres hypothèses de découpage séquentiel* 165
     - 3.2.2 Partie supérieure du Frasnien 168
       - *3.2.2.1 Séquences et limites de séquences* 168
       - *3.2.2.2 Comparaison avec la zone sud de la plate-forme* 170
       - *3.2.2.3 Autres hypothèses de découpage séquentiel* 171
4. **Conclusions : modèle séquentiel intégré de la plate-forme frasnienne de Belgique** 172

Chapitre VII
EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTALE DE LA PLATE-FORME

1. **Développement de la plate-forme carbonatée belge** 176
2. **Comparaison avec la plate-forme carbonatée de l'Alberta** 182

Chapitre VIII

INTERPRETATION DES VARIATIONS DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

1. **Introduction** 184
2. **Susceptibilité magnétique et variations environnementales** 184
   - **2.1. Belgique** 184
   - **2.2. Canada** 186
   - **2.3. Comparaison des valeurs moyennes de SM belges et canadiennes** 189
   - **2.4. Conclusions** 192
3. **Susceptibilité magnétique et stratigraphie séquentielle** 192
4. **Nature des minéraux magnétiques** 194
   - **4.1. Notions théoriques sur les courbes d'hystérésis** 194
     - 4.1.1. Courbe d'hystérésis d'un matériel para- ou diamagnétique pur 194
     - 4.1.2. Courbe d'hystérésis d'un matériel ferromagnétique 194
   - **4.2. Résultats des mesures d'hystérésis** 195
     - 4.2.1. La correction de pente (SC) et la nature magnétique des minéraux 198
     - 4.2.2. La coercivité (Hc) et la nature des minéraux ferromagnétiques 199
     - 4.2.3. La coercivité et la taille des grains ferromagnétiques 200
   - **4.3. Conclusions** 202
5. **Origine des minéraux magnétiques** 203
   - **5.1. Origine théorique de la magnétite** 203
   - **5.2. Discussion** 204
     - 5.2.1. Facteurs physiques 204
     - 5.2.2. Facteurs biologiques 204
     - 5.2.3. Facteurs perturbateurs 205
6. **Conclusions** 206

Chapitre IX

ANALYSE DIAGENETIQUE

1. **Introduction** 208
2. **Observations** 208
   - **2.1 La calcite (C)** 208
   - **2.2 La dolomite (D)** 209
   - **2.3 Les phases de dissolution (Di)** 209

2.4 Fracturation (F) et stylolithisation (St) 210
2.5 Minéralisations 210
2.6 Dédolomitisation 210
3. Succession des phases diagénétiques 210
4. Succession verticale des ciments 211
5. Analyses isotopiques 217
6. Interprétation 220
6.1 La calcite (C) 220
6.2 La dolomite (D) 221
6.3 Les phases de dissolution (Di) 221
6.4 Fracturation (F) et stylolithisation (St) 222
6.5 Minéralisations 222
6.6 Dédolomitisation 222
7. Conclusions 222

Chapitre X
CONCLUSIONS

1. Conclusions générales 224
1.1. Introduction 224
1.2. Modèles de faciès 224
1.3. Evolution de la plate-forme au cours du temps 226
1.3.1. La partie inférieure du Frasnien 228
1.3.2. La partie moyenne du Frasnien 228
1.3.3. La partie supérieure du Frasnien 232
1.4. Susceptibilité magnétique 233
1.5. Diagenèse 233
1.5. Considérations générales 233
2. Perspectives 234

Chapitre XI
REFERENCES

236-252

Chapitre I

INTRODUCTION

1 But du travail

Ce travail a pour but principal de comprendre la mise en place et l'évolution des dépôts carbonatés de plate-forme de la partie moyenne du Frasnien. En effet, contrairement aux monticules carbonatés plus profonds d'âge équivalent, ces dépôts de plate-forme ont fait l'objet de peu d'études sédimentologiques. Leur exposition exceptionnelle ainsi que les abondantes études paléontologiques déjà réalisées en font cependant un sujet d'étude particulièrement attractif. Nous nous intéresserons également dans une moindre mesure aux dépôts plus argileux des parties inférieure et supérieure du Frasnien.

La compréhension de la genèse des sédiments frasniens s'appuie essentiellement sur une analyse sédimentologique détaillée sur le terrain et sur la pétrographie. Cette analyse conduit à la définition de microfaciès correspondant à différents environnements de dépôt se succédant latéralement sur un modèle idéalisé.

La définition de microfaciès permet également de mettre en évidence l'évolution des environnements au cours du temps. Nous tenterons d'identifier les modalités de mise en place de ces dépôts en étudiant entre autres leur cyclicité à petite et moyenne échelle.

La mesure de la susceptibilité magnétique est une technique qui a été développée essentiellement pour permettre des corrélations. Nous l'utiliserons ici dans ce but mais nous tenterons également de comprendre le lien entre les faciès, la cyclicité et la susceptibilité magnétique.

L'intégration des différentes analyses de la cyclicité, des variations verticale et latérale de faciès avec les corrélations obtenues par susceptibilité magnétique et les datations paléontologiques publiées dans la littérature permet de construire un modèle de stratigraphie séquentielle. Ce modèle est comparé avec les modèles déjà publiés pour les dépôts plus profonds des monticules carbonatés afin de proposer un canevas de stratigraphie séquentielle intégré sur l'ensemble de la plate-forme.

Nous tenterons enfin d'aller plus avant dans la compréhension des mécanismes qui influencent la susceptibilité magnétique. Pour ce faire, nous avons réalisé des mesures sur des roches canadiennes d'âge équivalent, essentiellement pour identifier l'influence de la morphologie du bassin. Nous analyserons également les minéraux porteurs de ce magnétisme. En connaissant la nature des minéraux et en ayant examiné préalablement l'influence de différents paramètres tels que les variations du niveau marin, la cyclicité et la productivité carbonatée, nous essayerons d'identifier l'origine de ces minéraux et l'influence des paramètres environnementaux sur leur abondance.

2 Structure du travail

- Le chapitre II présente le cadre géologique général du Frasnien (définition, paléogéographie générale et conditions environnementales). Il est suivi par le cadre géologique du Frasnien de Belgique et du Canada. En effet, quelques coupes canadiennes ont été étudiées, essentiellement pour réaliser des comparaisons de susceptibilité magnétique. Nous passerons en revue la paléogéographie des deux zones, ainsi que le canevas stratigraphique avec la définition des différentes formations.

- Le chapitre III présente la description des différentes techniques utilisées dans ce travail : réalisation de l'échantillonnage, susceptibilité magnétique et analyses isotopiques.

Au total, 11 coupes et deux sondages ont été échantillonnés en Belgique, ainsi que 6 sondages et 1 coupe au Canada. Cela constitue plus de 2500m de levé. Les colonnes lithologiques ont été compilées dans un volume séparé (Annexe 1). Ce volume reprend la localisation géographique et géologique de chaque coupe ou sondage, ainsi que la description de la coupe et sa colonne lithologique détaillée (1/25ème). Nous y retrouverons également certains résultats, comme l'évolution des faciès et de la susceptibilité magnétique et l'identification des séquences de 5ème, 4ème et 3ème ordre, représentés en regard de la colonne lithologique simplifiée.

- Le chapitre IV concerne la description et l'interprétation des faciès, décrits et intégrés au sein de successions d'environnements de dépôt, des zones les plus distales aux plus proximales. Les courbes d'évolution des microfaciès de chaque coupe sont reprises dans l'annexe 1.

- Le chapitre V explore les variations latérales et verticales de différents paramètres tels que les faciès, les modes de cyclicité, la susceptibilité magnétique, les épaisseurs de sédiments et les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène. Les faciès, les cyclicités et les variations de la susceptibilité magnétique sont repris sur les différentes coupes de l'annexe 1.

- Le chapitre VI se rapporte aux corrélations réalisées par susceptibilité magnétique et à l'évolution des faciès au cours du temps. L'intégration de ces données permet de proposer un modèle de stratigraphie séquentielle pour la plate-forme carbonatée du Frasnien de Belgique, qui sera comparé et intégré aux modèles développés pour les monticules carbonatés d'âge équivalent.

- Le chapitre VII reprend les résultats du chapitre V et du chapitre VI pour élaborer un modèle de plate-forme et reconstituer son évolution au cours du temps.

- Le chapitre VIII présente les résultats de la susceptibilité magnétique, la mise en évidence de l'influence de certains paramètres sur l'aimantation (influence du niveau marin et de la morphologie de la plate-forme par exemple) et l'identification des minéraux responsables du signal, ceci afin de mieux comprendre l'origine de celui-ci.

- Le chapitre IX reprend des observations diagénétiques préliminaires, qui ont été réalisées de sorte à identifier la succession des différentes phases diagénétiques.

- Le chapitre X constitue la synthèse de tous ces résultats et la conclusion.

- Le dernier chapitre (chapitre X) correspond aux références bibliographiques.

Chapitre II

CADRE GÉOLOGIQUE

1 Cadre géologique général du Frasnien

1.1 Définition du Frasnien

L'étage frasnien a été défini par d'Omalius d'Halloy (1862) d'après la localité belge de Frasnes. Il décrit le « *système calcaire de* Frasnes » comme « principalement composé de schistes grisâtres renfermant des amas et des bancs de calcaire » (p514).

Tucker & al. (1998) proposent des âges limites pour le Frasnien (sur base des données U-Pb sur des zircons de cendres volcaniques), de 382,5 Ma pour la base et 376,5 Ma pour le sommet. Sa durée totale serait donc de 6 Ma.

1.2 Paléogéographie

Au cours du Silurien, la fermeture de l'océan Iapetus a provoqué la collision de la Baltica et de la Laurentia. Leur réunion (orogenèse calédonienne) forme la Laurussia, également appelée le « Continent des Vieux Grès Rouges », bordée au sud par un domaine marin (Figure II.1). L'océan Rhéique, situé entre ce nouveau continent et le Gondwana, commence également à se refermer. Ainsi, au sommet du Dévonien, l'ensemble des continents est en phase de rapprochement et, à la fin du Carbonifère, la réunion de ces deux continents conduit à la formation de la chaîne hercynienne. Le Frasnien se positionne donc entre deux phases de collision majeure (calédonienne et hercynienne).

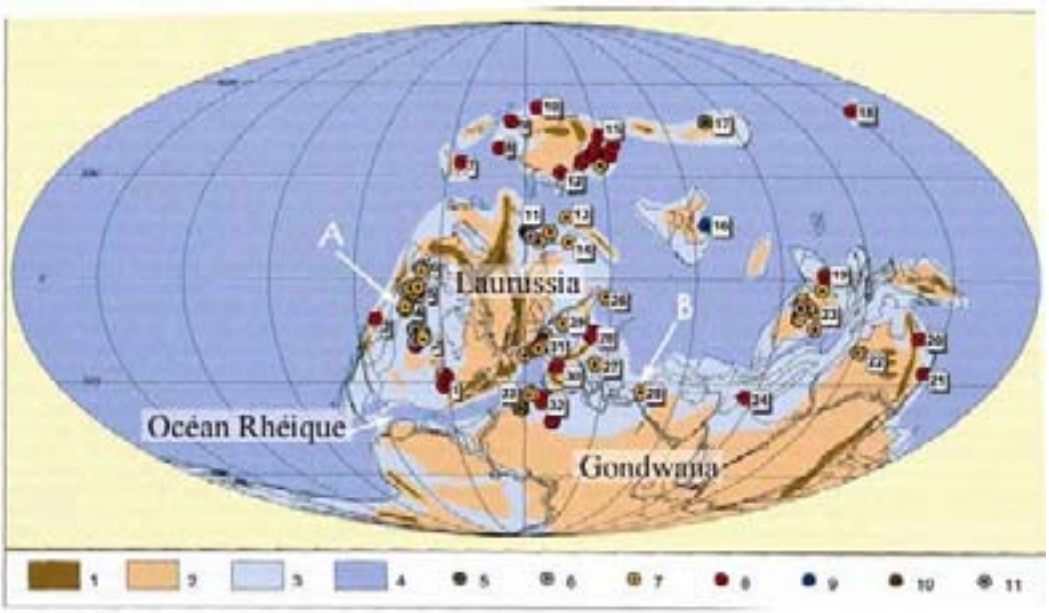


Figure II.1 : Carte paléogéographique du Dévonien (modifiée d'après Copper, 2002b ; pour la signification des numéros, voir dans l'article). La flèche A indique la localisation de l'Alberta et la flèche B, celle de la Belgique.

1.3 Conditions environnementales

D'un point de vue climatique, le Dévonien était caractérisé par un climat global relativement chaud, de type « greenhouse » (Frakes et al., 1992) (Figure II.2.b), les températures moyennes pouvant être jusqu'à 10-15° supérieures aux températures actuelles (Copper, 2002b). Le niveau marin était globalement élevé (Vail et al., 1977) (Figure II.2), de nombreuses zones continentales étaient sous eau et de vastes mers épicontinentales pouvaient se développer (Copper, 2002b). Ce caractère inondé de nombreuses plates-formes permet la création d'un vaste espace d'accommodation pour le développement de dépôts de faible profondeur d'eau, de récifs et de tapis de coraux et de stromatoporoïdes (Copper, 2002b).

Le Dévonien supérieur est également une période importante pour la végétation qui colonise de plus en plus les zones continentales, conduisant à la première apparition de forêts humides. Ce changement de végétation affecte entre autres le développement des sols, l'altération chimique des substrats et le transport côtier des sédiments (Copper, 2002b).

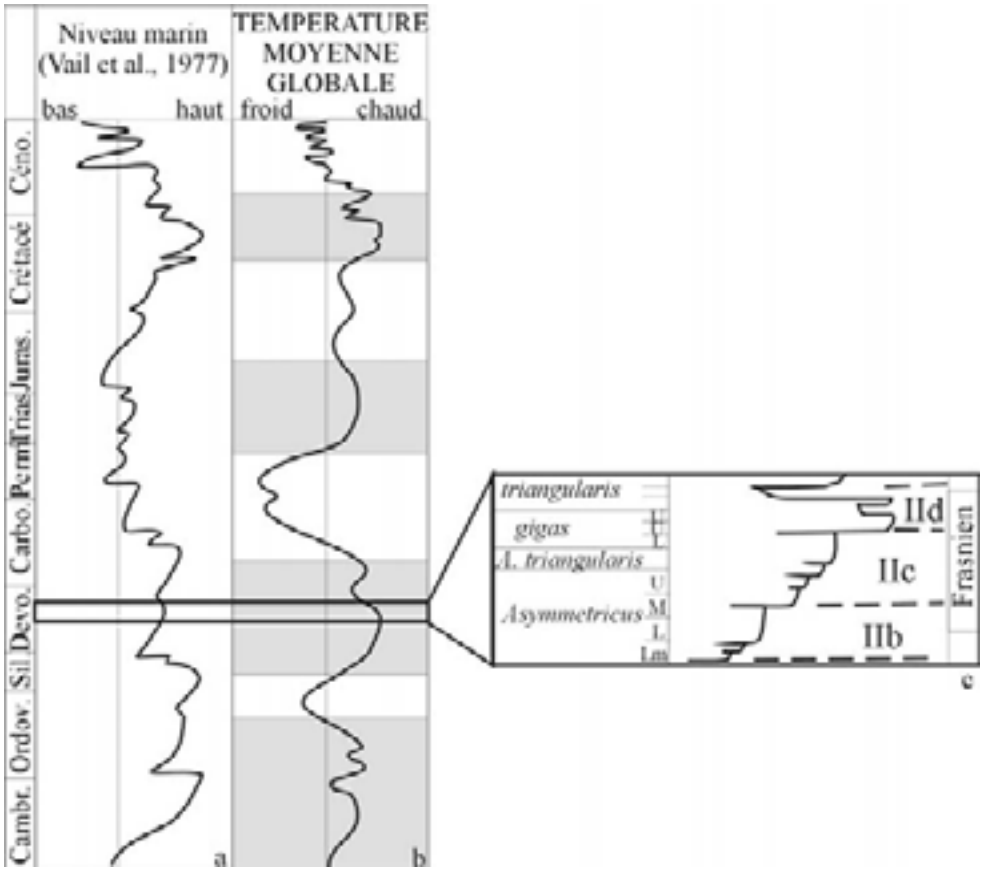


Figure II.2. : a. Evolution globale moyenne du niveau marin (courbe eustatique) au cours du Phanérozoïque (Vail et al., 1977) b. Evolution globale moyenne des températures au cours du Phanérozoïque (Frakes et al., 1992) c. Variations eustatiques au cours du Frasnien (Johnson et al., 1985).

La position des continents et la grande étendue des plates-formes peu profondes, ainsi que la température et le niveau marin moyen relativement élevés sont des conditions réunies au Frasnien qui permettent un développement exceptionnel des calcaires récifaux (Kiessling et al., 1999; Copper, 2002b). Trois phases récifales se succèdent au cours du Frasnien ; celles-ci seraient probablement liées (Copper, 2002b) aux variations majeures du niveau marin (Johnson et al., 1985). Les récifs de la partie inférieure du Frasnien sont souvent peu développés, avec de nombreux épisodes de monticules carbonatés. Il faut attendre la partie

moyenne du Frasnien pour observer un développement récifal majeur. Les récifs de la partie supérieure du Frasnien deviennent plus petits et sont souvent envasés par des sédiments clastiques.

Les calcaires récifaux frasniens se développent essentiellement en Russie, au Canada (Alberta) (Weissenberger, 1994), en Europe (Belgique (Reijers, 1984), Espagne (Méndez-Bedia et al., 1994), Allemagne (Weller, 1991; May, 1992) et Pologne (Racki, 1992), en Chine (Shen & Zhang, 1997; Chen et al., 2001) et en Australie (Pohler, 1998; Wood, 2000).

Les récifs frasniens montrent une diversité faible, les stromatoporoïdes, tabulés et rugueux en sont les principaux constituants (Kiessling et al., 1999). Ceux-ci sont souvent accompagnés d'algues corallines ou vertes ainsi que de calcimicrobes qui pouvaient jouer un rôle important dans la cimentation (Copper, 2002b).

Le Frasnien se termine à la limite Frasnien-Famennien (Fr/Fa) par une extinction majeure particulièrement dévastatrice pour les écosystèmes récifaux (jusqu'à 70% de taux d'extinction) (Copper, 2002b).

2 Cadre géologique du Frasnien en Belgique

2.1 Paléogéographie et géologie structurale

D'après McKerrow et Scotese (1990), la Belgique se situe à 20/25° de latitude sud au Frasnien et d'après Copper (2002a), elle se situe à une trentaine de degrés de latitude sud. La Belgique ainsi que le nord de la France et le sud des îles britanniques seraient réunis dans un ensemble continental appelé différemment selon les auteurs (« NW European Terrane » (Robardet et al., 1993), « Avalonia » (Scotese & McKerrow, 1990) ou encore « Brabantia » (André, 1991)) et proche du « Continent des Vieux Grès Rouges ». Les dépôts frasniens belges se déposent en bordure de l'océan Rhéique, limité au sud par le Gondwana.

Le Frasnien de Belgique voit donc, comme dans de nombreuses régions situées entre 45° de latitude nord et 30° de latitude sud (Copper, 2002b), le développement d'une plate-forme calcaire de grande extension. Le « Continent des Vieux Grès Rouges », qui est considéré comme une source terrigène importante (Burchette, 1981), se trouve plus ou moins à la place du Massif du Brabant et les couches frasniennes augmentent en épaisseur vers le sud-ouest (Figure II.4).

Au Namurien–Westphalien, une phase de compression s'amorce et engendre la formation du supercontinent de la Pangée et, en Belgique, le développement de la chaîne Rhénohercynienne (Figure II.3) (appartenant au flanc nord des variscides centre-européennes) (Oncken et al., 1999). Cette chaîne Rhénohercynienne est une ceinture plissée et faillée d'avant-pays (foreland fold and thrust belt) qui est donc composée d'une succession de synclinoria et d'anticlinoria et de failles majeures de charriage (Figure II.5).

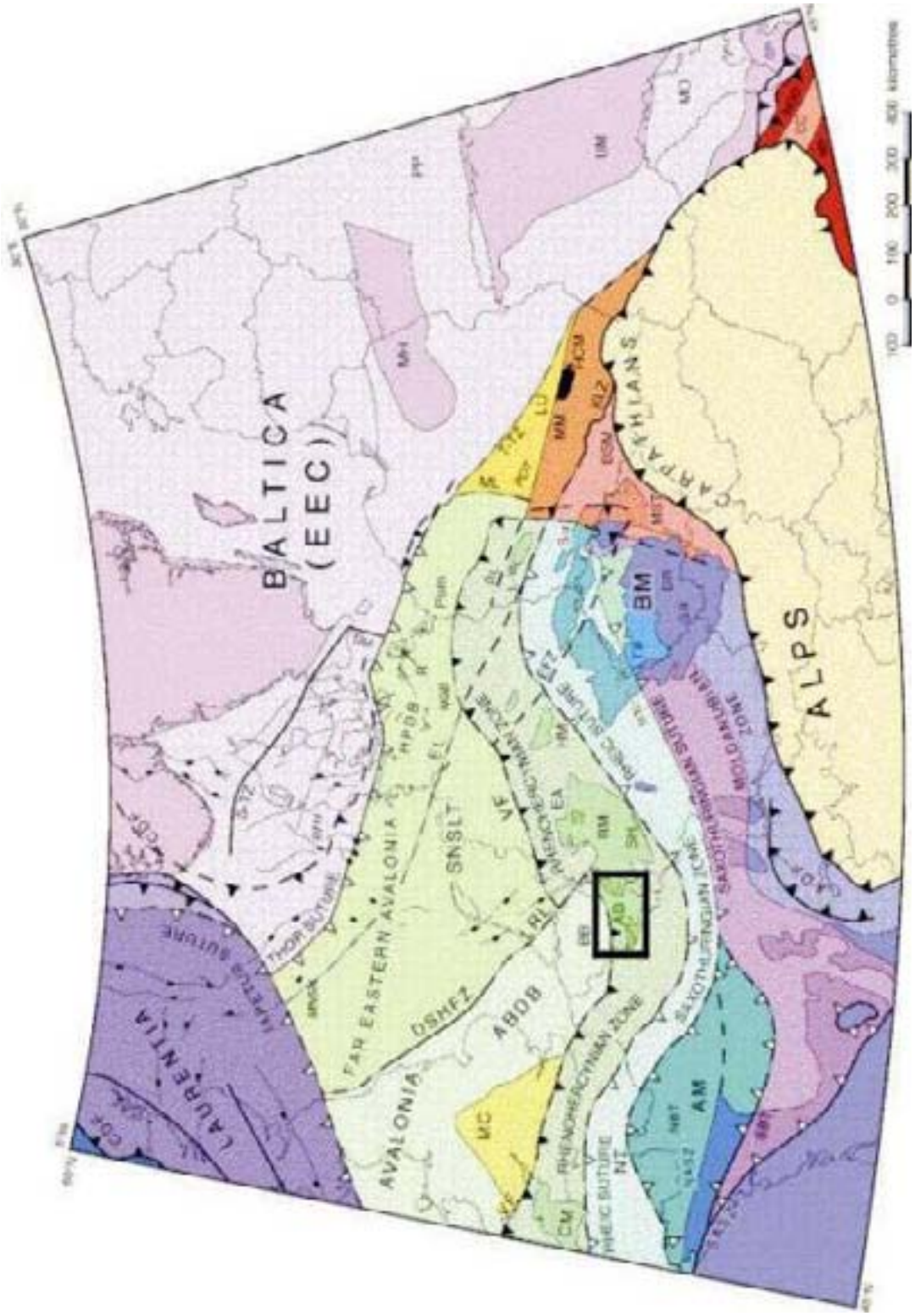


Figure II.3. : Carte révisée de la distribution des blocs crustaux et des ceintures de déformation paléozoïques d'Europe Centrale (Team & Winchester, 2002). Liste des abréviations qui nous concernent: ABDB, Anglo-Brabant Deformation Belt; AD, Ardennes; BB, Brabant ; VF, Variscan Front. Pour les autres abréviations, se référer à la publication. Le cadre noir reprend la position de la Figure II.5.

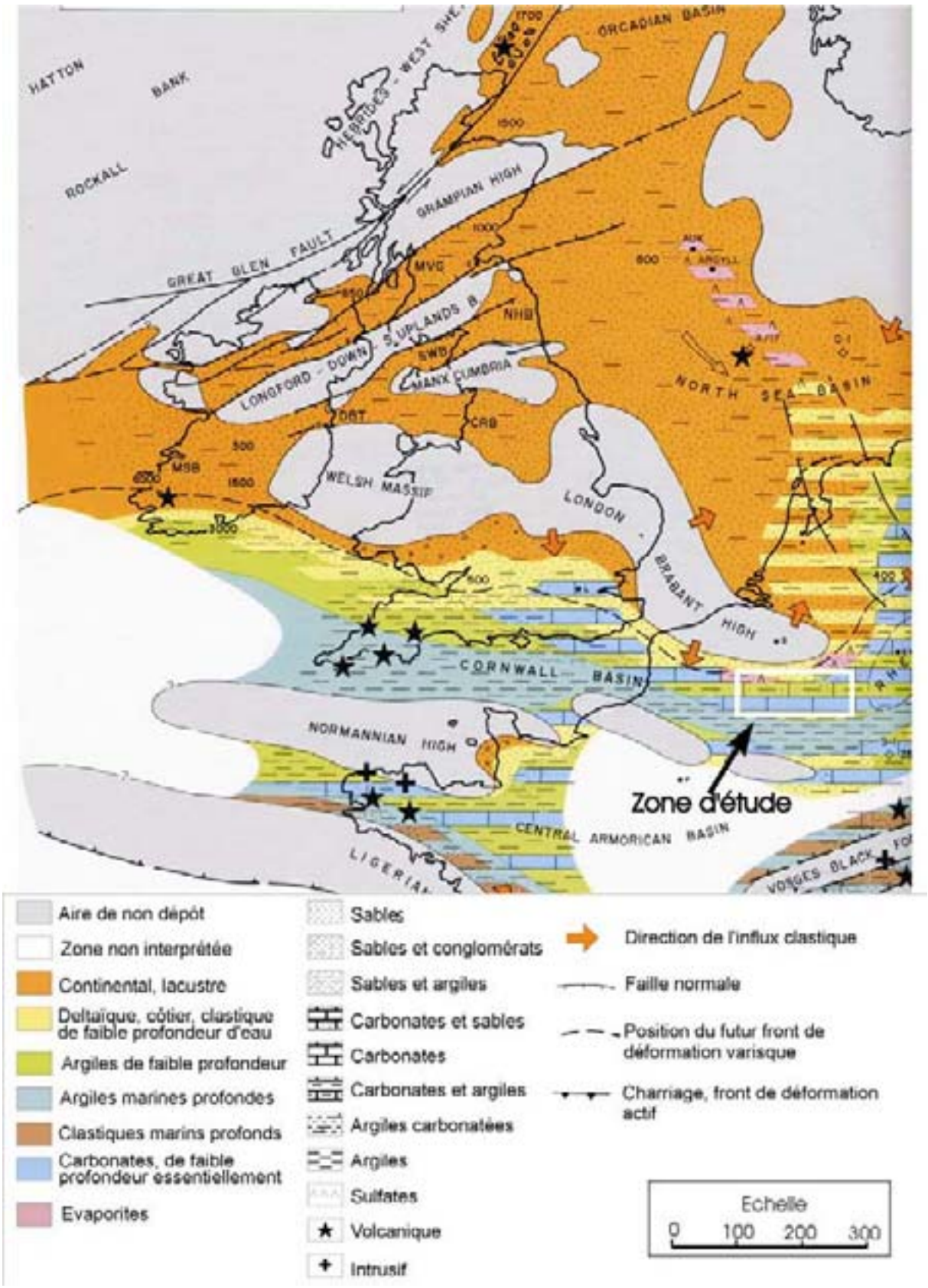


Figure II.4: Carte paléogéographique au cours du Dévonien supérieur (Ziegler, 1982)

En Belgique, du sud vers le nord, les unités structurales majeures sont l'Anticlinorium de Givonne, le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel, l'Anticlinorium de l'Ardenne et le

Synclinorium de Dinant, prolongé vers l'est par la Nappe de la Vesdre. Ces unités constituent l'Allochtone Ardennais qui est charrié par l'intermédiaire de la Faille Eifelienne sur le Parautochtone Brabançon (composé du Synclinorium de Namur et du Massif du Brabant).

Les couches frasniennes affleurent essentiellement en bordure des Synclinoria de Namur, de Dinant et de la Nappe de la Vesdre.

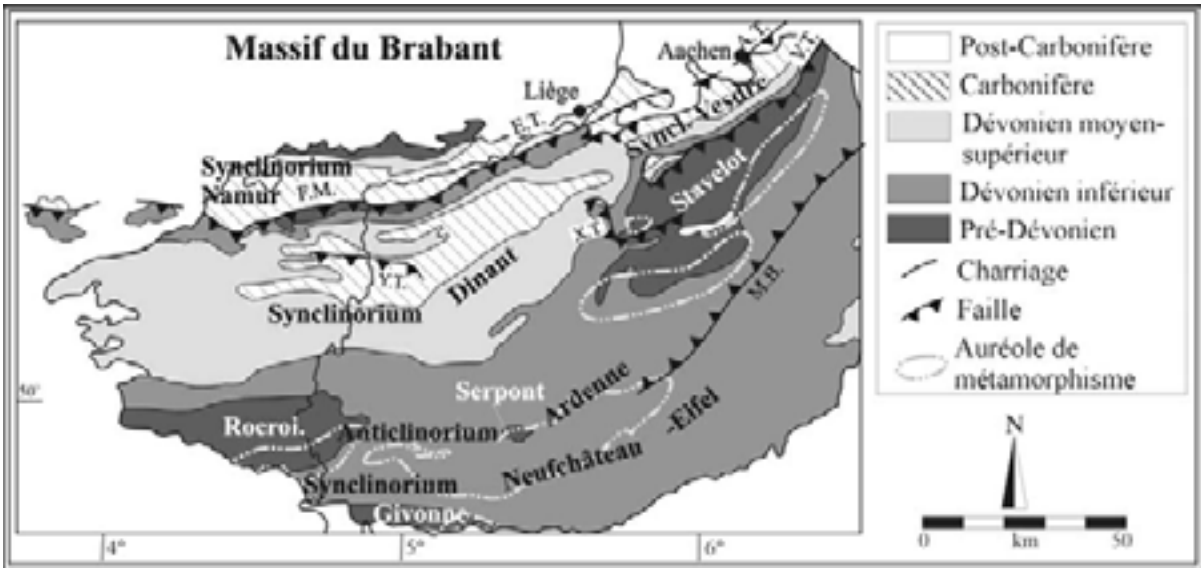


Figure II.5 : Carte géologique simplifiée de la zone Rhénohercynienne avec ses principales unités structurales. Les principales failles de charriages sont : le complexe faillé de Midi-Eifel-Aachen (F.M.-E.T.-A.T.), le rétrocharriage de Trois-Vierges-Malsbenden (M.B.), le charriage de Venn (V.T.), le charriage de Xhoris (X.T.) et la faille d'Yvoir (Y.T.). Vanbrabant (2001), d'après Von Winterfeld (1994)).

2.2 Stratigraphie du Frasnien belge

La description des formations du Frasnien est basée sur Boulvain & al. (1999) (Figure II.6 et Figure II.7). Les épaisseurs indiquées entre parenthèses sont celles mesurées au stratotype de la formation.

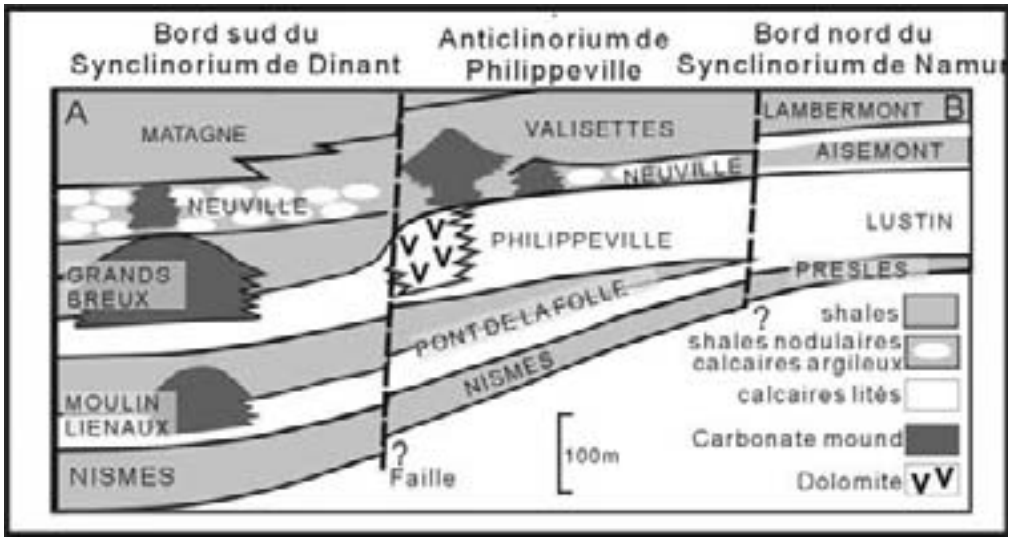


Figure II.6 : coupe nord-sud du bassin sédimentaire Frasnien belge avant la structuration varisque, d'après Boulvain (2001).

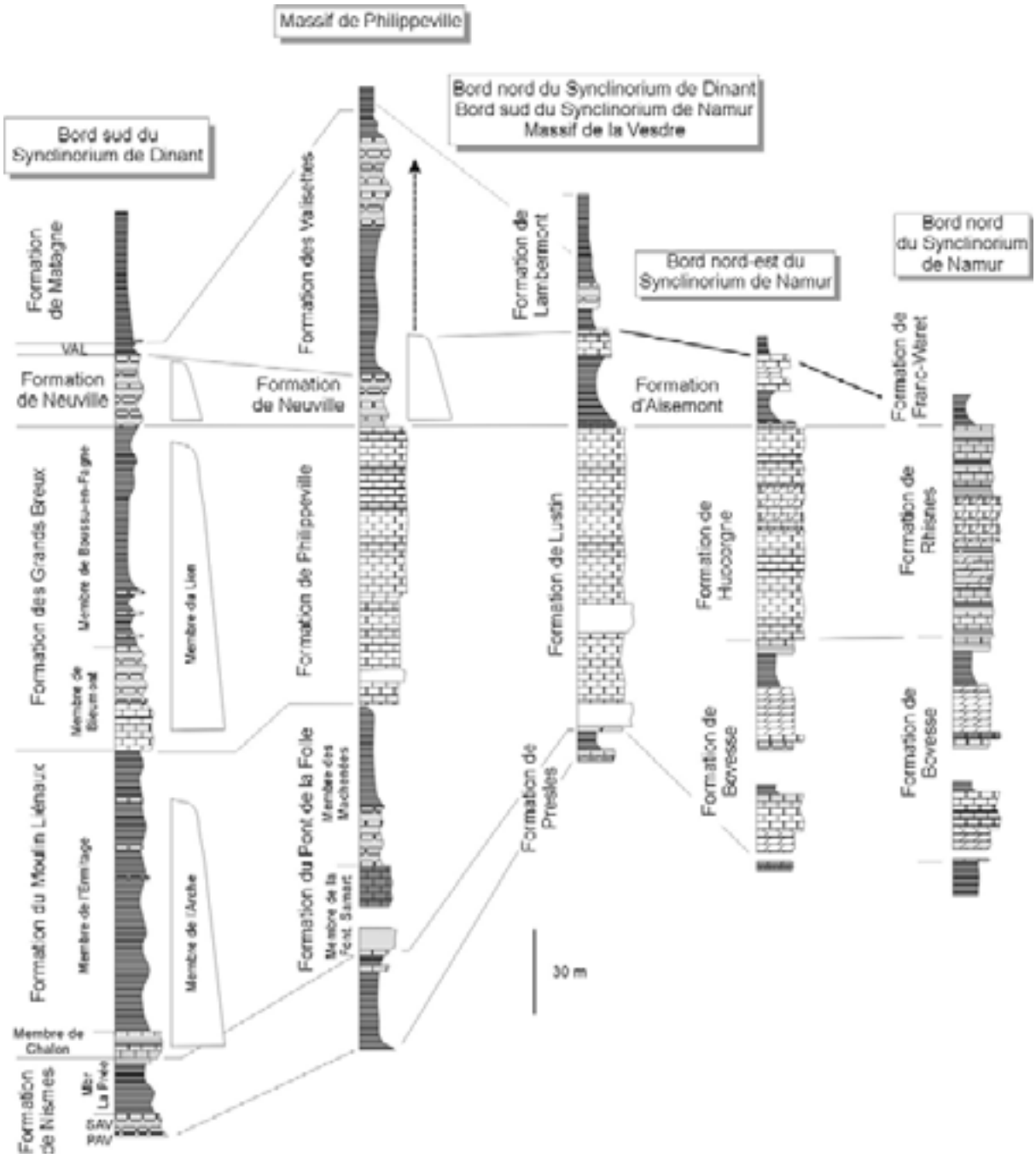


Figure II.7 : colonnes lithologiques comparées du Frasnien belge (Boulvain et al., 1999).

2.2.1 Le bord sud du Synclinorium de Dinant (BSSD)

Au bord sud du Synclinorium de Dinant se déposent les couches considérées comme les plus distales. L'épaisseur du Frasnien y est d'environ 370m.

- Formation de Nismes (39m). Son extrême base est datée du Givetien et elle se poursuit dans la partie inférieure du Frasnien. Elle est composée essentiellement de schistes verdâtres avec des nodules calcaires ou de rares lentilles calcaires.

- Formation du Moulin Liénaux (150m). Elle est composée d'une première unité de calcaires argileux à brachiopodes et rugueux (Membre de Chalon), suivie de lentilles biohermales (Membre de l'Arche) envasées au sein d'une unité schisteuse (Membre de l'Ermitage). Elle appartient à la base de la partie moyenne du Frasnien

- Formation des Grands Breux (118m). Elle est formée d'une première unité de calcaires argileux, bioclastiques (Membre de Bieumont) et d'une deuxième unité dominée par les schistes (Membre de Boussu-en-Fagne). La Formation des Grands Breux peut renfermer des biohermes calcaires (Membre du Lion). Elle appartient à la partie moyenne du Frasnien.

- Formation de Neuville (24m). Cette formation est composée de calcaires nodulaires et schistes à nodules calcaires, localement riches en rugueux coloniaux. Elle fait partie de la partie supérieure du Frasnien. Cette formation renferme des lentilles biohermales de faible extension (Membre du Petit-Mont).

- Formation de Matagne (40m). Il s'agit de schistes généralement sombres à noirs.

2.2.2 L'Anticlinorium de Philippeville (AP)

L'épaisseur du Frasnien y est d'environ 340m.

- Formation de Nismes. Celle-ci présente la même lithologie qu'au BSSD ; cependant, compte tenu du caractère diachronique de la formation, elle appartient complètement à la partie inférieure du Frasnien.

- Formation du Pont-de-la-Folle (90m). Elle est composée d'un premier membre de calcaire à brachiopodes et crinoïdes suivis de calcaires noirs bien stratifiés s'enrichissant en argile vers le sommet de l'unité. Le deuxième membre est dominé par des schistes plus ou moins noduleux localement riches en crinoïdes et brachiopodes.

- Formation de Philippeville (103m). La première partie est formée de bancs minces de calcaire noir avec quelques intercalations récifales et est suivie d'un complexe, dit « biostromal », à stromatopores branchus ou massifs.

- Formation de Neuville (24m). Elle est légèrement moins argileuse qu'au BSSD ; elle est également moins épaisse.

- Formation des Valisettes (90m). Elle est composée de schistes fins à minces niveaux calcaires suivis de schistes à nodules calcaires et enfin de schistes verts.

2.2.3 Le Bord Nord du Synclinorium de Dinant (BNSD), le Bord Sud du Synclinorium de Namur (BSSN) et la Nappe de la Vesdre (NV)

L'épaisseur du Frasnien y est d'environ 180m.

- Formation de Presles (10m). Elle présente une alternance de schistes et de calcaire argileux bioclastique à brachiopodes et crinoïdes, comportant plusieurs niveaux d'hématite oolithique.

- Formation de Lustin (104m). Il s'agit d'une formation essentiellement calcaire, composée à la base de différents types de biostromes (à *Stachyodes*, coraux et stromatopores lamellaires ou massifs) et au sommet, de calcaires fins.

- Formation d'Aisemont (22m). Beaucoup plus argileuse que la Formation de Lustin, elle est composée de trois termes :

- un terme inférieur : calcaire stratifié à rugueux massifs,
- un terme médian : calcaire argileux à la base suivi de schistes à nodules calcaires,
- un terme supérieur : calcaire souvent dolomitisé, voire dédolomitisé ou constitué de bancs stratifiés, généralement organoclastiques, comportant des niveaux riches en algues.

- Formation de Lambermont (environ 50m). Il s'agit d'une formation essentiellement argileuse à nodules calcaires.

2.2.4 Le Bord Nord du Synclinorium de Namur (BNSN)

L'épaisseur moyenne du Frasnien y est d'environ 190m.

- Formation de Bovesse (80m). Formation couvrant la partie inférieure du Frasnien, en transgression sur le socle Silurien ; elle commence par des couches argileuses, suivies par des bancs dolomitiques et des calcaires foncés à coraux dispersés, puis par des schistes et enfin par un ensemble de calcaires bioclastiques, de dolomies et de schistes.

- Formation de Huccorgne (75m). Sa première partie est composée de petits bancs de calcaire foncé et est suivie de calcaire fin clair à stromatopores et rugueux massifs et enfin de calcaires foncés à stromatopores.

- Formation d'Aisemont : voir définition dans le paragraphe précédent concernant le BNSD.

Dans le cadre de ce travail, par souci de simplification, j'utiliserai l'expression « partie inférieure du Frasnien » pour les Formations de Nismes, de Presles et de Bovesse, « partie moyenne du Frasnien » pour la Formation de Lustin et ses équivalents latéraux de Pont-de-la-Folle, Philippeville et de Huccorgne et enfin, « partie supérieure du Frasnien » pour les Formations d'Aisemont et de Neuville. Ces subdivisions sont lithostratigraphiques mais elles sont relativement proches des divisions chronobiostratigraphiques « officielles », définies sur base des zones à conodontes de la Montagne Noire (MNCZ) (voir Klapper (1997) et Gouwy & Bultynck (2000) pour l'application de ces zones à conodontes à la Belgique) (Figure II.8).

Les formations concernées par cette étude sont les formations calcaires de plate-forme qui ne montrent pas de développement de monticules micritiques de grande extension, c'est-à-dire, essentiellement les Formations calcaires de Philippeville, de Lustin et de Huccorgne. Les Formations plus schisteuses et plus dolomitiques de Nismes, Presles, Pont-de-la-Folle, Bovesse, Neuville et Aisemont sont également étudiées mais dans une moindre mesure, compte tenu de la moins bonne qualité des affleurements. Ce travail se concentre donc essentiellement sur l'intervalle compris entre la Zone à *punctata* et la base de la Zone à Early *rhenana* (Figure II.8).

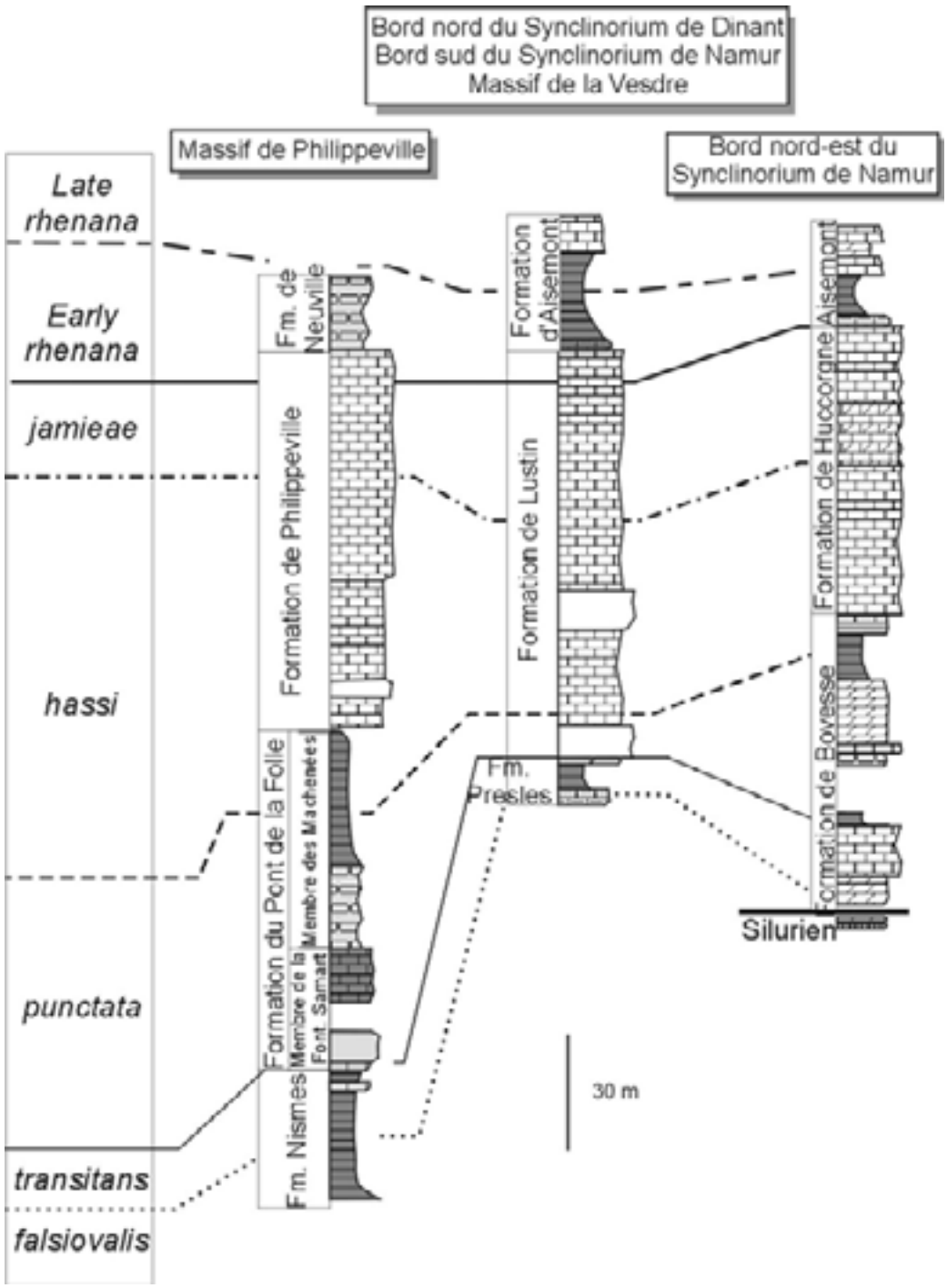


Figure II.8.: zones à conodontes du Frasnien de Belgique d'après Boulvain et al. (1999) pour les colonnes lithologiques et d'après Gouwy & Bultynck (2000) pour les zones à conodontes.

3 Cadre géologique du Frasnien en Alberta (Canada)

Le Frasnien de l'Alberta a été intensément étudié car il constitue une des réserves majeures de pétrole et de gaz de l'ouest canadien. Il peut atteindre des épaisseurs considérables par endroit (plus de 850m), grâce à l'interaction de différents facteurs tels que les variations eustatiques, une vitesse de sédimentation rapide et, surtout, un taux élevé de subsidence (Switzer et al., 1994).

3.1 Paléogéographie

Au cours du Dévonien, l'Alberta se situe à des latitudes proches de l'équateur, à la bordure ouest de Laurussia (Figure II.1) (Scotese & McKerrow, 1990). Le bassin de l'Alberta est une large mer intra-cratonique bordée par le craton nord américain. Le contexte sédimentaire est mixte, la plate-forme carbonatée se développant au sein d'un bassin dominé par des sédiments clastiques fins (Whalen et al., 2000). Une rampe carbonatée de grande importance s'est développée au cours de la transgression du Dévonien moyen. Au Frasnien, à la suite de cette rampe, un système de plates-formes carbonatées attachées ou isolées s'est formé (Whalen et al., 2000). L'élément structural majeur était la « Peace River Arch » (PRA), une masse continentale au nord-ouest du bassin (Potma et al., 2001), servant de source clastique principale au cours du Frasnien (Switzer et al., 1994) (Figure II.9).

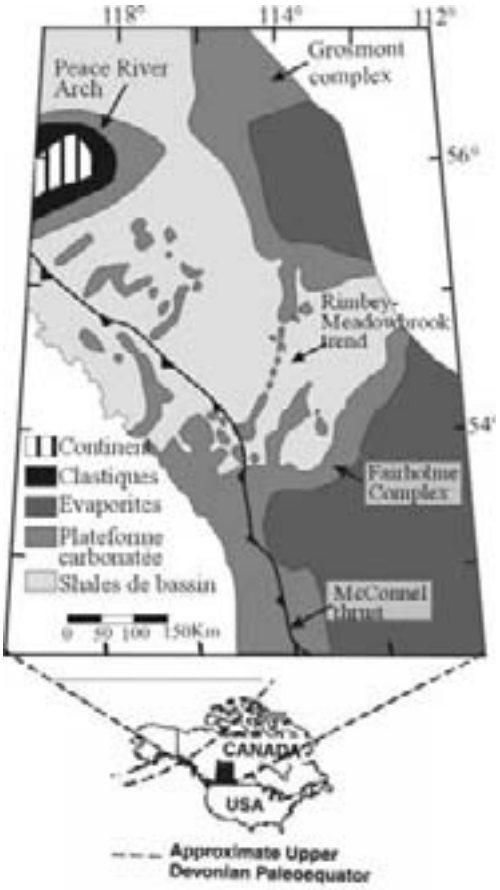


Figure II.9 : carte illustrant la localisation des plates-formes attachées et isolées au sein du bassin argileux de l'Alberta. La ligne avec des triangles représente la faille McConnell. Elle marque la bordure Est du charriage des Laramides (Whalen et al., 2000), c'est-à-dire la limite Est des Montagnes Rocheuses.

3.2 Stratigraphie du Frasnien de l'Alberta

Au cours de la partie inférieure du Frasnien, les carbonates récifaux dominaient à l'ouest et une rampe carbonatée s'est formée à l'est. Dans la partie moyenne du Frasnien, des récifs de grande ampleur et relief se sont mis en place. La partie supérieure du Frasnien consiste essentiellement en une rampe carbonatée, l'aspect régressif étant souligné par de nombreuses évaporites (Potma et al., 2001).

La stratigraphie du Frasnien d'Alberta est divisée en deux systèmes de nomenclature stratigraphique relativement indépendants (Figure II.10) :

- « <u>surface</u> » : l'ouest de l'Alberta, les affleurements des Montagnes Rocheuses ;

- « subsurface » : l'est de l'Alberta, c'est-à-dire, les roches recoupées par sondage à l'est des Montagnes Rocheuses.

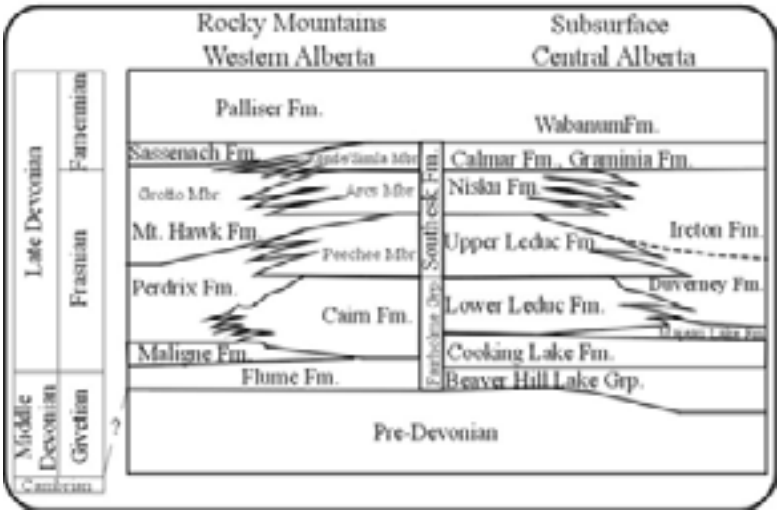


Figure II.10: Nomenclature stratigraphique du Dévonien supérieur de l'ouest de l'Alberta, Montagnes Rocheuses (« surface ») et du centre de l'Alberta (« subsurface »). D'après Whalen & al. (2000)

3.2.1 Surface

Au sein des affleurements de surface, des noms de formations différents sont donnés aux lithologies de bassin et de plate-forme. De bas en haut, les formations de « surface » du Frasnien de plate-forme de l'Alberta sont :

- Flume Formation. Unité carbonatée étendue qui surmonte en discordance les roches paléozoïques plus anciennes (Whalen et al., 2000) ; elle est constituée d'une unité basale de mudstone ou wackestone à brachiopodes, crinoïdes et gastéropodes, suivie de la partie principale biostromale à rudstone et floastone à stromatoporoïdes et lamines cryptalgaires (Mallamo & Geldsetzer, 1991),
- Cairn Formation, constituée par une alternance de boundstones biostromaux à stromatoporoïdes, suivis de floastones à *Amphipora* et enfin, de lamines cryptalgaires (Mallamo & Geldsetzer, 1991),
- Southesk Formation, divisée en différents membres (Mallamo & Geldsetzer, 1991) :
    - Peechee Member: dolomie gris clair grossière,
    - Grotto Member: unité massive, gris foncé, à tendance régressive comprenant des rugueux, brachiopodes et crinoïdes,
    - Arcs Member: dolomie gris clair massive à biostromes à stromatoporoïdes et cavités et, localement à bancs à laminites,
    - Ronde Member: siltstone brun clair et unité supérieure dolomitique, cette formation appartient principalement au Famennien.

3.2.2 Subsurface

Trois groupes ont été définis du Givetien supérieur au Frasnien (Potma et al., 2001) (Figure II.11):

- Beaverhill Lake Group (Givetien supérieur et partie inférieure du Frasnien). Le Frasnien commence par le développement d'une rampe carbonatée (Waterways Formation) à l'est et de complexes d'atolls à l'ouest (Swan Hills Formation).

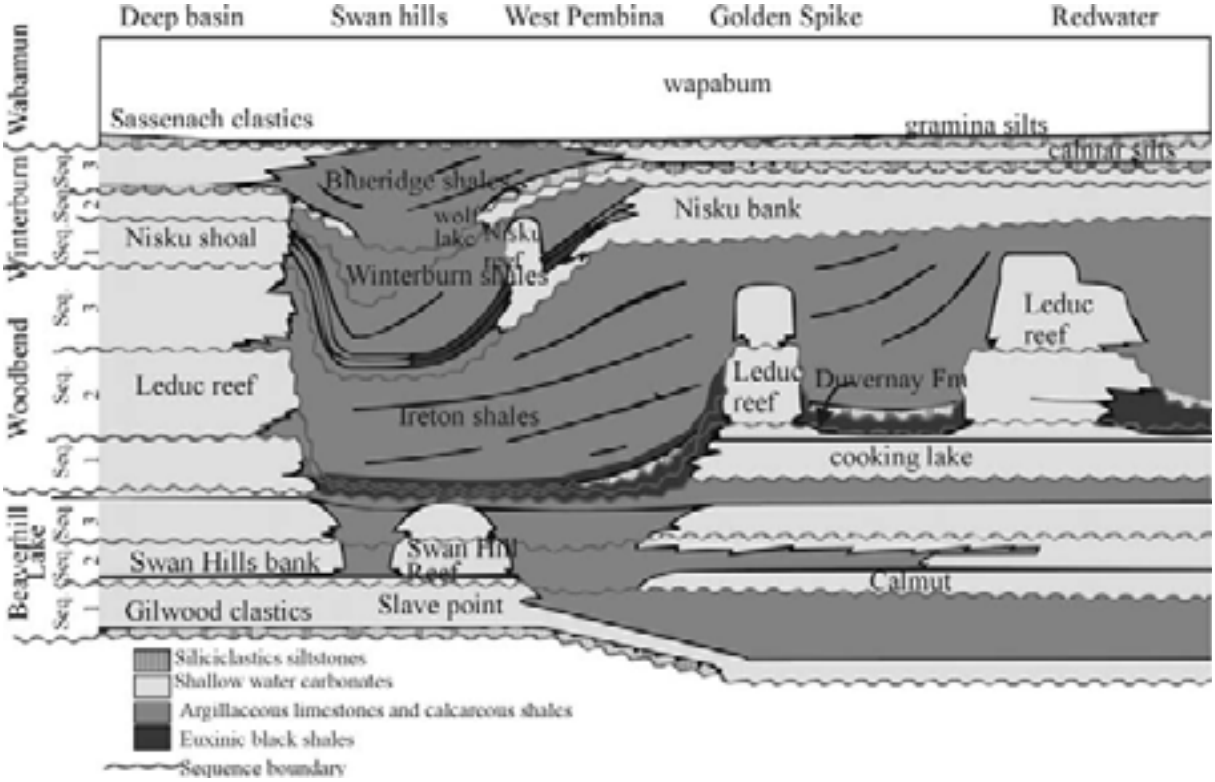


Figure II.11 : Coupe schématique des séquences de deuxième ordre du Givetien supérieur au Frasnien. La ligne de section traverse le bassin de l'Alberta du sud-est au nord-ouest. D'après Potma & al. (2001).

- Woodbend Group (partie moyenne du Frasnien). Il commence à l'ouest par la plate-forme carbonatée de faible profondeur d'eau de la Formation de Cooking Lake et par les récifs de la Leduc Formation (consistant en calcaires ou dolomies fossilifères, biohermaux ou biostromaux, Meijers Drees & Geldsetzer, 1984). Ensuite, des récifs de type Leduc se développent aussi bien à l'est qu'à l'ouest et ils sont envasés par les shales de Duvernay (shales noirs bitumineux) ou de l'Ireton Formation (shales gris verts calcareux ou dolomitiques) (Meijers Drees & Geldsetzer, 1984).

- Winterburn Group (partie supérieure du Frasnien). Il présente une rampe carbonatée souvent dolomitique et silteuse (Meijers Drees & Geldsetzer, 1984) correspondant à la Formation de Nisku, envasée par les shales des Formations de Winterburn, Wolf Lake et Blueridge. Les Formations de Calmar, Gramina et Sassenach, du Frasnien le plus supérieur, sont des dépôts de rampes carbonatées caractérisés par l'abondance des silts et sables ainsi que par d'importantes parties évaporitiques.

4 Conclusion

Le Frasnien est une période globalement chaude et de haut niveau marin voyant le développement intense de plates-formes récifales. La Belgique tout comme le Canada suivent l'évolution mondiale avec un développement récifal maximum au cours de la partie moyenne du Frasnien.

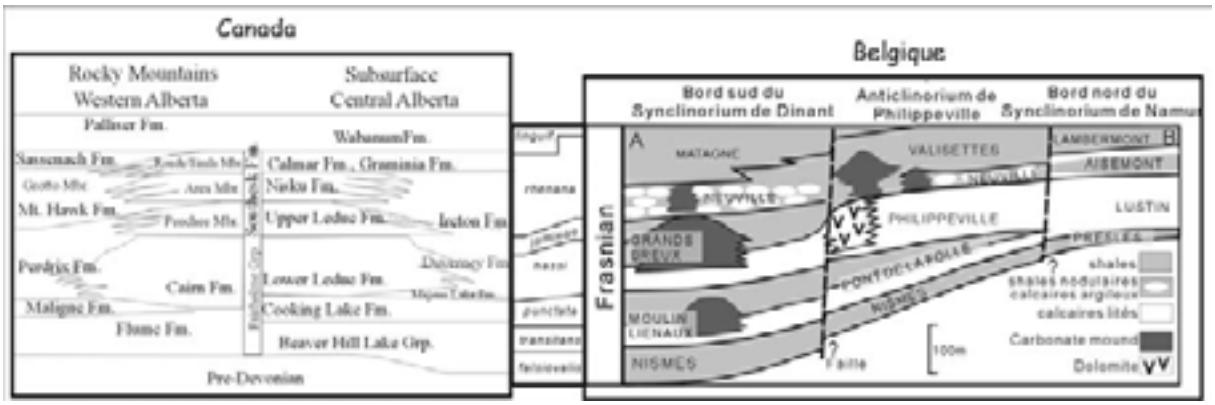


Figure II.12 : comparaison des formations du Frasnien au Canada et en Belgique, d'après Whalen & al. (2000), Gouwy & Bultynck (2000) et Boulvain (2001).

En Belgique, le Frasnien moyen est caractérisé par une plate-forme de faible profondeur d'eau avec une série de monticules carbonatés (Membres de l'Arche et du Lion) envasés par des schistes au sein de la partie la plus distale.

Le Canada présente de nombreux récifs isolés ou « attachés » (récifs Leduc et complexe de Fairholme par exemple), distribués sur une plate-forme mixte.

	Belgique	**Canada**
Position paléogéographique	25-30° de latitude sud	Proche de l'équateur
Partie inférieure du Frasnien	Niveaux argileux et calcaires à crinoïdes et brachiopodes	Rampe carbonatée. Première partie riche en brachiopodes et crinoïdes, suivie de biostromes à stromatopores
Partie moyenne du Frasnien	Monticules carbonatés (zone distale) et plate-forme calcaire de faible profondeur (zone proximale)	Plate-forme mixte, récifs carbonatés isolés ou attachés
Partie supérieure du Frasnien	Biostromes très argileux à rugueux, niveaux argileux	rampe carbonatée, envasement local des récifs par l'argile
Dolomitisation	Affecte essentiellement le Frasnien supérieur (Formation d'Aisemont) et localement la Formation de Philippeville et de Huccorgne	Affecte la plate-forme attachée sur l'ensemble du Frasnien

Tableau II.1: comparaison de la paléogéographie et de la sédimentologie au cours du Frasnien en Belgique et au Canada

Chapitre III

DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES

1 Description des faciès

1.1 Echantillonnage

L'analyse de terrain et la description des faciès forment la base de ce travail et nécessitent une attention particulière. Les coupes étudiées ont été choisies selon différents critères :

- les coupes doivent être disposées de manière régulière sur toute la zone étudiée (Figure III.1),
- l'affleurement doit recouper une grande proportion du Frasnien (si possible toute une formation au moins),
- il doit être le plus régulier possible, sans lacune de grande importance ou difficultés tectoniques,
- il doit être de la meilleure qualité possible (pas trop de dolomitisation, par exemple).

Sur les différentes coupes, un échantillon est prélevé en moyenne tous les 0,5 mètres pour permettre la confection de lames minces ainsi que la mesure de la valeur de susceptibilité magnétique.

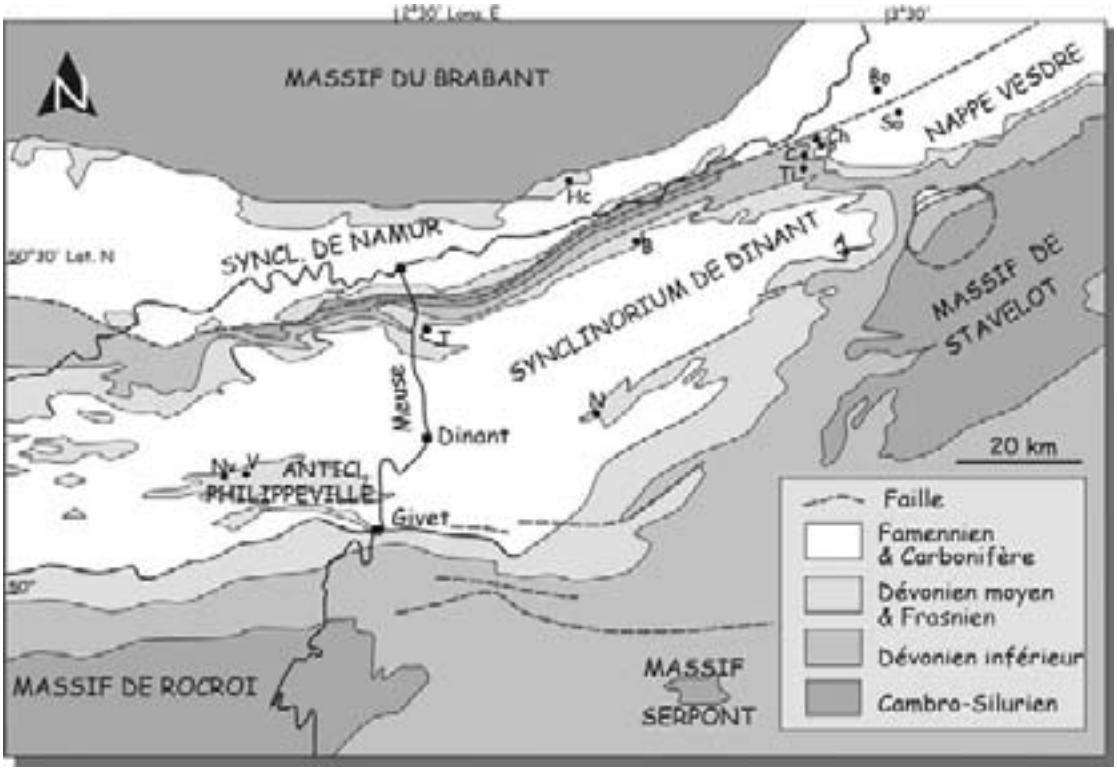


Figure III.1: carte géologique schématique d'une partie de la Wallonie et distribution des affleurements (pour la légende des initiales des affleurements, voir Tableau III.1)

Localisation	Abr.	Formations recoupées	Géologie	Ep.	Ech.	Levé	Mf	mf	Catho	SM
Coupes en Belgique										
Aywaille	A	Lustin	BESD	120 m	261					
Barse	B	Lustin	BNSD	46 m	120					
Bolland (sondage)	Bo	Aisemont	BESN	35m	80					
Chaudfontaine	Ch	Aisemont	NV	61 m	111					
Colonster	C	Presles - Lustin	NV	33 m	119					
Huccorgne	Hc	Bovesse-Huccorgne-Aisemont	BNSN	165 m	213					
Netinne	N	Philippeville - Neuville	BSSD	45+28	160					
Neuville	Nv	Philippeville	AP	70 m	160					
Prayon	P	Lustin - Aisemont	NV	20 m	59					
Soumagne (sondage)	So	Lustin - Aisemont	NV	70m	52					
Tailfer	T	Presles - Lustin	BNSD	105 m	268					
Tilff	Ti	Presles - Lustin	BESD	90 m	136					
Villers-le-Gambon	V	Philippeville	AP	105 m	242					
Coupes en Alberta										
10-24-63-12W5	J1	Fort Vermillon – Swan Hill	Judy Creek	139 m	175					
04-32-63-11W5	J2	Fort Vermillon – Swan Hill	Judy Creek	129 m	133					
11-23-51-27W4	G1	Moberly–Milderd–Leduc–Ireton-Nisku-Ireton	Golden Spike	445 m	590					
15-23-51-27W4	G2	Leduc	Golden Spike	217 m	176					
05-36-56-21W4	R1	Beaverhill-Leduc	Redwater Reef	260 m	260					
01-22-57-22W4	R2	Moberly–Milderd–Leduc–Ireton-Calmar	Redwater Reef	326 m	235					
Door Jamb Mountain	Y	Cairn-Peechee	Fairholme	320m	170					

Tableau III.1 : liste des travaux réalisés en Belgique et au Canada. Abr. : Abréviation du nom de la coupe ; Géologie : position géologique (BSSD-BNSD-BESD : Bord Sud-Nord-Est du Synclinorium de Dinant, BSSN-BNSN-BESN : Bord Sud-Nord-Est du Synclinorium de Namur, AP : Anticlinorium de Philippeville et NV : Nappe de la Vesdre) ; Ep. : Épaisseur de chaque coupe ; Ech : nombres d'échantillons prélevés. Dans les colonnes qui suivent, les carrés en grisé correspondent aux travaux qui ont été réalisés et ceux en blanc n'ont pas été effectués. Levé : observation macroscopique et réalisation d'une colonne lithologique ; Mf et mf : identification et description des Macrofaciès et des microfaciès ; Catho : observations en cathodoluminescence ; SM : mesures de susceptibilité magnétique.

Nous avons vu au chapitre II que les formations concernées par cette étude sont essentiellement les formations calcaires de plate-forme qui ne montrent pas de développement de monticules micritiques de grande extension, c'est-à-dire, essentiellement les Formations calcaires de Philippeville, de Lustin et de Huccorgne. Les Formations plus schisteuses et plus dolomitiques de Nismes, Presles, Pont-de-la-Folle, Bovesse, Neuville et Aisemont sont également étudiées mais dans une moindre mesure, compte tenu de la moins bonne qualité des affleurements. La Figure III.2 reprend les différentes formations étudiées.

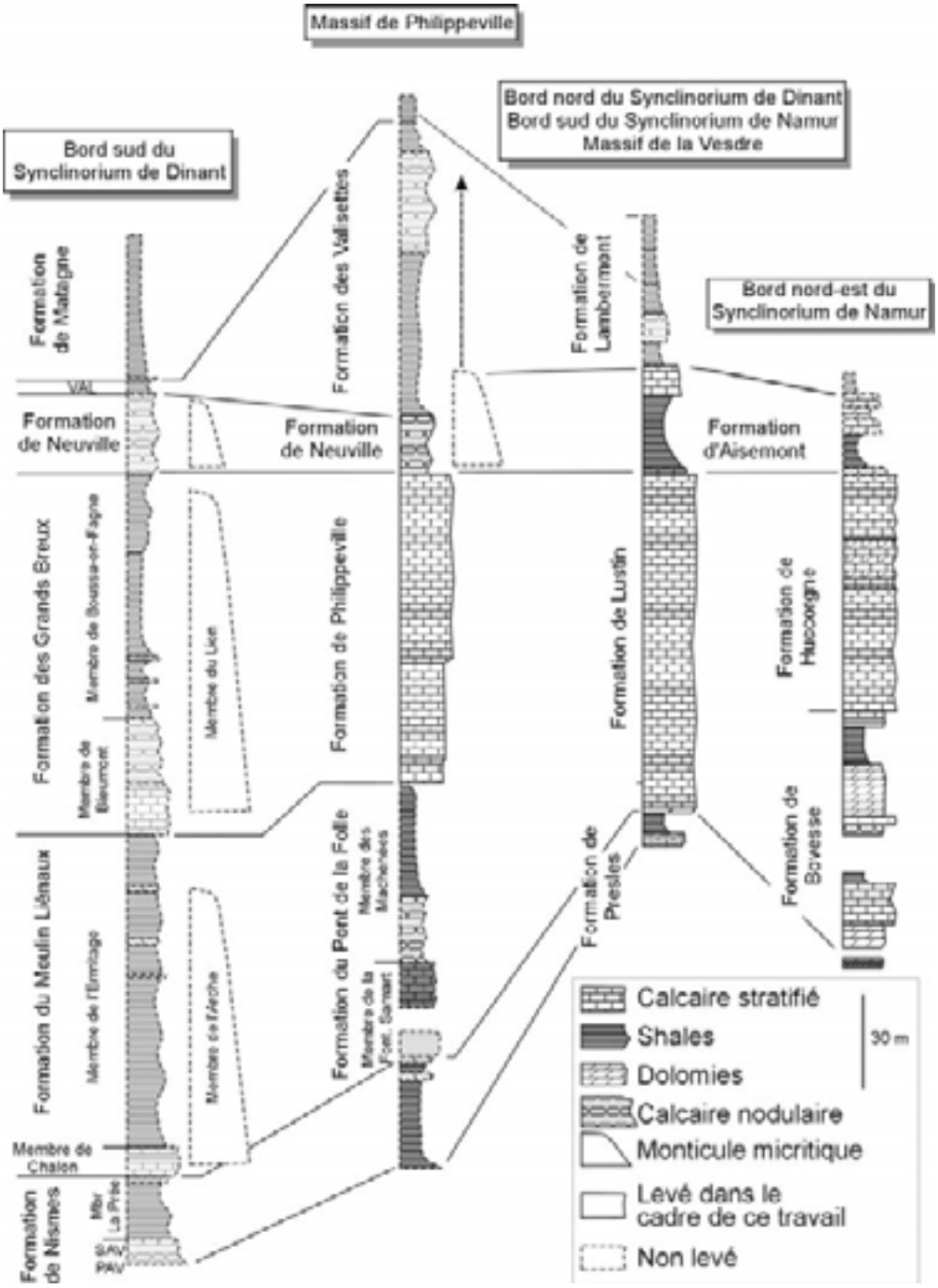


Figure III.2: distribution des formations levées dans le cadre de ce travail (d'après Boulvain & al., 1999)

Dans les années 1970, une thèse sur la sédimentologie du Frasnien de plate-forme en Wallonie avait été entamée au Service Géologique de Belgique par Catherine Cnudde qui n'a pas pu mener à terme son travail. Grâce au directeur du Service Géologique de Belgique, Monsieur Dejonghe, nous avons pu profiter des lames minces réalisées sur certains sondages et coupes (sondages de Bolland et de Soumagne et coupes de Chaudfontaine et de Tilff). De nouvelles observations ont été réalisées sur ces sondages et ces coupes et des échantillons ont été prélevés pour les mesures de SM.

Les roches étudiées au Canada ont été choisies principalement en fonction de critères d'accessibilité. En effet, le levé des coupes non dolomitisées dans les Montagnes Rocheuses (essentiellement les affleurements de Miette et d'Ancient Wall étudiés par Whalen & al. (2000)) aurait demandé une infrastructure particulière et un géologue accompagnant. C'est pourquoi l'observation de sondages a été privilégiée. Ceux-ci ont été sélectionnés avec l'aide de John Weissenberger, de la société pétrolière Encana et de Ken Potma de Esso (Weissenberger, 1994; Potma et al., 2001). Nous avons choisi d'étudier trois atolls (Golden Spike, Redwater Reef et Judy Creek, Figure III.3) recoupant à peu près tout le Frasnien, avec deux sondages par atoll pour effectuer des comparaisons au sein de l'édifice et entre les atolls. Il semblait également important d'étudier au moins un affleurement de la « carbonate attached platform » car l'environnement sédimentaire s'y rapproche le plus de ce qu'on retrouve en Belgique. L'affleurement de la Door Jamb Mountain (Figure III.3) a été choisi pour ses facilités d'accès et sa situation en dehors des parcs nationaux (où l'échantillonnage est interdit). Malheureusement, cette coupe est totalement dolomitisée.

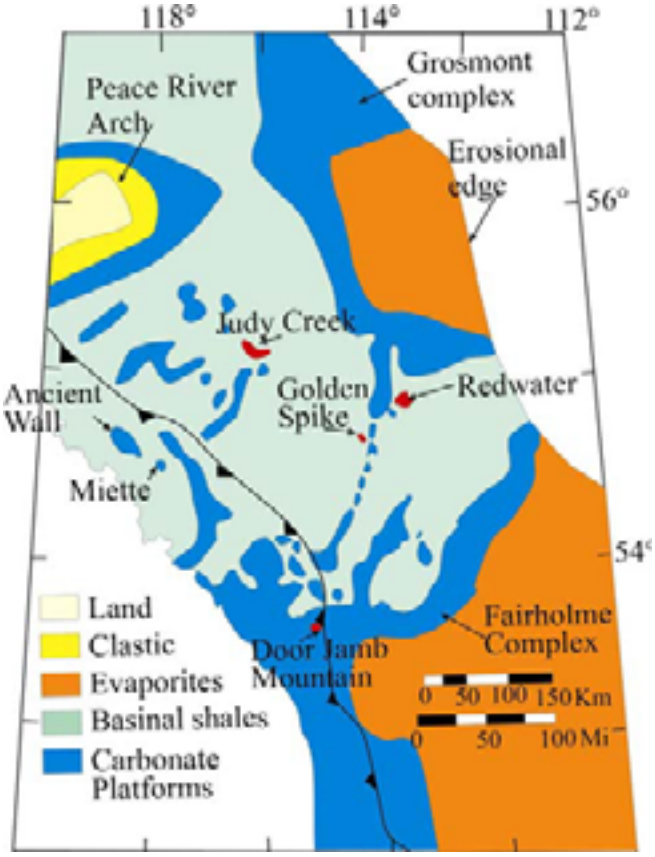


Figure III.3. Localisation des sondages et de la coupe dans l'Alberta (en rouge) d'après Whalen & al. (2000)

1.2 Représentation des coupes

Les coupes ont été levées sur le terrain à l'échelle 1/25ème. Les descriptions qui ont été réalisées reprennent l'épaisseur et le relief des bancs, la couleur, la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu en fossiles (nature du fossile, taille, état de conservation et dispersion au sein du banc), ainsi que la classification texturale (d'après Dunham (1970) et Embry & Klovan (1972), avec en plus le terme « coverstone » défini par Tsien (1984)). L'échantillonnage a été réalisé de manière relativement systématique, avec un prélèvement environ tous les demi mètres ou moins si des variations lithologiques importantes le nécessitaient. La légende des colonnes lithologiques est représentée à la Figure III.4

La localisation géologique et géographique ainsi que la description de chaque affleurement sont proposés dans le volume annexe (Annexe 1).

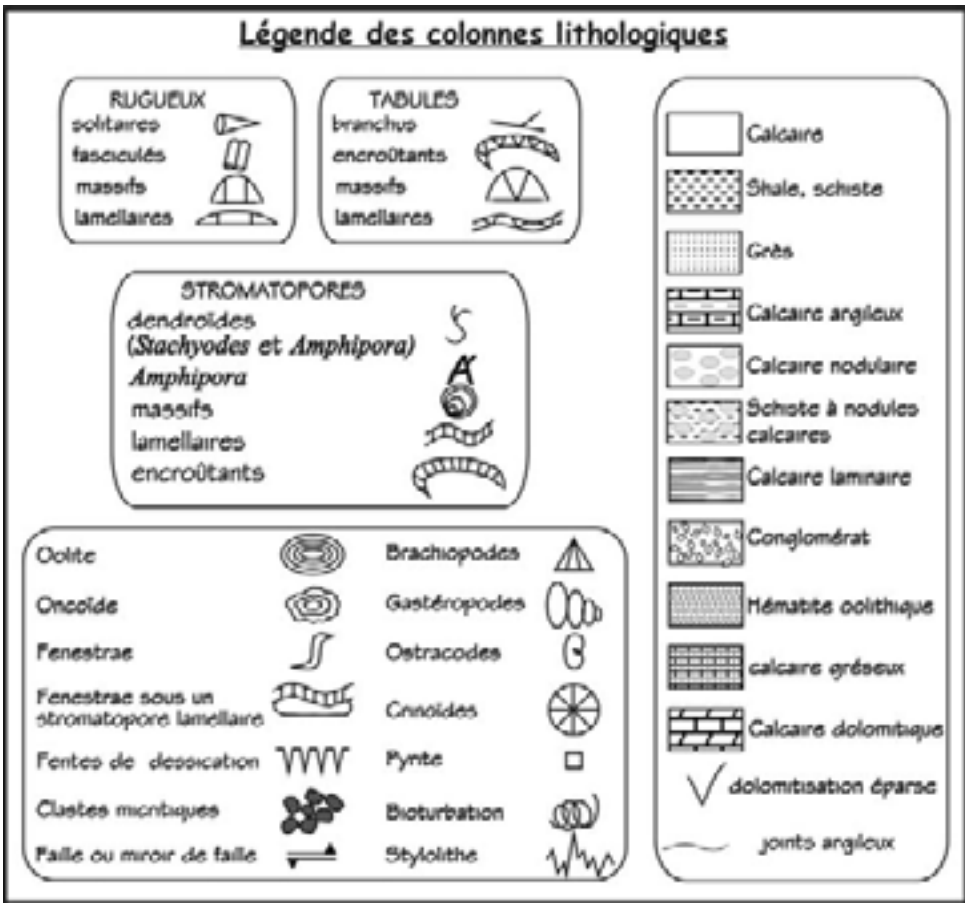


Figure III.4: Légende des colonnes lithologiques

1.3 Faciès et microfaciès

Les faciès ont été décrits macroscopiquement sur le terrain ou sur échantillons polis et les microfaciès l'ont été sur lames minces sur base d'observations microscopiques (texture, abondance relative, orientation, distribution et classement des constituants et structures sédimentaires).

2 Susceptibilité magnétique

Des mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur plus de 1600 échantillons pour la Belgique et plus de 1700 pour le Canada (Tableau III.1). Les courbes d'évolution de la SM sont proposées en Annexe 1, pour chaque coupe, en regarde de la colonne lithologique simplifiée correspondante. L'ensemble des résultats des mesures est repris sous forme de tableau de données en Annexe 3.

2.1 Définition de la susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique est la mesure de la réponse d'un matériel à un champ magnétique appliqué (Dunlop, 1995). Dans la suite de l'exposé, l'abréviation SM sera généralement utilisée.

La susceptibilité magnétique K est définie comme K= M/H. En d'autres termes, la susceptibilité magnétique (K) est le rapport de l'intensité de l'aimantation induite par unité de volume d'une substance (M) sur le champ magnétique appliqué induisant cette aimantation (H). M et H représentent des aimantations ; elles sont exprimées en ampères par mètre (A/m) et K est donc sans unité.

La susceptibilité massique (k) est définie comme le rapport de la susceptibilité volumique (K) sur la densité et est exprimée en m^3/kg. Dans le cadre de ce travail, la susceptibilité massique sera utilisée préférentiellement pour des raisons de simplification car il est plus facile de déterminer la masse d'un échantillon de roche que son volume. En pratique, la susceptibilité volumique est divisée par la masse de l'échantillon et est multipliée par un volume standard de $10cm^3$. La susceptibilité volumique est par contre utilisée lorsque le volume des échantillons reste constant, par exemple dans le cas d'étude de carottes de sondage (Ocean Drilling Program, par exemple dans Robinson, S.G.(1993)).

2.2 Les différents comportements magnétiques

Tous les minéraux possèdent une certaine forme de magnétisme et sont plus ou moins sensibles à l'application d'un champ magnétique extérieur. Il existe trois familles de comportements magnétiques :

2.2.1 Diamagnétique

L'intensité de l'aimantation induite pour un matériel diamagnétique est faible et est orientée dans la direction opposée au champ inducteur (aimantation négative) (exemples : calcite et quartz).

Le diamagnétisme est dû à une modification des orbites électroniques des atomes en réponse à un champ magnétique appliqué. Le mouvement orbital s'ajuste pour s'opposer au champ appliqué. Le diamagnétisme est présent dans tous les matériaux mais est très faible et il est souvent « caché » par les autres comportements magnétiques ayant une force plus grande. Ce type de magnétisme offre une grande résistance au passage du champ magnétique inducteur. Il n'y a pas de phénomène de rémanence, c'est-à-dire que lorsqu'on supprime le champ inducteur, le champ induit disparaît.

2.2.2 Paramagnétique

L'intensité de l'aimantation induite pour un matériel paramagnétique est faible et orientée dans la même direction que le champ inducteur (aimantation positive), c'est-à-dire

qu'il tend à renforcer l'action du champ inducteur (exemples : les minéraux argileux, particulièrement chlorite, smectite et glauconite, les silicates ferromagnésiens, les carbonates de fer et de manganèse, la pyrite,…).

Le comportement diamagnétique se retrouve dans des matériaux à dipôles magnétiques permanents. Les matériaux paramagnétiques présentent, s'ils sont soumis à un champ inducteur, une aimantation induite positive, orientée dans le sens du champ magnétique appliqué et proportionnelle à celui-ci. Il s'agit en général de minéraux contenant principalement du fer et du manganèse.

2.2.3 Ferromagnétique (s.l.)

L'intensité de l'aimantation est positive et très élevée. (Exemples : magnétite, hématite,…).

Un matériel ferromagnétique au sens large est constitué d'un grand nombre de « domaines » qui sont des petits aimants distincts (taille entre le micron et le millimètre) possédant chacun un pôle nord et un pôle sud. Les moments magnétiques de chaque atome s'alignent spontanément au sein de ces domaines et cela même en l'absence de champ magnétique externe. Le ferromagnétisme s'observe dans des matériaux dont les moments magnétiques au sein des domaines deviennent parallèles dans un champ inducteur.

2.2.3.1 Ferromagnétique (s.s.)

Les moments magnétiques de chaque atome sont identiques et ils s'alignent spontanément, même en l'absence de champ magnétique externe (aimantation spontanée). L'aimantation est rémanente.

2.2.3.2 Anti-ferromagnétique

Les moments magnétiques des différents domaines sont parallèles mais de sens opposés (alternativement un sur deux en sens inverse) et de valeur égale, ce qui implique une compensation macroscopique et un moment résultant nul en l'absence de champ magnétique appliqué. La susceptibilité des minéraux anti-ferromagnétiques est faible, proche des substances paramagnétiques et ils n'acquièrent pas de rémanence.

2.2.3.3 Ferrimagnétique

Les moments magnétiques des différents domaines sont parallèles et de sens opposés mais le moment magnétique total n'est pas nul (soit le nombre de domaines opposés est le même mais l'intensité d'un sous-ensemble peut être plus forte que l'autre, soit le nombre de domaines dans une direction est plus important que dans l'autre direction). Ce type de matériaux présente une aimantation spontanée et rémanente.

Dans la suite de l'exposé, le terme ferromagnétique sera appliqué au sens large, sans distinction. Le Tableau III.2 reprend les principaux minéraux et leur comportement magnétique.

Comportement magnétique	Minéral	k (10^{-6} m³/kg)
Diamagnétiques	Calcite	-0,0048
k < 0 et ↓	Quartz	-0,0058
	Kaolinite	-0,019
Paramagnétiques	Biotite	0,05-0,95
k > 0 et moyen	Illite	0,15
	Smectite	0,05-0,027
	Pyroxènes	0,04-0,94
	Sidérite	1
	Dolomite	0,011
	Pyrite	0,3
Ferromagnétiques (s.l.)	Goethite (antiferro.)	0,35-1,26
k > 0 et élevé	Hématite (antiferro.)	0,3-1,69
	Phyrrotite (ferri.)	50
	Magnétite (ferri.)	500-1000

Tableau III.2. Les principaux minéraux et leur comportement magnétique ainsi que leur valeur de SM, d'après Walden & al. (1999).

2.3 Méthode et appareillage

2.3.1 Les mesures de susceptibilité magnétique

Lors des deux premières années de ce travail, les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, à l'UFR des Sciences de la Terre, avec l'appui de Monsieur Olivier Averbuch, sur un appareil Kappabridge KLY-2. En 2001, notre laboratoire a acquis un appareil de mesure Kappabridge KLY-3 et les mesures des deux dernières années (environ 65% des données) ont été réalisées sur cet appareil. Une comparaison a été réalisée entre les deux appareils en effectuant des mesures sur les mêmes échantillons, et les données sont fort semblables de sorte que le changement d'appareil ne semble pas générer de problème.

Les KLY-2 et 3 sont tous deux composés (Figure III.5) d'une unité où l'on place l'échantillon (« pick-up unit ») et d'une unité de mesure qui traite le signal (« measuring unit » pour le KLY-2 et « spinning specimen magnetic susceptibility anisotropy meter » pour le KLY-3). L'évolution essentielle entre le KLY-2 et le KLY-3 est que l'appareil choisit automatiquement l'aimantation inductrice (qui ne doit plus se faire manuellement), qu'il est plus sensible et se remet à zéro automatiquement. L'appareil est également plus stable ; il est entièrement contrôlé par ordinateur et nécessite moins de précautions (il n'est entre autres plus nécessaire d'attendre la stabilisation à l'allumage).

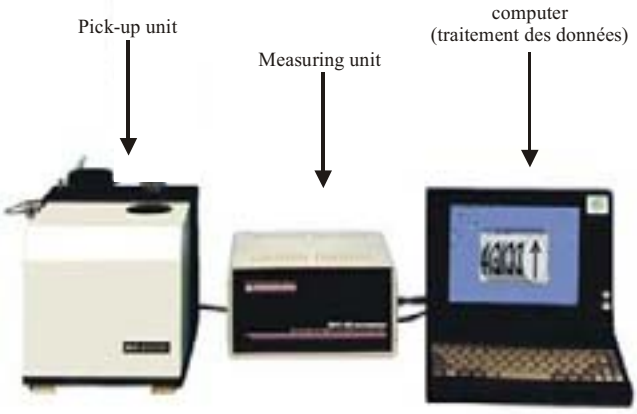


Figure III.5. : Appareil de mesure de susceptibilité magnétique KLY3, avec, de gauche à droite, l'unité où l'on place l'échantillon (« pick-up » unit), l'unité de mesure et l'ordinateur de traitement des données.

Pratiquement, le morceau de roche est introduit dans le « pick-up unit » à l'aide d'un porte-échantillon, et un champ magnétique donné lui est appliqué. Le signal mesuré par l'unité de mesure correspond donc au champ induit par l'échantillon et par le porte-échantillon. Pour obtenir la valeur de susceptibilité magnétique de l'échantillon, il faut ainsi soustraire la valeur de SM du porte-échantillon à vide de la valeur totale. Trois mesures sont effectuées sur chaque échantillon et, finalement, la valeur moyenne obtenue pour l'échantillon est divisée par sa masse. Les échantillons sont pesés avec une précision de 0,01g.

Les mesures de susceptibilité magnétique réalisées sont donc des mesures quantitatives, totalement indépendantes du champ magnétique terrestre. Elles sont en fait une mesure de la quantité de minéraux magnétisables de la roche. Il n'y a aucune influence de

l'orientation de l'échantillon, comme pour l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) ou pour la mesure de l'aimantation rémanente de l'échantillon (RM, mesure du magnétisme terrestre, estimation rapide de l'âge basée sur les polarités magnétiques) qui nécessitent des mesures beaucoup plus précises, ainsi qu'une orientation de l'échantillon. D'après Ellwood & al. (1999), pour des échantillons d'une masse supérieure à 10g (ce qui est toujours le cas ici) la précision des mesures est de l'ordre de $1.10^{-10}m^3/kg$.

2.3.2 Les mesures d'hystérésis

Les mesures d'hystérésis ont été effectuées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, campus du CNRS) de Gif-sur-Yvette avec Monsieur Olivier Averbuch qui a réalisé les manipulations sur place. Les échantillons de calcaires ont été broyés à Liège à une granulométrie millimétrique. Chaque grain mesuré a ensuite été pesé à Lille (par Monsieur Laurent Riquier) avec une précision de $0,1.10^{-3}g$.

2.4 Principe et applications de la SM en sédimentologie

2.4.1 Principe

Ce paragraphe est essentiellement le reflet des publications de Crick et Ellwood qui ont développé la technique pour les corrélations de roches sédimentaires paléozoïques (Crick & al. 1994, 1997, 2000, 2001, 2002 et Ellwood & al., 1999, 2000, 2001). Le même principe de base a été repris par Devleeschouwer (1999) pour les reconstitutions des variations du niveau marin.

Au sein d'une roche, la susceptibilité magnétique va dépendre de la nature des minéraux et donc de leur comportement magnétique, de leurs proportions respectives ainsi que de la taille des grains.

Dans les roches sédimentaires, les minéraux porteurs du signal magnétique sont généralement liés à la fraction lithogénique, comprenant des minéraux fortement magnétisables (ferromagnétiques) et modérément magnétisables (paramagnétiques), par opposition à la fraction biogénique comprenant la fraction majoritairement non magnétisable (diamagnétique). La variation de SM refléterait donc la variation du rapport biogénique sur lithogénique (Robinson, 1993) et donc, la lithologie.

D'après Worsley & Davies (1979), les variations du taux d'accumulation de la fraction lithogénique sont directement liées aux variations du niveau marin, les périodes de haut niveau correspondant à un taux d'accumulation faible et les périodes de bas niveau à un taux d'accumulation élevé. Ainsi, la diminution du niveau marin induit une augmentation de la fraction lithogénique et une augmentation conduit à l'effet inverse. Les minéraux ferromagnétiques étant une composante importante de la fraction lithogénique, ils peuvent également servir de lien direct avec les variations du niveau marin. Crick & al. (1994) caractérisent ainsi la susceptibilité magnétique comme une technique prometteuse et indépendante pour des corrélations locales, régionales et globales de couches marines avec une résolution équivalente aux séquences de 4ème (0,08 à 0,5 M.a.), 3ème (0,5-3 M.a.) et 2ème (3-50 M.a.) ordre de Vail & al. (1977). La résolution diminue cependant selon l'ampleur des corrélations voulues, de l'intra-bassin, inter-bassin, inter-régional à l'inter-continental. Crick & al. (1994) soulignent également l'indépendance de la technique par rapport au faciès et à la lithologie (Crick & Ellwood, 1997). Les corrélations peuvent être étendues à des faciès pélagiques, hémipélagiques et néritiques, ainsi qu'à des roches calcaires, argileuses ou

gréseuses. Selon eux, la SM est potentiellement plus sensible que les biozones fossiles. Ils insistent cependant sur l'importance d'un canevas biostratigraphique solide.

Les facteurs principaux conduisant à l'introduction de minéraux magnétiques dans l'environnement marin sont (Crick & al., 1997) :

- les variations globales ou locales du niveau marin

En période de régression, le niveau de base est bas et augmente l'érosion et la contribution détritique dans le système marin, principalement par l'intermédiaire des rivières. Ce matériel est alors dispersé par les courants au sein du bassin océanique.

Ainsi, les évènements magnétiques sont interprétés comme suit :

- augmentation de SM : diminution relative ou nette du niveau marin,
- valeurs les plus hautes : baisse maximale du niveau marin (maximum lowstand),
- diminution de SM : augmentation relative ou nette du niveau marin,
- valeurs les plus faibles : hausse maximale du niveau marin (maximum highstand).

- le climat (pluviosité, glaciations et pédogenèse)

- Les variations de pluviosité : l'augmentation de la pluviosité entraîne une augmentation de l'érosion et donc de la dispersion en milieu marin de particules lithogéniques et ainsi, une augmentation de la SM. La diminution produit l'effet inverse.

- Glaciations : une avancée des glaces conduit à une baisse du niveau de base et une reprise de l'érosion, conduisant à une augmentation de SM. De plus, l'érosion glaciaire induit également une augmentation des apports lithogéniques.

- Pédogenèse : liée à des effets climatiques, l'augmentation de la pédogenèse induit la genèse de minéraux magnétiques au sein des sols qui, une fois érodés, nourrissent le bassin océanique ; de ce fait, la SM tend à augmenter.

- la tectonique :

Des effets tectoniques peuvent générer une modification des sources du matériel détritique ou une augmentation de l'érosion lors de la surrection d'une chaîne de montagnes.

2.4.2 Exceptions – problèmes – arguments

Crick & al. (1994 et 1997) recensent un certain nombre de facteurs qui pourraient perturber le signal magnétique (ceux-ci sont mentionnés ici et seront discutés plus profondément au chapitre VIII sur les interprétations des variations de SM). Ces facteurs sont :

- la diagenèse de la fraction ferromagnétique qui dépend des conditions REDOX, de la taille des grains et de la disponibilité du fer. Par exemple, sous des conditions réductrices, les oxydes de fer seront dissous en fonction de la quantité de matière organique présente dans le sédiment. Comme cette dissolution affectera principalement la fraction fine du sédiment, cela engendre une fraction magnétique plus grossière. Ce phénomène ne détruit pas la signature magnétique mais cela peut la diminuer ;

- la bioturbation qui va obscurcir le signal à un certain degré, selon le taux d'accumulation sédimentaire, le degré de résolution de l'analyse (et d'échantillonnage) ainsi que l'intensité de la bioturbation ;

- les minéraux ferromagnétiques biogéniques. Il semblerait que l'influence de la magnétite d'origine biologique serait faible car le fer utilisé par les bactéries provient du fer présent dans le sédiment et les eaux connées (Crick & al. 1997). En conséquence, la concentration totale en fer n'est pas modifiée par l'influence des bactéries (ce qui est en contradiction entre autres avec Borradaile & Lagroix (2000) qui considèrent l'influence des bactéries productrices de magnétite comme non négligeable) ;

- le rôle de la pyritisation et des enduits hématitiques : l'hématite et la pyrite possèdent des valeurs de SM faibles par rapport à la magnétite, même en concentration élevée ; elles influenceraient donc peu le signal global ;

- les impacts météoritiques et les éruptions volcaniques : considérés comme des évènements géologiques instantanés, ils sont plus ou moins dilués lors de la sédimentation. Ils peuvent cependant être concentrés sur un niveau centimétrique qui provoquera un pic de SM isolé.

Crick & al. (1999) avancent également un certain nombre d'arguments qui prouvent que la technique de SM fonctionne de manière satisfaisante :

- l'échantillonnage d'un même banc sur des distances de 100m puis 1 et 25km montre des valeurs similaires ;
- la comparaison de coupes séparées de plus de 500 km de paléodistance montre des tendances similaires ;
- la mesure par différentes techniques de différents échantillons conduit à des résultats similaires.

2.4.3 Applications en sédimentologie

L'analyse quantitative de la susceptibilité magnétique a été abondamment utilisée sur les sédiments récents du quaternaire, caractérisés par une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Les variations de SM sont utilisées pour effectuer des corrélations précises et sont reliées aux variations climatiques et aux cycles de Milankovitch (Robinson, 1993; Curry et al., 1995; Arai et al., 1997; Lean & McCave, 1998; Vanderaveroet et al., 1999). Un lien direct apparaît généralement entre les variations de susceptibilité magnétique, les variations isotopiques de l'oxygène ainsi que le contenu en $CaCO_3$ dans les sondages marins profonds, prouvant ainsi que les intervalles glaciaires induisent une concentration magnétique plus élevée, résultant des apports détritiques liés à l'érosion glaciaire (Arai & al., 1997, par exemple).

L'application de la SM aux roches paléozoïques se répand au milieu des années nonante, essentiellement sous l'impulsion de Crick (Department of Geology, The University of Texas at Arlington, USA) et Ellwood (Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, USA) (Crick & al. (1994; 1997; 2000; 2001; 2002), Crick & Ellwood (1997) et Ellwood & al. (1999; 2000; 2001)). Ils réalisent par l'intermédiaire de courbes de susceptibilité magnétique des corrélations intercontinentales jusqu'au 5ème ordre.

Dès 1994, Crick & al. font le lien entre la SM et les variations du niveau marin (« The MS measure of marine strata proxies not only for the volume of lithogenic sediment (relative to the biogenic fraction) but also for the net changes in sea-level responsible for controlling the volume of the lithogenic fraction. », p. 60). Ils n'utilisent cependant ce lien que pour des corrélations, sans aller plus avant dans des reconstitutions environnementales.

Il faut attendre 1999 (à ma connaissance) et la thèse de Monsieur Xavier Devleeschouwer de l'Université Libre de Bruxelles pour trouver la première utilisation de la susceptibilité magnétique pour des reconstitutions environnementales. Il écrit en effet que « les mesures de SM mettent en évidence de nombreuses fluctuations (…) qui peuvent s'interpréter en termes de variations eustatiques du niveau (marin) au 3ème ordre (cortèges sédimentaires) » (p.307).

Zhang & al. (2000) font également le lien entre les variations de susceptibilité magnétique et les variations anciennes du niveau marin en appliquant la technique de SM à des roches du Dévonien et du Carbonifère de Chine. Ils soulignent en effet qu'une hausse du niveau marin induit une baisse de la SM et inversement. Ils expliquent le lien entre la SM et le niveau marin par l'origine détritique des minéraux magnétiques.

2.5 Conclusions

Ce paragraphe sur la susceptibilité magnétique se veut uniquement explicatif de la technique développée par Crick et Ellwood qui a servi dans ce travail ; mais ne se veut aucunement critique et est essentiellement le reflet de leurs publications. Nous envisagerons dans le chapitre VIII, sur l'interprétation des variations de susceptibilité magnétique, des hypothèses plus développées sur l'origine du signal magnétique et les influences externes qu'il subit.

La technique de susceptibilité magnétique a été choisie pour plusieurs raisons : tout d'abord, pour les très bons résultats obtenus pour des corrélations intrabassinales par Crick & al. (1994), ces corrélations étant indispensables à l'établissement d'un canevas de stratigraphie séquentielle ; ensuite, pour les reconstitutions sédimentologiques et le lien avec les cortèges sédimentaires proposés par Devleeschouwer (1999). Les premiers résultats obtenus sur la coupe de Tailfer étant positifs, la technique a été appliquée aux autres coupes.

3 Analyses isotopiques

L'échantillonnage pour la réalisation d'analyses isotopiques a été effectué sur la boue des calcaires, sur certaines phases de ciments et sur des brachiopodes. L'échantillonnage s'est fait sur des échantillons polis, sous un microscope binoculaire et au moyen d'une microfraiseuse. En ce qui concerne les analyses sur la matrice boueuse carbonatée, les échantillons ont été choisis dans la mesure du possible en fonction des caractéristiques suivantes : matrice la plus fine possible et absence de luminescence en cathodoluminescence, absence de veines et de fractures ou de niveaux argileux et, enfin, absence de fossiles. Les brachiopodes ont été sélectionnés également en fonction de leur absence de luminescence.

Les analyses isotopiques ont été réalisées à l'Université de Erlangen (Allemagne) au Laboratoire de Michael Joachimski, selon le processus suivant : les poudres carbonatées ont été attaquées à l'acide phosphorique à 100% (densité >1,9) (Wachter & Hayes, 1985) à 75°, dans une « online carbonate precipitation line » (Carbo-Kiel- single sample acid bath) connectée à un spectromètre de masse Finning Mat 252. Toutes les valeurs sont reportées en pour mille versus V-PDB en donnant une valeur de +1,95‰ à $\delta^{13}C$ et de -2.2‰ à $\delta^{18}O$ au NBS19. La reproductibilité a été testée en reproduisant les analyses de standards de Laboratoires, avec une précision de ± 0,1‰.

L'ensemble des analyses isotopiques est proposé en Annexe 2.

4 Analyse diagénétique : cathodoluminescence et coloration de Dickson

Les lames minces ont dans leur grande majorité été colorées selon la procédure définie par Dickson (1965). Cette teinture permet de différencier la calcite (en rose), la calcite ferrifère (en mauve), la dolomite (non colorée) et la dolomite ferrifère (en bleu).

Des observations en cathodoluminescence ont été réalisées pour mettre en évidence la succession des ciments liés à la diagenèse. La cathodoluminescence est « la lumière issue de la combinaison des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence qu'émettent les centres luminogènes existant dans les minéraux soumis à une excitation électronique » (Amieux (1982), p439). Cela permet d'identifier les différentes phases de ciment caractérisées par leur luminescence propre et cela apporte de précieuses informations sur l'évolution diagénétique. La couleur ainsi que l'intensité de la luminescence dépendent de la nature des minéraux et de la présence d'activateurs et d'inhibiteurs. L'activateur principal est le Mn^{2+} qui donnera une luminescence jaune orange et l'inhibiteur principal est le Fe^{2+} (Amieux, 1982). Une des hypothèses de base sur laquelle se fonde la méthode est l'absence de diffusion des activateurs et des inhibiteurs au sein du réseau cristallin de la calcite (Meyers, 1978).

L'appareil de cathodoluminescence utilisé est le Technosyn Cold cathodo-luminescence Model 8200 Mk3, avec une tension de 15 à 20kV et un vide de 0,2 à 0,01Torr.

Chapitre IV

FACIES ET MICROFACIES

1. Introduction

Les plates-formes calcaires frasniennes sont largement représentées dans le monde (cf. chapitre II) et leur étude est généralement relativement détaillée. Les modèles et analyses sédimentologiques sont donc abondants et apportent beaucoup d'indications sur les environnements existants au Frasnien, permettant des comparaisons avec notre matériel (Embry & Klovan, 1972; Hladil, 1986; May, 1992; Machel & Hunter, 1994; Méndez-Bedia et al., 1994; Weissenberger, 1994; Shen & Zhang, 1997; Pohler, 1998; Wood, 2000; Chen et al., 2001).

En ce qui concerne ce travail, les faciès ont été décrits sur base d'observations macroscopiques (sur le terrain ou sur échantillons polis) et microscopiques (structures sédimentaires, texture, abondance relative, état de conservation, orientation, distribution et classement des constituants, etc.). Dans certains cas, les microfaciès sont divisés en différents pôles qui montrent un continuum entre eux et dont l'individualité est trop faible pour pouvoir constituer un microfaciès à part entière.

La classification texturale utilisée pour caractériser lithofaciès et microfaciès est issue de Dunham (1970) et de Embry & Klovan (1972). Le terme « coverstone » défini par Tsien (1984) a été rajouté pour désigner un sédiment où les organismes lamellaires recouvrent boue et débris. La classification morphologique des stromatoporoïdes, tabulés et rugueux, est présentée dans la Figure IV.1.

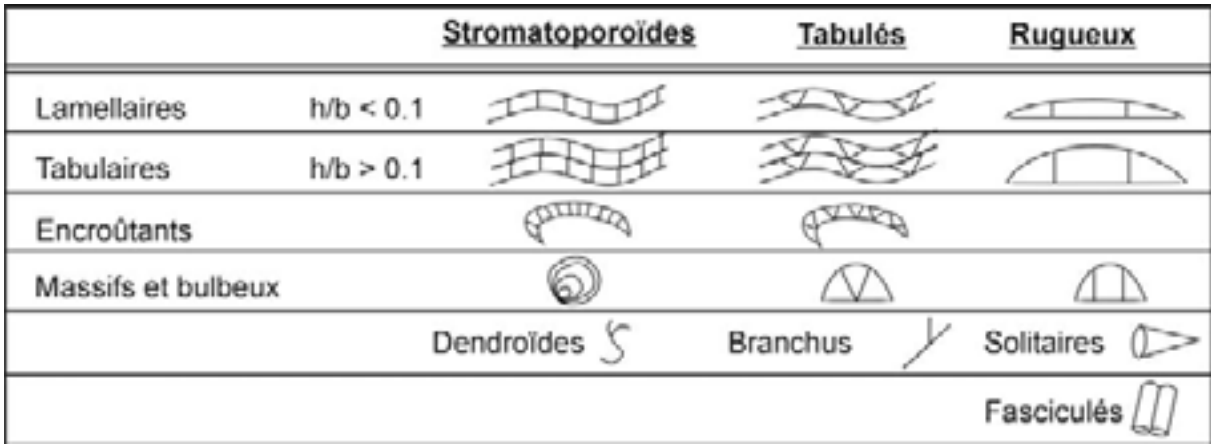


Figure IV.1: morphologies et classification des différents types de stromatoporoïdes, tabulés et rugueux. La classification des stromatopores est une adaptation de Kershaw (1998).

Les microfaciès sont classés du plus distal au plus proximal, selon les critères de texture, les associations faunistiques et floristiques et grâce à des comparaisons avec les

modèles de plates-formes carbonatées classiques (essentiellement les « Standard Microfacies » (SMF) d'après Wilson (1975) et Flügel (1972), groupés au sein d'un modèle unifié de 24 microfaciès dans Flügel (1982), ainsi que James (1983); Hardie (1977) ou sur des reconstitutions plus spécifiques au Frasnien).

Chaque description de microfaciès est divisée en trois parties, une première partie (« description ») qui reprend une synthèse des observations microscopiques détaillées, une seconde partie (« bibliographie »), qui reprend les données bibliographiques des faciès similaires et des principaux corpuscules observés au sein du microfaciès et, enfin, une partie « interprétation » qui tient compte de la description et de la discussion.

Dans ce chapitre, quatre successions de faciès sont proposées en fonction du niveau stratigraphique et de la position paléogéographique (Figure IV.2). La subdivision stratigraphique sépare la partie inférieure, moyenne et supérieure du Frasnien. Les faciès identifiés au sein de la partie inférieure du Frasnien sont des faciès de rampe et ils sont présentés au sein de la succession « modèle de rampe inférieure » (RI). Les faciès identifiés au sein des différentes coupes de la partie moyenne du Frasnien sont relativement similaires d'un endroit à l'autre, ce qui a permis de mettre en place un modèle relativement unifié, « modèle de plate-forme sud », PFS. Cependant, la coupe de Huccorgne, au bord nord du Synclinorium de Dinant, montre des faciès très différents qui n'ont pu être inclus dans le même modèle ; ils feront donc l'objet d'un second modèle de plate-forme, « modèle de plate-forme nord », PFN. La partie supérieure du Frasnien est également relativement homogène et est présentée en un seul modèle, le « modèle de rampe supérieure » (RS).

Quatre successions de faciès sont donc proposées :

- modèle de rampe inférieure (RI) : partie inférieure du Frasnien (essentiellement la Formation de Presles) et quelques niveaux dans la partie moyenne du Frasnien,
- modèle de plate-forme Sud (PFS) : partie moyenne du Frasnien, Anticlinorium de Philippeville (Formation de Philippeville) et bord nord du Synclinorium de Dinant (Formation de Lustin),
- modèle de plate-forme Nord (PFN) : partie moyenne du Frasnien, bord nord du Synclinorium de Namur (Formations de Bovesse et de Huccorgne),
- modèle de rampe supérieure (RS) : partie supérieure du Frasnien (Formations d'Aisemont et de Neuville).

Une synthèse de la description des faciès et des interprétations est présentée dans le tableau IV.1 pour le modèle de plate-forme sud, le tableau IV.2 pour le modèle de plate-forme nord et enfin, le tableau IV.3 pour le modèle de rampe supérieur. Un tableau synthétique de tous les microfaciès est également proposé en Annexe 1 (Tableau 1, p4).

Les courbes d'évolution des microfaciès sont proposées pour chaque coupe étudiée dans l'annexe 1.

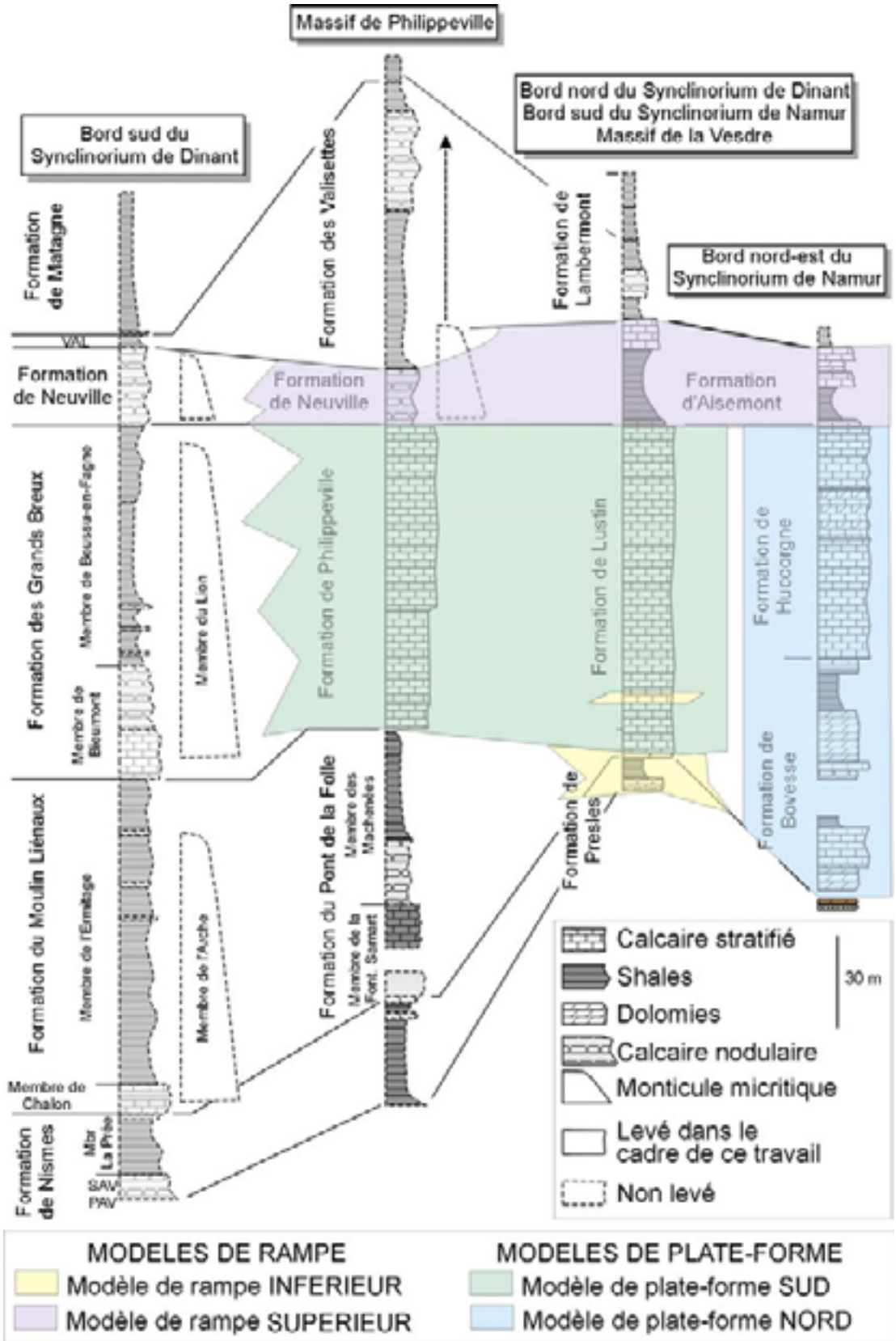


Figure IV.2: colonnes lithologiques du Frasnien, variations latérales et verticales (d'après Boulvain, 1999) et représentation des 4 modèles de faciès selon la position stratigraphique et géographique.

2. La partie inférieure du Frasnien : modèle de rampe inférieur, RI

Les faciès intégrés dans ce modèle de rampe inférieur se retrouvent essentiellement au sein des coupes de Tailfer, Colonster et Tilff, qui recoupent la Formation de Presles (Figure IV.3, affleurements indiqués en noir), mais ces faciès de rampe peuvent également interrompre la sédimentation de plate-forme qui caractérise la partie moyenne du Frasnien (cf modèles de plate-forme nord et sud) des coupes de Tilff, Colonster, Aywaille, Barse, Tailfer, Huccorgne et Villers (Figure IV.3, affleurements indiqués en blanc).

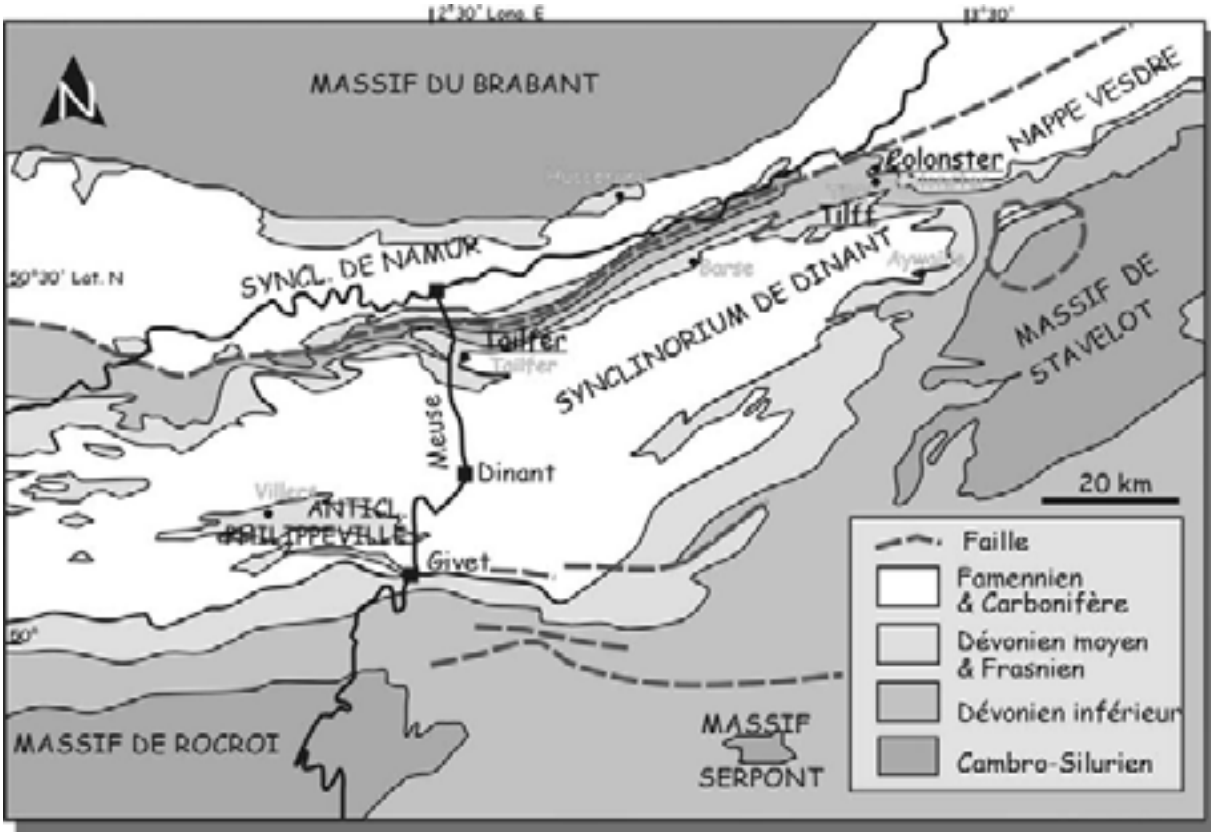


Figure IV.3: Localisation des différents affleurements qui participent au modèle de rampe inférieur. Les affleurements indiqués en noir sont ceux qui montrent le modèle de rampe inférieur dans la Formation de Presles et les affleurements indiqués en blanc sont ceux où s'appliquent les faciès de rampe inférieur au sein de la partie moyenne du Frasnien.

Les deux premiers faciès (RI1 et RI2) ont été observés dans la coupe de Tailfer, au sein de la Formation de Presles. Les deux autres faciès (RI3 et RI4) ont été observés dans les coupes de Tilff et Colonster, dans la Formation de Presles et dans les coupes de Tailfer, Barse, Aywaille, Tilff, Colonster, Huccorgne et Villers dans la base des Formations de Lustin, Bovesse ou Philippeville. Il s'agit de niveaux métriques de faciès de rampe intercalés dans les faciès de plate-forme du modèle de plate-forme sud ou nord. Le passage du modèle de plate-forme au modèle de rampe et l'interprétation de ce passage seront abordés dans le paragraphe sur l'évolution verticale des faciès.

2.1. Description des microfaciès

Microfaciès RI1. Shales

Description

Shales sombres à noirs, fins, non bioclastiques et localement laminaires. Il peut y avoir des accumulations selon le plan de stratification de pyrite (cubes ou cristaux irréguliers de 0,03mm en moyenne) et de quartz (grains à arrondi et sphéricité élevés, diamètre de 0,02mm à 0,05mm, c'est-à-dire dans la gamme des silts). Ce faciès apparaît entre les niveaux d'hématite oolithique au sein de la coupe de Tailfer, au niveau des 4 premiers mètres de la Formation de Presles (Planche IV.1). Le passage aux faciès à hématite oolithique se fait de manière brusque avec la surface inférieure des bancs oolithiques ravinante et leur surface supérieure nette.

Interprétation

Les shales laminaires très fins noirs sont considérés comme déposés sous la zone d'action des vagues. L'absence de bioturbation indiquerait un sédiment hostile à la vie benthique, probablement anoxique et l'absence totale de bioclastes au sein du sédiment pourrait s'expliquer par un environnement de dépôt anoxique (l'anoxie caractériserait alors à la fois le sédiment et les eaux à son contact).

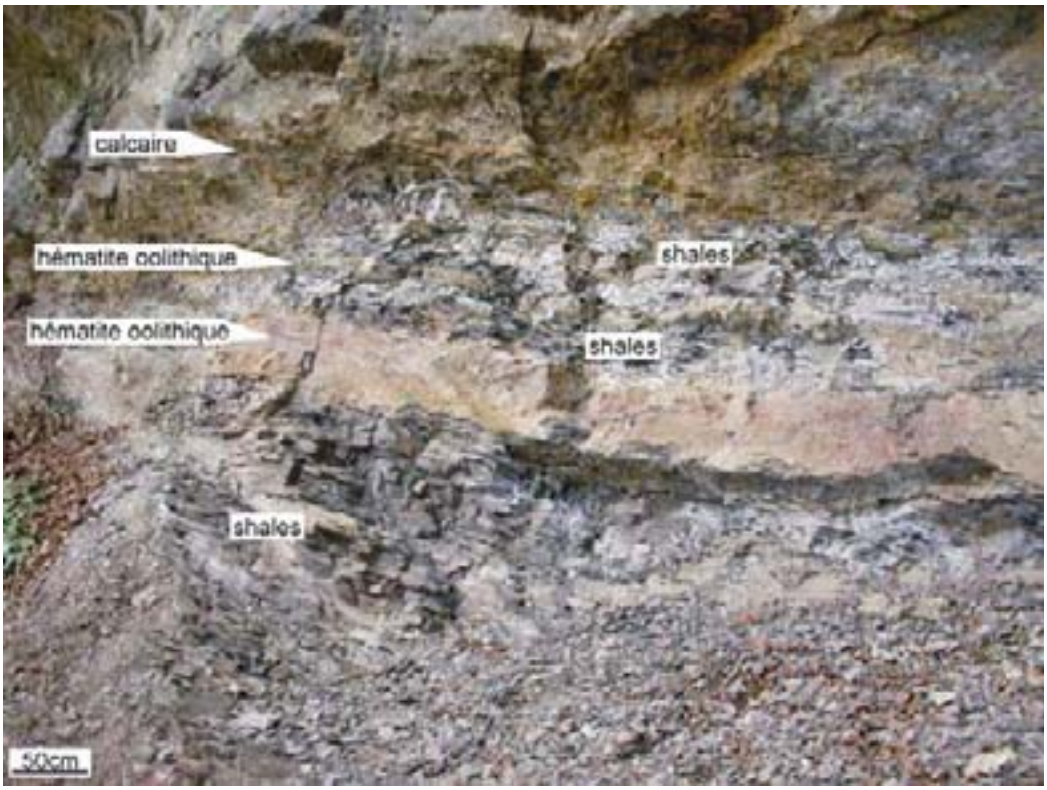


Planche IV.1 : Formation de Presles et base de la Formation de Lustin dans la coupe de Tailfer, bancs 1 à 12. La Formation de Presles est constituée de shales laminaires du microfaciès RI1 et de niveaux d'hématites oolithiques du microfaciès RI2 du modèle de rampe inférieur. Ils sont suivis par les premiers bancs calcaires de la Formation de Lustin du modèle de plate-forme sud.

Microfaciès RI2. Packstone à hématite oolithique, crinoïdes et brachiopodes (Planche IV. 2)

Description

Packstone argileux à crinoïdes, brachiopodes et hématites oolithiques, accompagnés de corpuscules accessoires tels les bryozoaires, lamellibranches, ostracodes, rugueux ou tabulés et gastéropodes. La structure interne de ces bancs est souvent irrégulière, cette irrégularité étant fortement déterminée par une bioturbation très intense. La matrice est dolomitique (cristaux rhomboédriques de 0,1mm parfois zonés de brun), sparitique ou microsparitique, voire hématitique.

L'état de conservation des corpuscules est mauvais, la plupart étant fortement brisés et/ou hématitisés ; les crinoïdes sont affectés de « pitting » ; le classement est relativement bon, tous les corpuscules mesurant environ 0,5mm.

Les oolithes hématitiques sont de type α (selon Purser, 1980), c'est-à-dire que les laminations corticales tendent à régulariser la morphologie du nucléus, quelle que soit la forme initiale et l'irrégularité de celui-ci. Le nucléus est constitué de crinoïdes, de gastéropodes ou de débris non reconnaissables. Les oolithes sont généralement allongées selon la stratification et leurs laminations corticales ne sont visibles qu'exceptionnellement.

Ce faciès peut contenir une certaine proportion de quartz détritique (généralement anguleux et peu sphérique, mesurant environ 0,1mm c'est-à-dire, selon la classification de Udden & Wentworth (Tucker, 1991) du "sable fin") ; la dolomie et l'argile sont fréquents. Ce faciès est très intensément bioturbé, les bioturbations sont centimétriques, souvent horizontales ou verticales. Leur bordure est nette et elles sont souvent plus riches en dolomite ou en calcaire que la matrice environnante, plus hématitisée, ce qui leur donne un aspect plus clair. Elles sont également plus riches en brachiopodes et crinoïdes que la matrice. Localement, certains niveaux épargnés par la bioturbation montrent une granodécroissance.

Bibliographie

Cnudde & al. (1986) ont décrit ces niveaux d'hématite oolithique de la Formation de Presles. Ils reconstituent l'environnement de dépôt de cette formation comme une plate-forme à sédimentation argileuse, parcourue d'un ou de plusieurs chenaux qui seraient soit parallèles à la ligne de rivage et, dans ce cas, les oolithes seraient formées par des courants longitudinaux, soit perpendiculaires au rivage et les oolithes se formeraient alors en environnement arrière à inter-récifal. L'absence de construction récifale plus au sud les conduit à préférer l'hypothèse des chenaux longitudinaux.

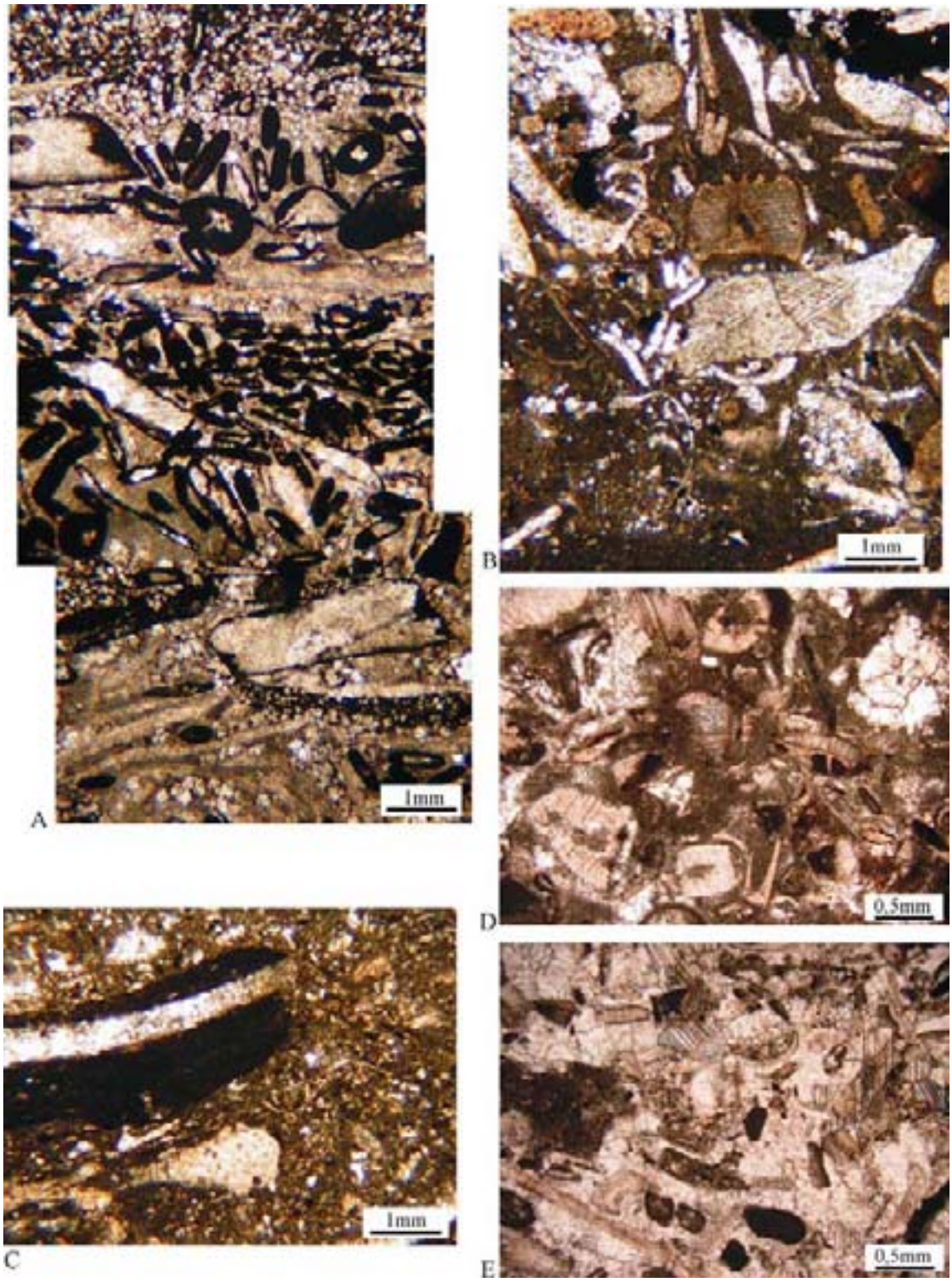


Planche IV. 2 : Microfaciès RI2 et microfaciès RI3. A. et B. Microfaciès RI2, packstone à crinoïdes et hématite oolithique : packstone à grainstone argileux et dolomitique à débris de crinoïdes, brachiopodes et hématites oolithiques, coupe de Tailfer, Formation de Presles, lame mince, lumière transmise (LT), Photo A., L3. et Photo B, L7. C. Microfaciès RI3, packstone à crinoïdes, brachiopodes et oncoïde. LT, coupe de Colonster, Formation de Presles, lame C6a. D. Microfaciès RI3 rudstone à crinoïdes, brachiopodes et débris divers, coupe de Lustin, Formation de Lustin, LT, lame mince L12. E. Grainstone à crinoïdes et clastes, coupe de Lustin, Formation de Lustin, LT, lame mince L13c.

Concernant les oolithes de type alpha, Purser (1980) situe leur milieu de formation en environnement suffisamment agité pour retourner l'oolithe et permettre la croissance du ciment sur toutes les faces. Tucker (1991) décrit les oolithes hématitiques en milieu de faible profondeur d'eau, proche de la ligne de côte, à des niveaux de changement majeur de faune et de lithologie. Les concentrations d'hématite oolithique sont parfois interprétées comme représentant des phases de baisse du niveau marin (exemple des oolithes hématitiques de Clinton ironstone, dans le Bassin Appalachien, au Silurien moyen ou de la « Minette de Lorraine » de l'Aalenien) ou des phases de hausse du niveau marin avec un taux sédimentaire très faible (Tucker, 1991) (exemple de l'Ordovicien en Europe Centrale).

Dreesen (1987) a étudié les niveaux d'hématite oolithique en Belgique (qu'il rapproche des niveaux de type « Clinton » ou « Minette ») et en a recensé 7 dans le Dévonien supérieur. D'après lui, ces niveaux représentent des marqueurs isochrones (datés par conodontes) qui sont suivis sur des dizaines de kilomètres et qui correspondent généralement à la transition entre deux unités stratigraphiques (formation ou membre). Les analyses palynologiques permettent de voir que ces niveaux correspondent à une condensation paléontologique pouvant conduire à l'absence totale ou partielle d'une zone à conodonte (0,5Ma). Il montre que ces niveaux sont des dépôts allochtones résultant d'événements épisodiques turbulents. Les composants ferrugineux seraient dérivés de zones très peu profondes et seraient repris par les tempêtes en zone de shelf ouvert. D'après lui, ces niveaux se seraient formés à la fin d'une régression, au commencement d'une nouvelle transgression.

Brett & al. (1993) situent la formation des niveaux d'hématite oolithique siluriens au sein de shoals de faible profondeur d'eau, formés dans la zone d'action des vagues.

Burkhalter (1995) analyse la littérature consacrée à la formation des oolithes hématitiques. Il constate que les niveaux jurassiques d'Europe ont été accumulés en environnement de faible profondeur d'eau en période de faible influx sédimentaire. Le remaniement de sols serait considéré comme la principale source de fer dans la formation de l'hématite oolithique.

Les caractéristiques qui reviennent généralement concernant la formation d'hématite oolitique sont le faible taux sédimentaire, l'agitation relativement importante (dans ou juste sous la ZAV), généralement en faible profondeur d'eau.

Interprétation

Les brachiopodes, les crinoïdes et les bryozoaires témoignent d'un environnement ouvert. Ils s'observent principalement sous forme de débris, avec un classement relativement bon, ce qui indique un milieu agité. La morphologie des oolithes, de type α, confirmerait ce caractère agité. Cependant, la présence de sédiment fin (accumulation locale d'argile) et la bioturbation intense impliquent que le milieu soit calme par période (agitation épisodique). Les niveaux granodécroissants ainsi que le caractère ravinant de la surface inférieure des bancs correspondraient à un dépôt relativement rapide, précédé ou contemporain d'un épisode érosif (tempêtes). Ces différentes observations situent probablement ce type de dépôt dans la zone d'action des vagues de tempête. L'hypothèse des chenaux induisant la formation de ces niveaux d'hématite oolithique (Cnudde & al., 1986) semble peu applicable, compte

tenu de la grande étendue de ces faciès (présence de ces niveaux oolithiques dans de nombreuses coupes recoupant la formation). De plus, l'intensité de la bioturbation ne correspond pas à un système chenalisé. Le voisinage de grains de quartz peu matures, de la classe des sables fins et d'oolithes hématitiques, indique une position relativement proche du continent et leur association avec des débris de fossiles d'origine distale (crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires) semble montrer qu'il n'y avait aucun obstacle au mélange de ces deux faciès extrêmes.

Ces sédiments se déposeraient donc sur une rampe, où l'énergie des vagues n'est pas freinée par des bioconstructions, dans la zone d'action des vagues de tempêtes, avec une agitation intermittente moyenne à élevée.

Microfaciès RI3. Grainstone à packstone à crinoïdes et brachiopodes

Description

Calcaire à crinoïdes et brachiopodes, souvent gris clair, à texture grainstone. Ce faciès se retrouve dans la Formation de Presles mais également dans certains niveaux particuliers de la Formation de Lustin.

Ce faciès relativement grossier à crinoïdes présente différents types de textures qui s'observent parfois au sein d'un même échantillon. La texture peut être un grainstone ou un pakstone. La matrice est micritique ou, généralement, microsparitique. Il peut y avoir localement des concentrations argileuses importantes, sous forme de liserés irréguliers millimétriques. Lorsque la texture est un grainstone, il y a de nombreuses poches micritiques ou clastes et le ciment est une sparite équigranulaire.

Les corpuscules sont essentiellement des crinoïdes, ainsi que des gastéropodes, brachiopodes et bryozoaires. Ceux-ci sont accompagnés plus rarement d'ostracodes, trilobites, débris de rugueux, tabulés ou stromatopores. Les algues de type *Girvanella* peuvent être très abondantes dans certaines lames. Elles se présentent sous différentes formes, soit des « boulettes » (~0,2mm) au sein de la matrice, soit des encroûtements irréguliers et peu développés (0,1mm) sur certains corpuscules, soit encore, en association avec d'autres organismes encroûtants, formant de véritables oncoïdes. Ces oncoïdes sont réguliers ou irréguliers et l'épaisseur du cortex est millimétrique à centimétrique.

L'état de conservation des corpuscules est très faible, tous étant fortement brisés. Les débris sont plus ou moins bien triés selon les échantillons, le classement étant moyen à faible. La base de certains de ces bancs est érosive et ces niveaux sont parfois granoclassés.

Interprétation

Les corpuscules sont majoritairement originaires d'un environnement marin ouvert. Le caractère grainstone et l'aspect fortement brisé des grains sont liés à un dépôt en milieu agité, dans la zone d'action des vagues ou encore, comme le soulignent la base localement érosive des bancs et le granoclassement, dans la zone d'action des vagues de tempêtes. De même, l'abondance des oncoïdes réguliers ou irréguliers, dont l'encroûtement compense parfois l'irrégularité du nucléus, serait liée à une agitation intermittente.

Microfaciès RI4. Biostrome[1] à *Disphyllum* (Planche IV.3 et Planche IV.4)

Description

Bancs remarquables (entre 0,5 et 2 mètres) caractérisés presque uniquement par la présence de *Disphyllum*, parfois accompagnés de rugueux ou de tabulés massifs. Les *Disphyllum* sont généralement relativement longs (une bonne dizaine de centimètres, jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres, voire un mètre, d'un diamètre centimétrique (Planche IV.3) et ne semblent pas présenter de dichotomie. Ils se présentent sous forme de « buissons » qui ne sont pas démantelés et qui sont soit en place, soit couchés et posés sur le fond (Planche IV.4, Figure C).

La roche est presque uniquement composée de ces *Disphyllum* et le faible espace entre ceux-ci est généralement comblé de dolomite (cristaux rhomboédriques bruns de 0.1mm) ou d'un calcaire très fortement argileux comportant des crinoïdes ou des débris de brachiopodes, des ostracodes (à valves fines) et surtout des débris non identifiables. Tous les corpuscules, hormis les rugueux qui sont bien conservés, sont fortement brisés ; parfois quelques ostracodes montrent leurs deux valves associées. La pression-dissolution semble très importante et elle se marque souvent à la jonction des différentes colonies (Planche IV.3), mais également au niveau de la matrice par la formation de stylolithes.

Bibliographie

Lecompte (1970) (cité dans Pohler, 1998) interprète les *Disphyllum* comme caractéristiques d'un environnement riche en argile. Tsien (1970) observe ces niveaux en Belgique et décrit les mêmes types de conditions environnementales généralement sous-turbulentes. Il décrit également ces biostromes (1977) comme se formant en zone boueuse de faible profondeur d'eau, relativement agitée. Méndez-Bédia & al. (1994) signalent ce type de biostrome dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques d'Espagne et les interprètent comme caractéristiques d'un environnement très calme et argileux.

Interprétation

La nature essentiellement argileuse de ces niveaux confirme les interprétations de Lecompte (1970), Méndez-Bédia & al. (1994) et Pohler (1998) concernant le caractère très turbide du milieu de dépôt où se forment ces buissons. Le caractère entier, non démantelé, des buissons de *Disphyllum* même lorsque les calices sont très longs, semble indiquer des conditions relativement calmes, interrompues par des périodes d'agitation épisodique engendrant le renversement de la colonie. Ces conditions calmes peuvent se retrouver soit sous la zone d'action des vagues, en milieu relativement ouvert soit en environnement protégé en zone d'arrière-récif par exemple. Compte tenu de la nature de la matrice, riche en corpuscules d'origine externe, ainsi que de l'association fréquente de ce microfaciès avec le microfaciès à crinoïdes RI3, il semble que l'environnement de dépôt de ce microfaciès peut être interprété comme ouvert, situé sous la zone d'action des vagues normales, dans la zone d'action des vagues de tempêtes.

---

1 La définition du terme « biostrome » employée dans ce travail est proposée dans le paragraphe 3.1.2. sur les biostromes du modèle de plate-forme sud (p53).

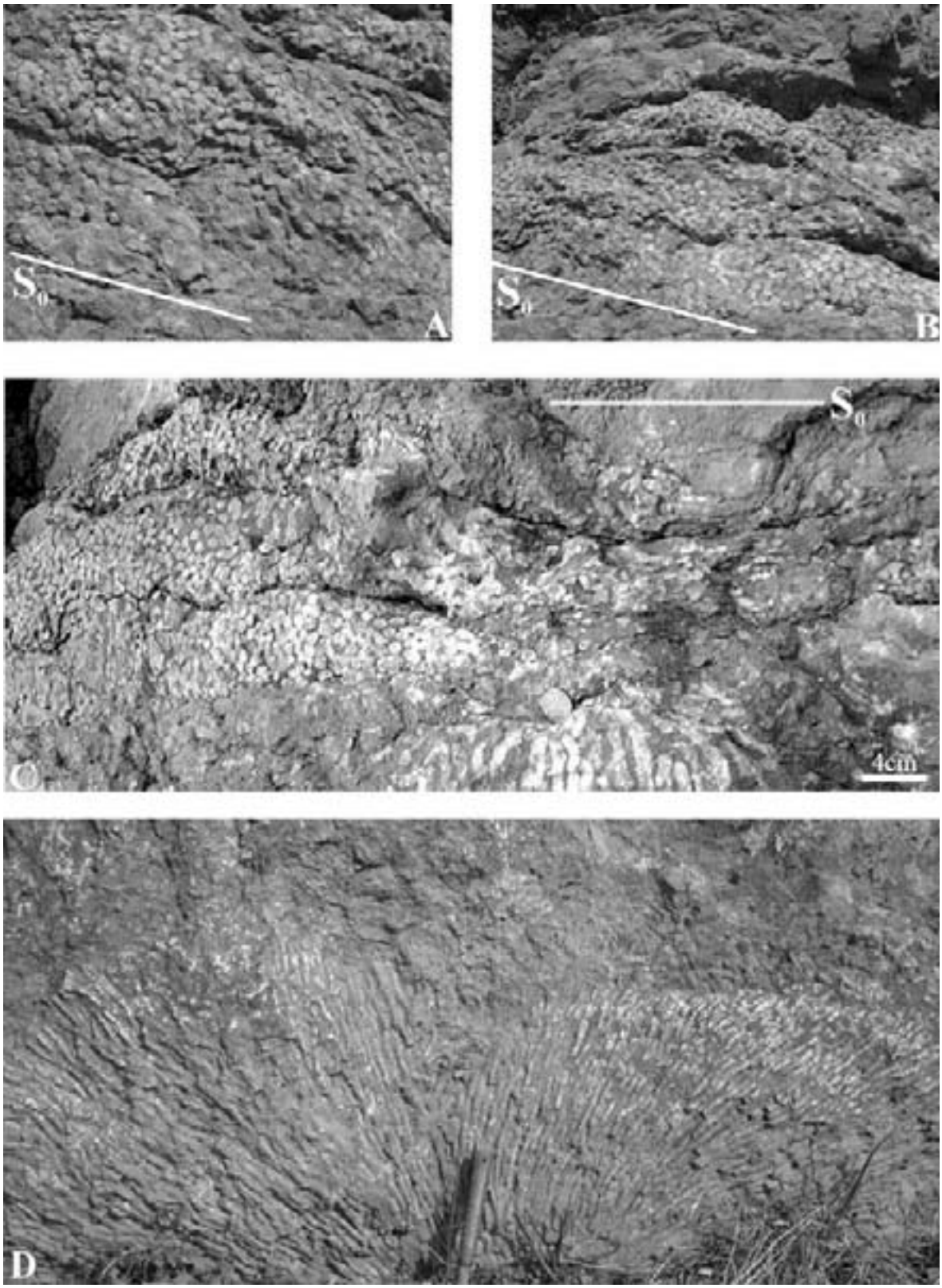


Planche IV.3 : Microfaciès RI4 biostrome à *Disphyllum,* Photos A, B et C, Coupe de Tailfer: banc L37, il s'agit d'une coupe perpendiculaire au banc. La stratification est indiquée par les droites blanches S_0. Sur la photo C, la colonie juste sous la pièce de monnaie semble en place. On remarque également l'importance des joints de pression-dissolution. Photo D : buisson remarquable à Disphyllum, coupe de Lustin, banc 16, le marteau montre l'échelle. Il s'agit de la surface de stratification, le buisson est donc couché.

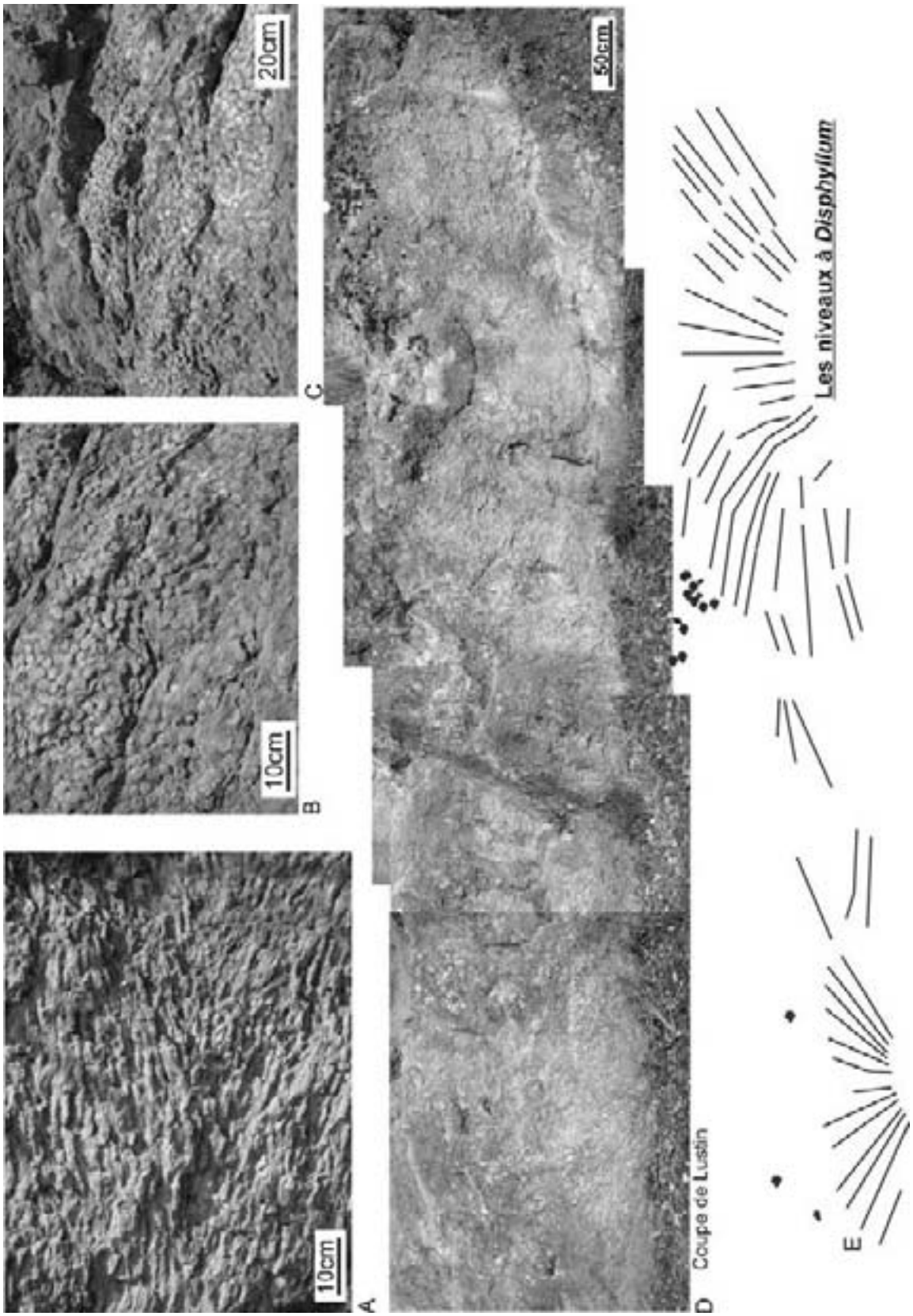


Planche IV.4: Microfaciès RI5, biostromes à *Disphyllum*: coupes de Lustin et de Tailfer. A. détail du niveau à *Disphyllum* de la coupe de Lustin (banc 16). B et C Coupe de Tailfer, biostrome à *Disphyllum,* banc 38. D. Surface inférieure du banc 16 de la coupe de Lustin. E. Schéma à partir de la photo D.

2.2. Conclusions

Contrairement aux modèles de plate-forme nord et sud et au modèle de rampe supérieur qui vont suivre, ce modèle de rampe inférieur comprend 4 microfaciès qui ne forment pas une succession cohérente du plus proximal au plus distal, mais plutôt quatre types de dépôt relativement indépendants dont l'occurrence semble correspondre à des évènements sédimentologiques particuliers (que nous envisagerons au paragraphe sur les variations verticales).

Le microfaciès RI1 (shale) s'est déposé sous la zone d'action des vagues, en conditions relativement anoxiques. Les microfaciès à crinoïdes RI2 et RI3 semblent correspondre à des conditions d'agitation et de profondeur similaires, l'hématite oolithique étant plutôt liée à une vitesse de sédimentation particulièrement lente (nous développerons ce problème dans le paragraphe sur les variations verticales). Le microfaciès RI4 à *Disphyllum* est difficile à situer en profondeur et en paléogéographie compte tenu de son caractère presque monospécifique. Il aurait pu être inséré au sein du modèle de plate-forme nord ou sud ; il est en effet difficile de dire si nous avons affaire à des sédiments de rampe ou de plate-forme, mais son caractère évènementiel ainsi que son association avec le faciès de rampe RI3 nous ont conduit à le placer dans le modèle de rampe.

3. La partie moyenne du Frasnien

3.1. Modèle de plate-forme sud (PFS)

Les faciès constituant le modèle de plate forme sud se retrouvent au sein des coupes d'Aywaille, Barse, Netinne, Neuville, Prayon, Tailfer, Tilff et Villers-le-Gambon (Figure IV.4).

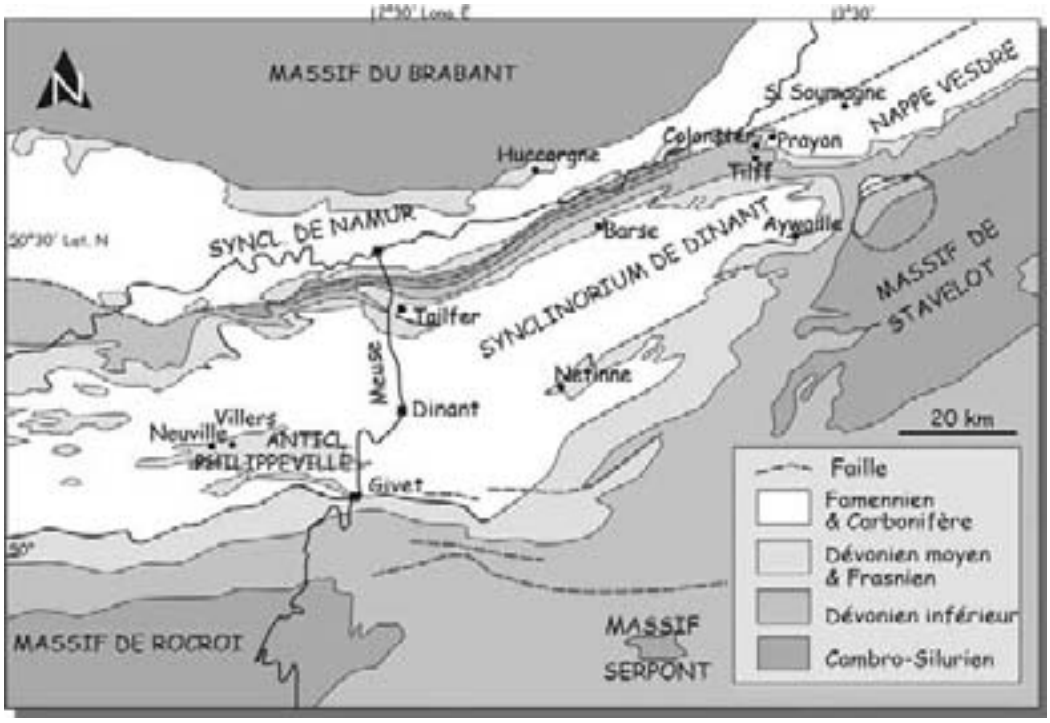


Figure IV.4: Distribution des coupes correspondant au modèle de plate-forme sud.

Ce modèle de plate-forme sud se subdivise en différentes ceintures de faciès. Une première ceinture, la plus distale, est la ceinture de faciès externe, caractérisée par des microfaciès dominés par les crinoïdes. Elle est suivie par une ceinture de faciès intermédiaire, biostromale. Ensuite, en position proximale, les ceintures de faciès interne subtidale, interdidale et supratidale sont caractéristiques de la zone lagunaire et de la zone émergée.

3.1.1. Ceinture de faciès externes

Ces faciès correspondent à des bancs centimétriques à décimétriques de calcaires gris foncé à noirs, parfois légèrement argileux. Ils sont surtout riches en crinoïdes mais peuvent aussi contenir, dans l'ordre décroissant d'abondance, des brachiopodes, des rugueux, des tabulés branchus ou des stromatopores dendroïdes. La surface basale et supérieure des bancs est généralement relativement régulière mais peut parfois être onduleuse.

Microfaciès PFS1. Packstone pelloïdique à crinoïdes et spicules d'éponges (Planche IV.5)

Description

Il s'agit d'un microfaciès riche en crinoïdes et en spicules d'éponges (mégasclères millimétriques). Les autres corpuscules sont relativement rares ; il s'agit de quelques ostracodes (à valves fines ou à valves épaisses de type *Leperditia*), brachiopodes, pelloïdes, gastéropodes et tabulés branchus, associés à des tentaculites, bryozoaires, *Stachyodes*, cyanophytes (*Girvanella*), chlorophytes (paléosiphonocladales et *Sphaerocodium*), *Radiosphaeroporella*, foraminifères, gastéropodes et calcisphères (exceptionnelles).

La texture est un packstone microbioclastique qui peut présenter un litage, celui-ci étant souligné par des accumulations de spicules (Planche IV.5, photos A et E) ou de brachiopodes, ou encore par des passées de grainstone (maximum 5mm d'épaisseur).

Le classement est moyen ; il y a en effet des corpuscules millimétriques tels les mégasclères d'éponge (Planche IV.5, photo A), les brachiopodes et les tabulés qui côtoient une fraction fine, constituée principalement par les pelloïdes et les débris de crinoïdes (0,1mm). Les pelloïdes sont extrêmement bien triés, ils montrent une bordure nette, un arrondi et une sphéricité très élevés. Les corpuscules sont souvent brisés, exceptés les spicules d'éponges. Les crinoïdes ainsi que les paléosiphonocladales se présentent également sous forme de débris (0,5mm) et les ossicules de crinoïdes sont souvent fortement altérés (« pitting »). Les brachiopodes et les ostracodes peuvent être entiers ; lorsqu'ils ne présentent qu'une seule valve, celle-ci peut-être brisée.

Il faut également noter une silicification marquée des tabulés branchus principalement, ainsi que des *Stachyodes*.

Ce microfaciès affleure uniquement dans la coupe de Villers-le-Gambon et il correspond aux niveaux de calcaires noirs crinoïdiques à cherts. Les cherts se présentent sous forme de nodules irréguliers, d'une dizaine de centimètres et allongés selon la stratification. Les cherts peuvent parfois contenir des organismes silicifiés, tels des rugueux solitaires.

Interprétation

Le nombre assez important de spicules d'éponges témoigne d'un environnement relativement profond. Ce microfaciès correspond en outre aux bancs à cherts nodulaires mais la relation de ceux-ci avec les spicules (Tucker, 1991) - et donc leur origine - est encore actuellement discutée. L'importance de la fraction micritique et la nature extrêmement fine du sédiment traduisent un milieu marin très calme (sous la zone d'action des vagues de beau temps) à faible taux de sédimentation. La présence de lits de brachiopodes, de spicules d'éponges voire de gastéropodes, ainsi que l'existence de passées de grainstone indiqueraient le passage par des périodes de plus grande agitation (de type tempête). Remarquons que la rareté des algues calcaires pourrait indiquer des conditions de dépôt subphotique ; en effet, les

quelques paléosiphonocladales présentes sont fortement altérées, ce qui semble témoigner d'un transport important.

Ce microfaciès se serait formé entre la zone d'agitation des vagues de tempête et la zone d'agitation des vagues de beau temps, soit à une profondeur d'une trentaine de mètres (Brett et al., 1993).

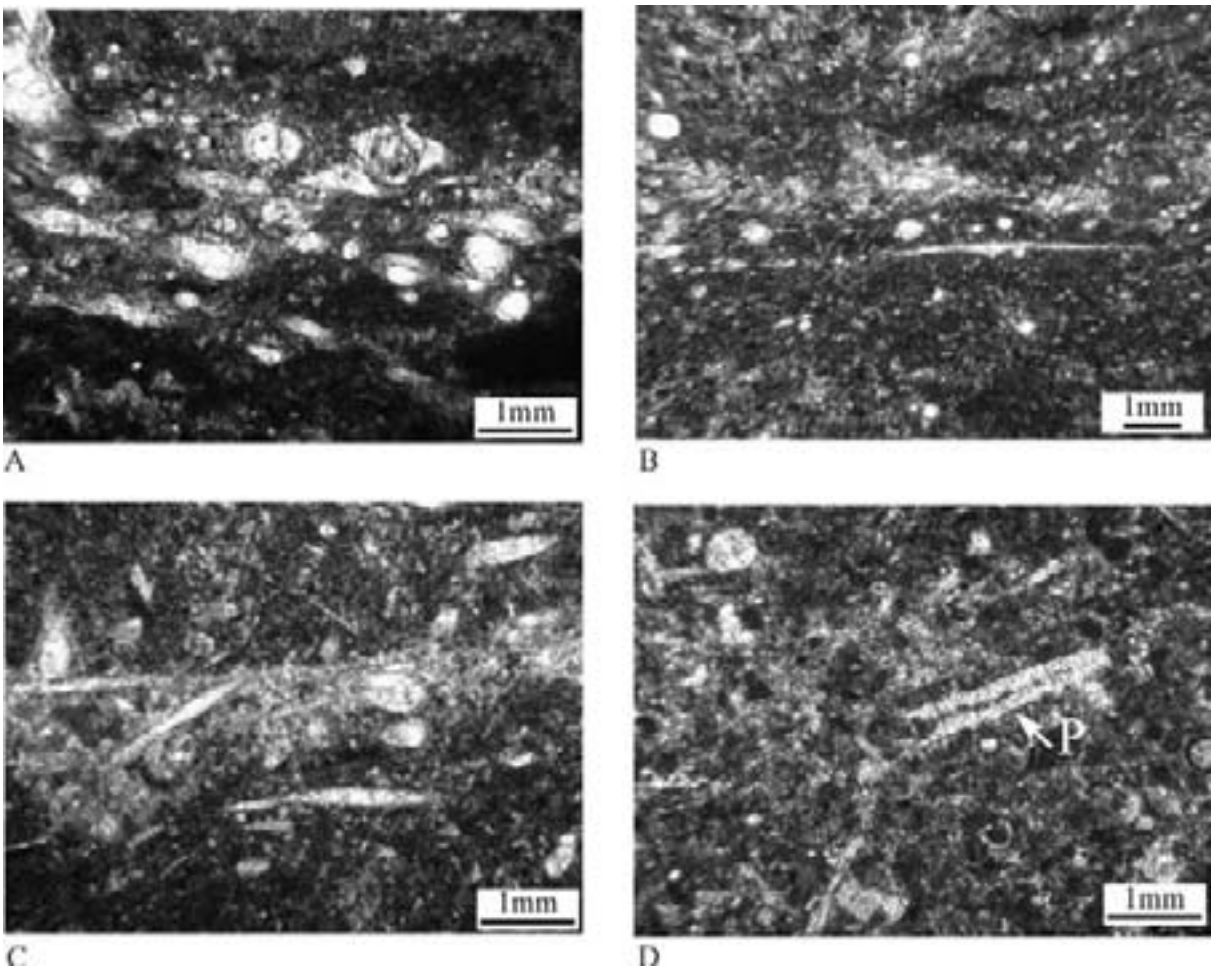


Planche IV.5 : Microfaciès PFS1 à crinoïdes et spicules d'éponges, coupe de Villers-le-Gambon, photographies au microscope en lumière transmise (LT). A. Niveau à mégasclères d'éponges, lame V47C. B. et C Niveau à mécasclères d'éponges, lame V47D. D. Packstone à pelloïdes et crinoïdes avec une paléosiphonocladale (flèche P), lame V47B.

Microfaciès PFS2. Packstone microbioclastique à crinoïdes et ostracodes (Planche IV.6)

Description

Il s'agit d'un packstone à wackestone (localement grainstone) microbioclastique majoritairement à crinoïdes et ostracodes (à valves fines ou épaisses (de type *Leperditia*)), accompagnés de débris de brachiopodes, foraminifères, gastéropodes, tabulés, stromatopores dendroïdes et rugueux solitaires entiers ou sous forme de débris et de rares

paléosiphonocladales, calcisphères, bryozoaires, tentaculites, *Nanicella*, girvanelles et umbelles (Planche IV.6, photo D).

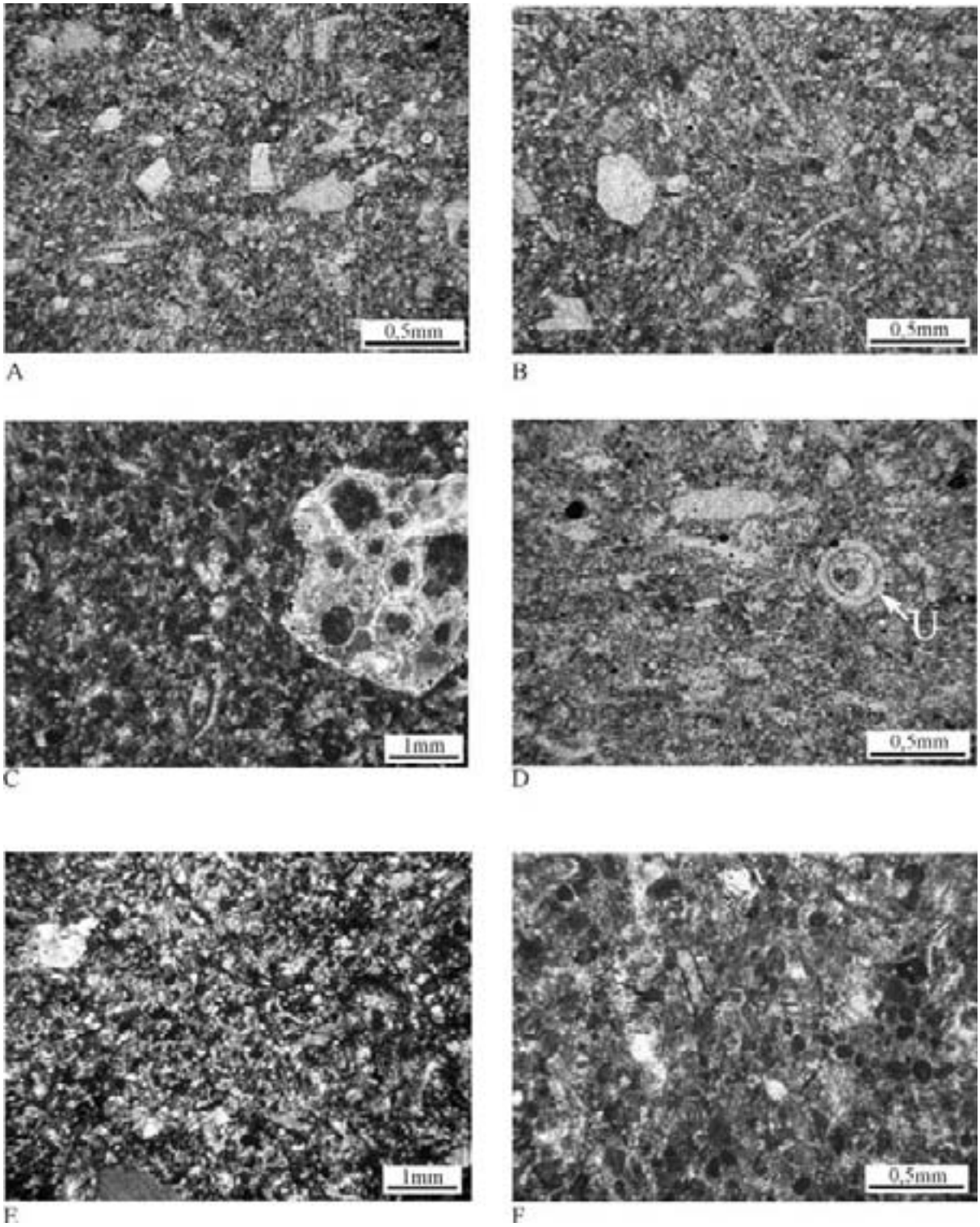


Planche IV.6: Microfaciès PFS2 microbioclastique à crinoïdes, coupe de Villers-le-Gambon, photographies en LT. A. et B. Packstone- microbioclastique à crinoïdes, lame V30. C. Packstone microbioclatique à pelloïdes et tabulé fortement altéré et silicifié, lame V22. D. Packstone microbioclastique à crinoïdes. On distingue une umbelle fortement altérée (flèche U). Lame V32b. E. et F. Micro-packstone à pelloïdes et crinoïdes, respectivement lame V66c et V64b.

Tous les fossiles sont généralement fortement brisés. Les ostracodes sont complets ou dissociés. Lorsque leurs deux valves sont accolées, ils présentent de la sparite entre les deux et lorsque les valves sont dissociées, elles sont parfois brisées. Certains organismes peuvent être entourés d'un enduit micritique (0,01mm d'épaisseur).

Le classement est généralement très bon, les organismes cités précédemment étant fortement brisés (0,2mm). La matrice est constituée de micrite fine et/ou d'un microspar et/ou d'une bouillie micro-bioclastique (<0.05mm) où les débris d'organismes ne sont pas identifiables. Quelques débris d'organismes récifaux millimétriques ou centimétriques peuvent perturber le classement.

Ce microfaciès présente fréquemment une légère lamination soulignée par une accumulation argileuse, des stylolithes, des niveaux plus ou moins riches en crinoïdes, des coquilles d'ostracodes ou de brachiopodes ou encore des niveaux de grainstone.

Les organismes constructeurs, principalement les tabulés branchus, sont fréquemment silicifiés (Planche IV.6, photo C). Les crinoïdes sont généralement entourés d'un ciment sparitique à croissance syntaxique. Les stylolites peuvent être présents en abondance. Il peut y avoir des bioturbations, souvent remplies d'un même type de sédiment, plus riche en pelloïdes.

Ce microfaciès peut évoluer vers un second pôle (Planche IV.6, photos E et F) qui présente les mêmes caractéristiques mais où l'abondance de pelloïdes ou de clastes est plus élevée (10-50%). Les pelloïdes montrent des bordures nettes, un arrondi moyen à élevé et une sphéricité moyenne. Ils mesurent environ 0,2mm et leur classement est moyen à bon.

Ce sous-faciès est un intermédiaire entre les packstones à crinoïdes et le faciès à clastes (microfaciès PFS3).

Bibliographie

Ce microfaciès est proche du faciès If de Machel & Hunter (1994), wackestone à packstone peu fossilifère caractéristique de la zone de « fore-reef », sous la zone d'action des vagues, avec une agitation négligeable.

Interprétation

La présence d'organismes tels que crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires et trilobites suggère un milieu ouvert. La matrice fine de ce microfaciès indique un milieu relativement calme. Cependant, la diminution sensible de la proportion de matrice micritique et le caractère localement grainstone par rapport au microfaciès précédent semblent indiquer un milieu légèrement plus agité. Les petits débris de clastes généralement présents dans la matrice ainsi que quelques organismes d'origine lagunaire (paléosiphonocladales, calcisphères) traduisent un certain apport provenant de la plate-forme interne. De même, la présence locale de nombreux débris récifaux marque l'influence prépondérante des biostromes et donc leur proximité.

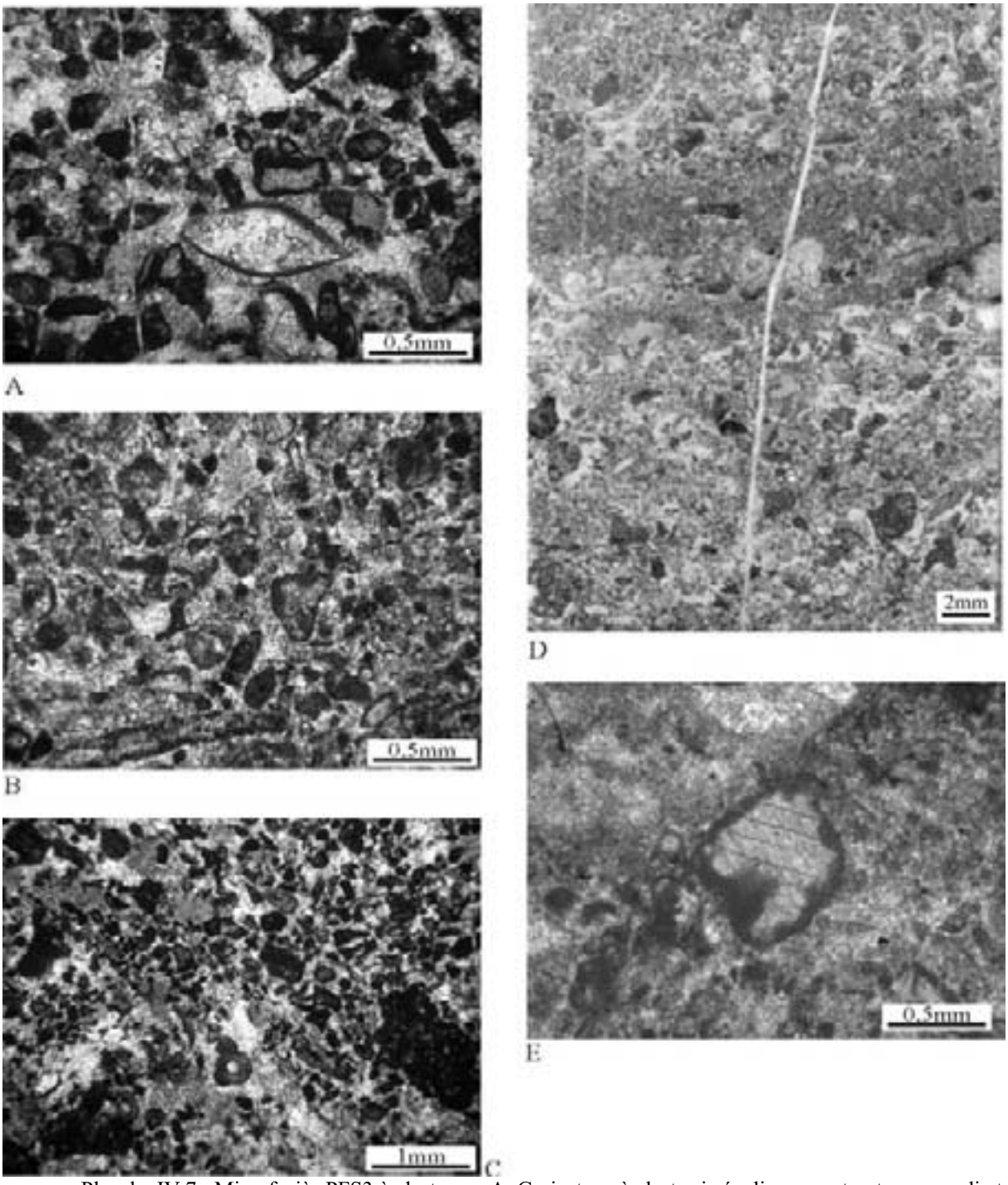


Planche IV.7 : Microfaciès PFS3 à clastes. A. Grainstone à clastes irréguliers, montrant un arrondi et une sphéricité relativement faible. On remarque un ostracode avec ses deux valves accolées et des crinoïdes à bordures micritisées. Coupe de Villers-le-Gambon, lame mince V48, LT. B., C. Grainstone à clastes à classement moyen à faible. Villers-le-Gambon, (B) V41, (C) V48, LT. D. Faciès à clastes à granoclassement normal. Scan de lame mince, coupe de Villers-le-Gambon. E. Crinoïdes à bordures micritisées (« coating »). On remarque le caractère irrégulier de la limite entre le crinoïde et le « coating ». Coupe de Villers-le-Gambon, V24, LT.

Les pelloïdes peuvent présenter un contour diffus ou net et pourraient être d'origine algaire (Purser, 1980) ou issus de la micritisation de bioclastes, comme les pelloïdes du microfaciès suivant (Microfaciès PFS3).

Ce microfaciès se serait mis en place en-dessous de la zone d'agitation des vagues de beau temps ou à la base de celle-ci. Les organismes d'origine biostromale ou algaire observés dans ce faciès pourraient être amenés par l'intermédiaire de chenaux qui traverseraient la zone « récifale » et mettraient ainsi en contact la zone d'arrière-récif et la zone d'avant-récif.

Microfaciès PFS3. Grainstone à clastes et microbioclastes (Planche IV.7)

Description

Il s'agit de grainstone à clastes micritiques, pelloïdes et crinoïdes principalement. Ces corpuscules sont accompagnés d'ostracodes (à valves fines ou épaisses (*Leperditia*)), gastéropodes et foraminifères, ainsi que de rares paléosiphonocladales, codiacées, spicules d'éponges, radiosphères, stromatopores dendroïdes ou parfois nodulaires, rugueux solitaires ou coloniaux et tabulés branchus ou massifs brisés.

Les clastes sont irréguliers, avec un arrondi et une sphéricité moyenne à faible, de taille 0,2-0,5mm environ, et ils présentent une bordure nette.

Le classement est généralement moyen à faible, la taille des corpuscules variant entre 0,2 et 0,5mm selon les lames. Le classement diminue lorsque la proportion des corpuscules centimétriques est plus élevée (gastéropodes ou « constructeurs »). Sur certains échantillons, le classement peut être relativement bon, les clastes mesurant tous environ 0,2mm. Dans ce cas, la proportion des autres corpuscules diminue, ainsi que la taille moyenne de ceux-ci et la proportion de corpuscules à enduits micritiques. Ce microfaciès se rapproche du microfaciès à crinoïdes (PFS2). Une proportion de clastes et pelloïdes supérieure à 50% a été choisie comme limite entre les deux.

Les organismes sont généralement mal conservés et plus le classement est élevé, plus la conservation des corpuscules est faible. De nombreux organismes présentent un liseré ou un enduit micritique (« coating »). Les enduits micritiques (0,05mm d'épaisseur) sont relativement réguliers mais la limite entre le corpuscule et l'enduit peut être irrégulière (Planche IV.7, photos A et E). Les nuclei sont généralement des crinoïdes mais tout autre corpuscule semble pouvoir être affecté par ce processus dont l'intensité est parfois suffisante pour oblitérer totalement la nature du nucleus.

La silicification est localement intense. Elle affecte soit la roche uniformément, soit plus particulièrement les tabulés, gastéropodes, stromatopores dendroïdes ou brachiopodes. Elle peut également s'accompagner d'une pyritisation sous la forme de cristaux cubiques (0,2mm).

Il peut parfois y avoir une légère stratification, essentiellement marquée par des accumulations argileuses ou des clastes plus ou moins abondants. Dans certaines lames, les clastes se présentent sous forme de lamines granocroissantes (Planche IV.7, photo D).

Ce microfaciès présente un pôle extrême, uniquement constitué de clastes et de crinoïdes entourés de ciment sparitique syntaxique.

Bibliographie:

- Origine des pelloïdes. Le terme pelloïde est un terme purement descriptif proposé par McKee & Gutschick (1969). Il s'agit d'un grain de la taille des sables (100-500µm), composé de carbonate microcristallin (Tucker & Wright, 1990). Différents processus ont été invoqués pour conduire à la formation de pelloïdes : (1) formation et micritisation des pellets fécaux (Flügel, 1982), l'origine fécale étant souvent considérée comme la plus fréquente (Tucker & Wright, 1990) ; (2) une micritisation intense des bioclastes (Bathurst, 1966; Peterhänsel, 2003a) ou des petits intraclastes (Tucker & Wright, 1990), l'état intermédiaire étant un « cortoïde » (Bathurst, 1966) ; (3) un démantèlement des laminations algaires (Bathurst, 1975) ; (4) une origine algaire directe (Wolf, 1965; Friedman et al., 1973) ; (5) une calcification de cyanobactéries (Sun & Wright, 1989) ; (6) une formation liée à l'activité microbienne (Chafetz, 1986; Sun & Wright, 1989) ; (7) l'action des fouisseurs (Flügel, 1982) ; (8) une origine chimique par cristallisation au niveau des petits sites de nucléation (Macintyre, 1985) et enfin ; (9) la destruction des paléosiphonocladales après un moulage interne de celles-ci (Peterhänsel & Pratt, 2001; Peterhänsel, 2003a).

- Origine des « cortoïdes » (Flügel, 1982). Ceux-ci sont définis comme des corpuscules à enveloppe micritique et sont également liés à une multitude de processus de formation : (1) la micritisation par l'intermédiaire de micro-organismes qui attaquent et perforent la surface des bioclastes et des autres particules et produisent des petites cavités qui sont remplies par de la micrite (bacteria precipitated) après la mort des organismes. Les organismes perforants sont les bactéries (?), les algues cyanophytes photosynthétiques, les algues eukariotes vertes et rouges et les champignons. Le processus complet de micritisation consiste en l'abrasion et l'arrondissement des particules et enfin, la formation de pelloïdes micritiques. Il semblerait que ce processus affecte préférentiellement les débris aragonitiques plutôt que les corpuscules calcitiques tels les échinodermes ; (2) la dissolution sélective due à la solubilité différente de l'aragonite et de la calcite Mg ; (3) la croissance d'algues filamenteuses calcifiées. Ce processus diffère du premier processus de micritisation car il s'agit d'un processus constructif et non destructif. Ils semblent cependant liés l'un et l'autre à une agitation faible.

Les « cortoïdes » ne semblent pas pouvoir être utilisés comme un indicateur de faciès (Flügel, 1982; Brett et al., 1993). Plusieurs auteurs ont relié l'apparition de « cortoïdes » à des profondeurs d'eau entre 15 et 20m mais cela est sujet à caution. En effet, les algues sont dépendantes de la lumière mais ce n'est pas le cas des champignons et de plus, de nombreuses algues se sont adaptées à des zones subphotiques. Enfin, les cortoïdes peuvent être transportés.

Interprétation

Le caractère grainstone à débris grossiers semble indiquer une sédimentation en environnement relativement agité ou sur une pente. La présence d'organismes issus d'un milieu ouvert (crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires entre autres), implique une position distale.

L'origine des pelloïdes peut être multiple. Dans ca cas ci, une origine fécale doit probablement être prise en compte pour leur formation. La position relativement distale de ce faciès semble exclure la possibilité que les pelloïdes soient liés à des tapis algaires ou à la dégradation de paléosiphonocladales (de plus, leur forme relativement irrégulière ne correspond pas à cette hypothèse ; Peterhänsel, 2003b). De même, le caractère grainstone peu bioturbé infirme l'idée d'une origine liée à la bioturbation. Certains clastes sont constitués de débris déjà cimentés (présence de clastes de grainstone à clastes). L'origine d'un certain nombre de pelloïdes pourrait être liée à la micritisation totale de corpuscules. Le caractère irrégulier des « coatings » (Planche IV.7) serait la conséquence de la micritisation des corpuscules par l'action des micro-organismes. Le fait que les crinoïdes soient intensément affectés alors qu'ils y sont théoriquement moins sensibles (Flügel, 1982) pourrait indiquer que le processus de « coating » se serait fait de manière très intense et qu'il aurait pu oblitérer le centre de corpuscules plus fragiles, conduisant à la formation de pelloïdes.

Ce microfaciès peut se rapprocher du SMF 4 (Wilson, 1975), bioclastic-lithoclastic packstone, caractéristique de la zone de pente ou de talus. Il se situerait sur la pente, à proximité des structures récifales, probablement dans ou juste sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Microfaciès PFS4. Floatstone à rudstone à débris de tabulés, stromatopores, crinoïdes et brachiopodes

Description

Il s'agit de floatstone à rudstone à débris de stromatopores dont la morphologie est, par fréquence décroissante : branchue, lamellaire, encroûtante et massive, accompagnés de tabulés branchus. La matrice est un packstone à crinoïdes, brachiopodes, ostracodes (à valves fines ou épaisses (*Leperditia*), auxquels s'ajoutent des *Sphaerocodium*, bryozoaires, trilobites, paléosiphonocladales, *Nanicella* et codiacées. Il peut également y avoir une proportion plus ou moins importante de pelloïdes ou de clastes similaires à ceux du faciès précédent. Il y a très peu de micrite.

Le classement est très faible, toutes les granulométries pouvant être présentes, de 0,1mm à plusieurs centimètres. Les corpuscules sont orientés dans toutes les directions ; ils peuvent être perpendiculaires au plan de stratification.

Le degré de conservation des corpuscules est extrêmement faible, tous étant fortement brisés. Les stromatopores et tabulés sont généralement nettement détériorés et leur structure interne semble également très altérée. Tout comme pour le faciès précédent, certains corpuscules peuvent présenter un enduit micritique.

Les encroûtements sont présents et ils sont essentiellement le fait de stromatopores qui n'encroûtent qu'une seule face du corpuscule. La dolomitisation peut être importante et il peut y avoir d'abondantes passées argileuses.

Bibliographie

Machel & Hunter (1994) définissent un microfaciès similaire, le faciès IIf, floatstone à packstone ou grainstone à crinoïdes et stromatoporoïdes, riche en débris provenant de la zone récifale. Ce faciès est caractéristique de la zone de fore-reef, à la limite de la zone d'action des vagues, avec une agitation et une turbulence intermittentes.

Interprétation

Ce microfaciès est très proche des microfaciès PFS2 et PFS3, packstones microbioclastiques à crinoïdes et/ou à pelloïdes, la différence majeure étant l'abondance d'organismes tels les rugueux, les stromatopores et les tabulés, souvent fortement brisés. Le faciès étant proche, l'interprétation de celui-ci s'en rapproche. Cependant, la présence des grands organismes (pluri-centimétriques) indique des apports plus importants de la zone « construite » ou une plus grande proximité de cette zone. On se situerait donc en zone de plate-forme externe, à proximité des bioconstructions, sous la zone d'action des vagues de beau temps.

3.1.2. Ceinture de faciès biostromaux

Le terme « biostrome » répond à différentes définitions selon les auteurs (Kershaw, 1994). Pour éviter les confusions, il semble utile de mentionner la définition utilisée dans ce travail. Le terme biostrome à été introduit par Cumings (1932) pour décrire des "purely bedded structures,... consisting of and built mainly by sedentary organisms, and not swelling into moundlike or lenslike form" (p334). Cette definition très large peut alors s'appliquer à toutes les accumulations organoclastiques quelles qu'elles soient. La definition proposée par Link (1950) est plus appropriée. Il définit les biostromes comme "accumulations of the same or similar sort of material as a "bioherm" or "reef", but the accumulations are in layers or strata which are no greater in vertical dimension than the contemporaneously deposited surrounding sediments" (p263). C'est la définition qui sera préférée ici et elle s'applique donc essentiellement aux accumulations de *Stachyodes,* stromatopores massifs, lamellaires et tabulaires ainsi qu'aux accumulations de *Disphyllum*. Compte tenu de leur caractère "non baffeler" (Pohler, 1998) et de la proximité géographique de ce faciès avec les faciès lagunaires, les floatstones ou rudstones à *Amphipora* ne seront pas considérés comme des biostromes.

Les biostromes sont donc dominés par des organismes de type constructeur, essentiellement des stromatoporoïdes mais également des rugueux et des tabulés. La morphologie dominante de ces organismes va permettre une subdivision en différents microfaciès.

Microfaciès PFS5. Biostrome à stromatopores lamellaires (Planche IV.8, Planche IV.9, Figure IV.5 et Figure IV.6)

Description

Il s'agit de calcaire à stromatopores généralement lamellaires ou encore tabulaires et exceptionnellement massifs ou anastomosés, pouvant être accompagnés de tabulés lamellaires, branchus et/ou massifs (*Alveolites*), de rugueux lamellaires, fasciculés (*Disphyllum*) et/ou massifs (*Hexagonaria*) et/ou solitaires. Ce microfaciès peut être divisé en différents pôles selon la texture, l'état de conservation des stromatoporoïdes lamellaires et la nature de la matrice. L'argile, les stromatopores lamellaires ainsi que les joints de pression-dissolution, très marqués, soulignent la stratification. Les mamelons astrorhizaux [2] sont relativement abondants, ce qui correspond bien à un apport d'argile pouvant être localement élevée.

- Premier pôle : Coverstone à stromatopores lamellaires et matrice boueuse

Les stromatopores sont épais de quelques millimètres à quelques centimètres et peuvent être accessoires (quelques pour-cent) ou former presque l'unique constituant de la roche. Ils développent des mamelons astrorhizaux, presque toujours orientés vers le haut et ils sont généralement en bon état. La matrice est gris clair et se présente comme une boue fine, riche en débris de petite taille (0,01 mm). Localement, elle peut montrer un aspect grumeleux (Planche IV.8, Photo D), voire franchement pelloïdique. Dans ce cas, les pelloïdes mesurent environ 0.01mm et sont souvent organisés en lamines (Planche IV.8, Photo A). Il peut également y avoir des encroûtements micritiques autour de certains organismes tels les brachiopodes (Planche IV.8, Photo B).

Les organismes les plus fréquents après les stromatopores lamellaires sont les brachiopodes, les tabulés (branchus et lamellaires), les ostracodes et les calcisphères. Ceux-ci sont accompagnés de crinoïdes, bryozoaires, stromatopores et tabulés branchus entiers ou parfois brisés, paléosiphonocladales, spicules d'éponges. Exceptionnellement, il peut y avoir des *Radiosphaeroporella* et des *Renalcis*.

L'état de conservation des organismes est généralement excellent, les brachiopodes et ostracodes présentant généralement leurs deux valves jointes (avec une structure géopète interne) et les calcisphères conservant parfois leurs épines. Ce microfaciès est parsemé de fenestrae de grande taille, souvent centimétriques, régulières et allongées, disposées sous les stromatopores lamellaires ou sous les brachiopodes. Ce sont les rares cavités observées dans le Frasnien de plate-forme belge qui peuvent montrer un ciment fibreux (Planche IV.8, photo C). Le classement est évidemment très faible, des organismes pluri-centimétriques (voire métriques) côtoyant des organismes infra-millimétriques comme les calcisphères et les pelloïdes.

[2] Les mamelons astrorhizaux sont des "digitations", qui auraient eu comme rôle principal d'orienter le développement de la colonie (Cornet, 1975). Ils sont toujours orientés verticalement, même sur une pente (Kershaw, 1998).

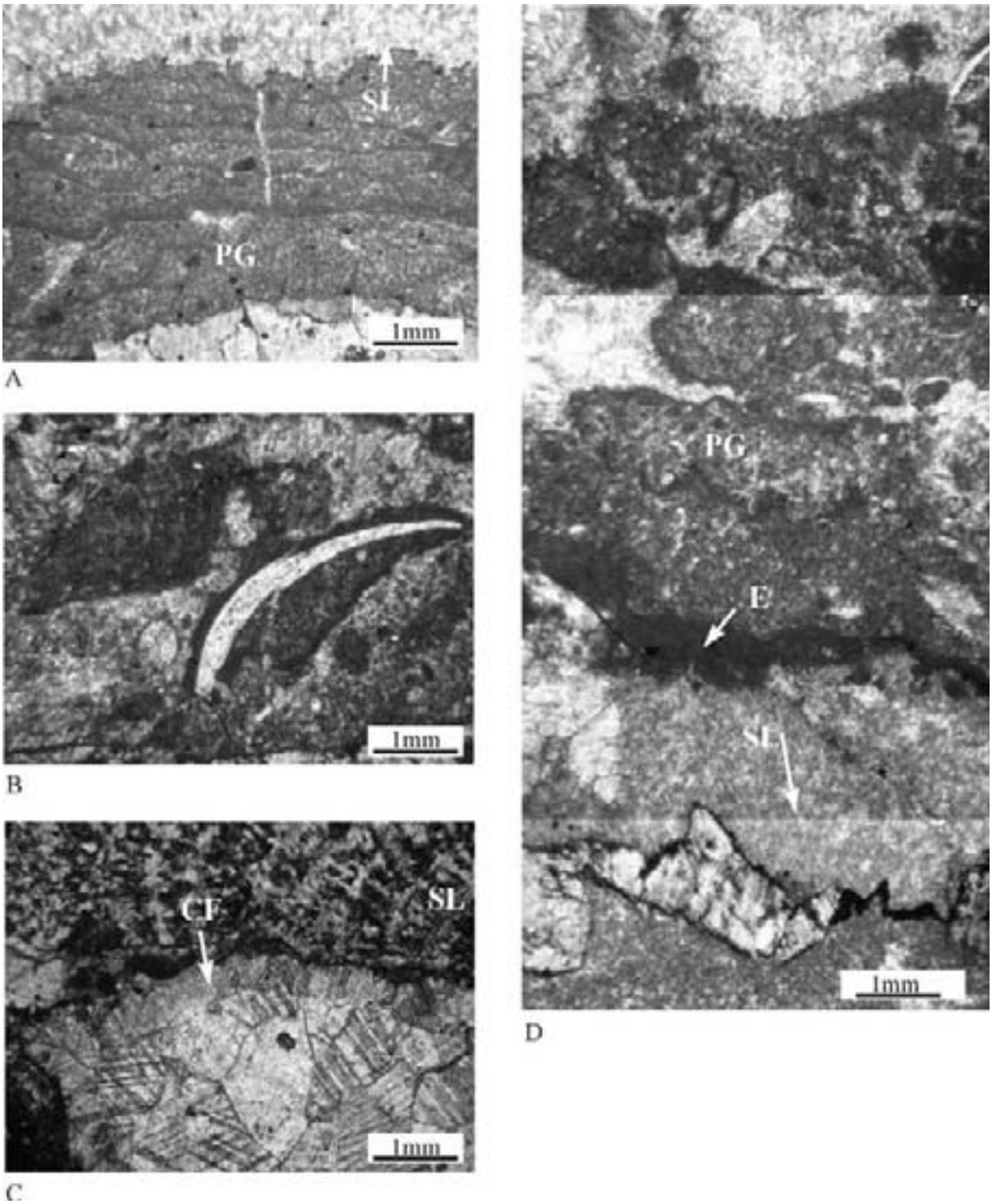


Planche IV.8: Microfaciès PFS5 à stromatopores lamellaires, photographiés au microscope en LT. A. Lamines à aspect grumeleux (PG) entre deux stromatoporoïdes lamellaires (SL), coupe de Tailfer, lame L42g. B. Encroûtement algaire (probablement des porostromates) autour d'un débris de brachiopode, coupe de Tailfer, lame L42c. C. Ciment fibreux (CF) au sein d'une cavité sous un stromatopore lamellaire (SL), coupe de Villers, lame V9d. D. Montage photographique d'un stromatopore lamellaire (SL) encroûté (E) et entouré de pelloïdes grumeleux (PG), Tailfer, lame L42h.

- Deuxième pôle : Floatstone à stromatopores lamellaires et débris récifaux

Les stromatopores lamellaires sont accompagnés d'autres organismes constructeurs, principalement des tabulés branchus (*Thamnopora*) et lamellaires. Les mamelons astrorhizaux peuvent être orientés aussi bien vers le haut que vers le bas (Figure IV.6). Les stromatopores lamellaires sont entiers ou sous forme de petits débris.

Entre les stromatopores et les tabulés, la matrice est un packstone extrêmement riche en petits débris récifaux (débris de stromatopores, tabulés branchus et rugueux), accompagnés de paléosiphonocladales, trilobites, bryozoaires, ostracodes, gastéropodes, *Nanicella, Labyrinthoconus,* crinoïdes, brachiopodes,....

Le classement est très faible et l'état de conservation est variable pour les organismes lamellaires et mauvais pour les crinoïdes, brachiopodes et gastéropodes. Il peut également y avoir des fenestrae (moins nombreuses cependant que dans le pôle précédent) qui sont associées aux stromatopores ou aux brachiopodes.

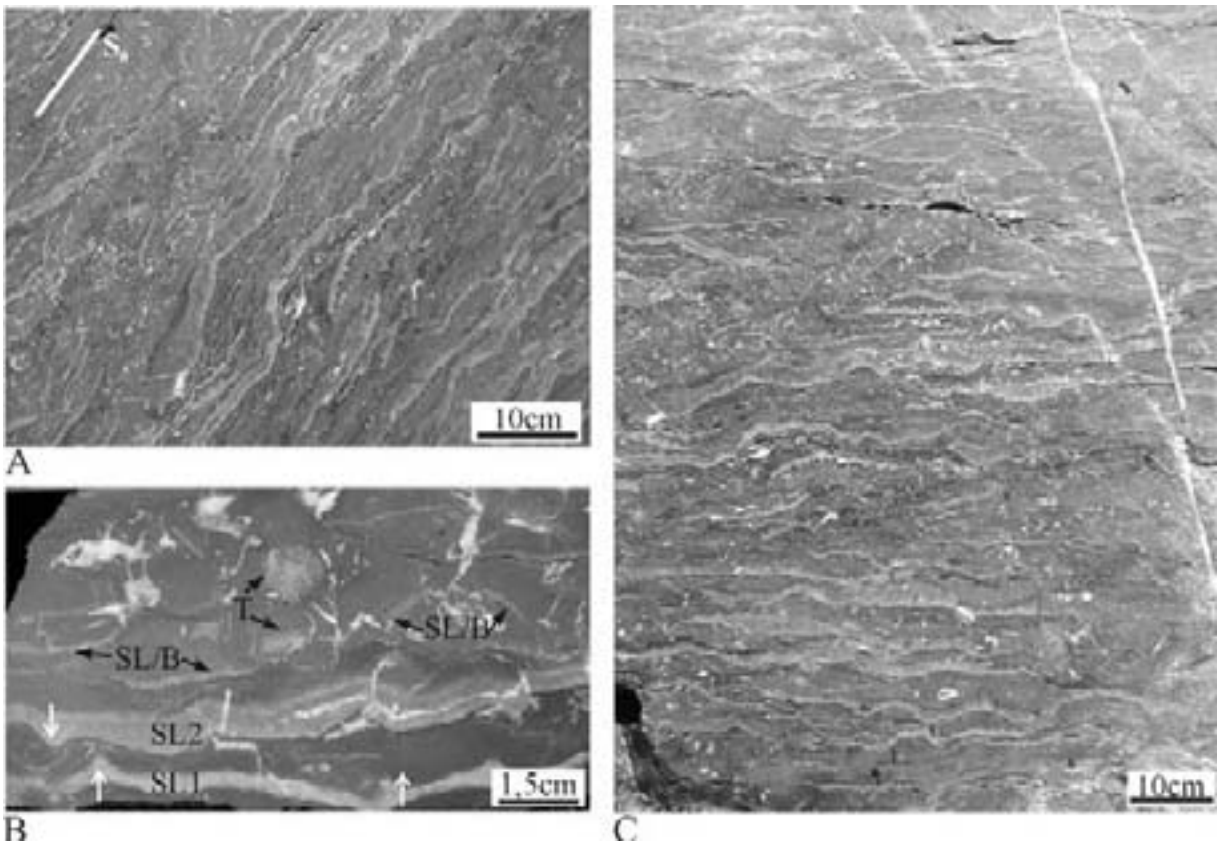


Planche IV.9: Microfaciès PF5 à stromatopores lamellaires, coupe de Tailfer banc 53. A. Photographie prise sur le terrain, la stratification n'est pas horizontale, elle est marquée par la droite blanche S_0. B. Scan d'échantillon, T53b, SL1 : stromatopore lamellaire dont les mamelons astrorhizaux pointent vers le haut, SL2 : mamelons pointant vers le bas (flèches blanches), SL/B : stromatopores lamellaires brisés, T : tabulés branchus. C. Photographie prise sur le terrain, coupe de Tailfer, banc 53.

- Troisième pôle : Rudstone à stromatopores lamellaires, crinoïdes et brachiopodes (Figure IV.5)

Il est composé de coverstone à stromatopores lamellaires et tabulaires accompagnés de stromatopores branchus, tabulés branchus et massifs, rugueux solitaires, fasciculés et massifs. Les stromatopores (10-20%) sont principalement lamellaires et tabulaires ; ils sont souvent brisés et développent généralement des mamelons astrorhizaux.

Ce pôle semble apparaître préférentiellement soit à la base des biostromes à stromatopores lamellaires où ils sont associés à une surface érosive (Figure IV.5), soit au sommet des biostromes. Il peut également apparaître dans des coupes où les biostromes à stromatopores lamellaires ne sont pas bien développés.

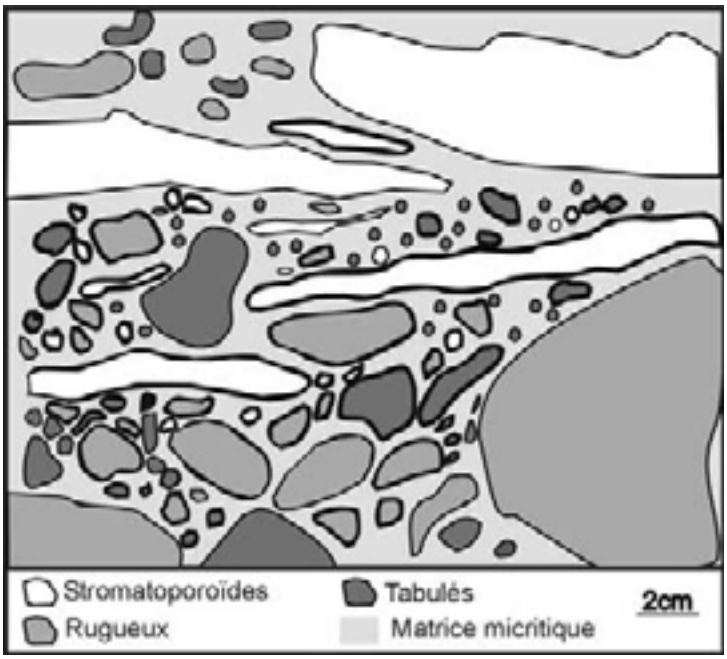


Figure IV.5: Microfaciès PF5, troisième pôle, rudstone à stromatopores et débris récifaux, coupe de Tailfer, schéma d'après affleurement sur la paroi sciée et nettoyée à l'acide, base du banc 53. On remarque l'abondance des débris de rugueux, tabulés et stromatopores. Leur nature fortement altérée ne permet plus d'identifier leur morphologie.

La matrice est un packstone riche à extrêmement riche en débris divers: crinoïdes et brachiopodes principalement, ainsi que bryozoaires, ostracodes, paléosiphonocladales, trilobites, gastéropodes,... L'argile peut être abondante et son accumulation, souvent sous forme de joints de pression-dissolution, souligne la stratification de même que les organismes lamellaires. Le classement global est généralement moyen à faible. L'état de conservation est mauvais mais il peut y avoir quelques organismes bien conservés (brachiopodes ou ostracodes aux valves non dissociées), ainsi que des accumulations locales de boue ; mais ce type de dépôt se fait toujours entre deux stromatopores lamellaires qui n'ont pas été remaniés et qui ont stabilisé le substrat.

Bibliographie

Cornet (1975, p74, partie 2) considère les stromatopores lamellaires comme un des fixateurs de sédiments fins les plus efficaces, dans les milieux protégés d'arrière-récif et de plate-forme. Les stromatopores lamellaires semblent s'installer à la faveur de ralentissements

de la sédimentation argileuse et préparer le terrain à des formes plus massives. Ils se rencontrent donc aussi bien dans les milieux peu profonds de plate-forme où ils peuvent constituer de véritables biostromes qu'au sein des complexes biohermaux. Dans les biostromes, les stromatopores lamellaires apparaissent fréquemment retournés, quoique peu fragmentés, ce qui semble indiquer que des conditions de haute énergie existaient dans ce milieu, au moins temporairement. En d'autres termes, ce ne serait pas ici le "manque de turbulence" qui limiterait le développement de la colonie en hauteur, mais bien la fréquence et l'importance des apports détritiques (Cornet, 1975).

Kershaw (1998) définit les stromatopores lamellaires comme des organismes de substrat calcaire stable à sédimentation faible et, d'après Pohler (1998), ils s'installent préférentiellement en faible profondeur d'eau, en arrière-récif ou en milieu infra-tidal profond. Les stromatopores lamellaires sont des espèces de milieux généralement protégés, où les apports sédimentaires sont faibles (Cornet, 1975; Kershaw, 1998). Si les apports sédimentaires augmentent, ils vont développer des mamelons astrorhizaux de plus en plus nombreux et saillants (sauf si l'envasement est brutal) (Cornet, 1975).

Interprétation

- Premier pôle. L'agitation doit être faible compte tenu de l'importance de la fraction boueuse, ainsi que de la conservation de la matrice grumeleuse à pelloïdique, de la faible quantité de débris, du bon état des stromatopores lamellaires, du fait qu'ils sont généralement bien orientés (mamelons orientés vers le haut) et conservés en place et, enfin, de ce que les brachiopodes et les ostracodes sont complets. Les mamelons astrorhizaux sont totalement absents ou au contraire fréquents selon le biostrome concerné, ce qui indique que les biostromes peuvent connaître des apports argileux différents et que ces apports, tant qu'ils ne sont pas trop élevés, affectent peu le faciès.

La nature grumeleuse de la matrice peut être liée à une origine microbienne (parallélisme avec le « Marbre gris » des monticules carbonatés du Bord sud du Synclinorium de Dinant, (Boulvain, 1993)), comme semblent l'indiquer les laminations au sein de ce sédiment, l'abondance des petites fenestrae (millimétriques) ainsi que le caractère localement encroûtant, qui est caractéristique des tapis organiques et non d'accumulations mécaniques (cf. microfaciès PFS13 à pelloïdes laminaires).

En résumé, ce microfaciès se formerait juste sous la ZAV, en environnement calme.

- Deuxième pôle. Les mamelons astrorhizaux des stromatopores se présentent aussi bien vers le haut, en position normale, que vers le bas, en position inverse, ce qui prouve que les stromatopores ont été retournés. La matrice grumeleuse à pelloïdique est absente ; elle pourrait avoir été démantelée prioritairement compte tenu de la nature particulièrement fragile de ses laminations. La matrice interstitielle est très riche en tabulés et en petits débris de crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires et stromatopores ; l'agitation doit donc être suffisante pour engendrer la formation de ces débris et/ou pour les amener. Cependant, le transport doit être très faible car, bien que les stromatopores lamellaires soient retournés, ils restent parfois relativement entiers et en bon état, ce qui indiquerait un remaniement sur place. Les

brachiopodes et les ostracodes montrent souvent leurs valves non dissociées. Toutes ces caractéristiques indiquent une agitation moyenne et épisodique.

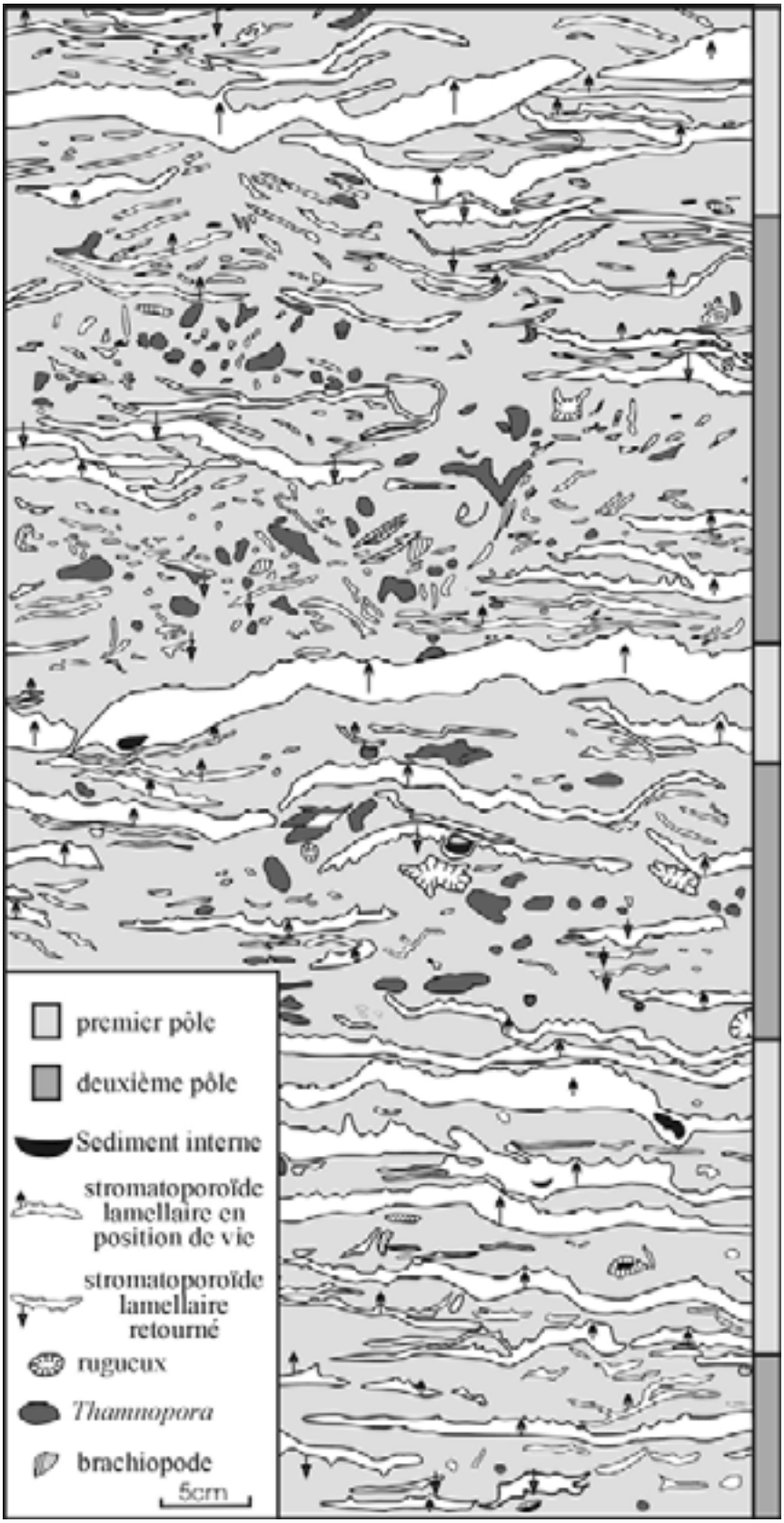


Figure IV.6: schéma d'une partie du banc 53 de la coupe de Tailfer, paroi sciée et nettoyée à l'acide

- Troisième pôle. La surface érosive à la base du microfaciès et le mauvais état de conservation indiquent un dépôt relativement brutal qui peut être dû à une tempête ou à un dépôt à proximité de la ZAV. Les divers organismes se présentent généralement sous la forme de débris, ce qui correspond à une agitation relativement importante, sans pour autant être très élevée, comme l'indique le fait que certaines zones sont restées protégées et que les stromatopores sont parfois entiers. L'argile semble bien présente au sein du sédiment, ce qui est compatible avec le développement de stromatopores tabulaires plus épais (en comparaison avec les microfaciès à stromatopores lamellaires précédents) ; en effet, selon Kershaw (1998), les stromatopores sont plus épais lorsque les apports sédimentaires sont plus intenses, ce qui peut être lié à une agitation intermittente. Les organismes associés sont principalement des constructeurs (tabulés et rugueux), des crinoïdes, des brachiopodes et des ostracodes, ce qui nous rapproche plus des faciès à « constructeurs » massifs. Il s'agit donc d'un microfaciès de base de biostrome à organismes lamellaires, déposé en milieu à agitation intermittente, proche de la ZAV.

Il semble qu'une gradation entre les trois pôles s'observe, la tendance étant le passage à des conditions de plus en plus agitées en évoluant du pôle 1 au pôle 3.

Les deux premiers pôles se succèdent alternativement sur la grande dalle de Tailfer et peuvent être étudiés précisément d'un point de vue macroscopique (Figure IV.6). On observe en effet des alternances de niveaux d'une vingtaine de centimètre, présentant alternativement:

- des stromatopores lamellaires exceptionnellement retournés, généralement entiers et accompagnées de peu d'autres corpuscules ou débris interstitiels. Il s'agit donc du pôle 1 riche en matrice fine, déposé en eaux calmes,

- des stromatopores lamellaires fréquemment retournés et entourés d'une myriade de petits débris de stromatopores lamellaires, de tabulés branchus ou de rugueux solitaires. Il s'agit donc du pôle 2 à microdébris, qui se serait déposé à la faveur d'un évènement de plus haute énergie, lorsque le sédiment est remanié par des vagues de plus grande amplitude. Cependant, cette agitation reste relativement faible, comme l'indiquent les stromatopores généralement brisés sur place et les gastéropodes et ostracodes montrant leurs deux valves.

Il s'agit donc du même type de dépôt, qui doit se trouver juste sous la ZAV, le pôle le plus boueux étant lié à la sédimentation "normale" et le pôle à petits débris se déposant à la faveur de tempêtes permettant le retournement des grands stromatopores lamellaires.

Le dernier pôle (3), riche en crinoïdes, apparaît à la base des biostromes, où il peut être interprété comme un microfaciès correspondant à la phase de colonisation (Walker & Alberstadt, 1975). Il se retrouve également en sommet de biostrome et semble correspondre dans ce cas à la phase de démantèlement.

Microfaciès PFS6. Biostrome à « constructeurs » massifs (Planche IV.10 et Figure IV. 7)

Description

Il s'agit d'un rudstone à floatstone à « constructeurs » massifs (jusqu'à 80% de la roche) tels les stromatopores, rugueux (*Hexagonaria*) ou tabulés (*Alveolites*), parfois accompagnés de rugueux fasciculés (*Disphyllum*) et/ou solitaires, de stromatopores dendroïdes (*Stachyodes* principalement) et de tabulés branchus (*Alveolites* et *Thamnopora*). Les stromatopores massifs (« high domical » de Kershaw, 1998) montrent des tailles variables souvent pluridécimétriques et peuvent être encroûtés par des stromatopores, des tabulés ou des algues.

Les corpuscules flottent généralement dans une dolomie secondaire en cristaux rhomboédriques beiges à bruns ou zonés, de 0,1 à 0,2mm, à faces nettes et droites. Seules quelques plages restées non dolomitisées montrent du microspar et certaines zones peuvent être riches en argile.

Les stromatopores massifs montrent souvent des joints de pression-dissolution au niveau de leur bordure, ce qui rend difficile l'identification de leur état d'altération. Cependant, il semblerait qu'ils puissent présenter presque tous les états d'altération possibles. En effet, ils peuvent être très bien conservés, voire exceptionnellement en position de vie (banc n°49 dans la carrière de Tailfer et observations réalisées dans la Grotte Saint-Anne de Tilff). Par ailleurs, ils sont souvent brisés de manière assez nette (arrêtes droites) et retournés dans tous les sens (Planche IV.10, photo F). Ils peuvent également être fortement érodés avec des bordures arrondies (Planche IV.10, photo E).

Les stromatopores massifs se présentent au sein d'un rudstone à packstone extrêmement riche en débris de crinoïdes, de brachiopodes, de bryozoaires, ainsi qu'en débris de grands organismes constructeurs (Planche IV.10, photos A à C), stromatoporoïdes dendroïdes, tabulés ou rugueux branchus (Figure IV. 7). Le classement est moyen, bimodal (organismes centimétriques à pluri-centimétriques et débris de 0,5mm à 1cm). Ni bioturbation ni fenestrae n'ont été observées. Ce microfaciès peut être riche en *Stachyodes* (Figure IV. 7). Il existe un continuum avec le microfaciès suivant PFS7.

Bibliographie

D'après Cornet (1975), les stromatopores massifs (il utilise le terme « globulaire ») se rencontrent sous des conditions variables mais toujours de faible turbidité ou de haute énergie, souvent en bordure de récif. Ils sont parfois isolés dans des milieux plus abrités où ils indiquent alors des conditions temporairement plus favorables. Cojan & Renard (1999) définissent ces formes massives comme caractéristiques d'environnements modérément agités (voir aussi Machel & Hunter, 1994) de crête récifale ; si l'énergie est moindre, ils sont associés à des organismes branchus résistants. Le taux d'accumulation sédimentaire doit être faible.

Machel & Hunter (1994) définissent un faciès similaire (IV/V, stromatoporoid-coral bindstones and rudstones).

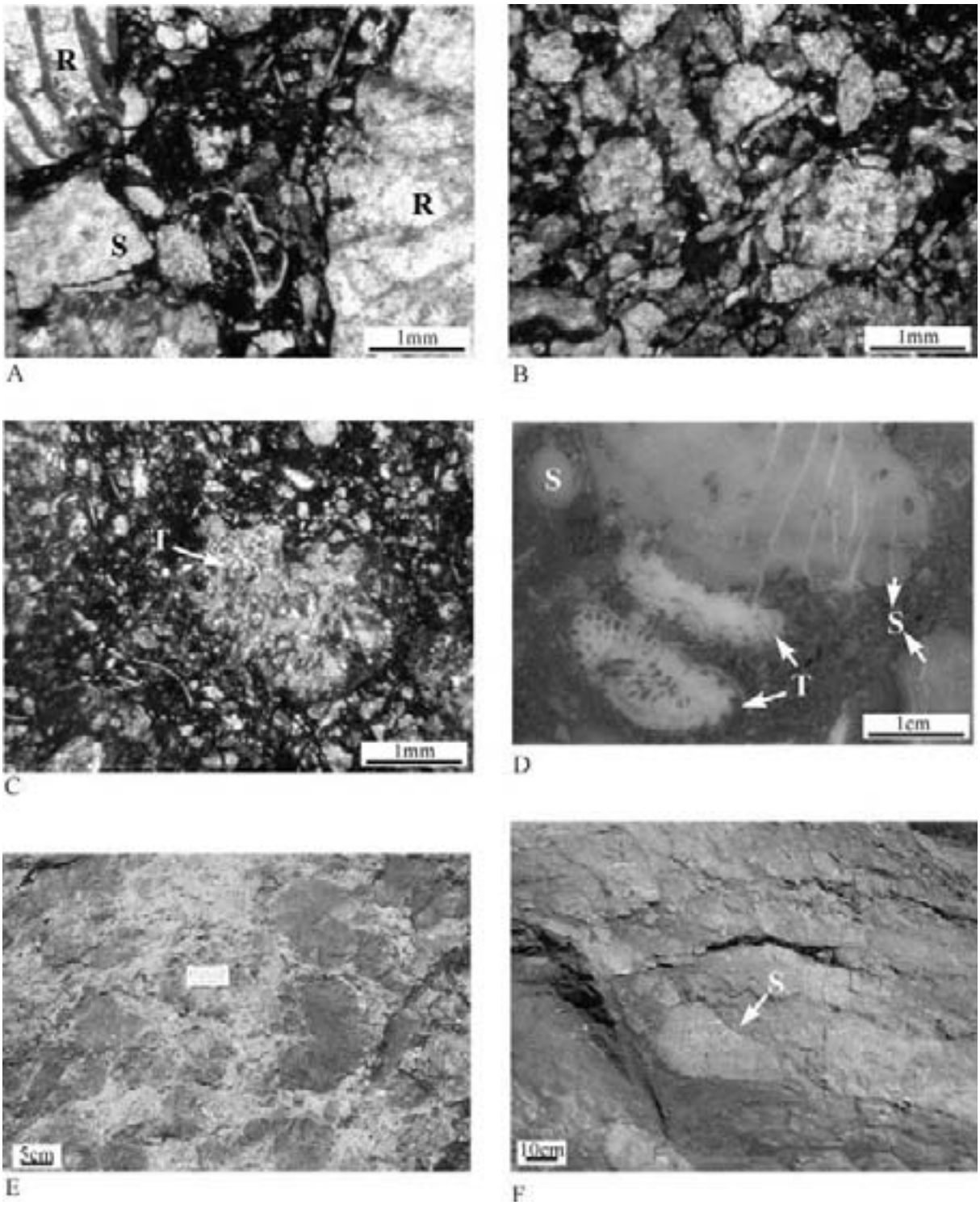


Planche IV.10 : Microfaciès PFS 6 à stromatopores massifs. A. Stromatopores (S) et rugueux massifs (R) dans un packstone à débris d'organismes récifaux essentiellement, Coupe de Colonster, C12b, LT. B. Débris de stromatopores, coupe de Colonster, C12b, LT. C. Tabulé branchu (T) avec débris de stromatopores et crinoïdes, coupe de Colonster, C12b, LT. D. Stromatopore massif (S) et tabulés branchus (T), dans un packstone à débris bioclastiques, coupe de Lustin, scan de lame mince, L24. E. Photo de stromatopores massifs fortement abrasés, coupe d'Aywaille, banc 71. F. Photo de stromatopores (S) présentant des bordures brisées relativement nettes, coupe de Tilff, banc 103.

Figure IV. 7: Microfaciès PFS6, schéma de la paroi sciée de la carrière de Tailfer, banc 49, partie inférieure, faciès à stromatopores massifs et branchus. Les stromatopores sont relativement brisés.

Interprétation

Les grands organismes sont généralement brisés et les débris sont souvent centimétriques, ce qui nécessite une énergie suffisante pour permettre leur mobilisation, probablement dans la ZAV. La morphologie massive des constructeurs semble également correspondre à une agitation moyenne (Cornet, 1975, Machel & Hunter, 1994, ...). Les organismes constructeurs sont brisés mais ne sont pas arrondis, ce qui indiquerait un transport faible, comme le sugère également le faible classement. Localement, l'aspect parfois arrondi des stromatopores brisés correspondrait à un transport plus élevé. Dans ce cas, la matrice montre souvent des caractéristiques de type lagunaire, ce qui impliquerait un transport plus marqué vers le lagon (peut être suite à l'action de tempêtes).

Les corpuscules accompagnant les organismes constructeurs (crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires) sont surtout caractéristiques de la zone externe. Certains bancs montrent un granoclassement et une surface basale érosive, ce qui est caractéristique des dépôts de tempête (Aigner, 1985).

Il s'agit donc de biostromes formés dans un milieu d'agitation modérée à forte, proche de la ZAV.

Microfaciès PFS7. Biostrome à *Stachyodes* (Planche IV.11)

Description

Il s'agit de floatstone à rudstone à stromatopores dendroïdes centimétriques (formant environ 20% et localement jusqu'à 80% du volume du sédiment), souvent encroûtés. Les *Stachyodes* peuvent être accompagnés (voire même parfois remplacés) par d'autres organismes constructeurs branchus comme des rugueux, des tabulés, des *Amphipora* ou des constructeurs massifs ou lamellaires. Entre les organismes constructeurs, la texture du sédiment est un packstone ou un wackestone et différents corpuscules s'y observent, tels des calcisphères (dont certaines ont conservé leurs épines), des paléosiphonocladales, des débris de stromatopores, des pelloïdes et des ostracodes, ainsi que de rares gastéropodes, spicules d'éponges, brachiopodes et foraminifères. Dans certains échantillons, les udotéacées peuvent être très abondantes et bien conservées (Planche IV.11, photo D). Il peut également y avoir localement des accumulations de corpuscules brisés, tels des crinoïdes et des brachiopodes. La texture est un floatstone ou un rudstone et, localement entre les constructeurs, on peut observer une texture packstone.

Les *Stachyodes* peuvent être encroûtés par des girvanelles, des codiacées, des *Keega* ou des stromatopores encroûtants. Les encroûtements ne sont généralement pas réguliers et sont plus développés sur un côté des corpuscules ; des débris d'encroûtement peuvent se retrouver disséminés dans la matrice.

Certaines zones montrent une sédimentation interne de pelloïdes classés et lités. On peut également observer une structure grumeleuse, parfois litée avec des pelloïdes très petits (0.01mm) et à bords diffus. Exceptionnellement on peut observer des *Stachyodes* dressés en position de vie et encroûtés (Planche IV.11, Photo F). Le classement est mauvais, les

Stachyodes plurimillimétriques côtoyant des débris de foraminifères et des calcisphères d'environ 0,2mm. L'état de conservation est variable. Il semble qu'il n'y ait pas de bioturbation.

Ici encore, on peut définir des pôles extrêmes entre lesquels existe un continuum :

- Pôle 1 : rudstone à packstone riche en argile et en débris de crinoïdes, de brachiopodes et de constructeurs. Ce faciès se rapproche plus du microfaciès à stromatopores massifs (PFS6) du point de vue textural mais les constructeurs massifs y sont peu représentés.

- Pôle 2 : boundstone avec de nombreux encroûtements au sein desquels la conservation des corpuscules est excellente, avec des *Stachyodes* centimétriques en position de vie. En effet, les *Stachyodes,* généralement couchés, peuvent se présenter verticalement lorsqu'ils sont encroûtés (Planche IV.11, photo F). Ce type de structure en place se présente en association avec la structure grumeleuse décrite ci-dessus. Au sein de ce pôle, les udotéacées (Planche IV.11, photo D) et les calcisphères sont particulièrement abondantes et bien conservées (présence des épines des calcisphères).

- Pôle 3 : wackestone à packstone riche en corpuscules tels des paléosiphonocladales, *Amphipora* et des ostracodes entiers, associés à des débris récifaux. L'état de conservation des *Stachyodes* est moyen. Ce pôle marque la transition avec la ceinture de faciès interne subtidale.

Bibliographie

D'après Cornet (1975), chez les stromatoporoïdes, les formes dendroïdes robustes centimétriques (de type *Stachyodes*) se rencontrent dans les milieux peu profonds, de haute énergie (fronts des récifs), associées à des formes massives auxquelles elles semblent s'ancrer. Elles se retrouvent également en milieu plus abrité (platier distal, back-reef), seules ou associées à de petites formes plus massives, généralement bulbeuses. D'après Machel & Hunter (1994), l'association *Stachyodes-Amphipora* est caractéristique des zones de milieu d'arrière-récif, contrairement aux *Stachyodes* seuls, caractéristiques des zones d'avant-récif ou de fronts de récifs. Wood (2000) reconnaît également que les *Stachyodes* peuvent former des accumulations denses en arrière-récif. D'après Cojan & Renard (1999), la turbulence doit être modérément élevée et le taux d'accumulation sédimentaire moyen.

D'après Cornet (1975), les formes encroûtantes se rencontrent dans les milieux argileux, liés à la profondeur ou à la protection, où ils constituent la première tentative colonisatrice des stromatopores. Dans les milieux plus profonds, ils encroûtent le plus souvent les organismes précédemment installés parce que mieux adaptés aux conditions plus calmes. Dans les milieux plus abrités d'arrière-récif ou de plate-forme, l'encroûtement apparaît autour de débris. Lorsque la forme de la colonie encroûtante est régulière, cela semble correspondre à des conditions plus ou moins variables et des encroûtements plus efficaces. D'après Machel & Hunter (1994), les formes encroûtantes sont caractéristiques des milieux de très haute énergie.

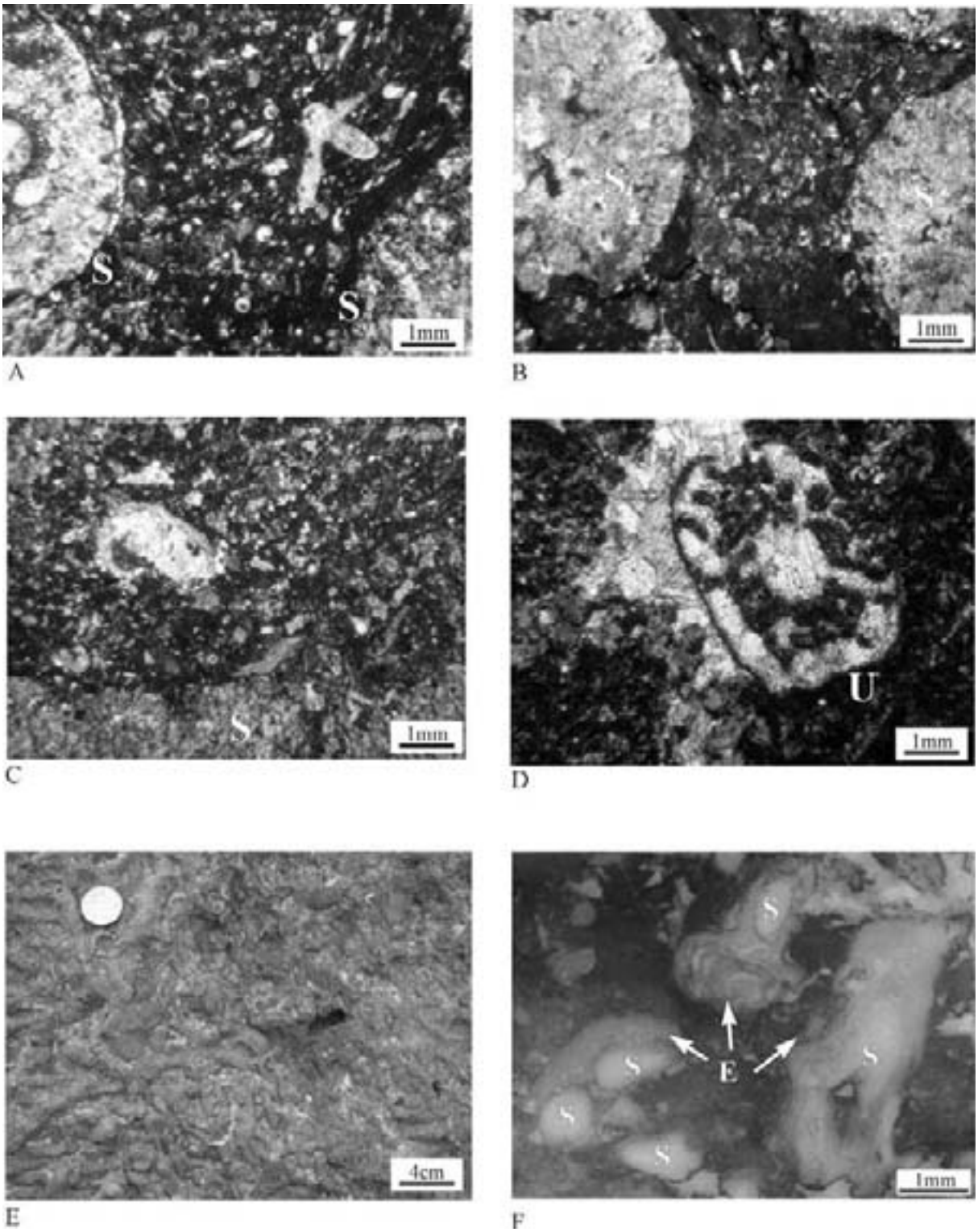


Planche IV.11 : Microfaciès PFS7 à stromatopores dendroïdes centimétriques (essentiellement des *Stachyodes*) A, B et C, *Stachyodes* (S) dans un packstone à débris de corpuscules d'origine récifale et de paléosiphonocladales. Photographies en LT, (A) coupe de Tailfer, L46b, (B) coupe d'Aywaille, A60E et (C) coupe de Neuville, Nv20b. D. Udotéacées (U) bien conservées, coupe de Tailfer, L15c, LT. E. Rudstone à rugueux et stromatopores dendroïdes, coupe de Prayon. F. Floatstone à boundstone à *Stachyodes* (S) dressés et stromatopores encroûtants (E), coupe de Tailfer, scan de lame mince L13.

D'après May (1992) les udotéacées actuelles sont caractéristiques des eaux tropicales, leur profondeur maximale étant de 120m, mais elles sont plus fréquentes au-dessus de 50m. Les Udotéacées du Givetien (Mamet & Préat, 1986) (p440-441), « ne s'observent jamais in situ, mais toujours sous forme de grains remaniés, plus ou moins micritisés (....) ; leur rôle dans la sédimentation se limite donc à la production de bioclastes provenant du démantèlement de prairies ou de buttes en milieu péri-récifal ». « Elles sont associées aux faciès péri-récifaux, de moyenne à haute énergie, riches en coraux, stromatopores, bryozoaires et échinodermes ». Dans son étude des algues paléozoïques, Roux (1985) situe les udotéacées en milieu de mer ouverte, lagons et fronts récifaux à des profondeurs inférieures à 10m.

Machel & Hunter (1994) définissent un microfaciès similaire (IVb, *Stachyodes* rudstons, bafflestones and floatstones), déposé en eau modérément agitée, en zone d'arrière-récif, juste derrière la crête récifale.

Interprétation

Les *Stachyodes* sont donc habituellement observés dans des sédiments interprétés comme déposés en zones peu profondes, où l'énergie est modérément élevée et le taux sédimentaire moyen (Cornet, 1975; James, 1983; Machel & Hunter, 1994; Wood, 2000).

- Le premier pôle correspondrait à la transition entre le microfaciès à *Stachyodes* du pôle 2 et le faciès à stromatopores massifs (PFS6). L'état de conservation plus faible correspond à une plus forte influence des vagues. La présence de crinoïdes et de brachiopodes marque l'influence ouverte plus élevée.

- Le deuxième pôle est riche en udotéacées et d'après May (1992) et Roux (1985), la présence de celles-ci serait liée à des milieux de mer ouverte, lagons et fronts récifaux à des profondeurs inférieures à 10m. La conservation des épines des calcisphères, le bon état des *Stachyodes* et des corpuscules en général, les structures localement en place et la conservation d'une structure grumeleuse à pelloïdique sont la conséquence d'une agitation très faible. La nature grumeleuse de la matrice est probablement liée à une origine cryptalgaire (voir faciès à stromatopores lamellaires (PFS5), pôle 1). Les encroûtements sont fréquents et plus développés d'un côté, ce qui témoigne aussi d'une agitation faible. L'abondance des udotéacées et leur bon état de conservation indiquent également une profondeur et une agitation faibles. Ce pôle qui montre des structures en place correspondrait à un faciès construit, non remanié, où croissent préférentiellement les *Stachyodes* en milieu relativement protégé en arrière du récif.

- Le troisième pôle à aspect lagunaire correspondrait à l'exportation de *Stachyodes* des biostromes vers le lagon (« coulées » bioclastiques), c'est-à-dire, à un domaine de transition entre la ceinture biostromale et la ceinture interne subtidale.

Un continuum apparaît entre les trois pôles, ainsi qu'une gradation des conditions environnementales. En effet, le passage du pôle 1 au pôle 3 marque le passage de caractères récifaux agités avec remaniements (pôle 1) ou en place (pôle 2) à la zone lagunaire (pôle 3). L'agitation diminue du pôle 1 au pôle 3 et le caractère restreint augmente.

3.1.3. Ceinture de faciès internes subtidaux

Microfaciès PFS8 : Floatstone à *Amphipora* (Planche IV.12)

Description

Il s'agit d'un wackestone, packstone, floatstone ou rudstone à *Amphipora* (généralement une vingtaine de pour-cent, jusqu'à 80% en volume dans le cas des rudstones) et tabulés branchus, pouvant être accompagnés principalement de rugueux solitaires, de stromatopores nodulaires (cm) et de paléosiphonocladales. Il peut également y avoir des ostracodes, calcisphères, foraminifères, pelloïdes, gastéropodes, girvanelles, udotéacées, *Vermiporella* et brachiopodes. Le classement est généralement très mauvais, sauf dans le cas des rudstones surcompactés. Il peut également y avoir des accumulations argileuses.

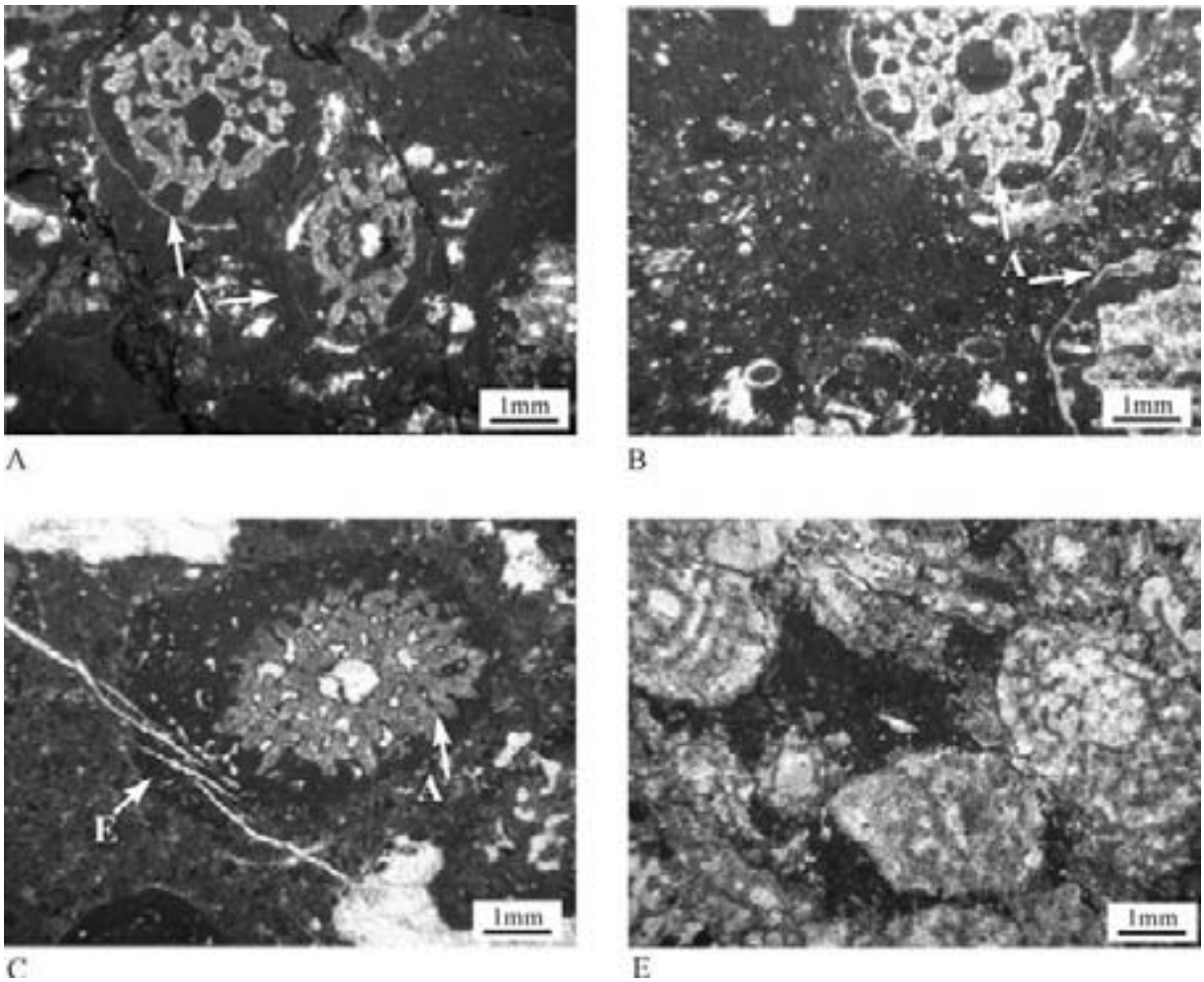


Planche IV.12: microfaciès PFS 8 à *Amphipora* (A). A. et B. Floatstone à *Amphipora* (A), matrice micritique riche en paléosiphonocladales. A. Coupe de Neuville, Nv88 ; B. Coupe de Villers, V95c. LT C. *Amphipora* (A) encroûté (E), coupe de Tailfer, L31b, LT. E. Rudstone surcompacté à *Amphipora*, coupe de Neuville, Nv 23, LT.

L'état de conservation des corpuscules est relativement bon, les *Amphipora* sont toujours entiers et couchés, seuls les brachiopodes et les gastéropodes sont en général brisés et

les petits débris (0,1mm) non identifiables sont fréquents. Le classement est mauvais ; en effet, il y a deux populations de taille, celle des grands organismes (stromatopores, tabulés,...) centimétriques et celle des petits organismes qui mesurent entre 0,05 et 0,5 mm. Il y a généralement une calcite sparitique ou de la dolomie baroque au sein des cavités internes des *Amphipora* et il peut aussi y avoir des structures géopètes.

Les *Amphipora* peuvent montrer des encroûtements millimétriques, principalement par des girvanelles, des *Keega* ou des porostromates ainsi que par des stromatopores encroûtants. Les encroûtements ne sont pas réguliers et se présentent généralement plus développés sur un côté.

Ce microfaciès est très proche du microfaciès à paléosiphonocladales, la seule différence étant la présence d' *Amphipora*. Ce microfaciès peut également se rapprocher du microfaciès à pelloïdes.

Bibliographie

D'après Cornet (1975), les *Amphipora* sont caractéristiques de milieux peu profonds, calmes, de lagon et de plate-forme. Ces formes semblent les mieux adaptées aux milieux confinés où règnent des conditions extrêmes de turbidité et/ou de salinité. Elles se rencontrent fréquemment au sein des biostromes, sous forme d'accumulations de débris couchés dans une matrice peu abondante ou un ciment sparitique, ce qui peut être dû à deux causes principales : soit les débris accumulés sur place sont enrobés dans des algues protectrices remplacées ultérieurement par de la sparite ; soit les débris sont fauchés et accumulés en vrac quasi sur place (tempête), la densité de leur accumulation empêchant l'infiltration de la matrice.

Polher (1998) situe les *Amphipora* en milieu très peu profond, lagunaire, hypersalin, turbide et Machel & Hunter (1994) les présentent comme associés à des calcisphères et des *Parathuraminaceae*, caractéristiques des systèmes d'arrière-récif. Ils seraient liés à une augmentation de la teneur en argile conduisant à une diminution de la luminosité et ainsi de l'oxygénation. D'après Cojan & Renard (1999), les espèces branchues délicates sont caractéristiques d'énergie faible et d'une vitesse de sédimentation élevée.

Fischbuch (1968) (cité dans Pohler, 1998) les définis comme « non-baffler » car ils s'observent toujours couchés. Il les définit également comme liés à des milieux d'arrière-récif.

Machel & Hunter (1994) définissent un microfaciès à *Amphipora,* le microfaciès IIIb (*Amphipora* floatstone and grainstone) qui se dépose sous la base de la zone d'action des vagues, dans la partie la plus profonde du lagon, dans des conditions d'agitation faible.

Interprétation

Les *Amphipora* sont donc décrits abondamment dans la littérature comme des espèces vivant en milieu peu profond, calme, de lagon, généralement hypersalin et turbide (Cornet, 1975; James, 1983; Pohler, 1998). Les autres corpuscules présents sont essentiellement

caractéristiques d'environnements restreints (calcisphères, paléosiphonocladales, ostracodes, foraminifères,..).

L'importance de la fraction boueuse ainsi que la bonne conservation des corpuscules indiquent une agitation faible. L'abondance de l'argile et des bioclastes de la granulométrie des silts confirme une agitation faible (sous la ZAV). De même, les encroûtements affectent généralement une seule face des *Amphipora*, indiquant que ceux-ci n'ont pas été retournés. Cependant, la présence locale de passées de grainstone à pelloïdes et de nombreux débris prouve une agitation occasionnellement plus importante (dans la zone d'action des vagues de tempête). Ce faciès est très proche du microfaciès à paléosiphonocladales. La présence fréquente d'organismes d'origine probablement récifale (*Stachyodes* et stromatoporoïdes bulbeux) indiquerait la proximité de ce microfaciès par rapport à la zone biostromale.

En résumé, ce microfaciès est caractéristique de la zone interne de la plate-forme sub-tidale, en milieu à faible circulation, en zone protégée, à proximité des biostromes.

Microfaciès PFS9. Packstone à wackestone à paléosiphonocladales (Planche IV.13)

Description

Il s'agit d'un microfaciès où les paléosiphonocladales sont majoritaires, accompagnées de débris, de stromatopores branchus (*Amphipora* surtout), d'umbelles, d'ostracodes, de gastéropodes, de foraminifères, d'algues filamenteuses, de clastes et de pelloïdes, de *Vermiporella*, de *Sphaerocodium* et de *Bisphaera*, ainsi que d'une fraction peu abondante composée de crinoïdes, bryozoaires, tentaculites et brachiopodes. Il peut également y avoir des débris de constructeurs, tels des stromatoporoïdes dendroïdes ou bulbeux, ainsi que des tabulés ou des rugueux.

L'état de conservation est moyen à bon, les paléosiphonocladales (principalement des *Kamaena* et issinelles ainsi que quelques *Proninella*) sont généralement bien conservées, les ostracodes montrent généralement leurs deux valves accolées ; cependant, les crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires sont fortement brisés et les petits débris (0,1mm, silts grossiers) non identifiables sont très fréquents.

Les bioturbations sont nombreuses (millimétriques) ; elles sont souvent verticales, remplies de sparite ou de pelloïdes et d'une micrite lâche. Certaines lames peuvent contenir des passées très riches en argiles et en débris de toutes sortes.

Ce microfaciès se répartit généralement en trois pôles, tous les intermédiaires étant possibles.

- Le premier pôle est un packstone surcompacté, extrêmement riche en paléosiphonocladales (jusqu'à 70%, principalement des *Kamaena*) et en débris (0,05mm), la matrice micritique étant presque absente. L'état de conservation est mauvais et le classement est généralement excellent (0,1-0,2mm). Ce microfaciès, souvent argileux, peut montrer une lamination soulignée par des passées plus pauvres ou beaucoup plus riches en corpuscules, des accumulations d'argile ou un alignement des *Kamaena*.

- Le deuxième pôle est un packstone à grainstone riche en pelloïdes. Le classement est relativement bon. Les pelloïdes, les débris et les paléosiphonocladales mesurent environ 0,1-0,2mm, mais il peut également y avoir quelques clastes (jusqu'à 1mm), des *Amphipora* et des paléosiphonocladales entières (0,5mm) qui peuvent altérer le classement. Ce pôle montre un continuum avec le faciès à pelloïdes non lités.

- Le troisième pôle est un wackestone à paléosiphonocladales bien conservées (environ 10% ; principalement des *Kamaena* ainsi que des issinelles et, en quantité moindre, des proninelles). Le classement est moyen à mauvais et c'est un faciès inhomogène en ce qui concerne la distribution des corpuscules et de la boue, souvent bioturbée ou incluant des fenestrae. Ce pôle montre un continuum avec le faciès mudstone.

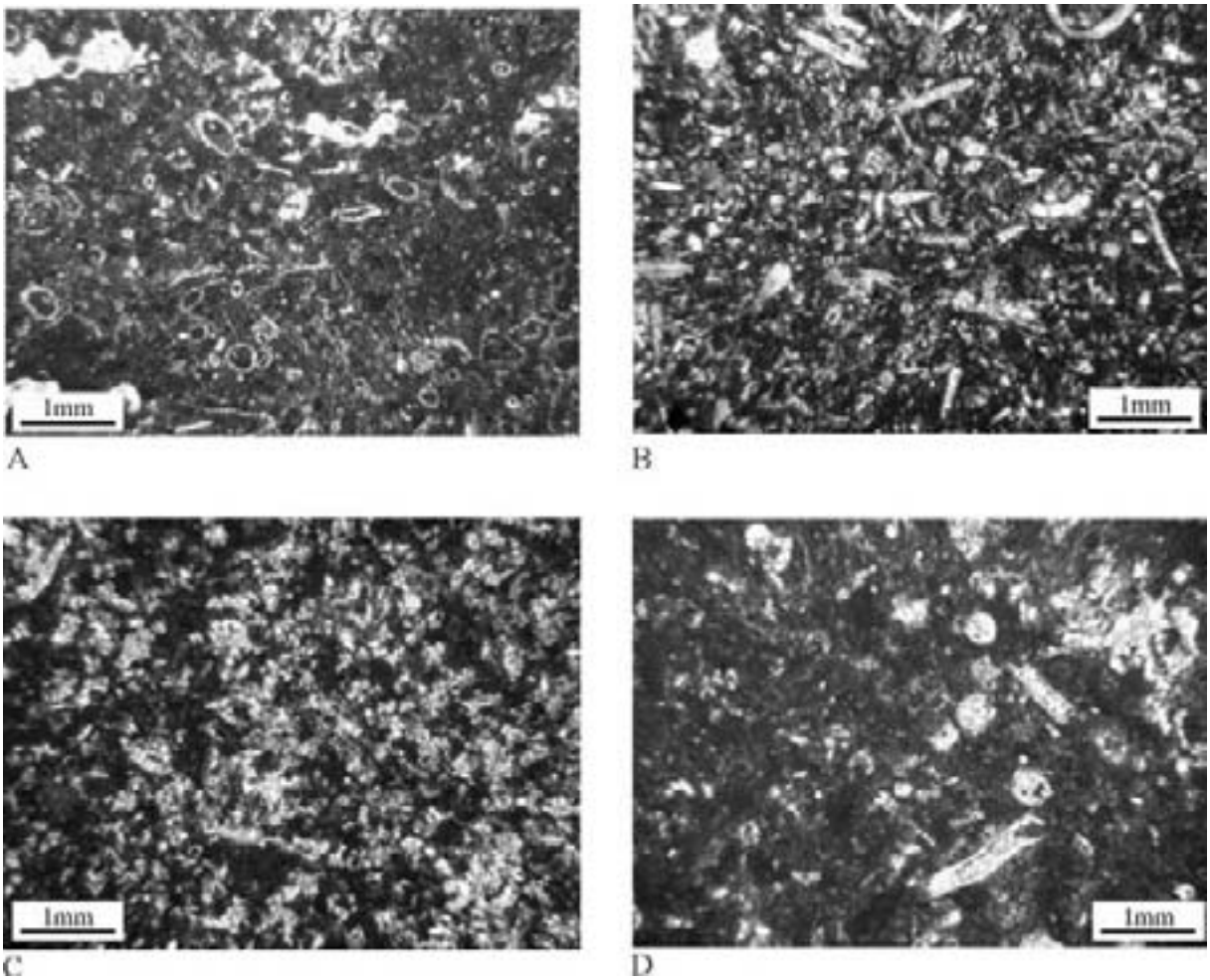


Planche IV.13 : Microfaciès PFS 9 à paléosiphonocladales en LT. A. Packstone à paléosiphonocladales, essentiellement des issinelles, coupe de Tailfer, lame mince L54c. B. Packstone à paléosiphonocladales (premier pôle), avec de nombreuses *Kamaena*, coupe de Tailfer, lame mince L136. C. Packstone à paléosiphonocladales fortement brisées et pelloïdes (deuxième pôle), coupe de Tailfer, lame mince L45b. D. Wackestone à *Kamaena* (troisième pôle), coupe de Villers-le-Gambon, lame mince V123.

Bibliographie

Les paléosiphonocladales sont des algues vertes calcaires, probablement de la famille des dasycladales (Mamet & Préat, 1986). D'après Roux (1985), les paléosiphonocladales sont relativement cosmopolites dans l'hémisphère Nord, du Givetien au Viséen. D'après Mamet & Préat (1992), elles sont ubiquistes en milieu peu profond au sein du Dévonien moyen de Belgique. Ils signalent également qu'en milieu semi-restreint, les paléosiphonocladales peuvent constituer l'élément principal de packstones provenant du démantèlement de bafflestones. Préat & Kasimi (1995) mettent en évidence leur capacité à agir comme organismes piégeurs (« baffler ») de sédiment et les situent en milieu marin franc à agitation modérée. Les dasycladales récentes (Flügel, 1982) s'observent en milieu habituellement marin normal, tropical à subtropical, sous la zone tidale, jusqu'à environ 30m de profondeur (max 90m), principalement entre 3 et 5m, dans un milieu d'énergie faible : lagons ou reef flat protégés.

Interprétation

La faune qui caractérise ce faciès est majoritairement caractéristique d'un environnement restreint (umbelles, gastéropodes, *Amphipora*, pelloïdes), ce qui situe ce type de dépôt dans la zone lagunaire.

- Premier pôle de type packstone. L'abondance des paléosiphonocladales et leur accumulation en relativement bon état indiquent le démantèlement sur place de bafflestones à paléosiphonocladales. L'abondance de micrite et d'argile ainsi que le faible démantèlement des paléosiphonocladales seraient liés à une sédimentation calme, en environnement protégé. La présence fréquente de débris d'organismes constructeurs (stromatopores, rugueux, tabulés branchus) ainsi que de corpuscules tels des crinoïdes et des brachiopodes fortement brisés indique des arrivées épisodiques externes au lagon, provenant soit des biostromes, soit de la zone la plus externe.

- Deuxième pôle riche en pelloïdes. Ce faciès présente souvent une texture packstone avec de la boue infiltrée entre les pelloïdes, ce qui correspond à une agitation relativement faible, sous la ZAV. Cependant, l'occurrence occasionnelle de niveaux de grainstone indiquerait une action possible des vagues de tempêtes. Il existe un continuum entre ce pôle et le faciès packstone à grainstone à pelloïdes (PFS10) ; les deux faciès doivent donc être voisins.

- Troisième pôle, de type wackestone. La présence de micrite localement relativement abondante, ainsi que le faible démantèlement des paléosiphonocladales et le bon état des corpuscules (ostracodes à deux valves) indiquent une sédimentation relativement calme, sous la zone d'action des vagues. Il existe un continuum avec le faciès mudstone (PFS12) ; ils doivent probablement être voisins.

Le pôle packstone serait le pôle caractéristique des bafflestone à paléosiphonocladales en zone lagunaire calme, proche des faciès à *Amphipora* (PFS8). Le pôle wackestone marque la transition avec le faciès mudstone et le pôle à pelloïdes avec le faciès à pelloïdes. C'est donc un faciès caractéristique de la zone interne subtidale, lagunaire, calme et affectée épisodiquement par les vagues de tempête.

Microfaciès PFS10. Packstone à grainstone à pelloïdes

Description

Il s'agit d'un microfaciès dominé par une texture de type packstone ou grainstone (à ciment sparitique ou syntaxique autour des paléosiphonocladales) à pelloïdes. La texture peut varier fortement au sein d'une même lame mince, depuis des mudstones, wackestones, packstones jusqu'à des grainstones. La présence de texture grainstone est parfois liée à des bioturbations. Il peut localement y avoir des traces de litage soulignées par des alternances de textures mais le litage est généralement masqué par les bioturbations.

Les pelloïdes présentent une bordure nette ; ils mesurent entre 0,1 et 0,5mm et sont souvent relativement bien arrondis et de sphéricité élevée. Quelques lames montrent des pelloïdes très diffus et localement on peut également observer des tubules algaires (*Girvanella*, porostromates…). Au sein de ce faciès, la proportion de pelloïdes peut varier fortement. En effet, certaines lames sont presque uniquement constituées de pelloïdes (80-90%), avec quelques rares autres corpuscules, alors que d'autres lames montrent une quantité de pelloïdes bien moindre (20-30%), avec soit des passées plus importantes de mudstone, soit une proportion plus importante d'autres corpuscules. Tous les intermédiaires sont évidemment possibles.

Les corpuscules qui accompagnent les pelloïdes sont principalement des paléosiphonocladales (ou des petits débris de stromatopores qui présentent une paroi rosée similaire et qui sont alors difficiles à distinguer des paléosiphonocladales), des ostracodes et des calcisphères qui peuvent être disposés régulièrement dans la lame ou qui sont concentrés en niveaux. Il peut également y avoir des foraminifères (*Nanicella,,…*), gastéropodes, *Amphipora*, umbelles et débris de brachiopodes ou de crinoïdes.

Le classement est généralement bon, principalement au sein des grainstones. L'état de conservation des corpuscules est variable : les paléosiphonocladales peuvent être en bon état ou brisées, les ostracodes peuvent parfois montrer leurs deux valves associées ; les gastéropodes, brachiopodes et crinoïdes sont souvent brisés ; les *Amphipora* sont en bon état.

Ce faciès montre souvent des fenestrae irrégulières (0,2mm), dont la forme est liée à celle des pelloïdes et qui peuvent présenter des structures géopètes avec, d'une part, un remplissage micritique lâche et, d'autre part, de la sparite.

Les bioturbations sont horizontales ou verticales, centimétriques à pluri-centimétriques. Elles sont généralement comblées de sparite, de dolomie, de grainstone à pelloïdes ou d'une micrite lâche. La bordure de ces bioturbations peut être soit nette, soit diffuse.

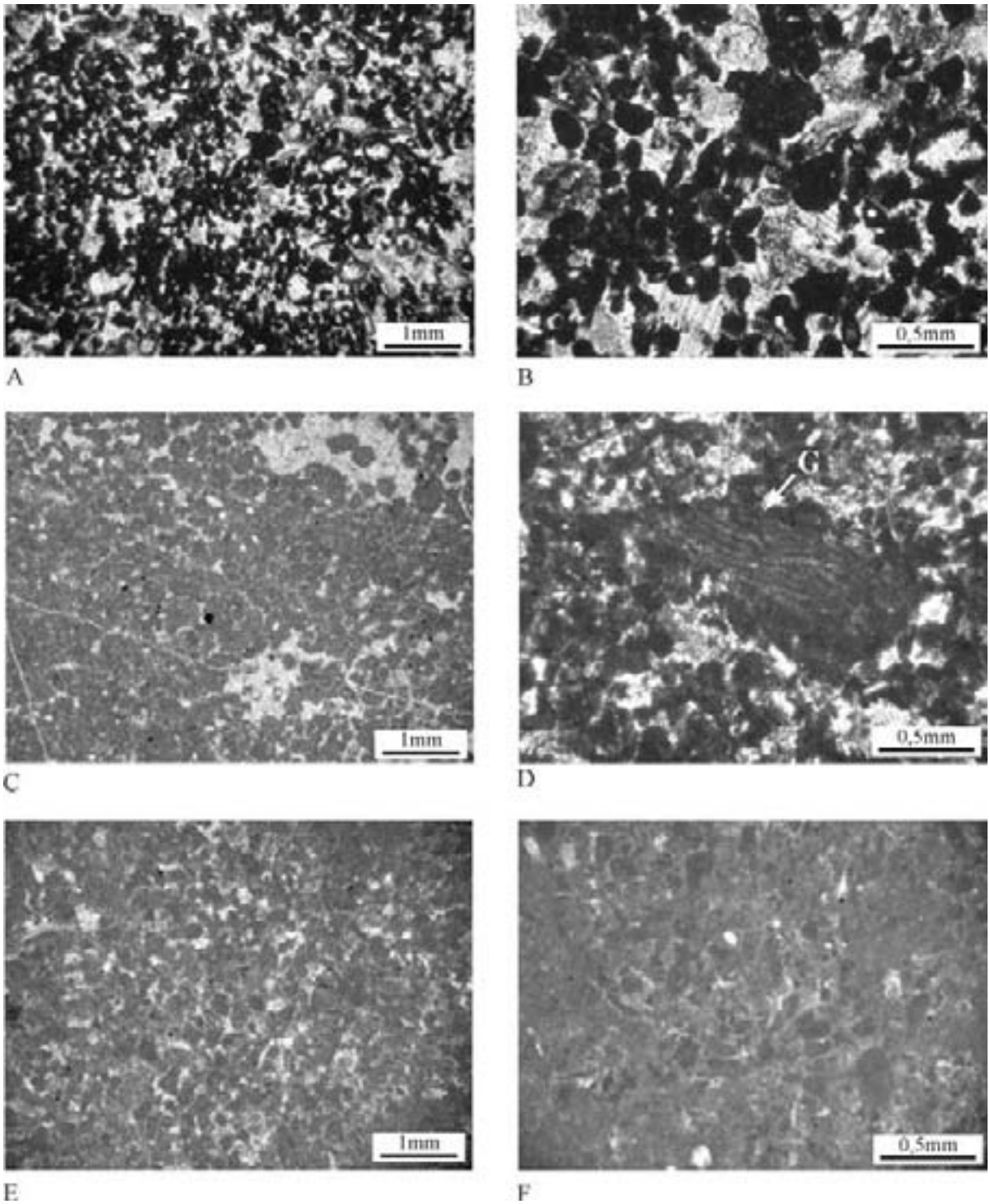


Planche IV.14 : Microfaciès PFS10 à pelloïdes en LT. A. et B. Grainstone à pelloïdes et débris de paléosiphonocladales dispersés, coupe d'Aywaille, A157b. C. grainstone à pelloïdes uniquement et fenestrae, coupe de Neuville, Nv35b. D. Claste à *Girvanella* (G) au sein des pelloïdes, coupe d'Aywaille A111b. E. et F. grainstone à pakstone à pelloïdes, infiltration de micrite plus abondante, coupe de Tailfer, Lu97 et Lu82.

Bibliographie

L'origine des pelloïdes a été discutée dans le paragraphe « bibliographie » du microfaciès 3, (grainstone à clastes et microbioclastes). Pour rappel, il peut s'agir de (1) la formation et la micritisation de pellets fécaux, (2) une micritisation intense des bioclastes, (3) un démantèlement de tapis algaires, (4) une origine algaire directe, (5) une calcification de cyanobactéries, (6) un produit de l'activité microbienne, (7) l'action des bioturbations, (8) une origine chimique par cristallisation au niveau des petits sites de nucléation, (9) la destruction des paléosiphonocladales et le moulage interne de celles-ci.

Ce microfaciès se rapproche du SMF-16 (Wilson, 1975), « grainstone with pellets », dans lequel des pelloïdes d'origine probablement fécale sont mélangés sur place avec des ostracodes et des foraminifères. Ce microfaciès est interprété comme originaire de zones très chaudes, de faible profondeur d'eau avec une circulation faible.

Interprétation

Le caractère majeur de ce microfaciès semble être sa nature inhomogène, qui peut être le résultat soit d'une bioturbation intense, soit de conditions hydrodynamiques faibles ne permettant pas un classement.

Les corpuscules sont essentiellement typiques d'une plate-forme interne à caractère restreint (paléosiphonocladales, calcisphères, *Amphipora*).

Les pelloïdes présentent une bordure qui peut être régulière ou diffuse. Contrairement au faciès à clastes (microfaciès PFS 3), le « coating » ne semble pas être un processus important conduisant à la formation de pelloïdes comme l'indique l'absence de corpuscules présentant un état intermédiaire entre le corpuscule non affecté et le pelloïde, c'est-à-dire possédant une bordure micritique. Par contre, leur formation pourrait être liée à une origine fécale, algaire directe (Purser, 1980) ou correspondant au démantèlement de tapis algaire ou encore à de la bioturbation. Le remplissage micritique des tubes de paléosiphonocladales et la disparition de celles-ci pourraient également avoir eu beaucoup d'influence sur la formation des pelloïdes, compte tenu de l'abondance des paléosiphonocladales dans ce faciès et dans les environnements similaires.

Certains lits d'accumulation bioclastique sont caractéristiques des dépôts de tempête (texture grainstone, granoclassements,…).

Ce microfaciès s'est déposé en zone interne, protégée, dans la limite supérieure de la zone subtidale, faiblement agitée. L'absence de litage peut être liée à la bioturbation.

Microfaciès PFS11. Packstone à wackestone à umbelles

Description

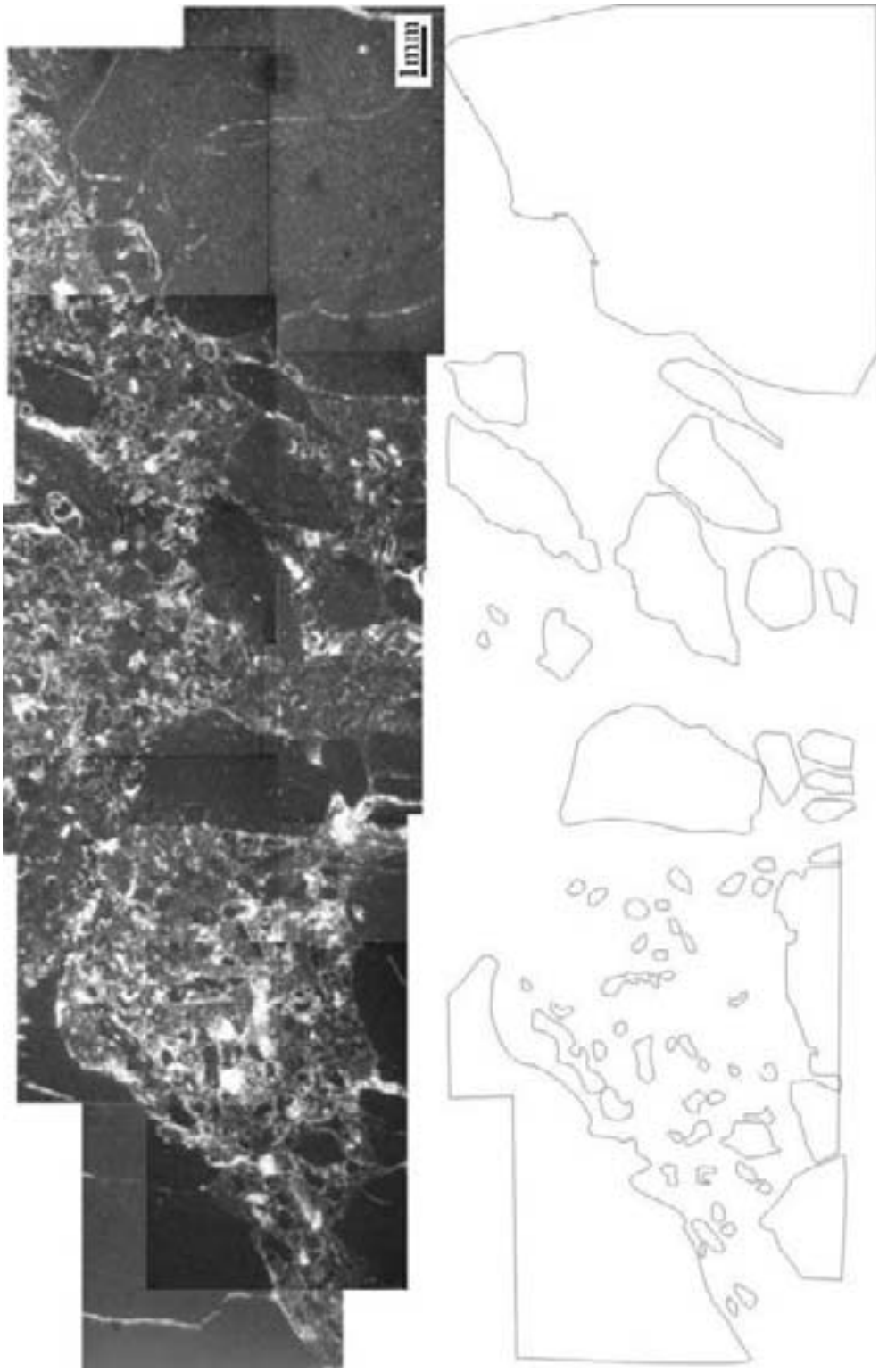


Planche IV.15 : Microfaciès PFS11 à umbelles. Coupe de Tailfer, lame L61, montage photographique au microscope en LT et schéma des principales structures de clastes.

Il s'agit d'un microfaciès principalement caractérisé par sa nature inhomogène, tant au niveau de la texture que de la nature des corpuscules, du classement et de la conservation. En effet, il peut présenter presque toutes les textures possibles au sein d'un même échantillon (mudstone, wackestone, packstone, grainstone et rudstone). Le classement est assez mauvais, d'une part à cause des inhomogénéités texturales et, d'autre part, à cause de la taille très variable des corpuscules (umbelles 0,2-0,3mm; gastéropodes, brachiopodes et crinoïdes, millimétriques ; clastes 0,1mm-1cm,...).

Il peut y avoir des fissures de dessiccation en abondance mais il ne semble pas y avoir de cimentation vadose. Ce faciès peut montrer des niveaux de grainstone à packstone accompagnés de corpuscules tels que crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires et tentaculites ainsi que des rugueux ou des tabulés, dont l'état de conservation est relativement mauvais (seuls quelques bivalves conservent leur deux valves intactes).

Deux pôles extrêmes peuvent ainsi être définis, tous les intermédiaires étant possibles et pouvant se retrouver côte-à-côte dans le même échantillon.

Le premier pôle est un wackestone dont la matrice est une micrite sombre, riche en umbelles et intraclastes (clastes micritiques, généralement aplatis, mesurant entre 0,2 et 1mm et montrant des bordures nettes, souvent irrégulières. Certains clastes sont brisés sur place. Les umbelles (jusqu'à 40%) sont accompagnées de gastéropodes (quelques pour-cent), paléosiphonocladales, foraminifères, algues filamenteuses, ostracodes et rares *Amphipora*. Il peut également y avoir de nombreux débris blanchâtres de très petite taille non identifiables (0,01mm, granulométrie des silts fins). L'état de conservation est relativement bon, hormis pour les gastéropodes qui sont souvent dissous et présentent du sédiment interne au sein de leurs cavités. L'inhomogénéité de la roche semble essentiellement due à la bioturbation intense qui entraîne un remaniement des sédiments. L'argile peut être très abondante et se concentre en fins liserés.

Le deuxième pôle est un grainstone à packstone principalement constitué d'umbelles et de clastes qui ont des bordures nettes, ne sont généralement pas sphériques, sont de plus petite taille que pour le pôle précédent (0,1-0,2mm) et peuvent contenir quelques corpuscules (principalement des umbelles). Ceux-ci sont accompagnés des mêmes corpuscules que précédemment mais également de corpuscules tels que les crinoïdes, les brachiopodes, les bryozoaires et les tentaculites ainsi que de fragments de rugueux ou de tabulés. L'état de conservation est relativement mauvais pour tous les corpuscules (seuls quelques bivalves conservent leur deux valves intactes). La base de ces bancs peut parfois être érosive.

Bibliographie

Les umbelles (qui seraient des characées d'après Mamet, 1970) sont fréquentes dans les faciès littoraux et les environnements à salinité anormale (hypersalés ou dessalés). Elles sont présentes dans les carbonates de plate-forme, lorsqu'ils sont voisins des faciès littoraux (Mamet, 1970). Les charophytes actuelles (Flügel, 1982) sont caractéristiques d'eaux fraîches ou saumâtres, souvent stagnantes et d'environnements hypersalins, en eaux chaudes ou froides, à une profondeur n'excédant généralement pas 10 mètres, sur substrat sableux, proche de la côte.

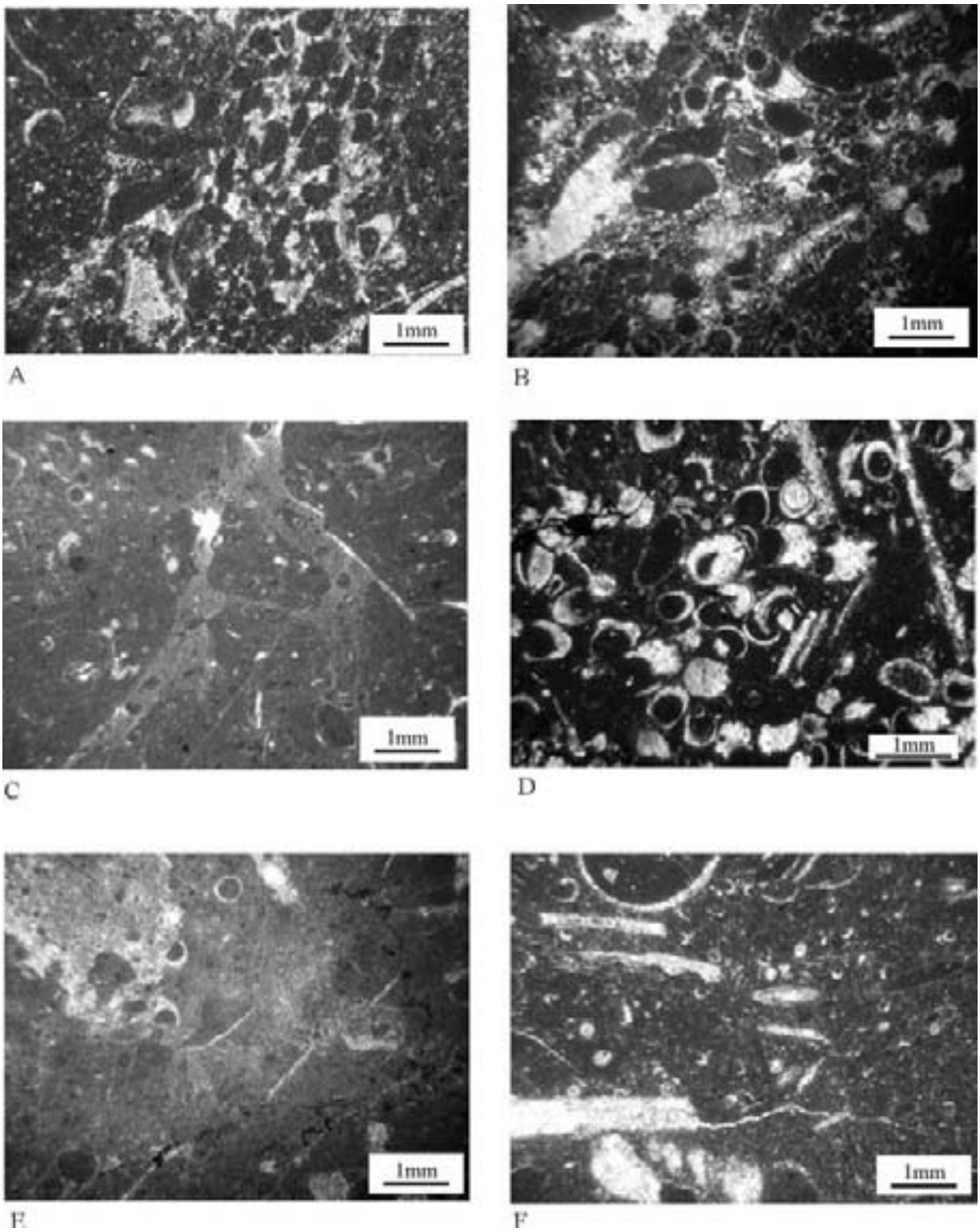


Planche IV.16 : Microfaciès PFS11 à umbelles, LT. A., B. et C. Clastes et umbelles. (A) coupe de Prayon, lame mince P11b, (B) coupe de Aywaille, lame 106b et (C) coupe de Tailfer, lame L58. D. Packstone à umbelles, coupe de Aywaille, A107c. E. Wackestone à umbelles et bioturbation à clastes, coupe de Aywaille, A107. F. Umbelles et corpuscules issus d'un milieu ouvert (brachiopodes et tentaculites), coupe de Neuville, lame mince Nv7.

Interprétation

- Premier pôle : wackestone à umbelles et gastéropodes

Les corpuscules sont généralement caractéristiques d'un milieu lagunaire. La bonne conservation des corpuscules et le maintien des deux valves des ostracodes et des brachiopodes, ainsi que la matrice de texture wackestone, indiquent des conditions d'environnement calme. De même, la présence d'argile et de microdébris de la taille des silts est caractéristique d'une faible turbulence. La bioturbation très intense est liée à une sédimentation relativement lente. La présence de structures de dessiccation est caractéristique d'exondations occasionnelles. L'absence de cimentation vadose indiquerait que ces faciès n'ont pas été émergés longtemps.

- Deuxième pôle : grainstone à clastes et umbelles.

Les clastes nombreux, à bordures nettes et peu arrondis (certains contiennent des umbelles et d'autres corpuscules) témoignent de l'influence des processus érosifs. La présence fréquente de clastes, le mélange de corpuscules qui ne se présentent habituellement pas ensemble (tels les crinoïdes, les brachiopodes et les tentaculites, typiques d'un milieu ouvert, en association avec des umbelles et des paléosiphonocladales d'origine lagunaire) pourrait être liée au développement de chenaux. La présence de rugueux et de tabuléslate fortement altérés ainsi que l'absence de bioturbations, alors que le milieu peut sembler particulièrement favorable à l'endofaune, indiquent également un dépôt plus agité. Ce faciès semble également soumis à l'action des tempêtes (Aigner, 1985), comme l'indiquent certains niveaux érosifs et granoclassés.

En résumé, ce faciès de nature très hétérogène (pôle 2) serait formé par des chenaux prenant leur source en zone intertidale, au sein de milieux riches en umbelles (pôle 1) et traversant les différents faciès lagunaires, de la zone intertidale à la zone subtidale.

3.1.4. Ceinture de faciès internes intertidaux

Microfaciès PFS12. Mudstone à ostracodes et calcisphères

Description

Il s'agit d'un mudstone à ostracodes, calcisphères, paléosiphonocladales, foraminifères, pelloïdes et umbelles associés à de rares débris de gastéropodes et de brachiopodes et de petits débris non identifiables (0,05mm, taille des silts).

L'état de conservation général est bon (hormis pour les petits débris), les ostracodes et les brachiopodes montrant leurs deux valves accolées. Le calcaire peut être fortement argileux et peut également contenir des petits quartz détritiques (de taille souvent inférieure à 0,1mm).

Ce faciès est parfois bioturbé ; il montre alors des terriers d'orientation diverse, souvent remplis par une matrice micritique plus lâche ou des pelloïdes.

Les mudstones montrent généralement de nombreuses fenestrae, principalement horizontales mais aussi verticales et irrégulières, qui ne présentent qu'exceptionnellement une structure géopète (micrite fine et lâche) et qui sont remplies de sparite. Certaines de ces cavités montrent une frange de ciment vadose en petits cristaux scalénoédriques. Les fissures de dessiccation peuvent être fréquentes.

Bibliographie

D'après Grover & Read (1978), les différents types morphologiques de fenestrae reflètent des modes de formation différents. En effet, les fenestrae tubulaires verticales seraient liées à des racines, des terriers ou des expulsions gazeuses, les fenestrae irrégulières, à la désagrégation de tapis algaires, à des terriers, des expulsions gazeuses ou des fentes de dessiccation et les fenestrae laminaires à la désagrégation de tapis algaires ou à des structures de dessiccation séparant les laminations le long des plans de stratification (« sheet cracks »). La plupart de ces structures serait donc liée à un environnement de type intertidal.

Le ciment vadose se développe en tidal flat émergeant, suite au balancement de la mer (Read, 1973).

Interprétation

Les rares organismes sont tous caractéristiques de la zone interne de la plate-forme, en milieu restreint (calcisphères, ostracodes, ...). La texture mudstone, ainsi que le bon état de conservation sont caractéristiques d'environnements calmes.

Les fissures de dessiccation ainsi que la cimentation vadose indiquent un milieu soumis à l'émersion (zone intertidale). Les fenestrae horizontales sont probablement des « sheet cracks » ou correspondent à la dégradation des tapis algaires ou (Grover & Read, 1978) et seraient également liées au milieu intertidal. La relative rareté de la faune correspond bien à la zone intertidale, soumise à des conditions, très variables et peu propices à la vie (sur- ou dessalé, alternances émersions-immersions, ...). La rareté du gypse confirme la nature non-évaporitique, tropicale humide de la zone littorale, proche du modèle actuel des Bahamas (Hardie, 1977; Purser, 1980).

Ce microfaciès se développerait donc en environnement lagunaire, en milieu intertidal, dans une zone de très faible énergie.

Microfaciès PFS13. Grainstone à packstone laminaire à pelloïdes

Description

Il s'agit d'un microfaciès constitué majoritairement de pelloïdes (80%) mesurant entre 0,05 et 0.1mm, bien arrondis, généralement légèrement allongés selon la stratification et à bordure nette, parfois diffuse. Ces pelloïdes sont bien classés mais il peut y avoir localement des accumulations de clastes de forme plus irrégulière et de taille variable (entre 0,1 et 1mm).

Les pelloïdes peuvent être accompagnés principalement par des paléosiphonocladales, calcisphères, ostracodes, gastéropodes et foraminifères ainsi que, occasionnellement, par des umbelles, des *Amphipora* et des brachiopodes.

La lamination est soulignée soit par une alternance grainstone-packstone-mudstone, soit par des accumulations d'argile ou exceptionnellement de quartz détritique (0,05mm), soit par une différence granulométrique ou une grano-décroissance, soit par des accumulations bioclastiques (paléosiphonocladales, brachiopodes, ostracodes, calcisphères, ….), soit enfin, par des niveaux plus riches en fenestrae horizontales ou « bird's eyes ».

La morphologie des lamines peut être très variable ; on peut considérer deux pôles extrêmes mais il existe un continuum entre les deux et certaines lames montrent les deux types de structures :

- dans certaines lames, les lamines sont très régulières (Planche IV.17, photo C) (compensation d'un relief), souvent riches en débris de corpuscules et/ou argile et peuvent montrer une granodécroissance, voire exceptionnellement des stratifications entrecroisées (Planche IV.17, photo D),

- dans d'autres lames, les lamines sont beaucoup plus irrégulières, onduleuses, suivent le relief, sont plus riches en fenestrae horizontales et presque uniquement constituées de pelloïdes (Planche IV.17, photos A et B). Dans ce cas, les pelloïdes peuvent être diffus et sont généralement moins bien classés, mélangés avec des clastes.

Le classement est toujours bon, les bioclastes se présentant souvent sous forme de petits débris peu identifiables de 0.1mm, avec quelques paléosiphonocladales entières soulignant la stratification. Quelques grands organismes peuvent être préservés, particulièrement, des brachiopodes, des *Amphipora*, ou encore des gastéropodes. Les bioturbations sont très rares et perturbent parfois la lamination ; exceptionnellement on observe des serpules. Les fenestrae horizontales sont très fréquentes et localement des fenestrae verticales soulèvent les lamines. L'aspect laminaire apparaît en macroscopie et ces niveaux sont souvent surmontés de polygones de dessiccation.

Ce microfaciès comprend aussi des loférites, définies (Fischer, 1964) comme des calcaires criblés de petites fenestrae dont le synonyme est calcaire à bird's eyes (Planche IV.17, photo E).

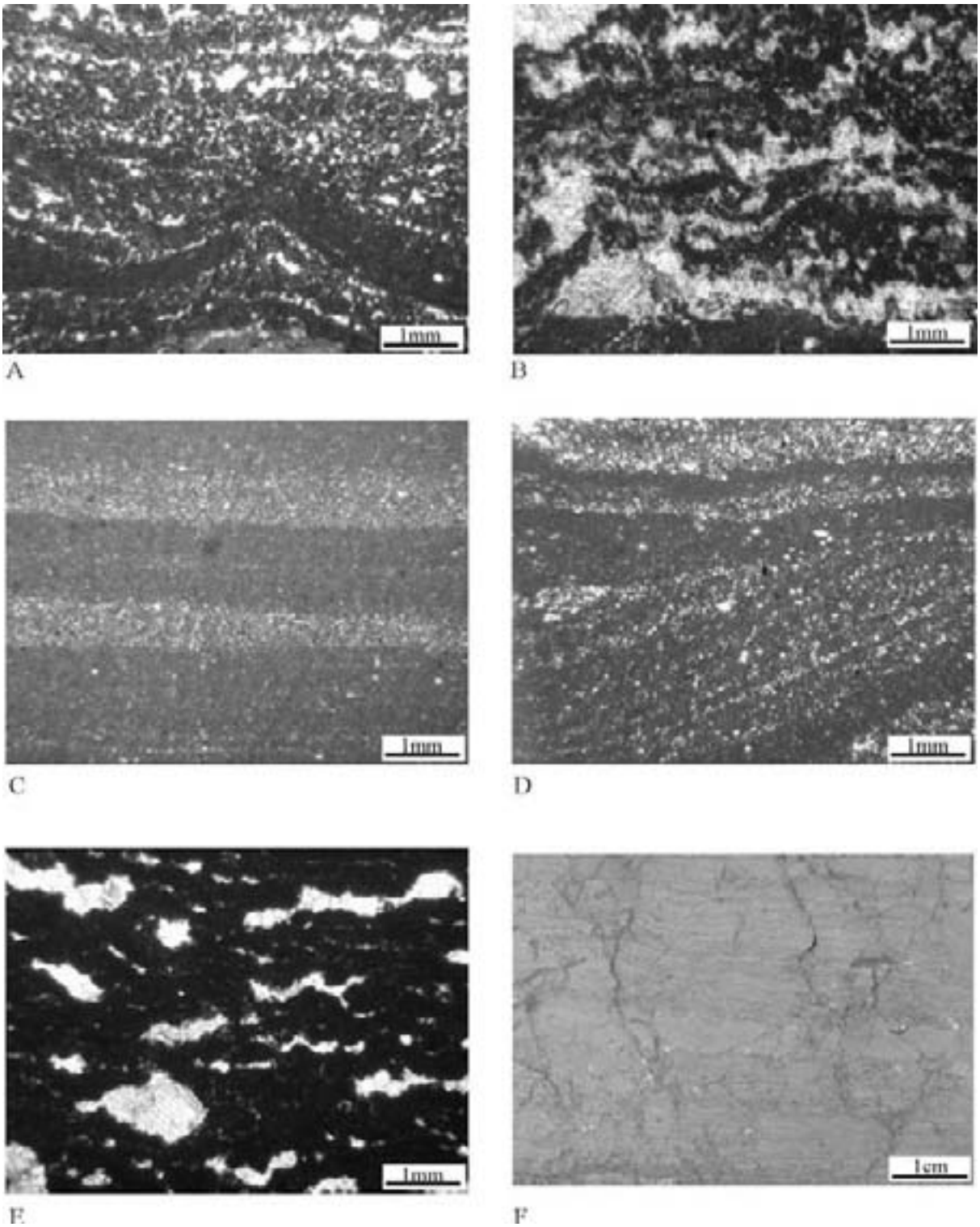


Planche IV.17 : Microfaciès PFS13 laminaire à pelloïdes. A. Pelloïdes lités, laminations irrégulières, coupe d'Aywaille, lame mince A153, LT. B. Pelloïdes lités et fenestrae abondantes, aspect grumeleux soulignant une origine algaire, Coupe de Barse, B53, LT. C. Lamines marquées par une alternance de pelloïdes lités et de mudstone, lamines régulières, coupe de Tailfer, L109b, LT. D. Pelloïdes lités, laminations entrecroisées, coupe de Tailfer, L109b, LT. E. Faciès laminaire à pelloïdes et bird's eyes, coupe de Tailfer, L50b, LT. F. Faciès laminaire : on remarque les ondulations de la lamination. Coupe de Huccorgne Carrière, Hc320.

Bibliographie

Les lamines pelloïdiques peuvent avoir différents modes de formation et correspondent soit à des tapis cryptalgaires, soit à des acccumulations mécaniques, qui possèdent chacun leurs critères distinctifs. Aitken (1967) définit un certain nombre de critères permettant de mettre en évidence les lamines de type cryptalgaire. Ces lamines gardent une épaisseur constante, ne compensent pas les reliefs et les disconformités de petite échelle sont fréquentes, de même que les dômes, les bulles d'échelle millimétrique et les "bird's eyes". Elles peuvent être associées à des stromatolithes, des fissures de dessiccation ainsi qu'à des intraclastes de forme plane et de l'épaisseur d'une lamine individuelle. Au sein de ces lamines, les pelloïdes sont fréquents et peuvent être très abondants mais les corpuscules tels les intraclastes et les pelloïdes sont généralement "matrix-supported" et ne sont pas en contact entre eux. Compte tenu de l'origine cryptalgaire, il peut y avoir des traces de filaments. D'après Purser (1980), ces lamines se développent dans les milieux supratidaux, en conséquence des inondations périodiques pendant les tempêtes ou les grandes marées. Elles sont préservées entre autres par l'absence de fouisseurs. Hardie (1977) place les lamines cryptalgaires dans les zones intertidale supérieure à supratidale et Pratt & James (1986) définissent le lithotope E (thin-bedded lime mudstone and grainstone) qui est considéré comme un dépôt mécanique, situé en "intertidal and shallowest subtidal zone".

Ce microfaciès peut se rapprocher de plusieurs microfaciès standard : faciès laminaires à pelloïdes SMF-19, « laminated to bioturbated pelleted lime mudstone-wackestone grading occasionally into pelsparite with fenestral fabric, loferite », caractéristiques de baies ou mares très restreintes ; SMF-20, « algal stromatolite mudstone », caractéristiques de la zone intertidale. Ce faciès se rapproche également du faciès Ib (fenestral laminites) de Machel & Hunter (1994), interprété comme le faciès de back-reef le plus proximal, caractérisé par une agitation intermittente.

Interprétation

L'abondance des fenestrae horizontales (caractéristiques de la dégradation de la matière organique ou de la dessiccation qui soulève les tapis), la présence occasionnelle de tubes algaires, les disconformités et les intraclastes fréquents ainsi que l'irrégularité des lamines sont des caractéristiques de tapis algaires (Aitken, 1967).

Cependant, les stratifications entrecroisées, le classement de type granocroissant, les laminations régulières, les fenestrae relativement rares, les accumulations bioclastiques et les lamines qui compensent les reliefs sont caractéristiques des remaniements de ces mêmes tapis algaires.

Localement, quel que soit le type de lamination, on peut observer un ciment vadose ainsi que des figures de dessiccation, ce qui est caractéristique de zones temporairement émergées (Read, 1973). L'absence de bioturbation indique un milieu peu propice à l'endofaune.

En résumé, le faciès laminaire à pelloïdes est lié soit à un dépôt mécanique, formé en zone intertidale, soit à la croissance de tapis algaires, caractéristiques de la zone intertidale

supérieure à supratidale dans le modèle tropical humide des Bahamas (Wilson, 1975; Hardie, 1977; Purser, 1980; Pratt & James, 1986).

3.1.5. Ceinture de faciès supratidaux

Microfaciès PFS14. Paléosols

Description

Généralement, ce faciès se présente macroscopiquement sous forme de niveaux fortement bréchifiés (facilement identifiables sur le terrain), fréquemment accompagnés de fissures de dessiccation (Planche IV.18).

La clastification ou bréchification est une des caractéristiques principales de ce faciès. Les clastes sont centimétriques à pluricentimétriques, à bordure nette, souvent irrégulière (surface corrodée), généralement allongés selon la stratification. Ils sont constitués de mudstone, packstone ou wackestone à paléosiphonocladales, pelloïdes, *Amphipora*, umbelles, c'est-à-dire des faciès lagunaires classiques (Planche IV.19).

Le ciment qui entoure les clastes est généralement un microspar (cristaux calcitiques très petits, 0,05mm) ou une dolomite en cristaux grossiers. Il peut également y avoir d'importantes infiltrations argileuses. Un ciment calcitique sparitique équigranulaire de morphologie stalactitique (0,5mm), souvent irrégulier ou en créneau, brun ou translucide, est souvent présent au sein des cavités et sous les clastes (Planche IV.19, photos A et B).

Les fissures de dessiccation, remplies de sparite équigranulaire (0.5mm) sont très fréquentes dans ce faciès. Elles sont généralement localisées autour des clastes : «circum granular cracks » (Planche IV.19, photo C), ou forment des « syneresis cracks » (fissures à 120°). Le sommet des bancs peut également être affecté de fissures de dessiccation polygonales.

En plus du ciment abondant et des clastes, certaines zones de ce faciès montrent des concentrations locales de pelloïdes (glaebules). Les pelloïdes ont une taille moyenne d'environ 0,1mm, ont une bordure nette à diffuse et présentent une bonne sphéricité (Planche IV.19, photo D). Ils sont souvent ronds mais parfois allongés.

Ce faciès s'accompagne souvent de nombreuses minéralisations, essentiellement de la pyrite (sous forme de cubes ou de framboïdes) et de l'hématite qui sont généralement disposées selon la stratification ou de manière concentrique autour des clastes.

Il semble qu'il y ait également des traces de racines mais celles-ci ne sont pas très nettes.

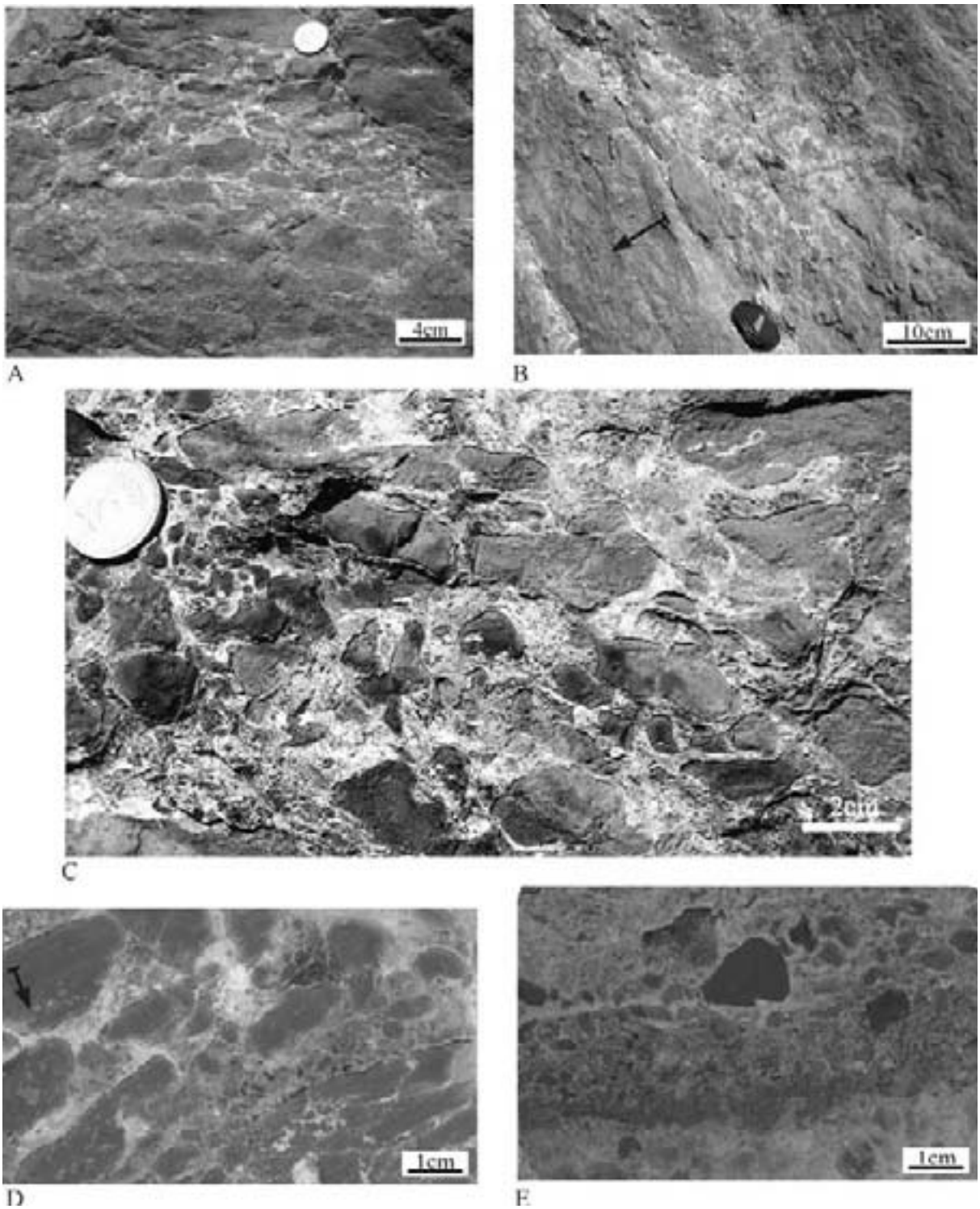


Planche IV.18: Microfaciès PFS14 paléosol: A., B. et C. Photographies de l'affleurement de Tailfer, banc 72 ; on distingue très nettement les clastes centimétriques. Sur la photographie B, la flèche indique la base du banc. D. et E. Scan d'un échantillon du banc 72 de la coupe de Tailfer.

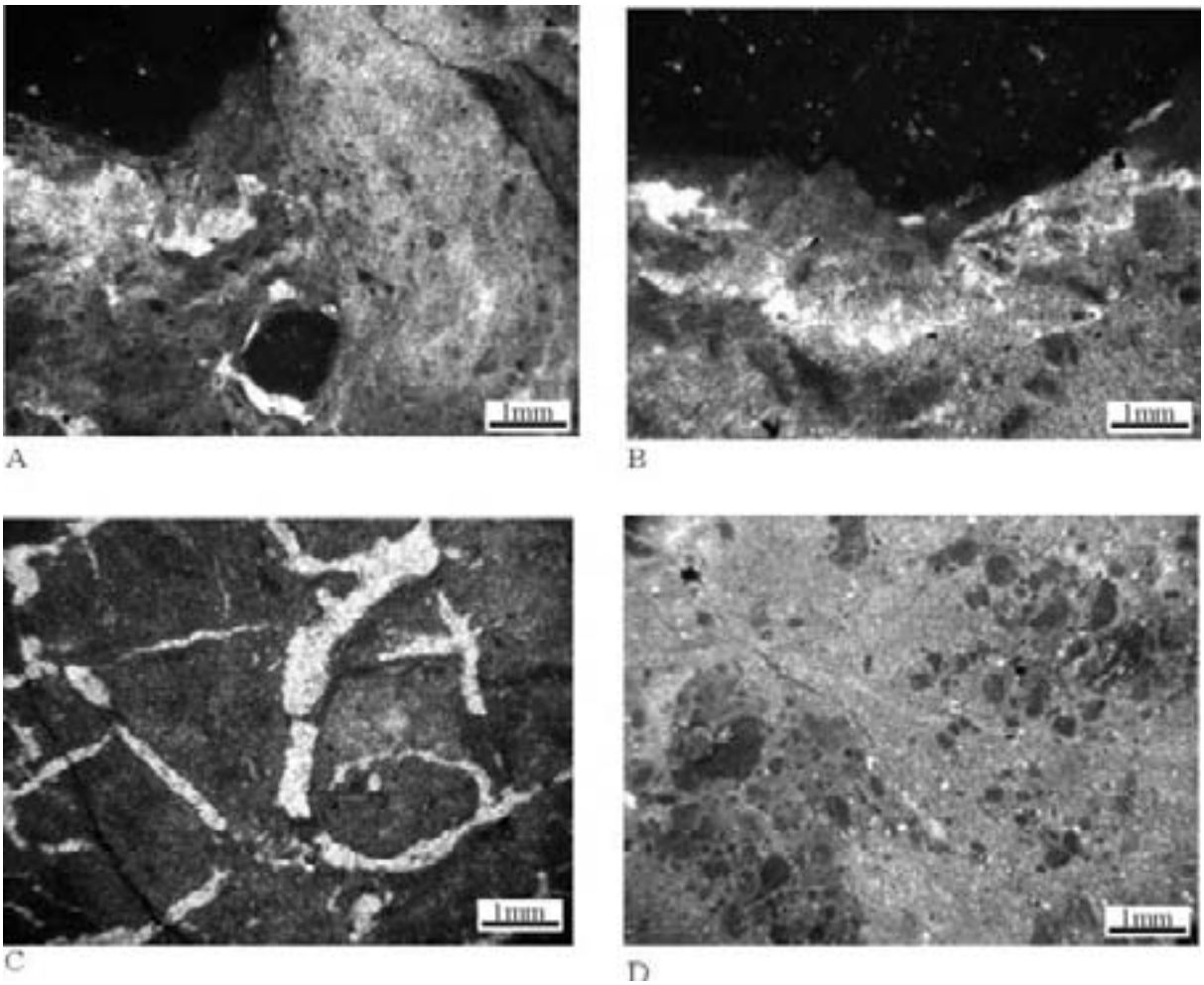


Planche IV.19: Microfaciès PFS14 paléosol, LT : A. Clastes centimétriques entourés de ciment microsparitique. Le claste supérieur montre un ciment stalactitique et le plus petit claste montre des « circum-granular cracks ». Coupe de Tailfer, L72c. B. Ciment stalactitique sous un claste, coupe de Tailfer, L72. C. « circum granular cracks », coupe de Engis, E14. D. Glaebules et clastes au sein d'un ciment microsparitique, coupe de Tailfer, L72

Interprétation

Les critères prouvant le caractère pédogenétique de ce microfaciès sont nombreux:

- Les niveaux bréchiques sont une caractéristique importante des paléosols (Wright, 1994) (p374, "the brecciation is caused by a range of processes including the displacive growth of carbonate (but probably of minor importance in carbonate host), wetting and drying cycles (affecting any swelling clays present in the profile) and thermal expansion").

- Les fractures courbes autour de certains clastes (« circum granular cracks »), témoignent d'une précipitation carbonatée en milieu aquatique, suivie d'une phase de dessiccation qui engendre les structures courbes, le long des clastes, suivie de nouveau d'une immersion avec précipitation de ciment.

- La présence de "coulées" argileuses, caractéristiques du phénomène d'illuviation, qui est propre aux paléosols (Bhattacharyya & Chakraborty, 2000).

- La présence importante d'hématite et de pyrite.

- La présence de pelloïdes (glaebules) qui résulteraient de la fragmentation de la micrite « hôte » par dessiccation et formation de fractures entourant les grains (circum-granular cracks) (Wright, 1994).

- La base des clastes montre une cimentation vadose, "stalactitique" irrégulière en créneaux. On observe également des «croûtes» laminaires brunes, souvent remaniées sous forme de clastes arrondis, ce qui indique la possibilité de courants occasionnels. Certains des clastes montrent des fissures (dessiccation). Ces caractéristiques sont typiques des milieux exondés pendant un temps suffisamment long.

Plusieurs types de structures peuvent être observés selon l'intensité de la pédogenèse. Ainsi, certaines lames sont totalement transformées et d'autres lames montrent des caractéristiques d'un des faciès lagunaires accompagnées de quelques critères de pédogenèse (généralement une bréchification et une minéralisation).

Il s'agit donc de sédiments ayant évolué en zone supratidale, au cours d'une succession d'émersions de longue durée et d'immersions plus courtes.

3.1.6. Conclusions

Dans ce modèle de plate-forme sud, nous avons affaire à une succession de faciès des plus classiques, similaire à celles observées au sein de nombreux modèles du Frasnien (Embry & Klovan, 1972; Hladil, 1986; May, 1992; Machel & Hunter, 1994; Méndez-Bedia et al., 1994; Weissenberger, 1994; Shen & Zhang, 1997; Pohler, 1998; Wood, 2000; Chen et al., 2001). La succession semble relativement complète depuis des faciès profonds, sous la zone d'action des vagues de beau temps, jusqu'à des faciès supratidaux (Figure IV.8).

Les faciès les plus profonds, sous la zone d'action des vagues, dans la zone externe de la plate-forme, sont caractérisés par une sédimentation où domine la décantation avec le dépôt de packstones microbioclastiques à crinoïdes. Si l'on se déplace en direction de la plate-forme interne, les faciès montrent une influence interne ou biostromale plus marquée par le dépôt de débris de constructeurs ou encore par l'augmentation de l'apport de clastes micritiques. Les biostromes sont caractérisés généralement par la morphologie dominante des organismes qui les composent (essentiellement des stromatopores). Les biostromes les plus profonds, localisés dans la zone d'action des vagues de tempête, sont constitués majoritairement par les stromatopores lamellaires. Ensuite, dans la zone d'action des vagues, se mettent en place des biostromes à stromatopores, rugueux et tabulés massifs, souvent fortement brisés et retournés. Ces corpuscules massifs peuvent être redistribués au sein de la plate-forme interne ou de la zone externe. En arrière de ces biostromes s'observent des bioconstructions à stromatopores dendroïdes qui sont relativement protégées et montrent les premières influences lagunaires (algues paléosiphonocladales, calcisphères). Ensuite, la zone lagunaire présente une zone subtidale caractérisée par des paléosiphonocladales, des pelloïdes et des *Amphipora*. La zone intertidale montre des mudstones et des faciès stromatolitiques (faciès laminaire à pelloïdes).

Ces zones sub- et intertidales sont traversées par des structures chenalisantes à clastes et umbelles. En zone supratidale se forment des paléosols qui peuvent être particulièrement bien développés.

FPS	Faciès	Couleur / Texture / Structure	Constituants (autochtones – allochtones)	Conservation / transport	Energie	Interprétation	Profon-deur	Occurrence
Ceinture de faciès externes								
1	Packstone à spicules d'éponges	Noir, bancs cm à dm, packstone, chert, lité	Eponges, crinoïdes, ostracodes, pelloïdes	Conservation ↓ sauf éponges Transport ↑	Faible	Dépôts externes, sous la ZAV	50 m	Villers
2	Packstone à crinoïdes	Noir, bancs cm à dm, packstone	Crinoïdes, ostracodes	Conservation ↓ Transport ↑	Faible	Dépots externes, sous la ZAV	40-50 m	Villers
3	Packstone à clastes	Noir, bancs cm à dm, packstone, grainstone	Clastes, crinoïdes, ostracodes	Conservation ↓ Transport ↑	Faible à intermittente	Dépôts de pente	40-30 m	Villers
4	Floatstone à tabulés et strom. branchus	Noir, bancs cm à dm, packstone-floatstone	Clastes, débris « récifaux », crinoïdes, ostracodes	Conservation ↓ Transport ↑	Faible à intermittente	Dépôts de pente, apports récifaux	20-30 m	Villers
Ceinture de faciès à biostromes								
5	Biostrome à stromatopores lamellaires	Bancs plurimétriques, coverstone à rudstone, gris clair	Stromatopores lamellaires, ostracodes et brachiopodes	Conservation ↑ Transport ↓	agitation épisodique	Structure de type carbonate mound, proche de la ZAV	20-10 m	Tailfer, Villers
6	Biostrome à stromatopores massifs	Bancs plurimétriques, rudstone, gris moyen	Stromatopores massifs, crinoïdes	Conservation ↓ Transport ↕	agité	Dépôt agité, dans la ZAV	10-5 m	Tailfer, Barse, Tilff, Aywaille
7	Biostrome à stromatopores dendroïdes	Bancs plurim., gris clair, rudstone à boundstone	Stromatopores branchus, ostracodes, structure grumeleuse	Conservation ↑ Transport ↓	calme à agitation épisodique	Arrière et inter-récif. Transition biostromes-lagon, ZAVT	±15 m	Tailfer, Barse, Tilff, Aywaille

Tableau IV.1 : tableau des microfaciès du modèle de plate-forme sud

FPS	Faciès	Couleur / Texture / Structure	Constituants (autochtones – allochtones)	Conservation / transport	Energie	Interprétation	Profon-deur	Occurrence
Ceinture de faciès internes subtidaux								
8	Floatstone à *Amphipora*	Floatstone, bancs dm	*Amphipora*, paléosiphonocladales	Conservation ↑ Transport ↓	calme	Subtidal à turbidité élevée	10-15 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille
9	Packstone à paléosiphonocladales	Mudstone en bancs dm, texture packstone	paléosiphonocladales, pelloïdes	Conservation ↑ Transport ↓	calme	Subtidal	10-15 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille
10	Packstone à pelloïdes	Mudstone en banc dm, texture packstone	pelloïdes, paléosiphonocladales	Conservation ↑ Transport ↓	calme	Subtidal	10-15 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille
Ceinture de faciès internes intertidaux								
11	Wackestone à umbelles	Mudstone en bancs dm à m, aspect pseudonodulaire	Umbelles, clastes, crinoïdes, brachiopodes	Conservation ↕ Transport ↕	agitation intermitente modérée	Chenaux qui recoupent le lagon, en relation avec la zone tidale	3-10 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille
12	Mudstone	Mudstone en bancs dm	paléosiphonocladales, umbelles	Conservation ↑ Transport ↓	calme, émersion	Intertidal	5-0 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille
13	Grainstone laminaires à pelloïdes	Calcaire laminaire, lamines ondulées ou entrecroisées	pelloïdes, paléosiphonocladales	Conservation ↕ Transport ↕	agitation intermitente	Intertidal	2-0 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille
Ceinture de faciès supratidaux								
14	Paléosols	Bancs pluridm. à aspect nettement bréchique		Conservation ↑ Transport ↑	Calme, émersion de longue durée	Supratidal	0 m	Villers, Tailfer, Tilff, Barse, Aywaille

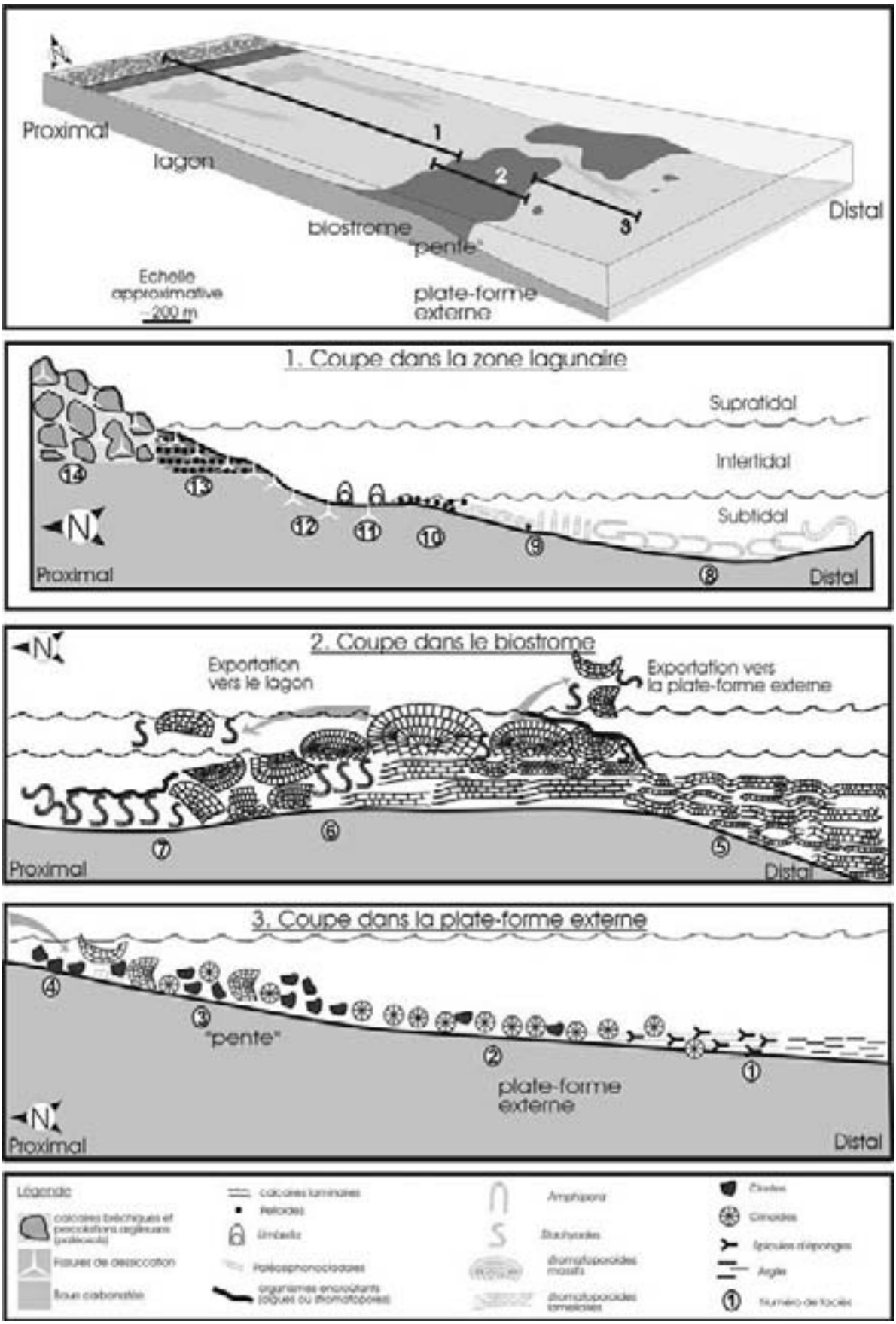


Figure IV.8: schéma du modèle de plate-forme sud et représentation des principales ceintures de faciès.

3.2. Modèle de plate-forme nord (PFN)

Ce modèle de plate-forme nord correspond aux différentes coupes de Huccorgne où affleurent les Formations de Bovesse et d'Huccorgne.

Contrairement aux modèles de plate-forme sud et de rampe supérieure dont les données proviennent de multiples coupes, le modèle de plate-forme nord n'est basé que sur la coupe de Huccorgne qui est relativement discontinue et partiellement dolomitisée, ce qui altère la qualité des observations. L'évolution latérale des faciès est donc mal connue.

Tout comme pour le modèle de plate-forme sud, les mêmes types de ceintures de faciès s'observent mais des différences substantielles ont été constatées au sein de ces ceintures qui justifient la présentation en deux modèles différents.

- Ceinture de faciès externes. Ce sont les plus différents par rapport aux faciès du modèle de plate-forme sud.

- Ceinture de faciès biostromaux. La qualité médiocre des affleurements rend très difficile l'observation des biostromes. En effet, les biostromes qui apparaissent dans la coupe du vicinal sont très intensément dolomitisés et, en lame mince, aucune observation ne peut être réalisée compte tenu de la transformation totale de la roche en dolomie. Cependant, quelques biostromes à constructeurs essentiellement branchus ont été observés macroscopiquement.

- Ceinture de faciès lagunaires. Ils sont presque similaires à ceux du modèle de plate-forme sud ; un seul microfaciès qui n'apparaît pas au sein du modèle de plate-forme sud est rajouté (PFN6). Les faciès similaires ne sont pas décrits une seconde fois, le lecteur pouvant se référer au modèle précédent.

3.2.1. Ceinture de faciès externes

Microfaciès PFN1. Shales (Planche IV.20)

Description

Lithofaciès argileux, argilo-calcaire ou argilo-dolomitique, dépourvu d'organismes. La couleur est verdâtre à beige ou brune.

La roche peut présenter une lamination peu nette, soulignée essentiellement par des accumulations de pyrite, généralement cubique ou en agrégats irréguliers. Ce sédiment peut également être légèrement bioturbé ; les bioturbations (Planche IV.20, B) se présentent sous deux formes : certaines bioturbations sont très nettes, pluridécimétriques à centimétriques et orientées parallèlement ou perpendiculairement à la stratification ; d'autres sont centimétriques à pluricentimétriques, beaucoup moins régulières et souvent parallèles à la stratification. Les bioturbations apparaissent plus claires, parfois à cause d'une concentration en dolomite plus élevée et localement, leur bordure est soulignée par des cristaux de pyrite.

Les cristaux de dolomite sont généralement très abondants (jusqu'à 70% de la roche), d'une taille moyenne de 0,05 à 0,1mm, incolores et rhomboédriques.

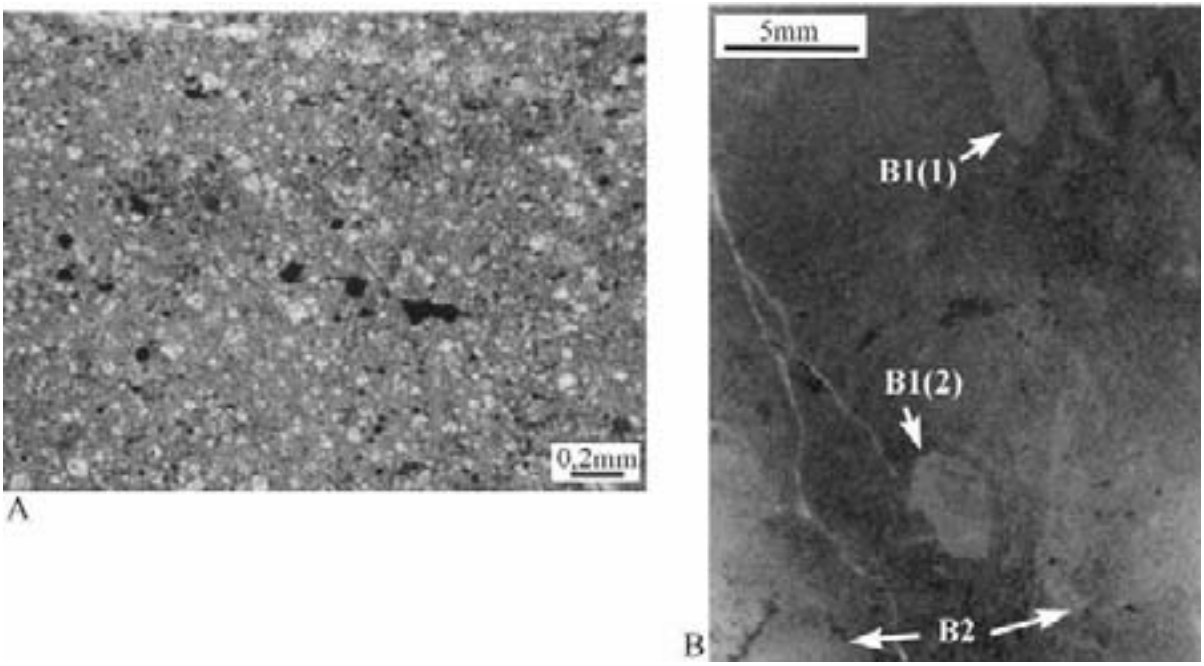


Planche IV.20: Microfaciès PFN1 shale. A. Shale montrant un léger litage ainsi que de nombreux cristaux de dolomite (cristaux incolores rhomboédriques) et de pyrite de forme cubique ou quelconque. Coupe de Huccorgne, lame mince Hc 19b, LT B. Shale bioturbé. B1 bioturbations nettes, verticale (1) et horizontale (2) et B2, bioturbations irrégulières. Coupe de Huccorgne, scan de lame mince Hc20b.

Interprétation

Le caractère argileux et localement laminaire indique une sédimentation sous la zone d'action des vagues de beau temps. La présence occasionnelle de bioturbations témoigne du caractère suffisamment oxygéné du sédiment (ou du moins de sa partie la plus supérieure).

Microfaciès PFN2. Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes (Planche IV.21)

Description

Macroscopiquement ce faciès se rapproche des faciès de la ceinture de faciès externe du modèle de plate-forme sud. En effet, il se présente sous forme de petits bancs décimétriques foncés à base plane ou ondulante.

Figure IV.9 : coupe de Huccorgne, Famelette 1, bancs 100 à 101. Cette photographie illustre le lithofaciès PFN2 qui se présente macroscopiquement sous forme de bancs foncés décimétriques. La largeur de la photo représente plus ou moins deux mètres.

Packstone à wackestone à gastéropodes accompagnés, par ordre d'abondance décroissante, de crinoïdes, brachiopodes, ostracodes (à paroi fine ou à paroi épaisse), trilobites, bryozoaires, lamellibranches et tentaculites. Dans certaines lames, il peut également y avoir des umbelles, ainsi que des paléosiphonocladales et des débris de rugueux branchus, rugueux solitaires ou de stromatopores et des accumulations locales de spicules d'éponges.

La majorité des corpuscules sont brisés, montrant des débris de taille variant entre 0,2mm et 1 millimètre. Les crinoïdes sont généralement affectés de « pitting ». Les gastéropodes présentent une conservation variable, étant soit très bien conservés, soit fortement brisés. Lorsqu'ils sont entiers, la matrice présente au sein de leur coquille peut être similaire au sédiment encaissant ou elle peut être plus foncée (Planche IV.21, B). Certains de ces gastéropodes montrent une structure géopète qui peut parfois ne pas correspondre à l'orientation de la stratification (Planche IV.21, A). Le géopète est formé de matrice micritique sombre d'une part et de sparite équigranulaire d'autre part. Tout comme les gastéropodes, les tentaculites et les ostracodes entiers peuvent présenter un sédiment interne différent du sédiment encaissant (Planche IV.21, C).

Il peut y avoir localement des niveaux caractérisés par des accumulations de coquilles (brachiopodes, lamellibranches, ostracodes, gastéropodes brisés) qui protègent une cavité sous-jacente remplie de sparite (Planche IV.21, E et F).

Les débris allongés (gastéropodes brisés, brachiopodes,…), sont préférentiellement orientés selon la stratification mais présentent parfois des orientations quelconques, ce caractère semblant essentiellement lié à la bioturbation.

Le classement est moyen à faible, les packstones pouvant être mieux classés que les wackestones. Ce faciès peut parfois présenter une lamination, avec certains niveaux plus riches en bioclastes soulignant la stratification. Les bioturbations sont présentes régulièrement, elles sont généralement centimétriques, souvent horizontales ou d'orientation quelconque. La plupart des bioturbations montrent en leur sein une concentration de corpuscules plus élevée que la matrice et leur bordure est parfois soulignée par des coquilles disposées concentriquement.

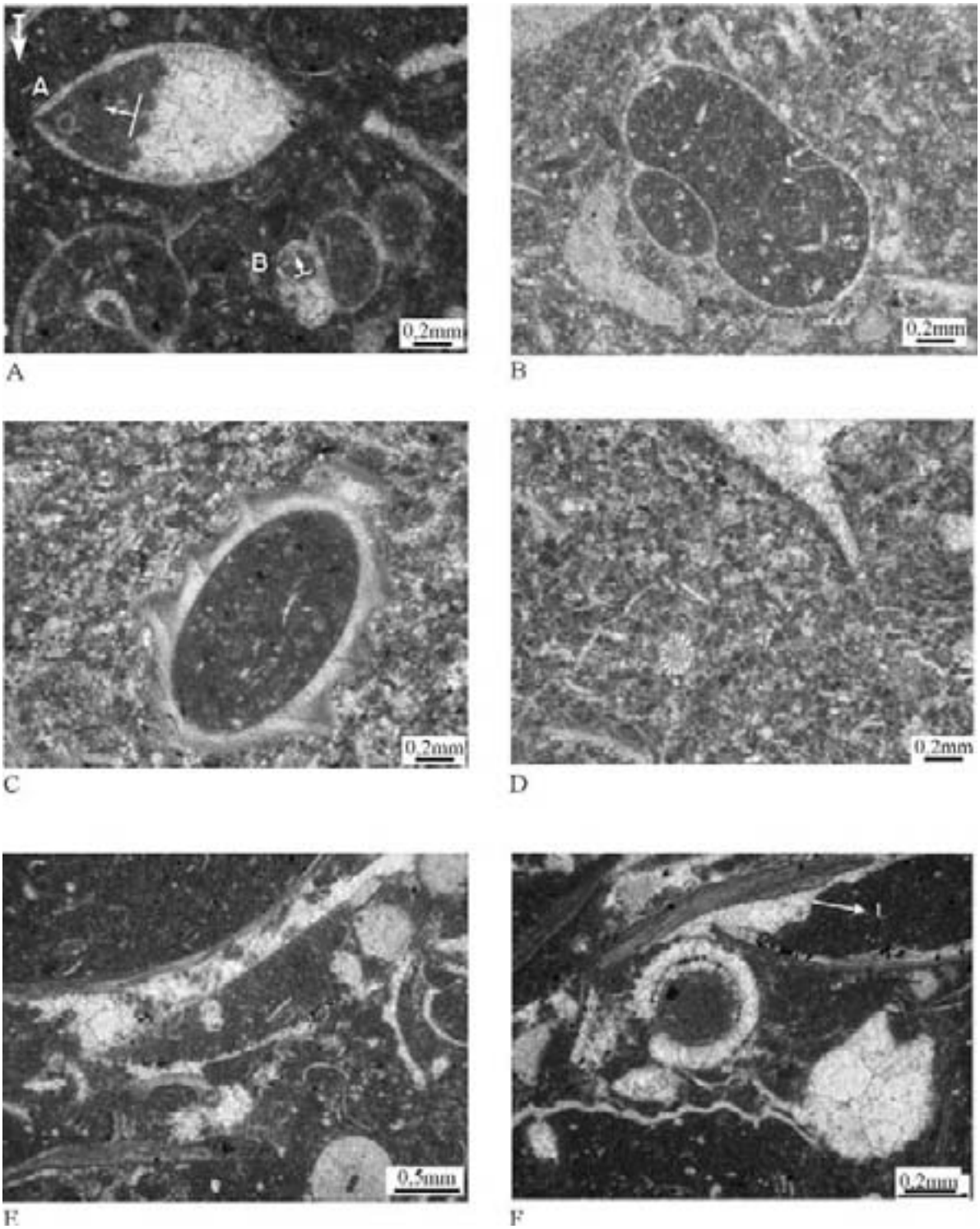


Planche IV.21: Microfaciès PFN2 à gastéropodes, photographies en LT : A. Packstone à coquille de brachiopode (A) et gastéropodes (B) où l'orientation des structures géopètales est différente de l'orientation de la stratification (indiquée par la flèche dans le coin supérieur gauche) et où la micrite interne est plus sombre que la matrice. Coupe de Huccorgne, Hc166. B. Gastéropodes dont le sédiment interne est plus sombre que la matrice. Lame mince Hc166b. C. Wackestone à gastéropodes, matrice riche en pelloïdes et tentaculite dont le sédiment interne micritique est plus sombre que la matrice environnante, coupe de Huccorgne, lame mince Hc200b. D. Wackestone à gastéropodes et pelloïdes, matrice riche en pelloïdes, Coupe de Huccorgne, Hc188b. E. et F. Wackestone à gastéropodes, cavités remplies de sparite sous une coquille (flèche 1 sur F.), coupe de Huccorgne, Hc166b.

De nombreux grains de quartz peuvent être dispersés au sein de certaines lames ; ils ont une taille moyenne de 0,1mm, ce qui les place dans la classe des sables fins et ils présentent une sphéricité et un arrondi faibles. L'argile peut dans certaines lames minces être présente en abondance, essentiellement concentrée dans certains niveaux qui sont généralement plus affectés par la dolomitisation.

Ce microfaciès présente deux pôles particuliers, un premier caractérisé par l'abondance des pelloïdes (Planche IV.21, C et D) et un second caractérisé par une texture mudstone (Planche IV.22).

Le pôle à pelloïdes montre une texture qui est soit un wackestone, un packstone ou encore un grainstone à pelloïdes. Les pelloïdes sont extrêmement bien triés, mesurent tous environ 0,05mm et présentent une bordure nette et un arrondi et une sphéricité élevés.

Le pôle mudstone à wackestone contient des ostracodes (à valves minces ou de type *Leperditia*), avec exceptionnellement des gastéropodes, crinoïdes et brachiopodes, pelloïdes et gastéropodes. Ce pôle est inclus au sein de ce microfaciès car il semble qu'il constitue la sédimentation de fond, lorsqu'il n'y a pas d'arrivées externes.

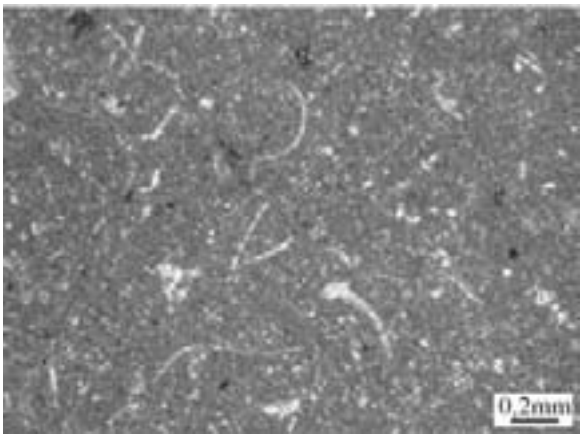


Planche IV.22 : Microfaciès PFN3, pôle mudstone à ostracodes. Coupe de Huccorgne, lame mince Hc2.

Bibliographie

Les gastéropodes sont décrits comme des organismes très tolérants aux variations environnementales, pouvant vivre dans des environnements continentaux, ouverts, saumâtres, de salinité normale ou hypersalins (Heckel, 1972).

Interprétation

Ce faciès semble être dominé par une sédimentation essentiellement micritique, riche en ostracodes et gastéropodes (pôle mudstone à ostracodes), interrompue par des passées fortement bioclastiques. Les gastéropodes sont considérés comme relativement ubiquistes ; cependant les autres corpuscules présents, crinoïdes, brachiopodes et tentaculites, semblent attester d'un milieu d'origine ouvert. L'absence d'algues indiquerait un dépôt sous la zone photique (les quelques algues présentes étant fortement altérées).

La conservation des corpuscules (hormis les gastéropodes) est relativement mauvaise, ce qui implique un certain transport mais ces corpuscules ne sont pas triés, ce qui semble indiquer une agitation relativement faible (comme le suggère également l'abondance de micrite). La présence fréquente de niveaux bioclastiques (lenticulaires ou non) et de niveaux à brachiopodes avec un ciment de sparite granulaire sous-jacent serait liée à un dépôt relativement brutal (tempestites).

Le problème de la présence d'un sédiment interne différent de celui de la matrice au sein des corpuscules à cavités (gastéropodes, brachiopodes ou ostracodes à deux valves accolées et tentaculites) et de structures géopètes qui ne correspondent pas à l'orientation de la stratification (Planche IV.21, photos A) est difficile à expliquer. En effet, il n'y a pas de clastes micritiques et les gastéropodes n'ont jamais de micrite résiduelle autour de leur coquille, ce qui semble indiquer qu'il n'y a pas eu de cimentation préalable au remaniement. De plus, les géopètes ne présentent pas de ciment marin ; il s'agit uniquement de sparite équigranulaire en gros cristaux. Il n'y a donc pas de trace de cimentation précoce. La formation de ces géopètes pourrait s'expliquer par un dépôt interne de micrite sombre qui se serait induré sans cimentation. Ensuite, lors d'un remaniement, les gastéropodes seraient remobilisés et redéposés. L'agitation nécessaire au remaniement ne doit pas être élevée car il ne s'agirait pas de débris arrachés à un substrat lithifié. L'excellente conservation des gastéropodes ainsi que la préservation de ce sédiment interne l'attestent. Le remaniement pourrait s'effectuer lors du passage de tempêtes.

Il s'agirait d'un dépôt formé sous la zone d'action des vagues, dans la zone d'action des vagues de tempête ; la sédimentation de fond témoigne d'un milieu relativement calme (pôle mudstone à ostracodes), mais est interrompue par des phases de dépôt bioclastique plus brutales.

3.2.2. Ceinture de faciès biostromaux

Microfaciès PFN3. Biostromes

Ces faciès totalement dolomitisés au sein de la coupe du vicinal à Huccorgne ne permettent pas de description microscopique. Macroscopiquement, la dolomitisation intense entraîne une altération importante et les observations ne sont donc pas optimales. Il s'agit essentiellement de biostromes dominés par des rugueux branchus, des stromatoporoïdes dendroïdes et des rugueux solitaires.

3.2.3. Ceinture de faciès internes subtidaux

Microfaciès PFN4. Packstone à paléosiphonocladales

Voir microfaciès PFS9 du modèle de plate-forme sud.

Microfaciès PFN5. Packstone à boundstone algaire (Planche IV.23)

Description

Il s'agit d'un microfaciès à algues essentiellement filamenteuses. Les algues observées sont des cyanophytes, de type porostromate (*Girvanella*) (Planche IV.23, B à D) et spongiostromate (oncoïdes) (Planche IV.23, A) et des chlorophytes, de type codiacée (*Sphaerocodium*, *Ortonella*), paléosiphonocladale et enfin, characée (umbelles). Les porostromates et codiacées, très abondantes, se présentent sous forme d'encroûtements ou de « pelotes » arrondies dispersées au sein du sédiment ou encore sous forme d'oncoïdes. La texture est un packstone qui peut devenir un boundstone lorsque les algues forment une trame encroûtante.

Les algues sont accompagnées d'ostracodes (à paroi fine ou de type *Leperditia*), de gastéropodes, dasycladacées et *Amphipora*. Les ostracodes et *Amphipora* peuvent servir de nucleus à des oncoïdes (0,2 et 1mm) qui sont en majorité irréguliers (développement plus important sur une face) ou réguliers (arrondis et développés de manière équivalente sur toutes les faces). Les encroûtements sont constitués essentiellement de spongiostromates mais on remarque aussi quelques filaments de porostromates.

L'état de conservation est relativement bon mais, localement, les gastéropodes peuvent être brisés. Il peut également y avoir de nombreux stromatoporoïdes ou rugueux massifs brisés. Le classement est très faible.

Ce faciès algaire peut montrer un pôle particulier sous la forme de faciès algaire à serpules (Planche IV.23, F). En effet, les tapis algaires peuvent être perforés par un réseau de « tubes » qui semble généralement parallèles à la stratification et de taille centimétrique.

Bibliographie

Interprétation des différents types d'algues d'après Flügel (1982, p332) :

- les cyanophytes sont interprétées comme vivant en eau douce, saumâtre ou hypersaline, en eau chaude ou froide, avec une profondeur variable et une énergie faible,
- les chlorophytes de type codiacées sont considérées comme tropicales, préférant la zone tidale inférieure (<10m), à énergie faible, en lagons protégés et en zone de pente en avant de récif,
- les paléosiphonocladales sont décrites comme vivant habituellement en milieu marin normal, tropical à subtropical, sous la zone tidale, jusqu'à environ 30m de profondeur (max90m), principalement entre 3-5m, dans des conditions d'énergie faible, sur substrat non consolidé, dans des lagons ou des reef-flat protégés.

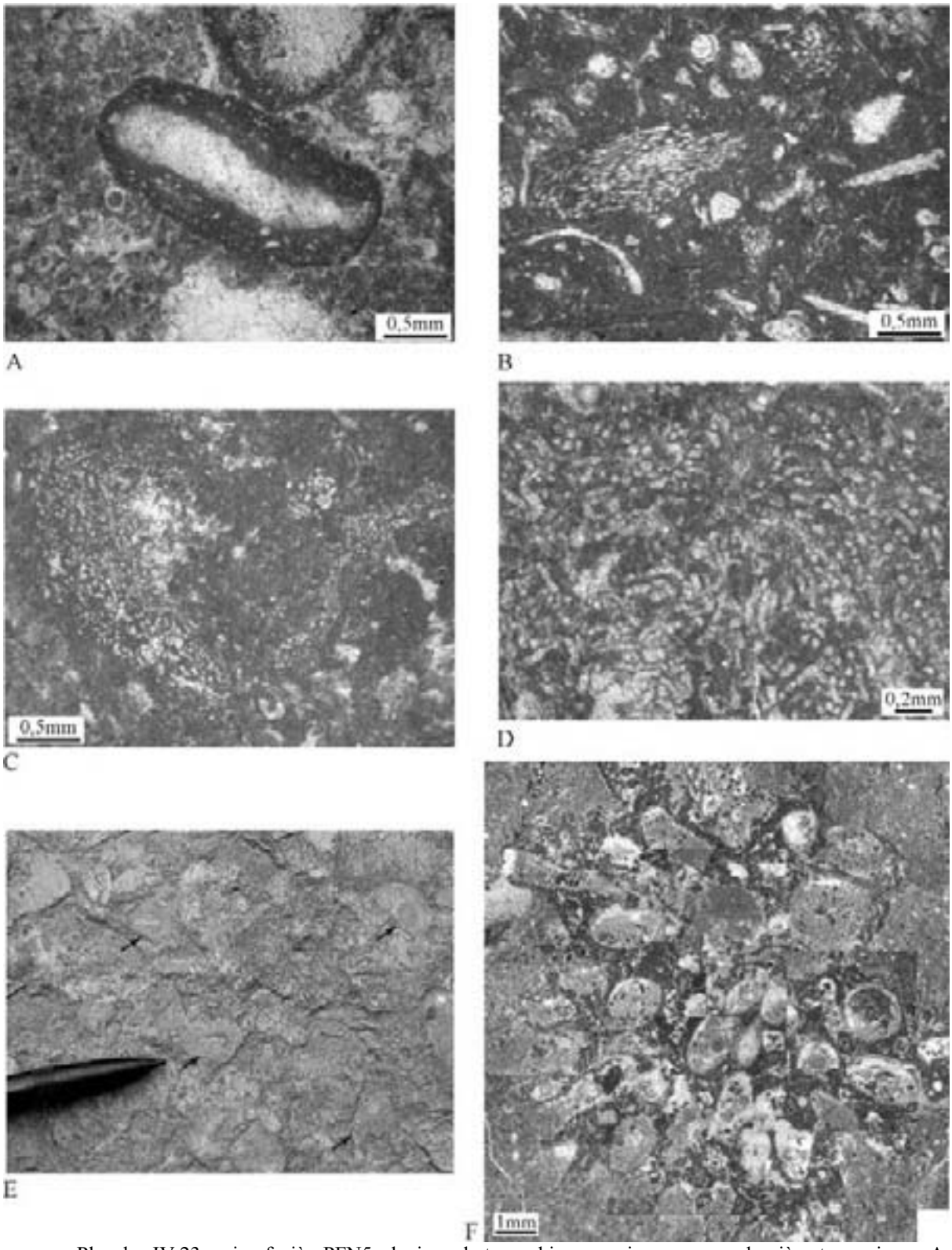


Planche IV.23: microfaciès PFN5 algaire, photographies au microscope en lumière transmise : A. Grainstone à oncolite centimétrique régulier. Coupe de Huccorgne, lame mince Hc301. B. Packstone à « pelotes » algaires (*Girvanella*), entourées de paléosiphonocladales, characées et ostracodes. Coupe de Huccorgne, lame mince Hc369. C. et D. Pelotes algaires de *Girvanella*. Coupe de Huccorgne, lame mince Hc371b et Hc301. E. Faciès à oncoïdes sur le terrain, banc Hc324, carrière ; les flèches indiquent les oncoïdes les plus visibles. F. Faciès à serpules, Coupe de Huccorgne, montage photographique de la lame mince Hc377.

Interprétation des oncoïdes :

Logan & al. (1964) proposent une classification des stromatolithes dans laquelle les oncoïdes correspondent au type SS (Spheroïdal Structure), soulignent que leur formation ne requiert pas de dessiccation périodique et qu'ils sont généralement caractéristiques de zones peu profondes et submergées en permanence ou situées dans la zone intertidale inférieure. Le facteur essentiel pour la croissance de ce type de structure est l'agitation, le plus souvent liée à l'action des vagues et des courants. Les différents modes de croissance de ces oncoïdes sont dus davantage à la fréquence de l'agitation qu'à son intensité. Les auteurs définissent 3 types d'oncoïdes, les « I » montrant les laminations corticales les plus irrégulières et correspondant à des eaux faiblement agitées, les « R » intermédiaires et les « C » à empilement de sphéroïdes concentriques, formés en zone continuellement submergée mais suffisamment agitée pour permettre un mouvement continu de l'oncoïde. D'après Brett & al. (1993) la profondeur à laquelle on retrouve les oncoïdes doit être très faible, entre 0 et 20m.

D'après Purser (1980), la plupart des auteurs considèrent les oncoïdes comme un type détaché de stromatolithe. Le cortex de l'oncoïde est formé principalement de carbonate cryptocristallin sans structure et d'un réseau flou vaguement laminaire de filaments de cyano-bactéries (Logan et al., 1964). Le sédiment est le résultat soit d'un piégeage dans le feutrage algaire, soit d'une précipitation au sein du tapis. La dégradation des algues consécutive à leur enfouissement dans le sédiment provoque la disparition de la matière organique et le corpuscule prend alors l'aspect d'une boule de sédiment vaguement laminaire, sans structures organiques reconnaissables.

Interprétation

Les oncoïdes observés ici sont souvent irréguliers (type I). Les conditions d'agitation nécessaires à leur formation sont donc relativement faibles, cette agitation modérée étant également soulignée par la matrice micritique abondante. Cependant, la présence d'oncoïdes réguliers, de gastéropodes, de stromatopores et de rugueux brisés indiquent une agitation épisodique. L'abondance des algues et la présence d'*Amphipora* permettent de situer ce faciès dans un milieu de faible profondeur d'eau mais probablement immergé en permanence, compte tenu de l'agitation très faible et de l'absence de fissure de dessiccation. Ce milieu semble également sujet à de nombreuses arrivées de corpuscules issus des biostromes.

Microfaciès PFN6. Wackestone à umbelles

Voir microfaciès PFS11 du modèle de plate-forme sud.

3.2.4. Ceinture de faciès internes intertidaux

Microfaciès PFN7. Mudstone

Voir microfaciès PFS12 du modèle de plate-forme sud.

Microfaciès PFN8. Grainstone laminaire à pelloïdes

Ce microfaciès, très proche du microfaciès PNS13, comprend un pôle supplémentaire à celui qui a été défini dans le modèle de plate-forme sud.

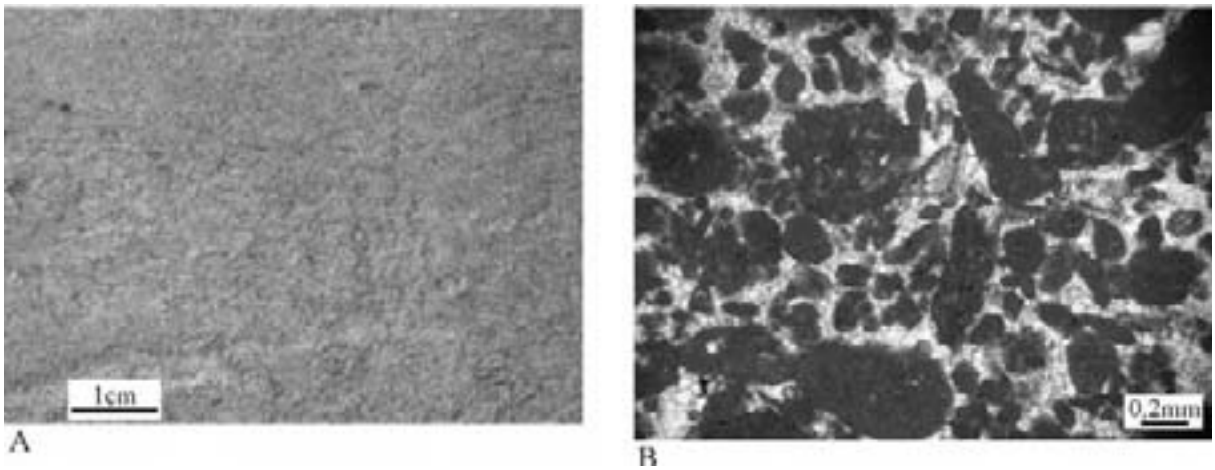


Planche 24: microfaciès PFN8 pôle grainstone à clastes. A. Photo de terrain, Huccorgne carrière, banc 317, on distingue à l'œil nu les clastes. B. grainstone à clastes micritiques mal classés, LT, coupe de Huccorgne, Hc318e.

Il s'agit de grainstone à clastes plus ou moins bien triés, laminaire ou non. Les clastes montrent des bordures nettes, une taille inframillimétrique à plurimillimétrique et leur classement est relativement faible. Ils sont accompagnés de paléosiphonocladales, umbelles, ostracodes à parois épaisse (*Leperditia*), gastéropodes et débris de crinoïdes. Le ciment entre les clastes est une sparite équigranulaire.

Ce pôle à pelloïdes est souvent lié à des bancs biseautés qui pourraient être des structures chenalisantes au sein des faciès mudstone ou des faciès laminaires à pelloïdes.

3.2.5. Conclusions

La succession des faciès de plate-forme nord montre dans sa partie externe des shales (PFN1) et des calcaires en bancs décimétriques à niveaux bioclastiques (PFN2), caractéristiques d'un environnement situé dans la zone d'action des vagues de tempête. Les biostromes (PFN3) sont difficiles à interpréter compte tenu de leur forte dolomitisation ; ils sont placés en position intermédiaire en comparaison avec le modèle de plate-forme sud. La plate-forme interne montre des faciès subtidaux à paléosiphonocladales (PFN4), algaires (PFN5) et à umbelles (PFN6), ainsi que des faciès intertidaux, des grainstones laminaires à pelloïdes (PFN8) et des mudstones (PFN7).

Les différents affleurements étudiés à Huccorgne montrent des variations importantes dans la distribution des faciès. En effet, la base de la coupe (affleurements du Vicinal et de Famelette 1 et 2) qui recoupe la Formation de Bovesse et la base de la Formation de Huccorgne montre exclusivement des microfaciès externes (PFN1 à 2) et des microfaciès à biostromes (PFN3) alors que la partie supérieure de la coupe montre exclusivement des

microfaciès de type lagunaire (PFN4 à 8). En l'absence d'équivalents latéraux, il est donc difficile de savoir si ces ceintures de microfaciès externes, à biostromes ou internes coexistent latéralement ou appartiennent à des modèles indépendants.

PFN	MICROFACIÈS	COULEUR / TEXTURE / STRUCTURE	CONSTITUANTS (AUTOCHTONES – ALLOCHTONES)	CONSERVATION / TRANSPORT	ENERGIE	INTERPRÉTATION
Ceinture de faciès externes						
1	Shale	Argile brune ou kaki		Conservation ~ Transport ~	Faible	Sous la ZAV, turbidité très élevée
2	Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes	Bancs dm noirs	Gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes	Conservation ~ Transport ~	Intermittente	Dans la ZAVT, sédimentation calme soumise aux tempêtes
Ceinture de faciès biostromaux						
3	Faciès à constructeurs massifs ou branchus	Bancs métriques dolomitisés, Floatstone-rudstone	Stromatopores, rugueux et tabulés, morphologie variable	?	Moyenne à élevée	ZAV
Ceinture de faciès internes subtidaux						
4	Packstone à paléosiphonocladales	Bancs clairs en bancs dm, packstone	Paléosiphonocladales, ostracodes, *Amphipora*	Conservation ↑ Transport ↓	Faible	Subtidal
5	Packstone à boundstone algaire	Bancs métriques clairs, floatstone	Algues diverses, stromatopores et rugueux massifs	Conservation ~ Transport ↑	Intermittente	Subtidal
6	Wackestone à umbelles	Bancs dm clairs	Umbelles, crinoïdes, clastes, brachiopodes	Conservation ~ Transport ~	Intermittente	Subtidal
Ceinture de faciès internes intertidaux						
7	Mudstones	Bancs dm clairs	Algues	Conservation ↑ Transport ↓	Calme	Intertidal
8	Grainstone à pelloïdes	Bancs dm souvent lités	Pelloïdes essentiellement	Conservation ↑ Transport ↓	Intermittente	Intertidal

Tableau IV.2 : liste des microfaciès du modèle de plate-forme nord, description et interprétation

4. Partie supérieure du Frasnien : Modèle de rampe supérieur (RS)

La partie supérieure du Frasnien est constituée des Formations de Neuville, Matagne, Valisettes, Aisemont et Lambermont. Cette étude se concentrant sur les formations calcaires, seules les Formations d'Aisemont et de Neuville ont été levées et sont donc reprises dans le modèle de rampe supérieur. La Figure IV.10 permet la localisation des différents affleurements qui recoupent le modèle de rampe supérieur. Ces formations présentent généralement des affleurements de qualité moindre que ceux de la partie moyenne du Frasnien (compte tenu de la dolomitisation souvent importante et de l'altération) et, qui plus est, discontinus à cause de leur caractère fortement argileux.

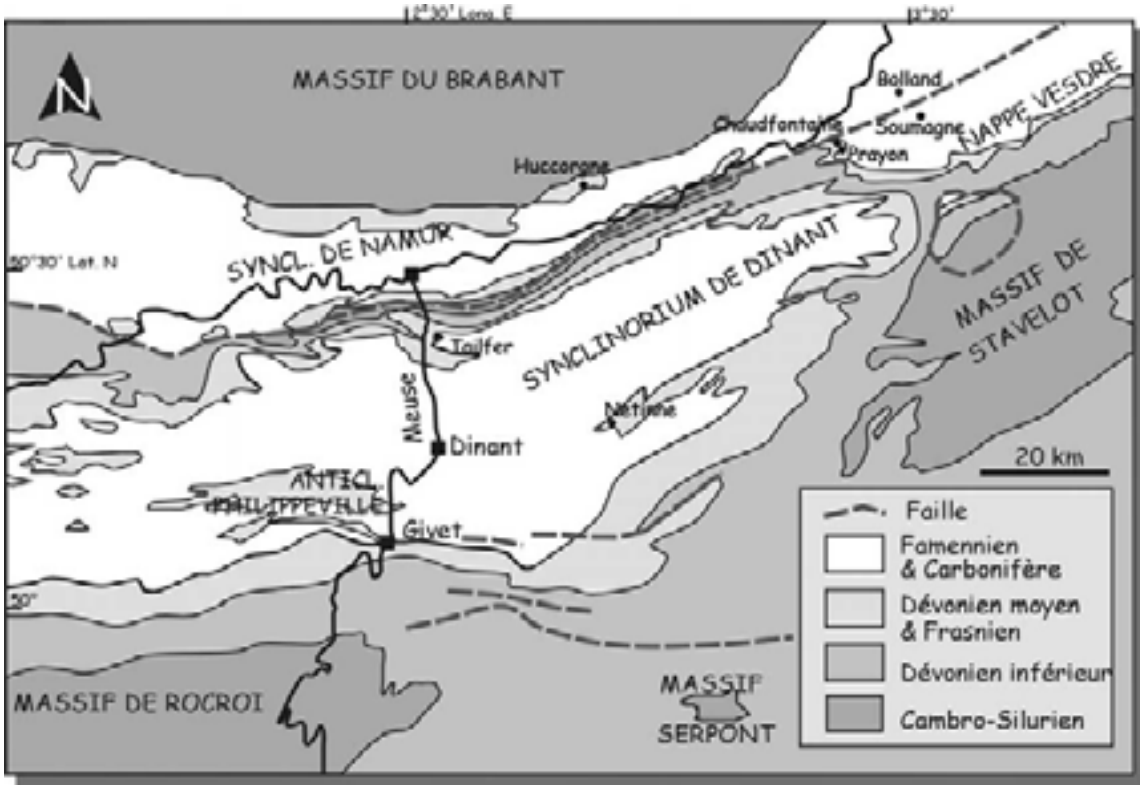


Figure IV.10: Localisation des différentes coupes reprises dans le modèle de rampe supérieur.

Comme nous l'avons vu, des modèles comparables aux modèles de plate-forme sud et nord (PFS et PFN) ont été abondamment décrits dans la littérature. Par contre, aucune référence n'a été trouvée sur des modèles de rampe équivalents datés du Frasnien. Les interprétations sont donc basées sur des critères écologiques et sédimentologiques ainsi que sur des comparaisons avec des modèles de rampe d'autres époques (par exemple, les Trenton limestones de l'Ordovicien d'Ontario de Brookfield & Brett, 1988 et de l'Ordovicien de Corée par Lee & al, 2001).

4.1. Ceinture de rampe externe

Microfaciès RS1. Shales et shales calcareux

Description

Ce microfaciès est l'un des plus faciles à différencier sur le terrain, compte tenu du contraste lithologique, mais il est également celui qui affleure le moins bien. Il s'agit de shale kaki ou brun, qui peut présenter une lamination millimétrique. La roche peut être soit totalement argileuse, soit montrer une composante calcaire, généralement sous forme de nodules. Un certain nombre de fossiles, souvent bien conservés, peuvent être dispersés au sein de la roche, souvent disposés selon la stratification. Ce sont essentiellement des brachiopodes, ainsi que des crinoïdes, bryozoaires, tabulés branchus, ostracodes et rugueux massifs.

Ce faciès est parfois bioturbé, les bioturbations étant souvent parallèles à la stratification ou parfois perpendiculaires, avec un diamètre approximatif de 0,2cm à 1cm. Elles peuvent également se manifester par une désorganisation de la lamination. Le shale est souvent parsemé de cristaux rhomboédriques de dolomite (0,1 mm), orange (ferrifères) ou incolores. Il peut y avoir quelques cubes de pyrite (0,1mm, souvent disposés selon la stratification).

Les organismes dispersés au sein de la roche sont généralement en bon état, d'une taille centimétrique, mais ils peuvent parfois être accompagnés de petits débris (0,5mm), essentiellement de crinoïdes et brachiopodes. Le classement est mauvais, les organismes centimétriques côtoyant les débris inframillimétriques. Les corpuscules allongés, tels les brachiopodes, sont disposés selon la stratification.

Interprétation

C'est un faciès qui s'est mis en place sous la zone d'action des vagues. La faune, ainsi que le caractère argileux laminaire semblent concorder avec un environnement de dépôt de nature ouverte et calme. La présence de bioturbation traduit l'existence d'une endofaune, suggérant un sédiment relativement bien oxygéné, tout au moins dans sa portion la plus superficielle. La nature fine du sédiment témoigne d'un dépôt très calme, sous la zone d'action des vagues, permettant la sédimentation par suspension.

Microfaciès RS2. Mudstone à wackestone argileux

Description

Il s'agit d'un calcaire argileux ou d'un shale calcaire. La roche se présente sous forme de calcaire nodulaire à pseudonodulaire ou de shale à nodules calcaires. Les nodules sont irréguliers, pas toujours très bien définis mais, lorsqu'ils sont nets, ils apparaissent relativement dispersés au sein de la matrice argilo-calcaire. Généralement, ces nodules centimétriques à décimétriques irréguliers sont disposés selon la stratification. Ils peuvent parfois être coalescents et former des petits niveaux calcaires irréguliers. Ce faciès affleure essentiellement au sein de la Formation de Neuville ; il est très homogène et constitue des

empilements importants et continus, ne montrant pas vraiment de variation sédimentologique ni de limite entre les bancs.

Les nodules présentent une texture mudstone à wackestone et comporte quelques corpuscules tels que des brachiopodes, bryozoaires, crinoïdes, gastéropodes, spicules d'éponge, ostracodes et trilobites. Ces corpuscules relativement rares sont généralement dispersés dans la matrice mais ils peuvent parfois être concentrés le long de niveaux particuliers. Les corpuscules présentent un état de conservation variable. Ils peuvent être brisés et les crinoïdes sont parfois affectés de « pitting », mais certains brachiopodes peuvent présenter leurs deux valves accolées (avec une structure géopète). Ce faciès montre parfois des petites bioturbations millimétriques horizontales à bordure nette, et à remplissage lâche, parfois sparitique.

La matrice entre les nodules est une argile calcaire, comportant parfois des débris de brachiopodes et de crinoïdes.

Exceptionnellement, certains niveaux particuliers interrompent cette sédimentation monotone. Un premier exemple est une alternance de lits clairs et foncés d'environ 0,2mm à 1mm, à pelloïdes. La teinte claire étant liée à une moindre abondance de pelloïdes et un caractère plus grainstone. Ces petits lits peuvent présenter des structures entrecroisées. Il peut également y avoir dans d'autres niveaux des accumulations de coquilles de brachiopodes qui protègent une cavité sparitique.

Interprétation

La communauté présente au sein de ce sédiment atteste d'un milieu ouvert. Le caractère fin du sédiment situe son dépôt sous la zone d'action des vagues. Les bioturbations témoignent de la présence d'endofaune au sein du sédiment et ainsi de son caractère oxygéné, du moins en surface. Les structures particulières, telles les bancs à lits millimétriques à structures entrecroisées et les niveaux à brachiopodes, pourraient être liées à une agitation temporairement plus élevée, c'est-à-dire au passage d'une tempête. Ce faciès se serait donc déposé sous la zone d'action des vagues, à la limite de la zone d'action des vagues de tempête.

4.2. Ceinture de rampe à biostromes

Microfaciès RS3. Floatstone à débris récifaux et *Renalcis*

Description

Floatstone riche en crinoïdes, en débris récifaux, en *Renalcis* et en stromatopores lamellaires. La boue est plus abondante dans ce faciès qu'au sein de tous les autres faciès de ce modèle de rampe supérieur. Ce faciès peut inclure, en plus des stromatopores, des tabulés ou des rugueux lamellaires. Les stromatopores se présentent sous forme lamellaire, anastomosée et/ou encroûtante. Il peut y avoir des encroûtements par des stromatoporoïdes, des tabulés ou des *Sphaerocodium*. Les *Renalcis* peuvent être très abondants et former de

véritables buissons, toujours en place. Ces organismes sont accompagnés de brachiopodes et d'ostracodes très bien conservés, souvent avec leurs deux valves associées, ainsi que de spicules d'éponges formant un réseau squelettique ou disséminées au sein de la matrice. On observe également des crinoïdes et des gastéropodes bien conservés, ainsi que des débris d'origine diverse, relativement fins (0,1mm), dispersés dans la matrice. Le classement général du sédiment est très faible et la proportion d'argile est beaucoup plus faible que pour les autres faciès de ce modèle.

Bibliographie

D'après Roux (1985), le genre *Renalcis* désigne des organismes constitués d'un agrégat de « cellules » apparemment creuses, bulbeuses, hémisphériques ou réniformes, superposées ou empilées et dont la « paroi » plus ou moins épaisse est en calcite microcristalline sombre. Ils sont décrits comme *Incertae Algae*, c'est-à-dire, algues d'affinité incertaine. D'après Mamet & Préat (1986), les *Renalcis* pouvaient élever des colonies assez rigides et probablement constituer un bon filtre du sédiment. Les *Renalcis* du Givétien (Mamet & Préat, 1986), associés à différents bioclastes, formaient des petites bioconstructions riches en matrice micritique. Dans leur travail sur la répartition des algues au sein des monticules micritiques frasniens « F2j » de Belgique, Mamet & Boulvain (1992) situent les *Renalcis* essentiellement dans le cœur des monticules.

D'après Cornet (1975), les digitations des stromatopores anastomosés seraient dues à des apports sporadiques de sédiments qui auraient provoqué l'étouffement des colonies, tandis que les périodes d'accalmie permettaient à celles-ci de s'épanouir à nouveau. Kershaw (1993) les décrit également comme caractéristiques de milieux à sédimentation relativement lente mais épisodique.

Interprétation

L'abondance de la boue, ainsi que l'excellente préservation de la plupart des corpuscules (buissons de *Renalcis* et éponges non dissociées, brachiopodes et ostracodes à deux valves accolées) semblent indiquer un milieu à agitation très faible, sous la zone d'action des vagues. La présence de stromatopores anastomosés indiquerait une sédimentation épisodique. L'abondance des stromatopores au sein de ce faciès par rapport aux autres faciès biostromaux dominés par des rugueux pourrait être liée à la diminution de l'argile en suspension dans l'environnement de dépôt. En effet, les stromatopores sont généralement considérés comme moins tolérants à un apport argileux. La présence des *Renalcis* et de la boue soulignerait le caractère bioconstruit de ce faciès ; il s'agirait de petits « monticules » micritiques, sous la zone d'action des vagues.

Microfaciès RS4. Rudstone à rugueux (Planche IV.25)

Description

Ce microfaciès est dominé par les rugueux coloniaux (*Phillipsastrea*), qui peuvent former jusqu'à 90% de la roche. Les autres constructeurs sont essentiellement des tabulés, mais il peut y avoir également quelques stromatopores. La morphologie et la disposition des organismes bioconstructeurs sont relativement variables. En effet, ils sont généralement massifs (Planche IV.25, C et D) mais peuvent également être tabulaires (Planche IV.25, A et B), lamellaires (Planche IV.25, F), encroûtants (Planche IV.25, C), ou encore branchus. Les encroûtements sont très variables, même au sein d'un même échantillon. Ils sont généralement centimétriques et sont soit plus développés d'un côté, soit réguliers. Les constructeurs sont généralement brisés et ils sont souvent orientés avec leur plus grand côté disposé selon la stratification mais ils peuvent être orientés perpendiculairement à celle-ci (Planche IV.25, D).

La matrice est un packstone principalement à crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires, accompagnés de trilobites, ostracodes, stromatopores, gastéropodes, débris de tabulés et rugueux. Tous ces corpuscules sont sous forme de débris plus ou moins triés et souvent fortement brisés ; le classement des petits débris est relativement bon (débris d'environ 0,2mm). Il peut y avoir énormément d'argile, disposée en passées millimétriques autour des corpuscules massifs ou formant exceptionnellement presque l'entièreté de la matrice.

Interprétation

L'abondance des rugueux massifs ou encroûtants, souvent brisés et disposés dans toutes les directions, ainsi que la présence d'une matrice au sein de laquelle les corpuscules sont brisés et relativement bien triés seraient la conséquence d'une agitation relativement élevée conduisant à la formation de débris ainsi qu'au classement de la matrice. Cependant, l'abondance de l'argile semble mal s'accommoder d'une agitation élevée. Cela signifierait alors que l'agitation est élevée de manière intermittente et que ces phases d'agitation sont interrompues par des phases calmes qui permettraient le dépôt de l'argile. Le caractère brisé des constructeurs est parfois lié à une compaction très importante. Ce faciès se serait donc formé à proximité de la zone d'action des vagues, dans une eau fortement turbide et dans une agitation intermittente, probablement sous l'influence des tempêtes.

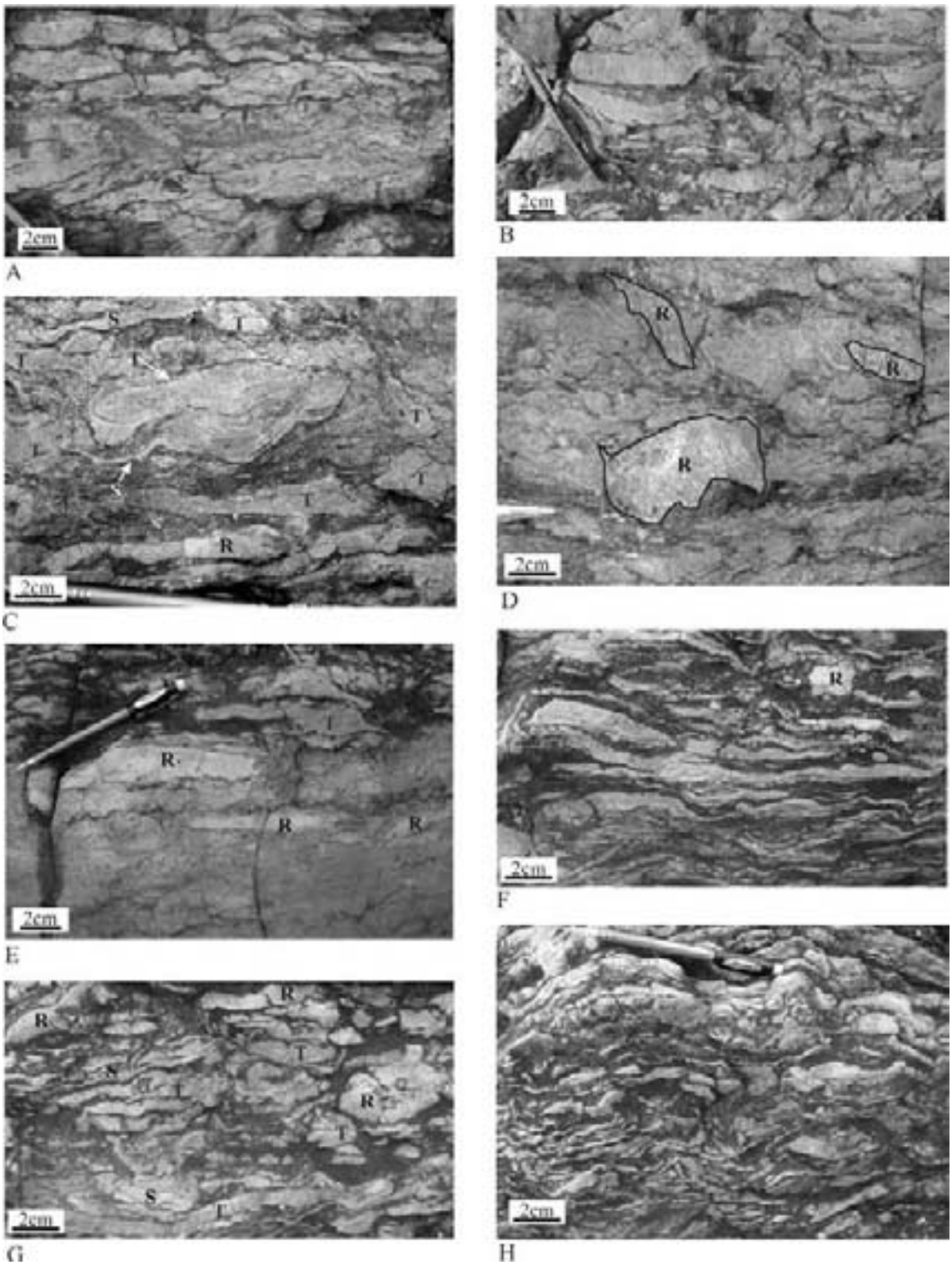


Planche IV.25 : Microfaciès RS4 à constructeurs. Coupe de Prayon. S. Stromatopores, T. Tabulés et R. Rugueux. A. et B. Faciès à rugueux tabulaires relativement abondants, souvent brisés et matrice riche en débris divers. A. Banc P31 et B. Banc P29 C. On distingue au centre de la photo un tabulé brisé, puis encroûté par un stromatopore et, enfin, retourné. A la base, on distingue un rugueux brisé. Banc P32 D. Rugueux brisés (contours soulignés) entourés de nombreux tabulés brisés (peu visibles sur la photo). Banc P32 E. Rugueux brisés ; la densité des constructeurs diminue et la proportion de matrice micritique augmente. Banc P33 F. et H.Tabulés essentiellement et rugueux lamellaires, F. Banc P37 et H. Banc P41. G. Mélange de stromatopores, rugueux et tabulés extrêmement brisés. Banc P38.

Microfaciès RS5. Packstone à crinoïdes (Planche IV.26)

Il s'agit d'un packstone à crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires, accompagnés de trilobites, ostracodes, spicules d'éponges, stromatopores dendroïdes ou lamellaires, tabulés branchus et rugueux massifs.

Le classement est moyen ; les organismes possèdent une taille d'environ 0,3mm ou 0,1mm selon les lames minces, mais il peut y avoir quelques corpuscules plus grands (généralement des constructeurs), allant jusqu'au centimètre, et quelques débris plus petits, non identifiables (0.05mm). Les corpuscules sont généralement mal conservés, brisés. Il peut cependant y avoir localement quelques crinoïdes intacts (sans « pitting ») et des ostracodes montrant leur deux valves accolées (avec une structure géopète de micrite et sparite).

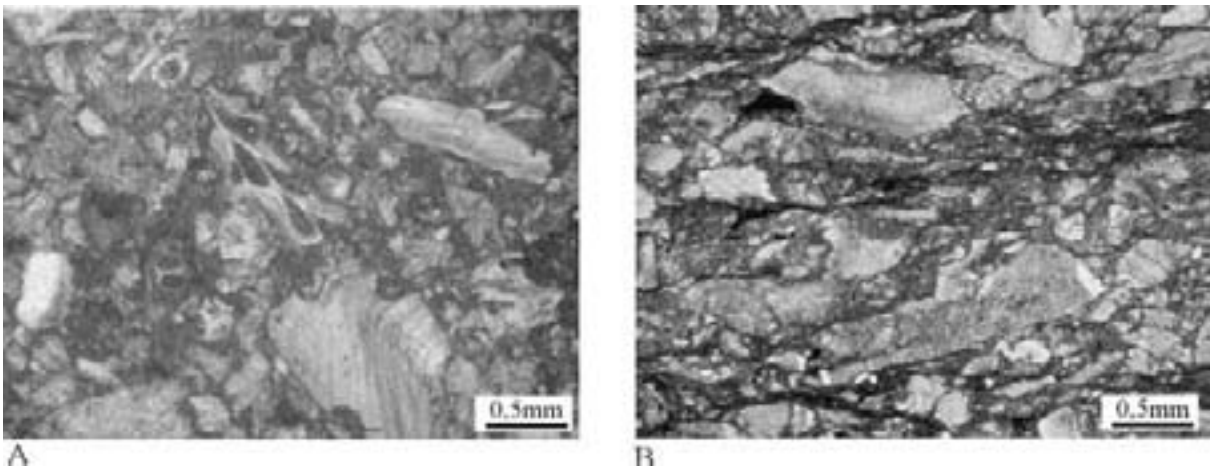


Planche IV.26 : Microfaciès RS5 packstone à crinoïdes. A. Packstone relativement mal classé à crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires. Coupe de Prayon, P32. B. Packstone argileux à crinoïdes et débris de constructeurs. Coupe de Chaudfontaine, lame mince Ch9b.

La matrice peut être localement presque absente, les organismes étant si nombreux qu'ils sont en contact. Lorsque la matrice est présente, il s'agit d'une micrite, parfois accompagnée d'argile en abondance. La matrice peut également être recristallisée en microspar (argileux beige), généralement lorsque le faciès est plus argileux. Il peut également y avoir localement des accumulations millimétriques argileuses qui soulignent la stratification. Exceptionnellement, de petits grains de quartz (0,1mm) relativement arrondis peuvent parsemer la lame mince. Ce faciès ne semble pas montrer de bioturbations.

Exceptionnellement, ce microfaciès peut présenter une lamination soulignée par une alternance de wackestone à petits débris (0,1mm) et de packstone à débris plus grossiers (0,3mm) ou encore par des accumulations argileuses en lits millimétriques.

Certaines lames peuvent également montrer la particularité suivante : une surabondance de débris ou d'encroûtements de girvanelles autour des corpuscules. Dans ce cas, les girvanelles deviennent tellement abondantes qu'elles semblent constituer une véritable trame qui cimente les débris de corpuscules entre eux (Planche IV.27).

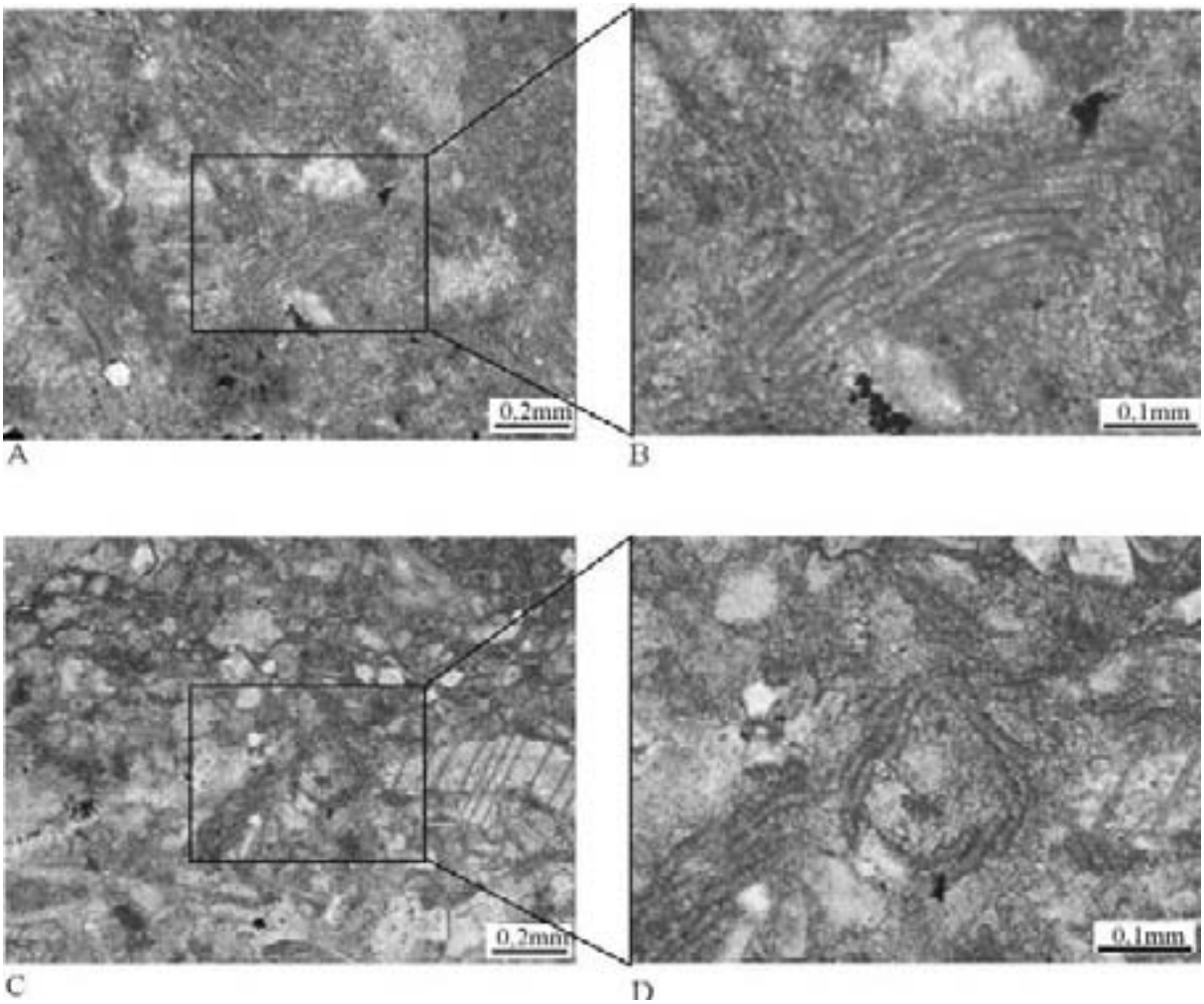


Planche IV.27 : Microfaciès RS5, packstone à crinoïdes et *Girvanella*. Localement, *Girvanella* est tellement abondante qu'elle compose presque exclusivement la matrice. A et B. Sondage de Bolland, lame mince SBo 2133 C. et D. Sondage de Bolland, lame mince SBo 875

Bibliographie

Brett & al. (1993) proposent des estimations de la profondeur favorable à l'épanouissement des *Girvanella* (entre 0 et 100m), avec un maximum d'abondance entre 0 et 40m, c'est-à-dire en faible profondeur d'eau et en eaux claires.

Interprétation

L'abondance des organismes tels que les crinoïdes, bryozoaires et brachiopodes témoigne d'un milieu ouvert. Le classement moyen à bon et l'abondance des corpuscules brisés témoignent d'un environnement relativement agité. Ce faciès est très proche du faciès RS3, rudstone à rugueux, mais il s'observe souvent à la base de la Formation d'Aisemont et constituerait la phase de colonisation précédant l'installation des faciès de rudstone à rugueux. Ce phénomène se déroulerait probablement lors d'une phase transgressive, qui conduit à la création d'espace d'accommodation suffisant à l'épanouissement des rugueux massifs.

4.3. Ceinture de rampe interne

Microfaciès RS6. Grainstone ou packstone à pelloïdes

Description

C'est un faciès dominé par la texture grainstone mais pouvant montrer localement une texture wackestone ou packstone. Les corpuscules nettement dominants sont les pelloïdes (~80%) dont les contours sont nets ou parfois diffus. Ils présentent un arrondi et une sphéricité élevés et leur taille se situe entre 0,05 et 0,1mm. Localement, quelques clastes à bordure nette, d'arrondi élevé et de sphéricité variable sont présents (0,1-0,3mm). Le classement des pelloïdes est relativement bon.

Les corpuscules accessoires sont, dans un ordre d'abondance décroissant, les oncoïdes, calcisphères, gastéropodes, ostracodes, foraminifères, crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires, umbelles, paléosiphonocladales, filaments de *Girvanella*, etc. Lorsque les oncoïdes et les gastéropodes sont présents, ils diminuent fortement le classement par leur taille millimétrique, leur conservation étant souvent bonne. Les autres corpuscules tels les crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires sont souvent brisés et leur taille correspond alors plus ou moins à la taille dominante qui est celle des pelloïdes (0,1mm environ).

Les oncoïdes correspondent à des encroûtements (environ 0,5mm d'épaisseur) réguliers et symétriques de *Girvanella* et parfois de *Sphaerocodium*, autour de tabulés et de brachiopodes. Les bioturbations peuvent être abondantes ; elles sont généralement centimétriques, le sédiment interne étant plus lâche et plus riche en sparite. Il semble que des fissures de dessiccation soient présentes, soit sous forme de fissures verticales, ou de fissures circum-granulaires, autour des oncoïdes.

Le ciment est disposé de manière concentrique autour des corpuscules et sous forme de sparite au centre des cavités. Il peut y avoir de la dolomite, souvent concentrée dans certaines zones. Elle est principalement de type « idiotopic E », 0,1mm, incolore, ou possède une bordure brune ou brune zonée.

Interprétation

Les pelloïdes présentent une bordure qui peut être régulière ou diffuse. Leur formation pourrait être liée à une origine fécale, algaire (Purser, 1980) directe ou correspondant au démantèlement de tapis ou à la bioturbation.

Le caractère très bien trié des pelloïdes indique une agitation élevée, probablement dans la zone d'action des vagues. De même, la texture grainstone, appuie cette interprétation ; cependant, la présence locale de sédiments plus fins (packstone ou wackestone) serait due à une agitation parfois plus faible, intermittente. La présence d'oncoïdes témoigne d'un mélange avec le faciès RS7 à oncoïdes. Il s'agit probablement d'un environnement de shoal, fortement agité, dans la zone d'action des vagues.

Ce microfaciès est relativement proche du microfaciès à pelloïdes du modèle de plate-forme sud (PFS10) mais la boue est moins présente ici, ce qui pourrait être lié à la géométrie de rampe du modèle sédimentaire qui permet une agitation plus élevée.

Microfaciès RS7. Packstone ou wackestone à oncoïdes (Planche IV.28)

Il s'agit d'un packstone, wackestone ou floatstone à oncoïdes. Certaines lames montrent un caractère plus argileux ou encore une matrice totalement dolomitique. La nature de la matrice est variable, constituée soit de micrite, soit de microspar (souvent lié à une augmentation de la teneur en argile).

Les corpuscules présents dans la matrice sont, par ordre décroissant, les microdébris, les brachiopodes, les crinoïdes, les gastéropodes, les tabulés, les ostracodes (à parois fines ou *Leperditia*) et des corpuscules tels les udotéacées, les spicules d'éponges, les paléosiphonocladales, les stromatopores ou les tabulés branchus et les umbelles. L'état de conservation est variable. Les oncoïdes sont généralement très bien conservés, bien que certaines lames en contiennent des débris. Les gastéropodes peuvent être entiers ou brisés, de même que les brachiopodes qui peuvent être brisés ou extrêmement bien conservés avec leurs deux valves accolées et leurs épines entières. Les crinoïdes sont par contre généralement brisés et affectées de « pitting ». Le classement est très mauvais, toutes les tailles de 0,05mm au centimètre étant représentées. Quelques lames montrent cependant un classement en deux populations de taille, avec les oncoïdes centimétriques et la matrice wackestone dominée par les microdébris de 0,05mm à 0,1mm.

Les oncoïdes possèdent généralement un diamètre de l'ordre du centimètre ; le nucleus est souvent constitué par un brachiopode, un tabulé, un stromatopore, un crinoïde, un bryozoaire, une udotéacée, un *Amphipora* ou un gastéropode. Les organismes encroûtants ne sont pas toujours identifiables ; en effet, il ne subsiste souvent qu'une couche de micrite montrant une lamination faiblement marquée, peu diagnostique pour identifier l'espèce encroûtante. Cependant, quelques filaments de G*irvanella* ont été identifiés localement au sein de cette micrite (Planche IV.28, D) ou encore une structure grumeleuse de type thrombolitique. Des *Sphaerocodium*, bryozoaires, stromatopores et tabulés peuvent également constituer les organismes encroûtants. Généralement, les oncoïdes sont très développés (parfois un centimètre d'épaisseur d'encroûtement) et souvent, les encroûtements produisent une forme elliptique ou sphérique même à partir d'un nucléus très irrégulier. Parfois, les oncoïdes apparaissent beaucoup plus développés sur une face ; ils peuvent aussi montrer une surface irrégulière et mamelonnée (genre choux fleur, Planche IV.28, A) ou régulière. Il arrive que deux oncoïdes se rejoignent et s'englobent.

Les bioturbations sont présentes, souvent centimétriques ; elles montrent un remplissage de grainstone pelloïdique.

Il est à remarquer que, exceptionnellement, dans la coupe de Huccorgne, au niveau du deuxième biostrome, les oncoïdes sont accompagnés de nombreuses udotéacées très bien conservées qui peuvent constituer le nucléus (Planche IV.28, C).

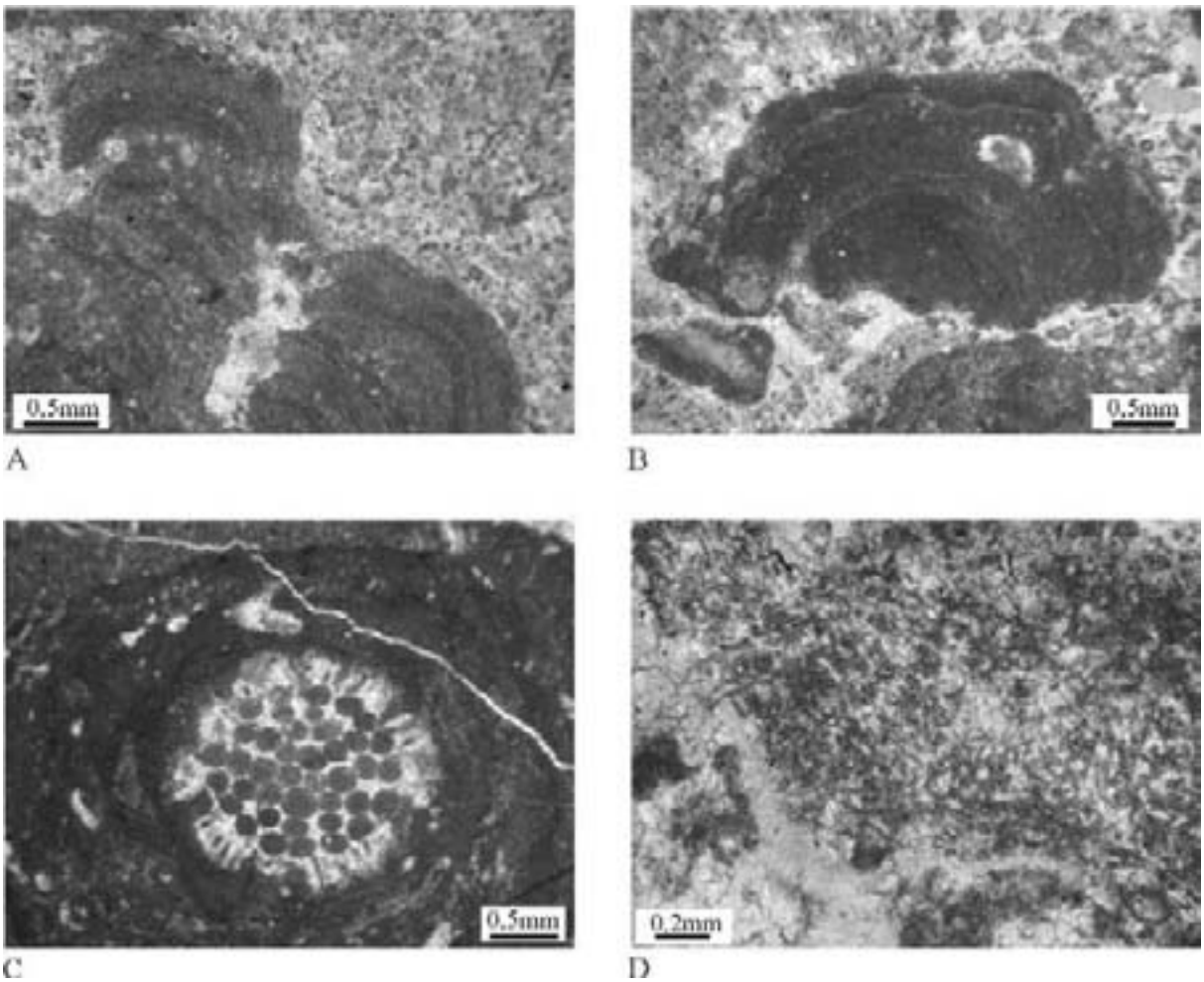


Planche IV.28 : Microfaciès RS6, à oncoïdes de la Formation d'Aisemont, LT. A. Oncoïdes à surface irrégulière de type SS-R, au sein d'un grainstone à pelloïdes. Coupe de Huccorgne, lame mince Hc99c. B. Oncoïde brisé, coupe de Huccorgne, Hc120 C. Oncoïde dont le centre est formé par une udotéacée. Coupe de Huccorgne, Hc132. D. Oncoïde ou l'on distingue très nettement les filaments de *Girvanella*, coupe de Huccorgne, Hc130b.

Bibliographie

Oncoïdes et Girvanella

La bibliographie des oncoïdes est proposée au microfaciès PFN6 de la plate-forme nord et celle des *Girvanella* est proposée au microfaciès RS5 de ce modèle.

Sphaerocodium

D'après Pohler (1998), les *Sphaerocodium* s'observent en environnement profond et probablement en zone d'avant-récif (80m de profondeur). D'après Mamet et Préat (1986), les *Sphaerocodium* sont rarement observés in situ car ils constituent des tapis flexueux qui

n'offrent pas de résistance mécanique. Les girvanelles peuvent également se présenter sous la forme d'encroûtements, parfois en association avec des *Sphaerocodium*, des *Bevocastria* et des spongiostromates.

Interprétation

Les oncoïdes sont des structures algaires formées préférentiellement en milieu peu profond (Tucker & Wright, 1990), qui peut être ou non émergé. L'absence de structure de dessiccation semblerait indiquer que le milieu est continuellement sous eau. La texture essentiellement wackestone ou packstone souligne le caractère faiblement agité. En effet, la formation des oncoïdes, principalement les plus réguliers, nécessite une agitation suffisante pour permettre un retournement mais cette agitation ne doit pas être élevée. Certains grands oncoïdes, à surface bosselée, témoignent de longues périodes calmes permettant une croissance algaire vigoureuse, entrecoupées de brèves périodes plus agitées conduisant au retournement de l'oncoïde. Il s'agit probablement d'un dépôt en environnement subtidal, dans la zone d'action des vagues de beau temps, avec une agitation intermittente.

4.4. Conclusions

Le modèle de plate-forme sud présente une succession de faciès relativement proche de la plupart des reconstitutions du Frasnien proposées dans la littérature. Par contre, ce modèle de rampe supérieur n'est pas mentionné dans la littérature concernant le Frasnien. Ce n'est donc pas une succession de faciès classique pour cet étage.

Les faciès les plus profonds, les shales (RS1) et les calcaires argileux nodulaires (RS2), ont été déposés sous la zone d'action des vagues, en environnement ouvert et sujet aux tempêtes. Ensuite, les faciès intermédiaires sont essentiellement des biostromes fortement argileux à rugueux massifs souvent brisés, et à crinoïdes (RS4 et RS5) déposés en environnement à agitation intermittente (base de la zone d'action des vagues). Il peut également y avoir de petites bioconstructions boueuses à *Renalcis* (RS3) qui se forment sous la ZAV.

La zone interne de la rampe se caractérise essentiellement par des faciès de wackestones ou packstones à oncoïdes (RS7) et des shoals à pelloïdes (RS6) qui peuvent constituer des accumulations pluridécamétriques très monotones. Ces faciès sont caractéristiques d'un environnement de faible profondeur d'eau, en zone subtidale.

RS	FACIÈS	COULEUR / TEXTURE / STRUCTURE	CONSTITUANTS (AUTOCHTONES – ALLOCHTONES)	CONSERVATION / TRANSPORT	ENERGIE	INTERPRÉTATION
	Ceinture de faciès externes					
1	Shales	Argile brune ou kaki	Brachiopodes, crinoïdes	Conservation ~ Transport ↓	Faible	Sous la ZAV, turbidité très élevée
2	mudstone-wackestone nodulaire	Calcaire nodulaire	Brachiopodes, crinoïdes	Conservation ~ Transport ↓	Faible	Sous la ZAV
	Ceinture de faciès externes					
3	Floatstone à *Renalcis*	Calcaires massifs clairs en bancs métriques à plurimétriques	Renalcis, *Sphaerocodium*, stromatopores lamellaires	Conservation ↑ Transport ↓	Faible	Sous la ZAV, turbidité plus faible
4	Rudstone à rugueux	Calcaires massifs clairs en bancs métriques à plurimétriques	Rugueux, stromatopores et tabulés lamellaires, crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires	Conservation ↓ Transport ~	Relativement élevée, intermittente	ZAV
5	Packstone à crinoïdes	Calcaires massifs clairs en bancs métriques à plurimétriques	crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires	Conservation ↓ Transport ↑	moyenne	ZAV
	Ceinture de faciès externes					
6	Grainstone à pelloïdes	Calcaire en bancs décimétriques	pelloïdes	Conservation ↑ Transport ↓	Intermittente à élevée	Subtidal à intertidal
7	Packstone à oncoïdes	Calcaire en bancs décimétriques	Oncoïdes	Conservation ~ à ↑ Transport ~	Intermittente	Intertidal à subtidal

Tableau IV.3: Caractéristiques des microfaciès du modèle de rampe supérieur

5. Conclusions générales

Les trois modèles de faciès proposés pour la plate-forme frasnienne présentent des caractéristiques très différentes de morphologie, de localisation et d'intensité de production carbonatée, d'agitation, d'importance de l'apport détritique et d'écologie (Tableau IV.4).

	Partie inférieure du Frasnien	Partie moyenne du Frasnien		partie supérieure du Frasnien
	RAMPE INFERIEURE	PLATE-FORME SUD	PLATE-FORME NORD	RAMPE SUPERIEURE
Production carbonatée	↓	↑	↑	moyenne
Influence détritique	↑	↓	variable	↑
Faune/Flore dominante	Crinoïdes	Stromatopores, algues	Gastéropodes, crinoïdes, stromatopores algues et rugueux	Oncoïdes et rugueux
Géométrie	Rampe	Plate-forme	Plate-forme	Rampe
Agitation	↑	↓	Bovesse et base de Huccorgne ↓ sommet de Huccorgne ↑	↑

Tableau IV.4: caractéristiques des différents modèles de faciès

L'identification d'un contexte de plate-forme ou de rampe est très important entre autres pour fixer un cadre à l'analyse de l'évolution spaciale et temporelle des accumulations carbonatées (Pomar, 2001). Il est important de signaler que des différences entre terminologies anglaise et française pourraient porter à confusion. En effet, en anglais, le terme « platform » est utilisé comme un terme général pour définir une séquence épaisse de sédiments dominés par des carbonates de faible profondeur d'eau (Tucker & Wright, 1990). Il représente un vaste spectre de profils de dépôts dont les termes extrêmes sont l'« homoclinal ramp » et les « rimmed shelves » (Pomar, 2001). En français, le terme « rimmed shelf » peut être traduit par « plate-forme » assymétrique et « homoclinal ramp » par « rampe homoclinale », ces deux termes étant réunis au sein des « plates-formes s.l. ».

Les définitions des différents types de plates-formes au sens large sont passées en revue par Tucker & Wright (1990) (Figure IV.11):

- Une plate-forme carbonatée (« rimmed shelf ») est une plate-forme de faible profondeur d'eau, qui montre une rupture de pente importante. Le long de cette rupture de pente, s'observe généralement une bordure continue de barrières récifales ou de shoals de

sables oolithiques ou bioclastiques. Cela implique le développement d'une zone lagunaire à circulation restreinte dans la zone protégée par la structure récifale.

- Sur une rampe carbonatée, la pente est faible (moins de 1°) et les structures récifales sont rares (il peut y avoir quelques monticules carbonatés). Les faciès de faible profondeur d'eau passent graduellement à des faciès profonds puis à des faciès de bassin. Au sein de la zone littorale, se forment des « shoals » de sables bioclastiques, pelloïdiques ou oolithiques avec éventuellement un lagon étroit. Les rampes carbonatées sont également moins sujettes au développement d'une cyclicité que les plates-formes (Osleger, 1991) et la sédimentation est fortement influencée par de nombreuses et importantes tempêtes.

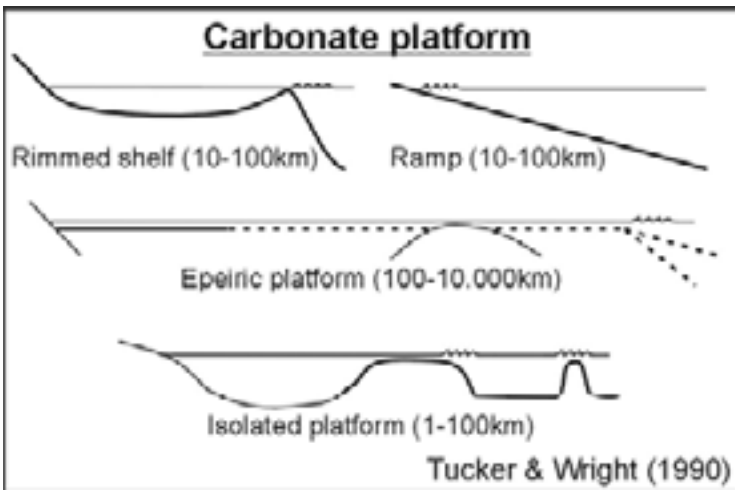


Figure IV.11: schéma des principaux types de plates-formes carbonatées (s.l.)

- Les plates-formes épéiriques se développent sur des zones cratoniques, elles sont de très grande taille (100-10.000km), présentent un relief négligeable et sont couvertes d'une mer de faible profondeur. La profondeur d'eau étant généralement inférieure à 10 mètres, elles sont essentiellement dominées par des faciès sub- à intertidaux de faible énergie. La plate-forme est bordée en zone distale d'une marge qui a une pente faible (de type rampe) ou élevée (de type shelf). La bordure de cette structure peut montrer des récifs barrières ou des shoals sableux. Il n'y a pas d'équivalents actuels.

- Les plates-formes isolées sont des plates-formes de faible profondeur d'eau, entourées d'eaux profondes. Les atolls en sont un type particulier.

Au cours du Frasnien en Belgique, dans la zone de sédimentation considérée, il apparaît de grandes différences entre les parties inférieure, moyenne et supérieure du Frasnien.

- **Partie inférieure du Frasnien**

La partie inférieure du Frasnien présente des faciès à oolithes et d'abondantes structures de tempête qui sont caractéristiques des faciès de rampe, où les vagues ne sont pas arrêtées par une barrière récifale. Le modèle proposé correspond donc à une géométrie de rampe.

- **Partie moyenne du Frasnien**

La partie moyenne du Frasnien montre une zone lagunaire étendue ainsi qu'une cyclicité très bien développée (cf chapitre V), ce qui suggère un modèle de type plate-forme. De plus, le type de faciès observé est généralement associé au Frasnien à un modèle de plate-forme.

Cependant, cette plate-forme semble présenter un certain nombre de particularités. Nous verrons dans le chapitre V que sa morphologie est relativement particulière, avec la présence d'un haut-fond et d'un sillon au nord de celui-ci. La morphologie de la plate-forme présente une autre particularité. En effet, il n'existe pas de trace d'une structure récifale continue. Cela pourraît être dû à la tectonique ou à la dolomitisation (dolomie de Merlemont par exemple), qui auraient détruit ou dissimulé le récif, ou alors à l'absence de structure récifale lors du dépôt. Si l'on considère la coupe de Villers par exemple, il apparaît que malgré sa position distale, celle-ci ne recoupe pas vraiment de récifs alors qu'elle montre le passage de faciès externes à des faciès internes lagunaires. Les différents biostromes décrits ici ne semblent pas correspondre à des structures récifales vraies, compte tenu du fait qu'ils ne montrent jamais ni relief, ni structures en place, ni cimentation importante.

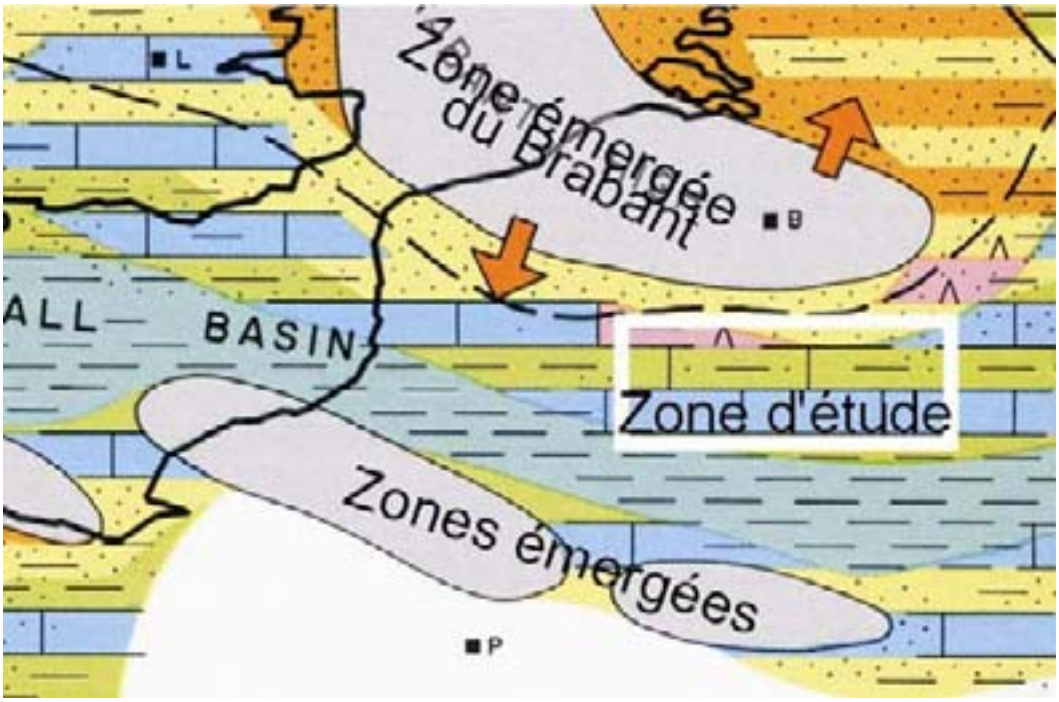


Figure IV.12: schéma paléogéographique de la Belgique, du nord de la France et du sud de la Grande-Bretagne, d'après Ziegler (1982). Il s'agit d'un aggrandissement de la Figure II.4.

A quoi serait dû le faible taux d'agitation au sein de l'unité lagunaire en l'absence de structure récifale ? En fait, il semble que l'énergie faible soit une caractéristique générale de la plate-forme frasnienne belge. En effet, Boulvain (com. pers.) décrit des faciès des monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant, qui sont généralement caractérisés par une agitation très faible même lorsqu'ils se développent en faible profondeur d'eau. Cela pourrait peut-être être lié à la présence de zones émergées situées au sud de la zone étudiée (Figure IV.12) qui, en limitant l'étendue du bassin océanique limiterait l'action des vagues générées par les vents (« fetch »).

Il pourrait s'agir d'une plate-forme de type épéirique qui, par définition, présente une grande extension, une faible profondeur d'eau et une énergie de dépôt faible, sans présenter de barrière récifale importante. La taille de la zone lagunaire semble en effet pouvoir s'étendre de l'Anticlinorium de Philippeville au bord nord du Synclinorium de Namur à certaines époques. Cela signifie qu'avant la structuration varisque, ce domaine de faible profondeur s'étendait sur plus de 100km du nord au sud. Cependant, nous verrons plus loin (Chapitre VII) sur le modèle général de développement de la plate-forme frasnienne, que la plate-forme présente une morphologie particulière avec une structuration en blocs : il s'agit donc d'une zone qui connaît une situation tectonique active et pas d'une zone cratonique.

- **Partie supérieure du Frasnien**

La partie supérieure du Frasnien est caractérisée par des faciès qui ont subi un abondant remaniement, indiquant qu'aucune structure construite n'a affaibli l'énérgie des vagues. Les seules structures construites sont des monticules carbonatés qui se sont formés en zone profonde, sous la zone d'action des vagues de tempête (Boulvain, 1993). Les shoals à oncoïdes sont fréquents et la cyclicité ne s'est pas développée (cf chapitre V). L'ensemble de ces caractéristiques permet d'attribuer à ce modèle, une géométrie de rampe. Cette constatation avait déjà été faite par Boulvain (1993).

Chapitre V

VARIATIONS SEDIMENTAIRES ET GEOCHIMIQUES VERTICALES ET LATERALES

1 Introduction

Ce chapitre permet de recouper différents niveaux d'information imbriqués. En effet, il s'agit d'étudier les variations verticales et latérales de faciès, de susceptibilité magnétique et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ainsi que les variations d'épaisseur des unités sédimentaires. L'intégration de ces différentes données aidera à l'élaboration d'un canevas de stratigraphie séquentielle (Chapitre VI) et permettra d'affiner le modèle sédimentologique et son évolution au cours du temps (Chapitre VII).

Les parties inférieure, moyenne et supérieure du Frasnien présentent des caractéristiques très différentes, surtout en ce qui concerne le modèle sédimentaire (la partie moyenne du Frasnien présentant des faciès de plate-forme et les parties inférieure et supérieure des faciès de rampe, voir chapitre IV) ainsi que la répartition de la faune et les apports détritiques. Nous verrons qu'en plus de ces variations verticales, il peut également y avoir d'importantes variations latérales.

2 Unités sédimentaires

Un premier découpage peut être réalisé sur base macroscopique. Ce découpage est généralement déjà reconnu dans la littérature et est souvent à l'origine de la subdivision du Frasnien en différentes formations. Nous verrons également que ce découpage se retrouve à travers divers paramètres tels que les faciès et modèles de faciès, les variations de SM, les variations des rapports isotopiques, etc.

2.1 La partie inférieure du Frasnien

Les Formations de Presles et de Nismes ont été peu étudiées dans le cadre de ce travail, compte tenu de leur caractère fortement argileux. Seule la Formation de Presles a été levée à Tailfer, Tilff et Colonster. A Colonster et à Tilff, la Formation de Presles n'est représentée que par un seul banc d'environ 1m de calcaire à crinoïdes. Ces formations n'ont pas fait l'objet de subdivision en unités sédimentaires.

2.2 La partie moyenne du Frasnien

Il s'agit des Formations du Pont de la Folle, de Philippeville, de Lustin, de Bovesse et de Huccorgne, qui correspondent aux modèles de plates-formes sud et nord.

Nous allons tout d'abord passer en revue les différentes unités sédimentaires (Figure V.1), de la plus ancienne à la plus jeune, en tenant compte des variations latérales, du sud vers

le nord. Il est important de signaler que ce découpage n'a aucune signification séquentielle mais uniquement une signification sédimentologique qui peut être diachronique.

2.2.1 Unité du Pont de la Folle

Cette unité appartient à la base de la partie moyenne du Frasnien et est représentée par la Formation du Pont de la Folle. Elle affleure uniquement dans la partie NW de l'Anticlinorium de Philippeville et est représentée par des shales avec quelques intercalations calcaires. Son caractère argileux conduit à des affleurements de très mauvaise qualité et aucune coupe appartenant à cette formation n'a été levée dans le cadre de ce travail. Les données utilisées sont donc uniquement bibliographiques.

2.2.2 Unité biostromale

Cette unité appartient essentiellement à la base de la partie moyenne du Frasnien (la base de la Formation de Bovesse appartient cependant à la partie inférieure du Frasnien).

Dans la zone de Philippeville (partie nord-ouest de l'Anticlinorium de Philippeville), elle se compose de la première partie de la Formation de Philippeville, constituée de faciès de type externe (microfaciès à spicules d'éponges (PFS1), à crinoïdes (PFS2), à clastes (PFS3) et à débris de tabulés (PFS4)), alternant avec des biostromes à stromatopores lamellaires (PFS5).

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, au bord sud du Synclinorium de Namur et dans la Nappe de la Vesdre, elle correspond à la première partie de la Formation de Lustin. L'unité biostromale y présente des biostromes à stromatopores lamellaires (PFS5), massifs (PFS6) ou dendroïdes (PFS7) alternant avec des faciès externes (PFS2-4) et avec des faciès lagunaires (PFS8-13).

Au bord nord du Synclinorium de Namur, la première unité ressemble plus à ce qui est observé dans la zone de Philippeville, avec le dépôt de petits bancs à faciès externe, riches en crinoïdes et gastéropodes (PFN2) alternant avec des biostromes (PFN3) et des shales (PFN1). Elle correspond à la Formation de Bovesse et à la première partie de la Formation de Huccorgne.

Cette unité biostromale montre donc des faciès qui sont soit externes, soit biostromaux, c'est-à-dire qui correspondent aux dépôts de plate-forme parmi les plus profonds de la partie moyenne du Frasnien.

2.2.3 Unité lagunaire

Cette unité appartient au sommet de la partie moyenne du Frasnien. Elle est plus homogène que l'unité biostromale au point de vue de la distribution des faciès.

Dans la zone de Philippeville et au bord nord du Synclinorium de Namur, cette unité est formée de microfaciès lagunaires (PFS8-13 et PFN4-9), avec quelques intercalations biostromales. Il s'agit respectivement de la partie supérieure de la Formation de Philippeville et de la partie supérieure de la Formation de Huccorgne.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, au bord Sud du Synclinorium de Namur et dans la Nappe de la Vesdre l'unité lagunaire est constituée de faciès restreints (PFS8-13) et de paléosols (PFS14). Elle correspond à la seconde partie de la Formation de Lustin.

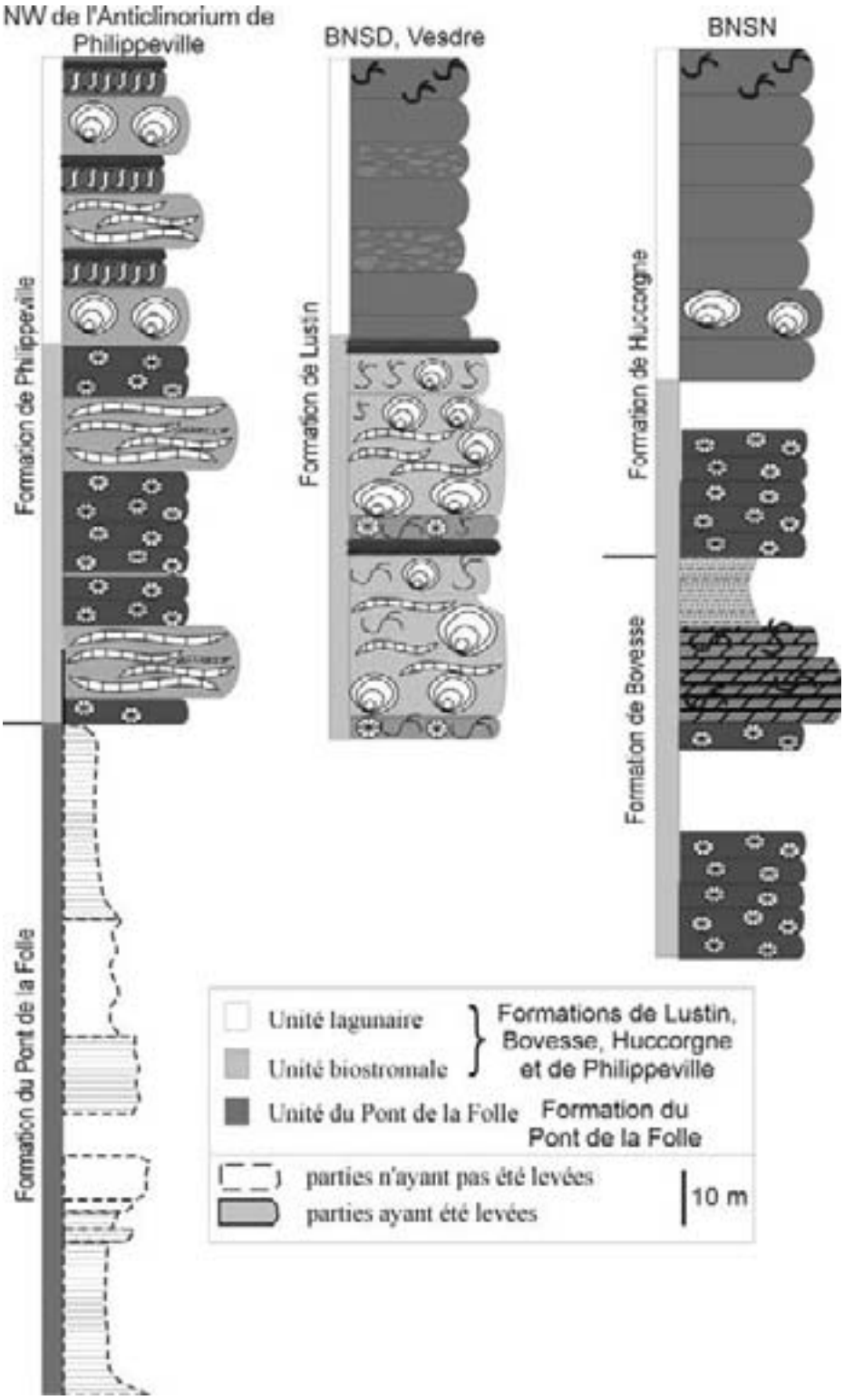


Figure V.1: représentation des différentes unités sédimentaires.

Les unités biostromales et lagunaires définies ici sont reconnues dans la littérature sous des noms souvent différents : l'unité biostromale correspond à la « 1ère phase biostromale » de Coen (1968; 1972), Coen (1972) et Coen-Aubert (1973) et au « calcaire récifal » de Coen-Aubert & Lacroix (1979). L'unité lagunaire correspond elle à la « 2e phase biostromale » de Coen (1968), Coen (1972) et Coen-Aubert (1973) et au « calcaire à faciès lagunaire » de Coen-Aubert & Lacroix (1979).

La limite entre les unités lagunaire et biostromale est fortement soulignée par un changement de faciès et une variation importante de la susceptibilité magnétique (SM). En effet, l'unité biostromale présente des faciès relativement distaux et des valeurs de SM faibles ($1{,}7.10^{-8}$ m³/kg de moyenne) alors que l'unité lagunaire montre les faciès de plate-forme les moins profonds (voire à l'émersion) et la susceptibilité magnétique la plus élevée (4.10^{-8}m³/kg de moyenne) (voir paragraphe 4 dans ce chapitre).

2.3 La partie supérieure du Frasnien

Il s'agit des Formations de Neuville et d'Aisemont qui correspondent aux faciès de rampe supérieure (Chapitre IV). Les Formations de Matagne et Lambermont, essentiellement argileuses et non étudiées ici, appartiennent également à la partie supérieure du Frasnien.

La subdivision en unités sédimentaires de la partie supérieure du Frasnien correspond exactement à la subdivision en différentes formations et termes (Boulvain et al., 1999). Ces formations ayant été décrites (chapitre II), elles ne sont rappelées ici que sous forme de schéma (Figure V.2).

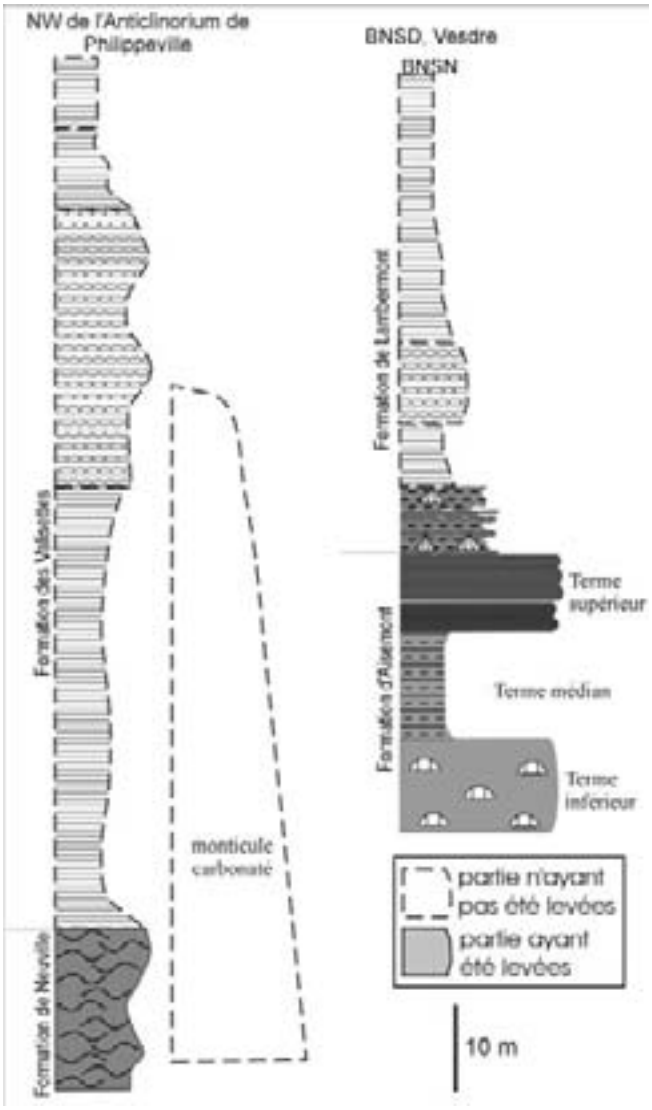


Figure V.2: Formations de la partie supérieure du Frasnien (qui correspondent à des unités sédimentaires).

3 Cyclicité

Les unités sédimentaires décrites précédemment montrent un certain nombre de cycles empilés, d'ordres de grandeur différents, qui présentent généralement une tendance à la diminution de la profondeur de dépôt (« shallowing upward »). Ce type de séquence est abondamment décrit dans la littérature et s'observe fréquemment dans les plates-formes dévoniennes (McLean & Mountjoy, 1994; Brett & Baird, 1996; Elrick, 1996; Garland et al., 1996; Whalen et al., 2000; Chen et al., 2001).

Plusieurs échelles de séquence sont observées et ces séquences sont constituées de :

- Un ensemble de deux ou trois bancs (décimétriques à métriques) qui forment généralement une succession globalement régressive. Nous les appellerons les séquences à petite échelle,
- Un ensemble de bancs décamétriques à tendance régressive ou transgressive puis régressive. Cet ensemble est formé par l'empilement des séquences à petite échelle. Nous les appellerons séquences d'échelle moyenne.
- Un ensemble pluridécamétrique composé de séquences d'échelle moyenne. Il s'agit des séquences à grande échelle.

Un certain nombre d'unités sédimentaires ne montrent pas de cyclicité à petite échelle. Il s'agit de l'unité du Pont de la Folle et de l'unité biostromale des Formations de Philippeville, Bovesse et Huccorgne, qui montrent des bancs décimétriques foncés alternant avec des biostromes. La Formation de Neuville (étudiée à Netinne) présente des calcaires argileux nodulaires, sans limite de bancs nette et sans variation de faciès ; il n'apparaît pas de cyclicité à l'affleurement ni sur la courbe d'évolution des microfaciès. De même, la Formation d'Aisemont présente un terme inférieur massif, riche en rugueux, un terme médian argileux et un terme supérieur à petits bancs à oncoïdes sans variation importante au sein de ces termes. Contrairement à la partie moyenne du Frasnien, la partie supérieure du Frasnien ne montre donc pas de cyclicité à petite ni à moyenne échelle. Nous verrons dans le chapitre VI ce qui concerne la cyclicité à grande échelle.

3.1 Séquences à petite échelle

Les séquences à petite échelle présentent un certain nombre de types fondamentaux qui se retrouvent au sein de différentes coupes (Figure V.3). La prise d'échantillons tous les 0,5m à tous les mètres ne permet pas la mise en évidence de ces cycles décimétriques à métriques de petite échelle au sein de la courbe d'évolution des faciès ni de la courbe de SM. Les cycles à petite échelle sont donc essentiellement mis en évidence sur le terrain, mais les informations de microfaciès sont également utilisées pour compléter la description.

Dans la plupart des cas, ces séquences sont reconnues au niveau local et ne semblent pas corrélables d'une coupe à l'autre. Leur tendance est globalement régressive, mais quelques séquences montrent un mince dépôt transgressif à la base. Les dépôts à tendance « shallowing upward » sont donc nettement dominants.

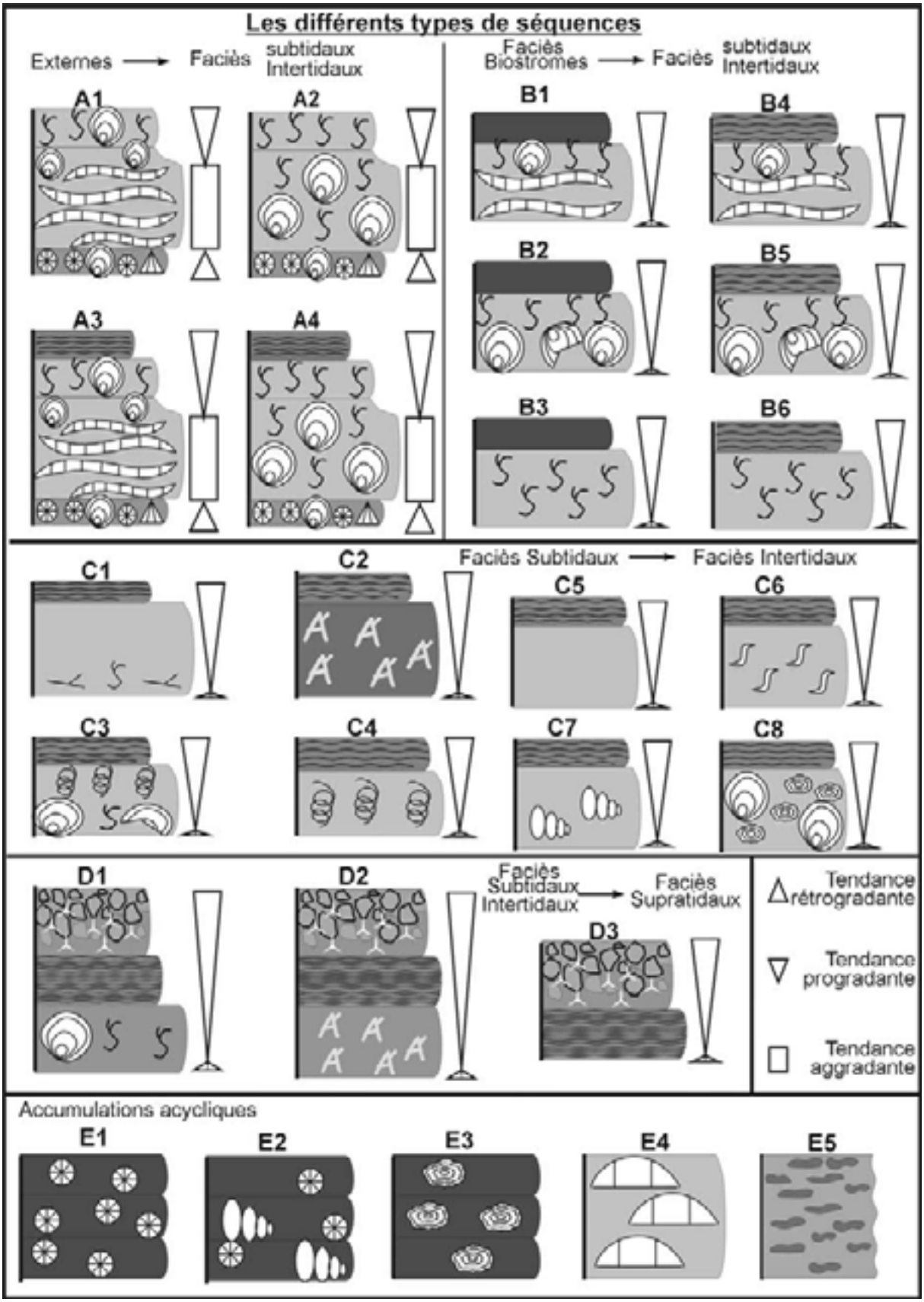


Figure V.3: différents types de séquences à petite échelle observés au sein du Frasnien (sans échelle)

A. Séquences de faciès externes à sub- ou intertidaux : Séquences qui débutent par des bancs décimétriques sombres à crinoïdes (PFS2-4) ou des bancs de grainstone à crinoïdes (RS3) qui représentent la phase de colonisation du substrat. Ensuite le biostrome s'installe, il s'agit d'un biostrome à stromatopores lamellaires (PFS5) (cycles A1 et A3) ou massifs (PFS6) (cycles A2 ou A4). La séquence est chapeautée par du calcaire à faciès subtidal (A1 et A2) à *Stachyodes* (PFS7), du mudstone (à paléosiphonocladales (PFS9), à *Amphipora* (PFS8) ou à pelloïdes (PFS10)) ou du calcaire à faciès intertidal (A3 et A4) laminaire (intertidal à lamines cryptalgaires (PFS13)).

B. Séquences de faciès biostromaux à sub- ou intertidaux : Les biostromes sont à stromatopores lamellaires (PFS5) (cycles B1 et B4), massifs (PFS6) (cycles B2 et B5) ou branchus (PFS7) (cycles B3 et B6) et ils sont chapeautés par les mêmes faciès que pour les cycles de type A, subtidaux (B1 à B3) ou intertidaux (B4 à B6).

C. Séquences de faciès subtidaux à intertidaux : ces séquences débutent par des floatstones à *Amphipora* et/ou quelques stromatopores massifs ou organismes constructeurs brisés (PFS8) (cycles C1, C2 et C3), ou par des mudstones (à paléosiphonocladales (PFS9) ou à pelloïdes (PFS10)) (cycles C4, C5 et C6) qui peuvent être bioturbés, riches en brachiopodes ou en fenestrae (cycles C4, C6 et C7). Dans la coupe de Huccorgne Carrière, ces cycles peuvent débuter par des bancs massifs riches en stromatopores ou en rugueux brisés et en oncoïdes (C8).

   Ils sont chapeautés par des faciès subtidaux, des mudstones bioturbés ou à fenestrae (non représentés) ou par des laminites cryptalgaires (PFS13).

D. Séquences de faciès sub- ou intertidaux à supratidaux : ces séquences sont toutes caractérisées par leur sommet qui est un paléosol. Le faciès basal est soit subtidal (D1 à D2) soit intertidal (D3). Dans le cas d'une base subtidale, il s'agit de faciès à *Amphipora* (PFS8), à paléosiphonocladales (PFS9) ou à pelloïdes (PFS10), avec parfois des constructeurs brisés qui sont suivis de laminites (PFS13) et de paléosols (PFS14).

E. Les dépôts acycliques correspondent à des bancs décimétriques à crinoïdes (PFS1-4) (E1), à gastéropodes (PFN2) (E2), ou à oncoïdes (RS6) (E3) ou encore à des bancs métriques massifs à rugueux (RS5) (E4) ou argileux nodulaires (RS2) (E5). Il s'agit essentiellement des faciès les plus profonds qui sont acycliques (PFS1-4, PFN2, RS1-5) et sont classiquement considérés comme moins sensibles aux variations du niveau marin (Strasser et al., 1999).

Suivant la position au sein du bassin de sédimentation et selon l'unité sédimentaire, les séquences à petite échelle sont différentes (Figure V.4) :

- dans le NW de l'Anticlinorium de Philippeville, les coupes de Neuville et de Villers (Formation de Philippeville) ne montrent pas de cyclicité à petite échelle au sein de l'unité biostromale mais un empilement de bancs à crinoïdes (empilements de type E1). L'unité lagunaire présente par contre des cycles de type B et C,

- au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans la Nappe de la Vesdre, les cycles à petite échelle sont relativement bien définis. L'unité biostromale présente des cycles de type A, B et C et l'unité lagunaire des cycles de type C et D,

- au bord sud du Synclinorium de Namur, l'unité biostromale est acyclique et présente un empilement de bancs à crinoïdes et gastéropodes (empilement de type E2) ; quant à l'unité lagunaire, elle présente des cycles de type C et D.

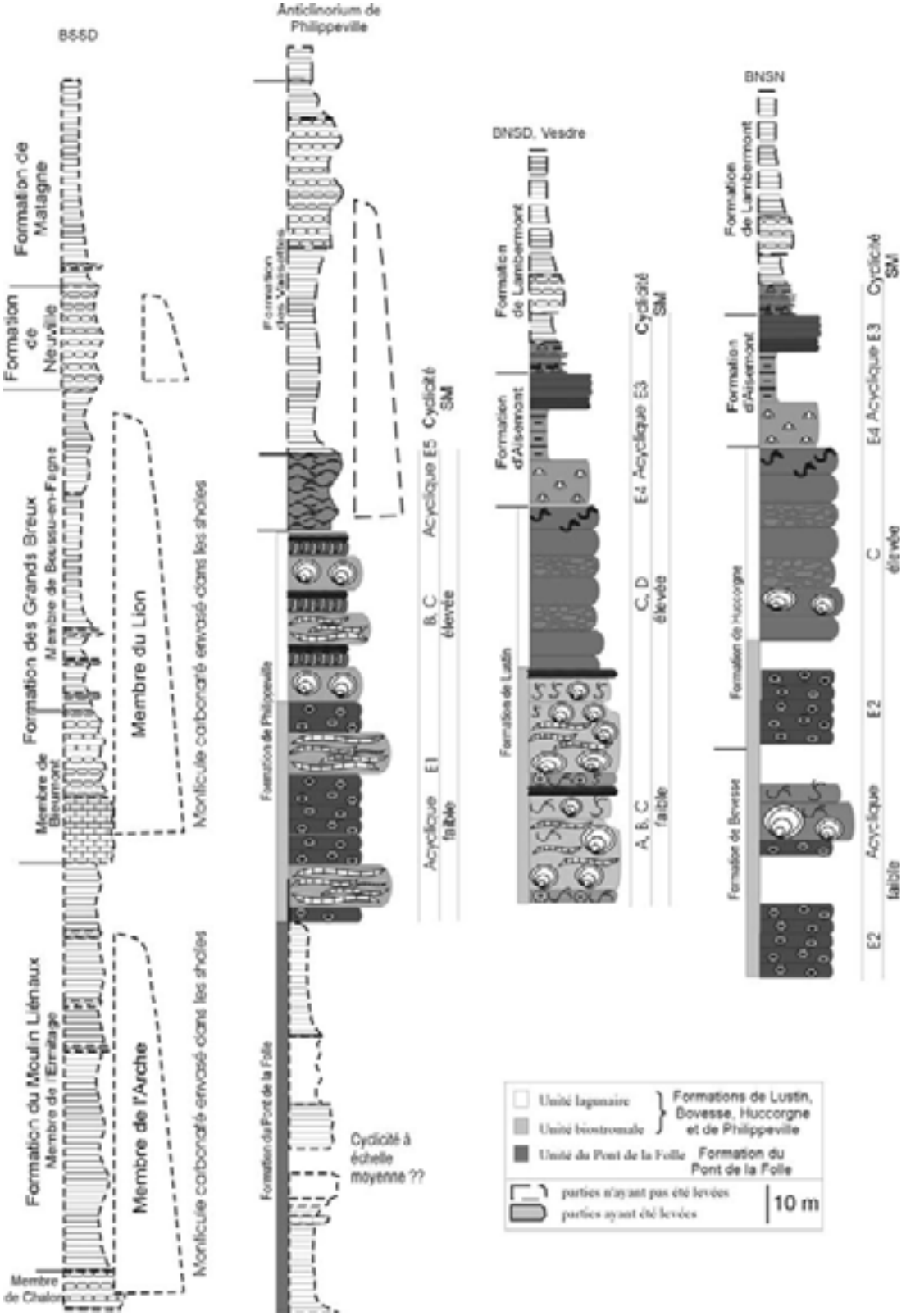


Figure V.4: représentation des différentes unités sédimentaires définies et des différentes types de cyclicités. Les cyclicités et les lettres correspondantes sont expliquées à la Figure V.3

3.2 Séquences à échelle moyenne

Les séquences à petite échelle s'empilent pour former des séquences à échelle moyenne, qui sont d'épaisseur métrique à plurimétrique. Elles présentent des tendances similaires à celles observées dans les séquences à petite échelle (Figure V.3) mais sont plus complexes car constituées de plusieurs de ces séquences. La base peut être nettement transgressive sur quelques mètres. Ces séquences semblent corrélables d'une coupe à l'autre (à quelques exceptions près, essentiellement en ce qui concerne les coupes de Colonster et Tilff). Elles sont reconnaissables à l'affleurement et, de plus, elles apparaissent nettement au niveau de la courbe d'évolution des microfaciès. Ces séquences d'ordre moyen s'observent aussi bien au sein de l'unité biostromale que lagunaire. L'unité schisteuse n'ayant pas été levée, il est difficile de voir si elle présente une cyclicité à échelle moyenne. Cependant, la présence de bancs calcaires au sein des schistes pourrait correspondre à des limites de séquence à échelle moyenne. Il semble que la partie supérieure du Frasnien, tant dans la Formation de Aisemont que dans celle de Neuville ne montre pas de cyclicité à échelle moyenne.

Ces séquences à échelle moyenne s'agencent pour former des séquences d'ordre supérieur ; l'échelle de ces séquences étant plus importante, elles traversent différentes unités sédimentaires ou formations. Elles seront prises en considération au chapitre suivant.

3.3 Interprétation des cyclicités

Les unités sédimentaires et les différents ordres de cyclicité sont résumés à la Figure V.4.

L'application des zones à conodontes (d'après Gouwy & Bultynck, 2000) aux différentes coupes, combinée aux datations de l'échelle stratigraphique du Dévonien par Tucker & al. (1998) vont nous permettre d'obtenir une indication des durées des différents cycles observés (Figure V.5). La durée totale du Frasnien d'après Tucker & al. (1998) serait de 6Ma. La projection des lignes de temps sur les zones à conodontes permet d'établir des estimations de durée pour les biozones frasniennes (cependant, la faible résolution du dessin ne permet pas une grande précision) :

- *linguiformis* : ~0,5Ma
- *rhenana :* ~2,2Ma
- *jamieae* : ~0,45Ma
- *hassi* : ~1,25Ma
- *punctata* : ~0,4Ma
- *transitans* : ~0,7Ma
- *falsiovalis* : ~0,7Ma

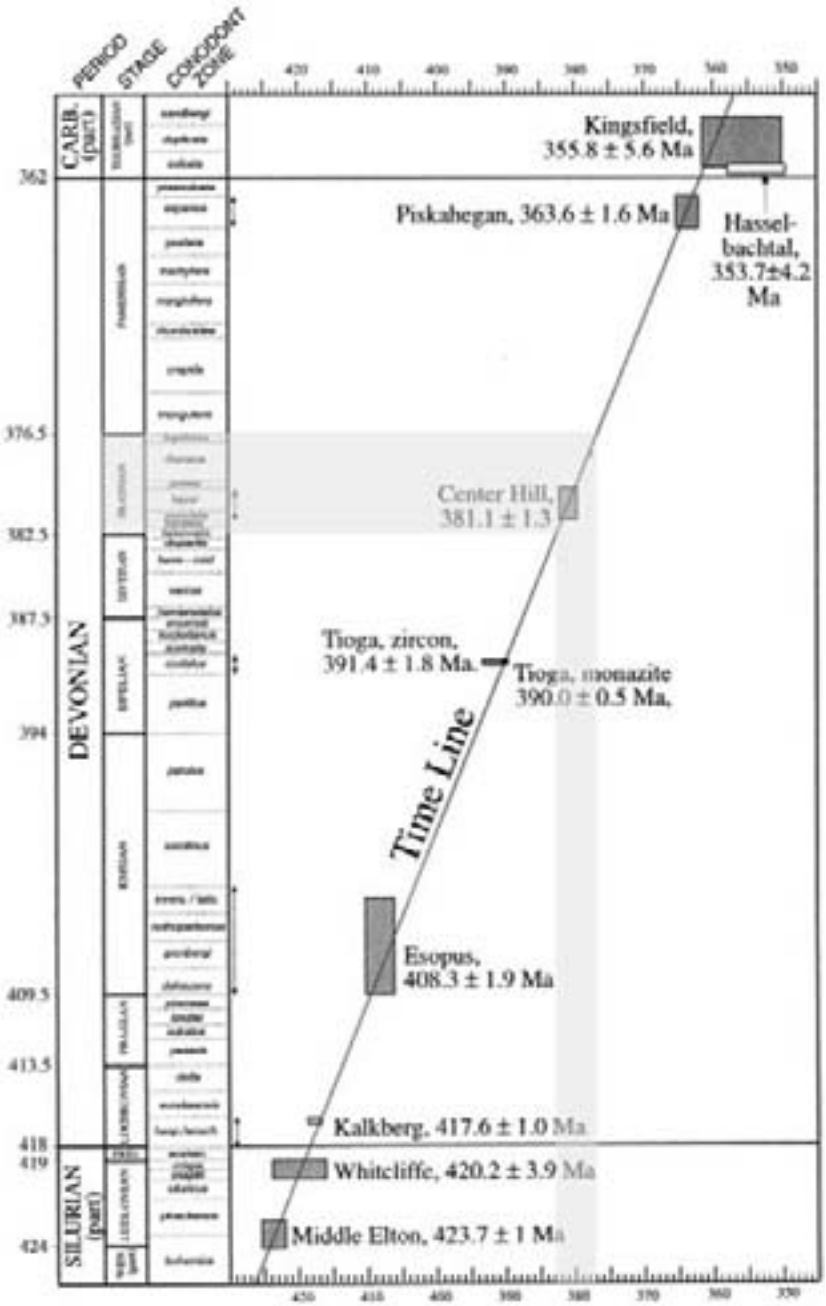


Figure V.5: « concordia diagrams for the dated ashes and volcanic rocks », figure modifiée d'après la figure 1 de Tucker & al., 1998

Les séquences à petite échelle sont particulièrement bien développées et facilement observables dans la coupe de Tailfer compte tenu de la bonne qualité de l'affleurement. Au sein de l'unité lagunaire où se développent les séquences à petite échelle, la Zone à conodontes *jamieae,* qui dure 0,45 Ma, compte environ 16 séquences à petite échelle ; une séquence dure donc environ 30.000 ans. La Zone *hassi* de 1,25 Ma compte 22 cycles qui auraient donc chacun une durée moyenne de 57.000 ans.

Dans la coupe de Tailfer, il y a entre 2 et 3 séquences d'échelle moyenne au sein de la Zone à conodontes *jamieae*, qui dure 0,45 Ma ; 1 séquence dure donc entre 150.000 et 225.000 ans. Au sein de la zone *hassi,* 4 séquences d'échelle moyenne sont observées, ce qui donne une moyenne proche de 300.000 ans. A Villers, il semble que *hassi* montre également

4 séquences. A Aywaille, on ne compte que 3 séquences mais, comme cela sera montré au chapitre VI, la position de la limite inférieure de *hassi* y est sujette à débat et serait située plus haut.

Les durées des séquences de différents ordres sont très variables selon les publications. Différents exemples sont donnés au Tableau V.1.

	Vail & al. (1977)	Cojan & Renard (1999)	Goldhammer & al. (1993)
3ème ordre	0,5-3Ma	> 3Ma	1-10Ma
4ème ordre	80.000-500.000 ans	500.000-200.000 ans	1.000.000-100.000 ans
5ème ordre	80.000-30.000 ans	200.000-10.000 ans	100.000-10.000 ans
6ème ordre	30.000-10.000 ans		

Tableau V.1: exemples de durée et références bibliographiques pour les différents ordres de cyclicité

Quelle que soit l'échelle de temps utilisée, les séquences à petite échelle correspondent à ce qui est appelé le 5ème ordre et les séquences à échelle moyenne au 4ème ordre.

3.3.1 Origine des séquences de quatrième ordre (200.000 à 300.000 ans)

Les séquences de quatrième et cinquième ordre sont très communes au sein des successions carbonatées et trois mécanismes ont été invoqués pour expliquer leur origine. Il s'agit (1) du processus sédimentaire autocyclique de progradation du tidal flat (Ginsburg, 1971; James, 1984), (2) de la subsidence tectonique épisodique (Cloetingh, 1988) et (3) des variations eustatiques (Elrick & Read, 1991; Goldhammer et al., 1993). Nous allons passer les différentes possibilités en revue.

1) Progradation autocyclique du tidal flat (Ginsburg, 1971; James, 1984)

Ce modèle implique la formation de séquences de type « shallowing upward » en phase de montée du niveau marin ou de subsidence graduelle. La zone subtidale étant la source majeure de production carbonatée, elle génère des sédiments en abondance qui seront transportés vers la ligne de rivage, dans la zone de « tidal flat » par l'intermédiaire de courants, tempêtes et vagues. Cela implique une progradation des sédiments de tidal flat sur les dépôts subtidaux, ce qui génère une succession à tendance régressive. Au fur et à mesure de la progradation des faciès de tidal flat, la zone subtidale diminue et avec elle la production carbonatée, ce qui va arrêter la progradation. Ensuite, après une phase de subsidence ou de hausse du niveau marin, la sédimentation peut reprendre et le dépôt d'une séquence suivante s'enclenche.

La présence de nombreuses séquences subtidales non surmontées de faciès de tidal flat, du moins dans l'unité biostromale, déforce cette hypothèse (Osleger, 1991; Elrick, 1995). En effet, les cycles formés par progradation autocyclique du tidal flat doivent forcément être chapeautés de dépôts de tidal flat. De plus, la présence de cycles dont la base est transgressive est difficile à expliquer par ce genre de modèle ; en effet, ce mécanisme postule qu'une transgression ne peut s'effectuer que si la production carbonatée cesse ; il n'y a donc pas de dépôt au cours de cet intervalle. Dans l'unité lagunaire, l'abondance des structures pédogénétiques est également difficile à combiner avec un mécanisme autocyclique car leur développement nécessite une baisse du niveau marin sous la surface de la plate-forme (Elrick, 1995).

2) Subsidence tectonique (Cloetingh, 1988)

Ce processus implique un abaissement par failles de blocs tectoniques, générant un espace d'accommodation. Celui-ci est comblé par une succession sédimentaire enregistrant une diminution de la profondeur d'eau. Un nouveau mouvement descendant du bloc permet ensuite la formation de la séquence suivante.

La présence de séquences transgressives n'est pas compatible avec le mouvement tectonique rapide qui induit le nouveau cycle mais plutôt avec un approfondissement graduel. De plus, le fait de pouvoir suivre certains cycles du bord sud du Synlinorium de Namur (Tailfer) à son bord est (Aywaille) et à l'Anticlinorium de Philippeville est difficile à concevoir dans un système de blocs subsidents. Enfin, la présence de phénomènes pédogénétiques impliquerait des mouvements de faille inverses pour provoquer l'émersion, après le mouvement descendant qui a provoqué le début du cycle, ce qui est difficile à concevoir. Ce processus est très rarement invoqué pour expliquer des cycles réguliers de type « shallowing upward », compte tenu entre autres du caractère apériodique de la tectonique qui semble incompatible avec des mouvements cycliques et de même magnitude (Satterley, 1996). Cependant, on ne peut pas exclure que la tectonique ait eu une influence entraînant une modification de cyclicité (elle pourrait par exemple être à l'origine de l'absence de cyclicité dans la zone de Huccorgne (voir ci-dessous, dans les conclusions de ce paragraphe)).

3) Glacio-eustatisme

Il s'agit probablement de l'hypothèse la plus populaire et la plus couramment admise. Les variations du niveau marin sont contrôlées par le climat (en faisant varier le volume des glaces) et la tectonique (en faisant varier le volume des océans). Les variations eustatiques liées aux variations de volume du bassin (tectono-eustasie) sont en relation avec l'expansion océanique qui se fait à très longue échelle de temps (0,01m sur 1000 ans, Tucker & Wright, 1990) et qui ne peut donc pas être prise en compte ici pour expliquer des cycles de quatrième et cinquième ordre. Concernant le glacio-eustatisme, le mécanisme invoqué pour générer les séquences à petite échelle est lié aux perturbations orbitales (cycles de Milankovitch). Il s'agit de cycles astronomiques de précession des équinoxes (périodicité de 23.000 ou 19.000 ans), d'obliquité de l'ellipse (périodicité de 41.000 ou 54.000 ans) et d'excentricité (106.000 ou 410.000 ans) qui impliquent des variations du niveau marin avec une phase de hausse rapide, suivie par une phase de stabilité (Tucker & Wright, 1990).

Compte tenu de la grande marge d'erreur sur la durée des séquences, la comparaison avec les cycles de Milankovitch est hasardeuse (Goldhammer et al., 1993). Cependant, certains arguments peuvent être évoqués pour soutenir cette hypothèse. Tout d'abord, la présence de cycles transgressifs et régressifs et de cycles développés en zone subtidale est plus facile à expliquer par ce mécanisme que par les deux mécanismes évoqués plus haut. La possibilité de corréler les cycles de quatrième ordre sur la quasi-totalité du bassin est également un argument en faveur de cette hypothèse. Le lien avec un mécanisme de type glacio-eustatique est difficile à prouver compte tenu du fait que le Frasnien n'est pas connu comme une période de glaciation. Cependant, d'autres modèles liés aux cyclicités de Milankovitch ont été invoqués en période non glaciaire, par l'intermédiaire d'évaporation cyclique de bassins océaniques isolés (Donovan & Jones, 1979; Strasser, 1988) ou par l'intermédiaire de déformations du géoïde, rotation différentielle ou variations de circulation océanique liées aux cycles orbitaux (Mörner, 1994).

4ème ordre		
Mécanisme	Arguments pour ☺	Arguments contre ☻
Sédimentaire autocyclique	☺ Dominance des cycles de type shallowing upward ☺ Présence de cycles régressifs sans émersion	☻ Continuité latérale des séquences ☻ Présence de cycles entièrement subtidaux ☻ Cyclicité présente également dans les faciès les plus profonds (Villers) ☻ Certains cycles ont un caractère transgressif à leur base ☻ Développement de calcrètes
Tectonique		☻ Ce mécanisme ne prend pas en compte le caractère répétitif des séquences ☻ Présence de dépôts transgressifs à la base des cycles incompatibles avec un mouvement brusque par faille ☻ Emersions fréquentes qui impliqueraient une tectonique inverse.
Eustatique allocyclique	☺ Cycles relativement réguliers ☺ Durée des séquences de l'ordre de 30 à 60.000 ans ce qui est de l'ordre des cycles d'obliquité ☺ Corrélation latérale des cycles ☺ La cyclicité n'est pas restreinte aux faciès de faible profondeur d'eau mais également aux faciès les plus profonds ☺ Ce mécanisme peut expliquer la présence de cycles de type transgressif et d'émersions prolongées ☺ Ce type de cycles semble être de distribution mondiale au cours du Dévonien, ce qui nécessite un mécanisme de type global et non local.	

Tableau V.2: arguments concernant les différentes hypothèses de genèse des séquences de 4ème ordre.

3.3.2 Origine des séquences de cinquième ordre (30.000 à 60.000 ans)

Les séquences de cinquième ordre semblent essentiellement régressives, ce qui est une des caractéristiques des processus autocycliques. De même, l'impossibilité de corréler ces cycles d'une coupe à l'autre s'accorde mieux avec cette hypothèse qu'avec celle du glacio-eustatisme. Cependant, dans l'unité lagunaire, l'abondance des structures pédogénétiques est difficile à combiner avec un mécanisme autocyclique car cela nécessite une baisse du niveau marin sous la surface de la plate-forme (Elrick, 1995). L'existence de nombreux cycles chapeautés par des structures pédogénétiques s'accorde mieux avec le glacio-eustatisme.

Pour les cycles de cinquième ordre, il est plus difficile de faire la part d'une genèse de type autocyclique ou glacio-eustatique mais on ne peut exclure la possibilité que ces deux mécanismes aient coexisté.

Les cyclicités de quatrième et de cinquième ordre sont reprises pour chaque coupe au sein du volume annexe 1 (Figures 1.7, 2.7, 7.6, 8.6, 11.7, 12.7 et 13.7).

5ème ordre		
Mécanisme	Arguments pour ☺	Arguments contre ☻
Sédimentaire autocyclique	☺ Dominance des cycles de type shallowing upward ☺ Présence de cycles régressifs sans émersion ☺ Durée des cycles faible ☺ Pas de corrélation latérale des cycles ☺ Cyclicité uniquement pour les faciès de faible profondeur d'eau	☻ Présence de cycles entièrement subtidaux ☻ Développement de calcrètes
Tectonique		☻ Ce mécanisme ne prend pas en compte le caractère répétitif des séquences ☻ Emersions fréquentes qui impliqueraient une tectonique inverse. ☻ Echelle de temps trop faible
Eustatique allocyclique	☺ La durée correspond à l'obliquité	☻ Pas de corrélation latérale des cycles ☻ Cyclicité restreinte aux faciès de faible profondeur d'eau

Tableau V.3: arguments concernant les différentes hypothèses de genèse des séquences de 5ème ordre.

4 Variations de la susceptibilité magnétique

4.1 Variations verticales

Lorsque l'on observe l'évolution générale de la susceptibilité magnétique au cours de la partie moyenne du Frasnien, le fait qui apparaît de la manière la plus nette est la subdivision de la courbe de susceptibilité magnétique en deux parties. La Figure V.6 présente les courbes de SM pour les différentes coupes recoupant la partie moyenne du Frasnien. Les coupes détaillées sont également proposées en annexe 1 (figures 1.7, 2.7, 6.6, 8.6, 11.7, 12.7 et 13.7). Sur les coupes de la Figure V.6, une première partie montre des valeurs de susceptibilité magnétique faibles, qui correspondent à l'unité biostromale, tandis qu'une seconde partie montre des valeurs de SM globalement plus élevées qui correspondent à l'unité lagunaire. Seule la coupe de Colonster (Figure V.6 et pour plus de détail, Annexe 1, figure 5.7) montre une évolution totalement opposée, avec des valeurs plus élevées à la base et plus faibles au sommet.

La comparaison des courbes d'évolution des microfaciès et d'évolution de la susceptibilité magnétique et, de manière encore plus nette, la comparaison des courbes lissées (le lissage à été réalisé par moyenne mobile sur 7 points) permettent de mettre en évidence une relation claire entre l'évolution des microfaciès et l'évolution de la susceptibilité magnétique (exemple de la coupe de référence de Tailfer, Figure V.7 et volume annexe, figures 1.6, 2.6., 6.6, 7.5, 8.6, 9.6, 11.6 et 13.6). Cette relation apparaît essentiellement pour les coupes d'Aywaille, Barse, Netinne, Neuville, Prayon, Tailfer et Villers et, de manière un peu moins nette, pour la coupe de Tilff. Les cyclicités qui apparaissent dans la courbe d'évolution de la SM correspondent aux cycles de 4ème ordre. L'échantillonnage tous les cinquante centimètres ne permet pas de voir si les séquences sédimentaires de 5ème ordre sont identifiables dans la courbe d'évolution de la SM.

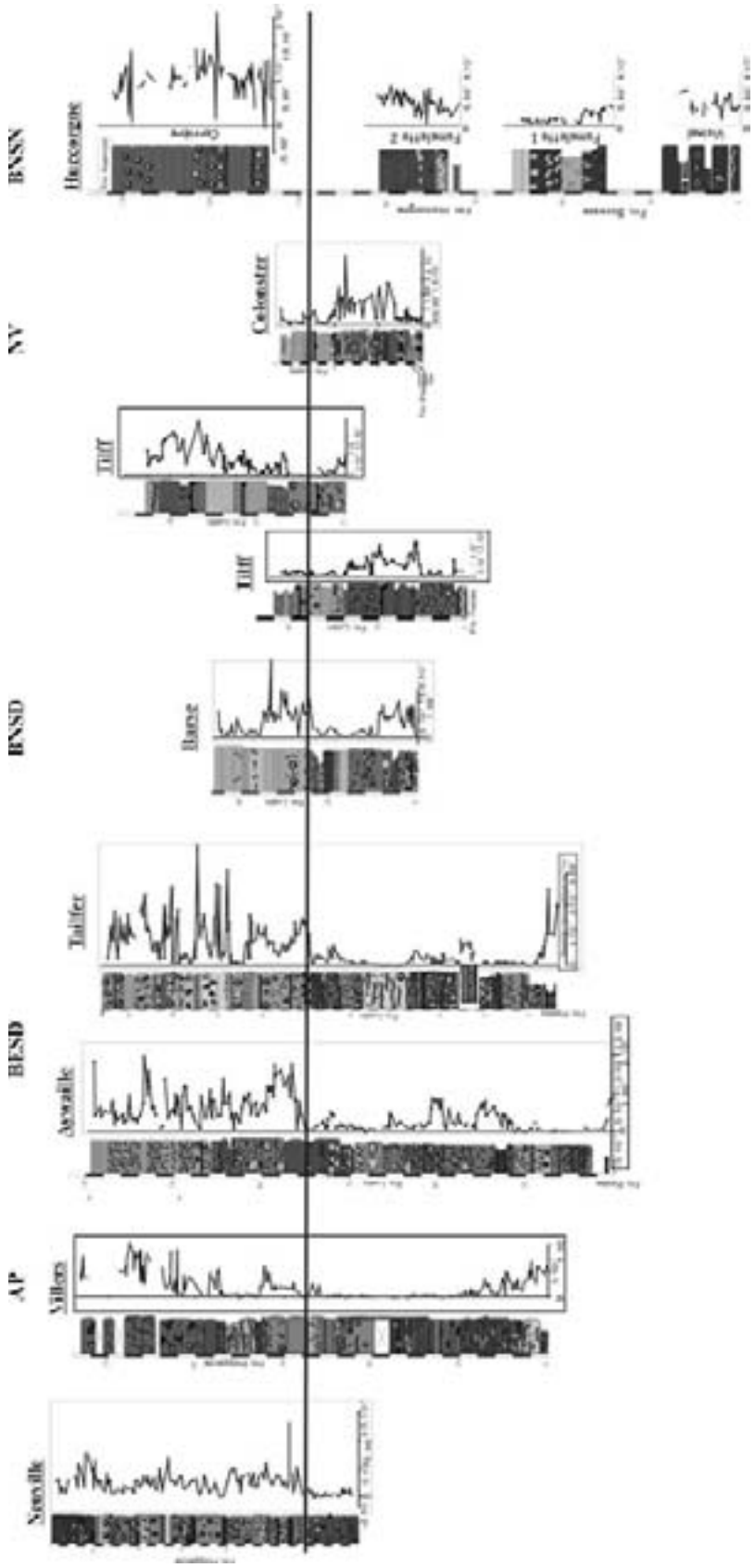


Figure V.6: courbe d'évolution de la SM pour les différentes coupes de la partie moyenne du Frasnien

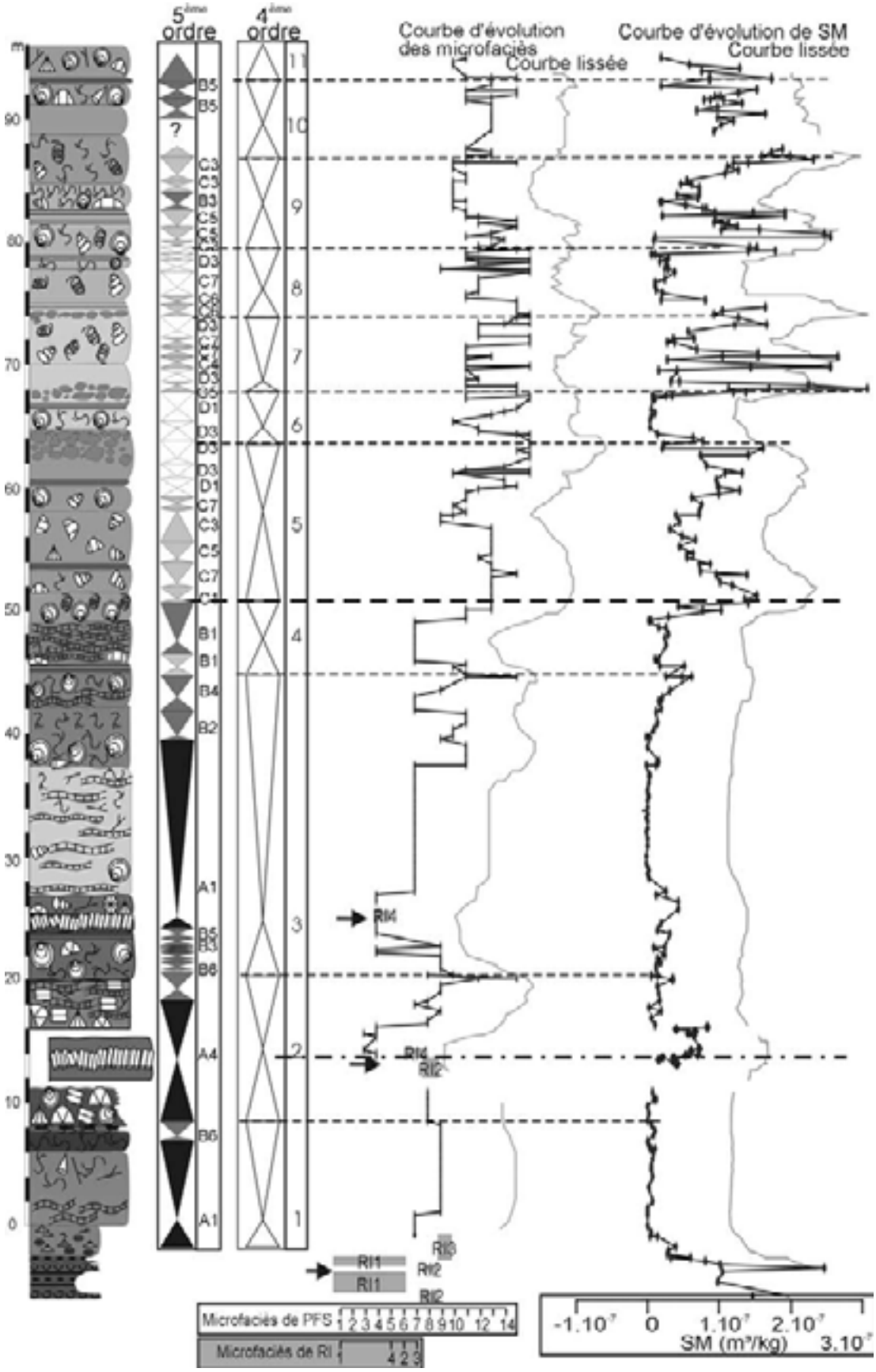


Figure V.7: coupe de référence de Tailfer, cyclicités de quatrième et de cinquième ordre, courbe d'évolution des microfaciès brute et lissée et courbe d'évolution de la SM. Le lien entre l'évolution des microfaciès, la cyclicité et la SM est souligné par les droites pointillées.

La transition avec la Formation d'Aisemont a été échantillonnée dans les coupes de Chaudfontaine et de Prayon. Dans les deux cas, cette transition montre une tendance nette à la diminution des valeurs de SM. Ensuite, pour le terme schisteux, les valeurs de SM (qui ont été mesurées uniquement sur la coupe de Chaudfontaine) restent relativement faibles hormis au centre de ce terme où les valeurs sont particulièrement élevées. Enfin, pour le terme supérieur, les valeurs montrent une tendance à l'augmentation (Figure V.8). L'échantillonnage étant beaucoup moins dense pour la Formation d'Aisemont, il est plus difficile de faire des comparaisons latérales. De plus, les échantillons de la Formation d'Aisemont sont beaucoup plus hétérogènes, ce qui pourrait impliquer des problèmes de représentativité des valeurs de SM (voir plus en détail au sein du chapitre VIII sur l'interprétation des variations de SM).

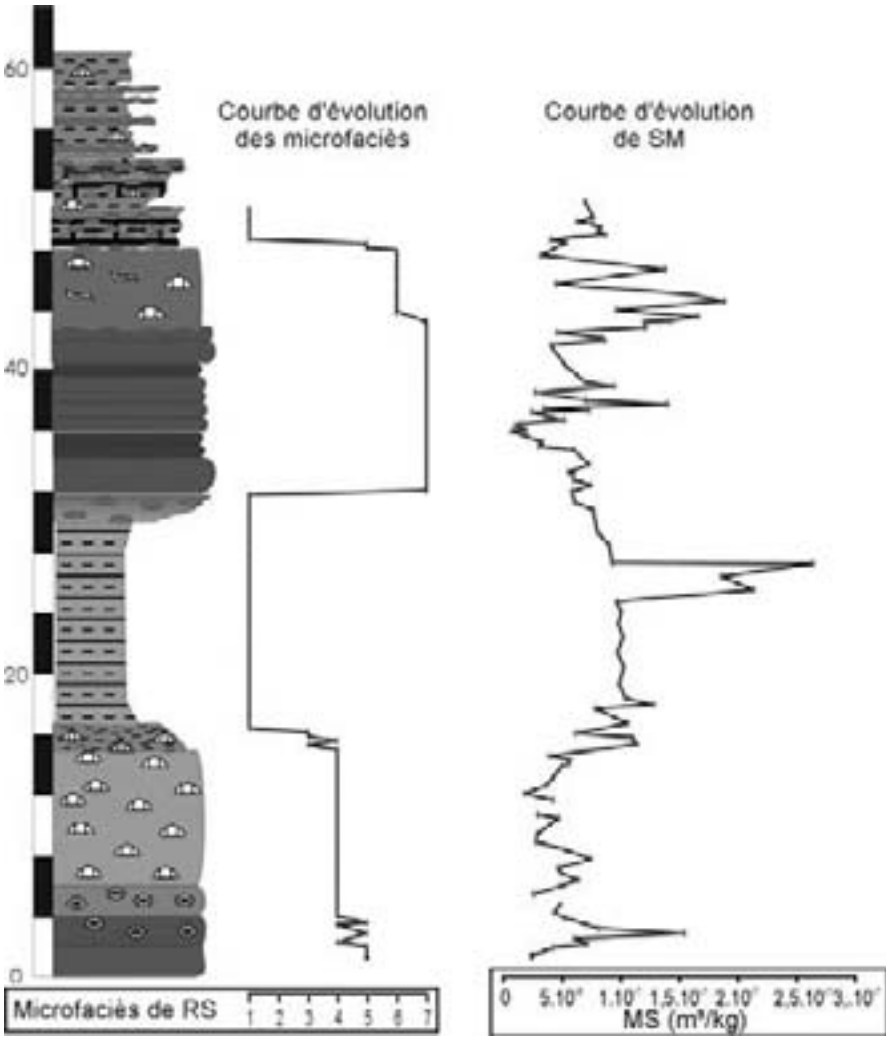


Figure V.8: coupe de Chaudfontaine, variation des microfaciès et de la susceptibilité magnétique.

4.2 Variations latérales

Les variations latérales de susceptibilité magnétique moyenne pour la partie moyenne du Frasnien sont représentées à la Figure V.9. Les différentes coupes sont placées sur l'axe des X, de la position supposée la plus proximale à gauche (coupe située le plus au nord-est) à la position la plus distale à droite (coupe située le plus au sud-ouest).

Concernant l'unité biostromale, il apparaît très nettement une tendance à la diminution des valeurs de SM de la coupe la plus proximale à la plus distale. Crick & al. (1994)

soulignent un lien entre les apports continentaux et la SM, il est donc logique que, lorsque l'on se rapproche de la position supposée du « continent », la susceptibilité magnétique augmente.

Concernant l'unité lagunaire, il apparaît que les valeurs moyennes sont toujours plus élevées que pour l'unité biostromale, comme on l'a vu précédemment (§4.1.1. sur les variations verticales). Seule la coupe de Colonster montre la tendance inverse, ce qui témoigne de son caractère particulier. Il apparaît également que l'unité lagunaire montre une évolution plus complexe que l'unité biostromale, sans tendance nette liée à la proximalité ou à la distalité. Cela peut être dû aux émersions fréquentes de la plate-forme au cours du dépôt de cette unité, ce qui implique une distribution des apports lithogéniques non plus en fonction d'un gradient de distalité mais plutôt en fonction de la présence de chenaux et de « passes ». Cette géométrie conduirait à une distribution plus irrégulière de la SM.

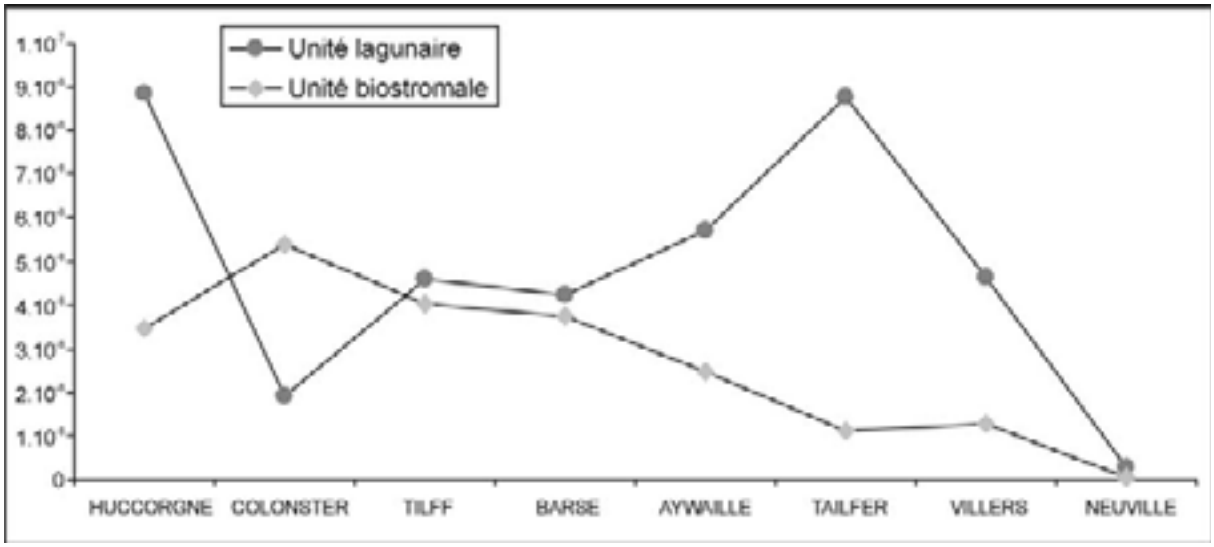


Figure V.9: valeurs de SM pour les différentes coupes de la partie moyenne du Frasnien. La coupe supposée la plus proximale se trouve à gauche (Huccorgne) et la coupe supposée la plus distale est à droite (Neuville).

5 Variations d'épaisseur

Les variations latérales d'épaisseur des unités sédimentaires et des formations ont été mises en évidence par la réalisation de schémas de répartition des épaisseurs, effectués grâce au programme surfer32. Les différentes épaisseurs ont été obtenues par des mesures sur le terrain, pour les différentes coupes étudiées dans ce travail et par la prise en compte des données de la littérature et des notices explicatives des cartes géologiques. Les épaisseurs et les références bibliographiques d'où sont issues ces valeurs sont reprises dans le Tableau V.4. Les différentes coupes sont localisées sur la Figure V.10.

Les épaisseurs de la partie inférieure du Frasnien ont été groupées avec les épaisseurs de la partie moyenne du Frasnien (Figure V.11), compte tenu de la difficulté de différencier la partie inférieure de la partie moyenne du Frasnien au bord nord du Synclinorium de Namur.

La Figure V.11 montre nettement un haut-fond qui se dessine au niveau de la bordure nord du Synclinorium de Dinant alors qu'au nord et au sud de ce haut-fond, l'épaisseur tend à augmenter.

Lorsque l'on considère individuellement les épaisseurs de l'unité lagunaire (Figure V.12), il apparaît que ce haut-fond tend à s'amenuiser et que la plate-forme retrouve une morphologie plus régulière.

Concernant la partie supérieure du Frasnien, il est beaucoup plus difficile de corréler la Formation d'Aisemont avec les Formations de Neuville, des Valisettes et de Matagne au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans l'Anticlinorium de Philippeville afin d'obtenir des unités qui se seraient déposées en même temps. C'est pourquoi aucun diagramme d'épaisseur n'est proposé.

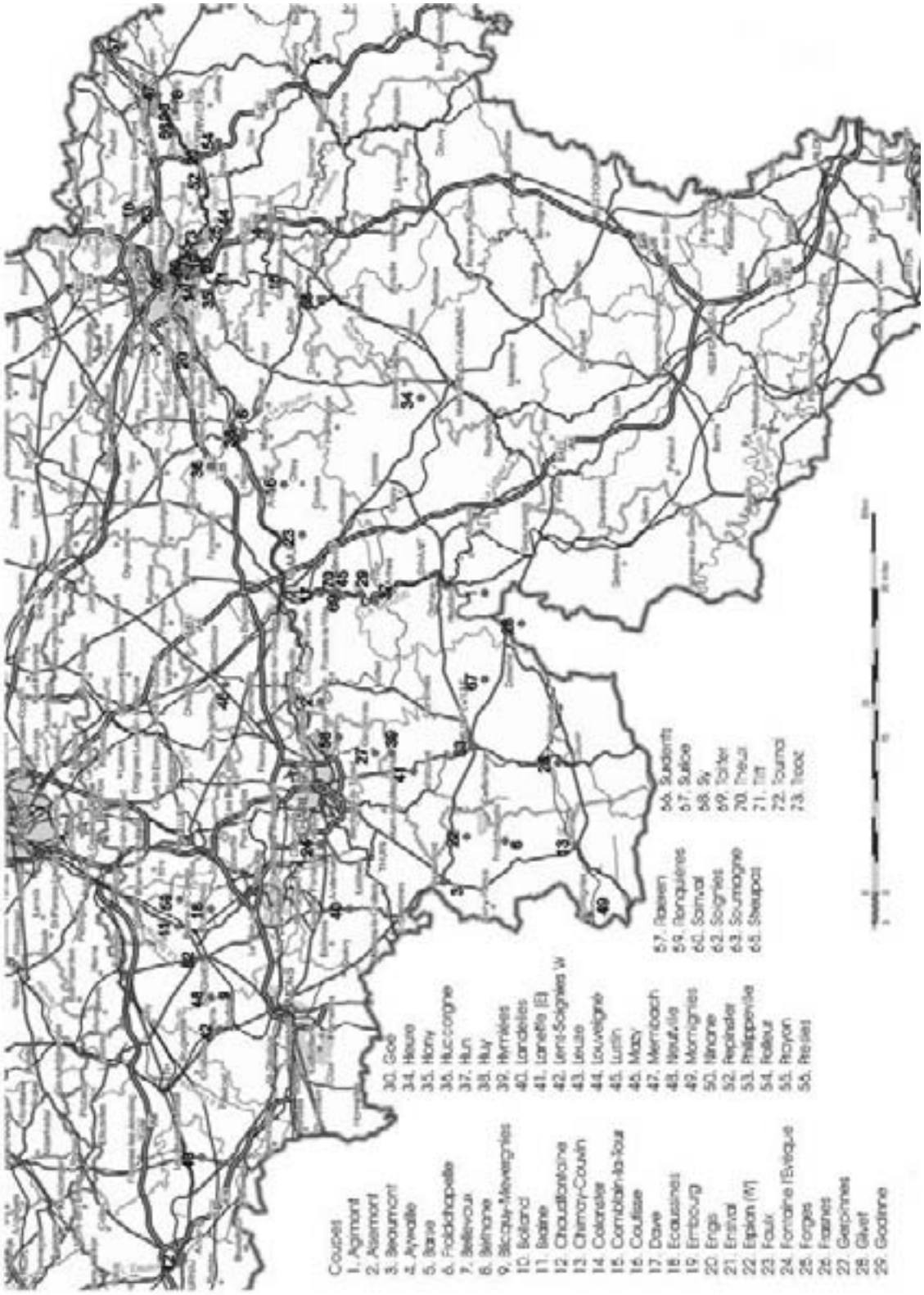
	Coupes	Fr inf-moy	Lagon	Fr sup	référence
1	Agimont-Beauraing	230			(Lemonne & Dumoulin, 1998)
2	Aisemont	85		22	(Lacroix, 1974; Boulvain et al., 1999)
3	Beaumont	210			(Dumoulin, 2001)
4	Aywaille	138	53	60	(Coen, 1968; Boulvain et al., 1999)
5	Barse	90	50	30	(Coen-Aubert, 1973)
6	Froidchapelle	235			(Dumoulin & Marion, 1998)
7	Bellevaux			80	(Cnudde et al., 1986)
8	Béthane	88	50		(Laloux et al., 1996a)
9	Blicquy-Mevergnies	215			(Doremus & Hennebert, 1995a)
10	Bolland	0			(Coen-Aubert, 1974)
11	Braine	165			(Hennebert & Eggermont, 2002)
12	Chaudfontaine	34		45	(Coen-Aubert, 1974)
13	Chimay-Couvin	280			(Marion & Barchy, 1999)
14	Colonster	55	24	31	(Coen-Aubert, 1974)
15	Comblain-la-Tour		55	68	(Coen, 1974)
16	Coutisse	66	33	21	(Lacroix, 1974)
17	Dave	57	37	17	(Lacroix, 1974)
18	Ecaussines	165			(Hennebert & Eggermont, 2002)
19	Embourg		21		(Coen-Aubert, 1974)
20	Engis			45	(Lacroix, 1974)
21	Ensival	88,5	32		(Coen-Aubert, 1974; Boulvain et al., 1999)
22	Erpion (W)	240			(Dumoulin & Marion, 1997a)
23	Faulx	69,4	27	20	(Lacroix, 1974)
24	Fontaine l'Evèque	80	20	10	(Delcambre & Pingot, 2000a)
25	Forges			38	(Coen-Aubert, 1974)
26	Frasnes	300			(Boulvain et al., 1999)
27	Gerpinnes	175	70	12	(Delcambre & Pingot, 2000b)
28	Givet			40	(Boulvain et al., 1999)
29	Godinne	113	42		(Groessens, 1971)
30	Goé	121	58		(Coen-Aubert, 1974)
34	Heure	100			(Coen, 1974)
35	Hony	64,5	37		(Coen-Aubert, 1974)
36	Huccorgne	155	35		(Boulvain et al., 1999)
37	Hun	128			(Coen-Aubert & Coen, 1974)
38	Huy	60	22	27	(Boulvain et al., 1999)
39	Hymiées	200			(Delcambre & Pingot, 2000b)
40	Landelies			9	(Delcambre & Pingot, 2000b)
41	Laneffe (E)	30			(Dumoulin & Marion, 1997a)
42	Lens-Soignies W	215			(Doremus & Hennebert, 1995b)
43	Leuze	401			(Hennebert & Doremus, 1997a)
44	Louveigné			50	(Coen, 1974)

45	Lustin	110,5		38	(Boulvain et al., 1999)
46	Mazy	260			Pingot, J.L., Comm. Pers.
47	Membach	166			(Cnudde et al., 1986)
48	Neufville	228			(Doremus & Hennebert, 1995b)
49	Momignies	280			(Marion & Barchy, 2001)
50	Ninane	42	28		(Coen-Aubert, 1974)
52	Pepinster	88	39		(Coen-Aubert, 1974; Cnudde et al., 1986)
53	Philippeville	231	104		(Dumoulin & Marion, 1997b; Boulvain et al., 1999)
54	Polleur			25,4	(Laloux et al., 1996b)
55	Prayon	52	27	43	(Laloux et al., 1996b)
56	Presles			10	(Boulvain et al., 1999)
57	Raeren			94	(Cnudde et al., 1986)
59	Ronquières	165			(Hennebert & Eggermont, 2002)
60	Sainval	48			(Coen-Aubert, 1974)
62	Soignies	239			(Doremus & Hennebert, 1995b)
63	Soumagne	3,5		42	(Coen-Aubert, 1974)
65	Streupas			32	(Coen-Aubert, 1974)
66	Surdents	83	45	80	(Coen-Aubert, 1974)
67	Surice	255			(Dumoulin & Marion, 1997b)
68	Sy	22			(Boulvain et al., 1999)
69	Tailfer	104,7	49,2		(Coen-Aubert & Coen, 1974)
70	Theux			28	(Coen-Aubert, 1974)
71	Tilff	73,7	39		(Coen-Aubert, 1974)
72	Tournai	409			(Hennebert & Doremus, 1997b)
73	Trooz	59	34		(Coen-Aubert, 1974)

Tableau V.4 : liste des épaisseurs du Frasnien. Fr inf, partie inférieure du Frasnien ; Fr moy, partie moyenne du Frasnien ; biostrome, unité du Pont de la Folle et unité biostromale; lagon, unité lagunaire et Fr sup, partie supérieure du Frasnien.

La présence d'une structure en haut-fond au cours de la partie moyenne du Frasnien avait déjà été mise en évidence par Poty (1997) ; il décrit en effet la zone du Synclinorium de Namur comme ayant subi un basculement vers le nord, provoquant la formation d'un demi-graben, cette structure disparaissant au cours de la partie supérieure du Frasnien pendant le dépôt de la Formation d'Aisemont. Nous pouvons affiner ce modèle. En effet, il apparaît que les variations latérales d'épaisseur s'atténuent déjà au passage de l'unité biostromale à l'unité lagunaire.

La présence de ce haut fond et du « sillon » situé au nord de celui-ci, dans la zone de Huccorgne, s'observe également dans la distribution des faciès, avec l'individualisation du modèle de plate-forme nord. En effet, au cours du dépôt de l'unité biostromale, le haut-fond correspondant au modèle de plate-forme sud montre des faciès biostromaux (PFS 5 à 7) et le « sillon », correspondant au modèle de plate-forme nord, montre des faciès externes plus profonds (PFN 1 à 2). Au cours du dépôt de l'unité lagunaire, la différence de faciès est nettement atténuée, mais est toujours existante ; en effet, le haut-fond montre des faciès lagunaires et des paléosols et la coupe de Huccorgne, dans le sillon, montre peu de paléosols. Cela revient à dire que le haut-fond se marque essentiellement au cours du dépôt de l'unité du Pont de la Folle et de l'unité biostromale alors qu'il est fortement atténué au cours du dépôt de l'unité lagunaire. En ce qui concerne la Formation d'Aisemont, il n'apparaît plus de différenciation importante des faciès entre les différentes zones.



2

Figure V.10: localisation des points pour lesquels des épaisseurs de sédiments sont disponibles

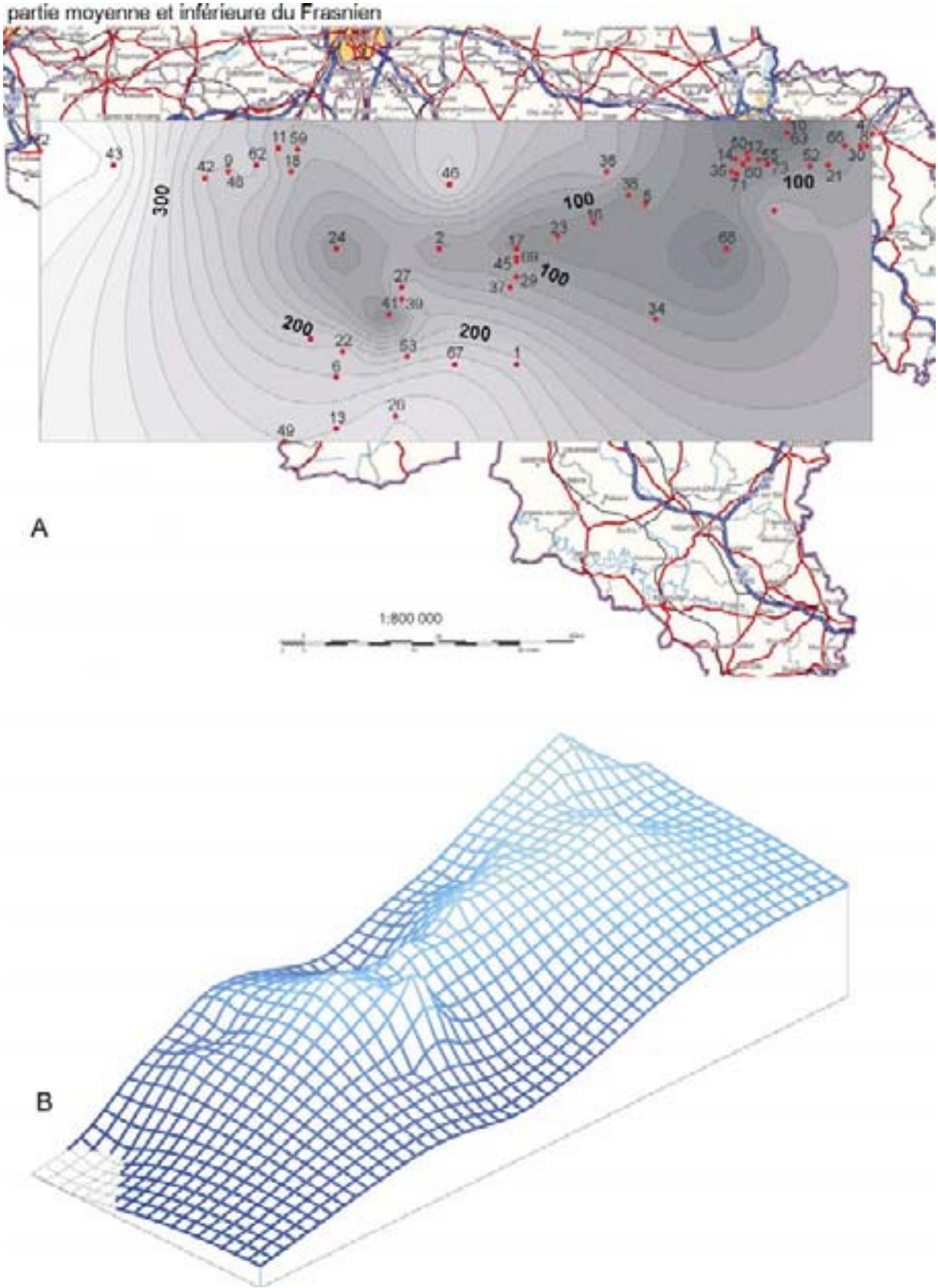


Figure V.11: distribution des épaisseurs des parties inférieure et moyenne du Frasnien (Formations de Presles, Nismes, Moulin Liénaux, Grands Breux, Pont de la Folle, Philippeville, Lustin, Bovesse, Huccorgne et Rhisnes). Les numéros sur la carte correspondent aux coupes du Tableau V.4

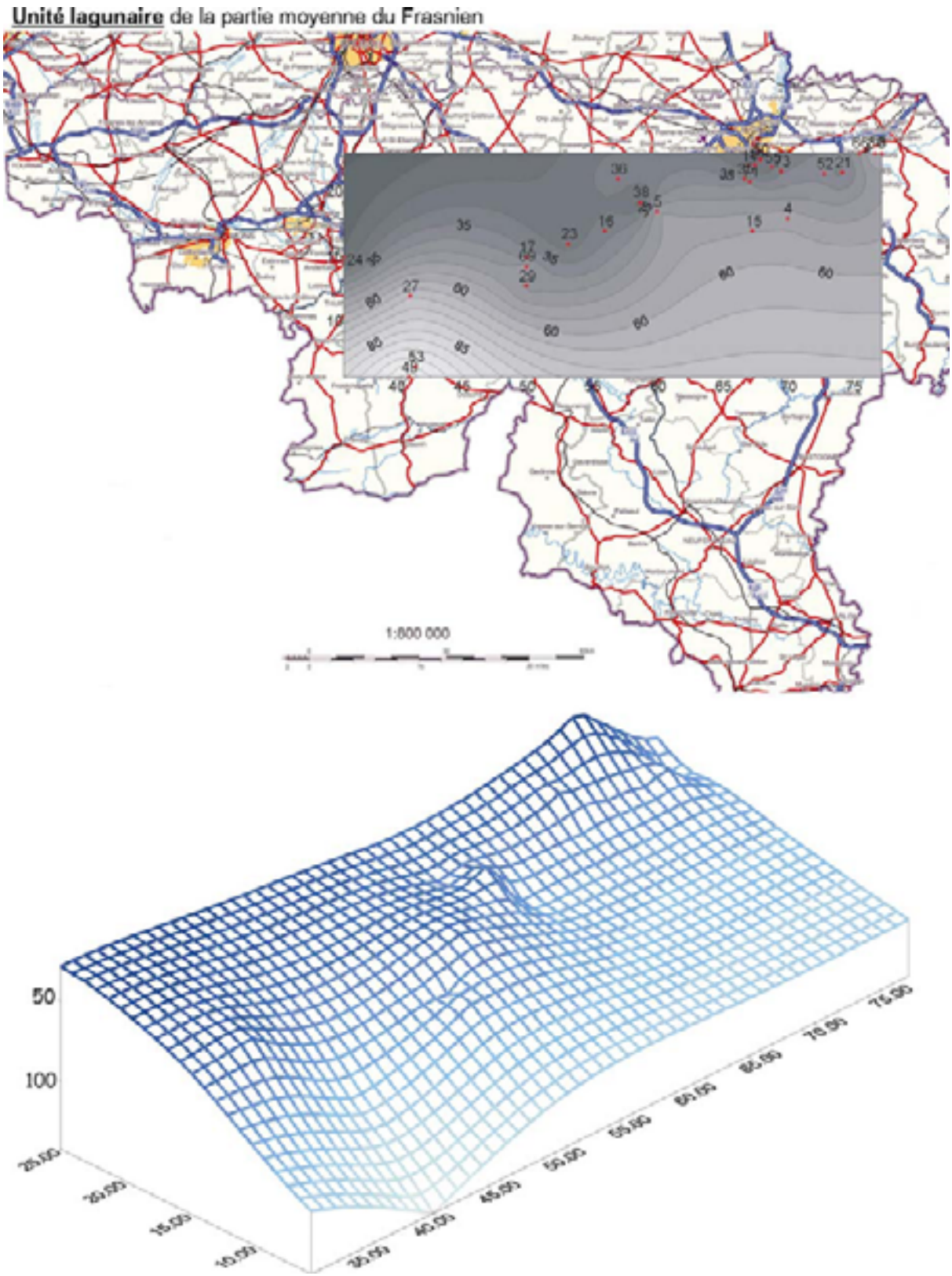


Figure V.12 : distribution des épaisseurs de l'unité lagunaire de la partie moyenne du Frasnien (unité lagunaire des Formations de Philippeville, Lustin et Huccorgne). Les numéros sur la carte correspondent aux coupes du Tableau V.4

6 Variations des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène

Les analyses isotopiques de ce chapitre ont été réalisées sur les échantillons de micrite carbonatée des Formations de Lustin et de Philippeville. Les échantillons ont été choisis dans la mesure du possible en fonction des caractéristiques suivantes : micrite la plus fine possible ; absence de cathodoluminescence ; absence de veine et de fracture ou de niveau argileux et, enfin, absence de fossile. Pour compléter les résultats, des analyses isotopiques ont également été réalisées sur des coquilles de brachiopodes non luminescentes des coupes de Colonster (C16), Barse (B13) et Aywaille (A49). Les analyses sont toutes présentées sous forme de tableau dans l'annexe 2.

Un échantillonnage le plus régulier possible a été effectué sur la coupe de Tailfer, pour suivre de manière continue l'évolution verticale des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène de la partie moyenne du Frasnien (Figure V.13). Ensuite, deux échantillons de l'unité lagunaire et deux échantillons de l'unité biostromale ont été analysés pour les coupes de Colonster, Aywaille, Villers et Huccorgne (Figure V.14) en vue de comparer l'évolution générale latérale. Aucune analyse n'a été réalisée sur la Formation d'Aisemont. En effet, le terme inférieur est généralement fortement dolomitisé, recristallisé et riche en argile et en fossiles ; il n'y a pas de micrite à récolter. Le terme supérieur est plus riche en micrite mais celle-ci est souvent recristallisée et parsemée de cristaux de dolomite.

6.1 Notions théoriques

Les rapports isotopiques $^{16}O/^{18}O$ des échantillons sont calculés par rapport aux valeurs du standard PD Belemnite (PDB) $\{\delta^{18}O\ (‰) = [(^{18}0/^{16}0)\text{éch} - (^{18}0/^{16}0)\text{st}] / (^{18}0/^{16}0)\text{st} \times 1000\}$. Les rapports isotopiques de l'oxygène de l'eau varient selon le climat et le taux d'évaporation. Une évaporation importante conduit à des rapports isotopiques plus élevés au sein des zones où cette évaporation est active (shabkhas, marais salants, ….). Par contre, les eaux météoriques résultant de cette évaporation montreront des valeurs plus faibles. La composition isotopique de l'oxygène d'un ciment est liée à la composition isotopique du fluide précipitant ce ciment ainsi qu'à la température lors de la précipitation (une augmentation de température conduit à une diminution du rapport isotopique de l'oxygène).

Les rapports isotopiques $^{12}C/^{13}C$ sont également calculés par rapport au standard PDB. Le comportement géochimique du carbone varie essentiellement en relation avec les processus organiques, dont la photosynthèse. Ainsi, le carbone organique montre des valeurs isotopiques de $^{12}C/^{13}C$ de l'ordre de -24‰ et les carbonates marins des valeurs de l'ordre de 0 à +4‰ (Moore, 1989). Des valeurs isotopiques extrêmes (-80‰) peuvent être produites par un processus de fermentation conduisant à la formation de méthane. Le lessivage de sols conduira également à des valeurs isotopiques faibles (Moore, 1989). La composition isotopique du carbone d'un ciment est uniquement liée à la composition isotopique du fluide précipitant ce ciment, la température ayant peu d'influence.

Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène sont souvent placés sur un graphique $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$, pour permettre la mise en évidence de tendances et de comparaisons. Lors de la diagenèse progressive de carbonates sous des conditions météoriques, le graphique de $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ va montrer une forme caractéristique en J inversé («inverted J-shaped curve ») (Meyers & Lohmann, 1985). Ainsi, durant la première phase de la diagenèse, l'oxygène des carbonates va s'équilibrer très rapidement avec celui des eaux météoriques. La seconde phase concerne le carbone et cette évolution sera plus lente.

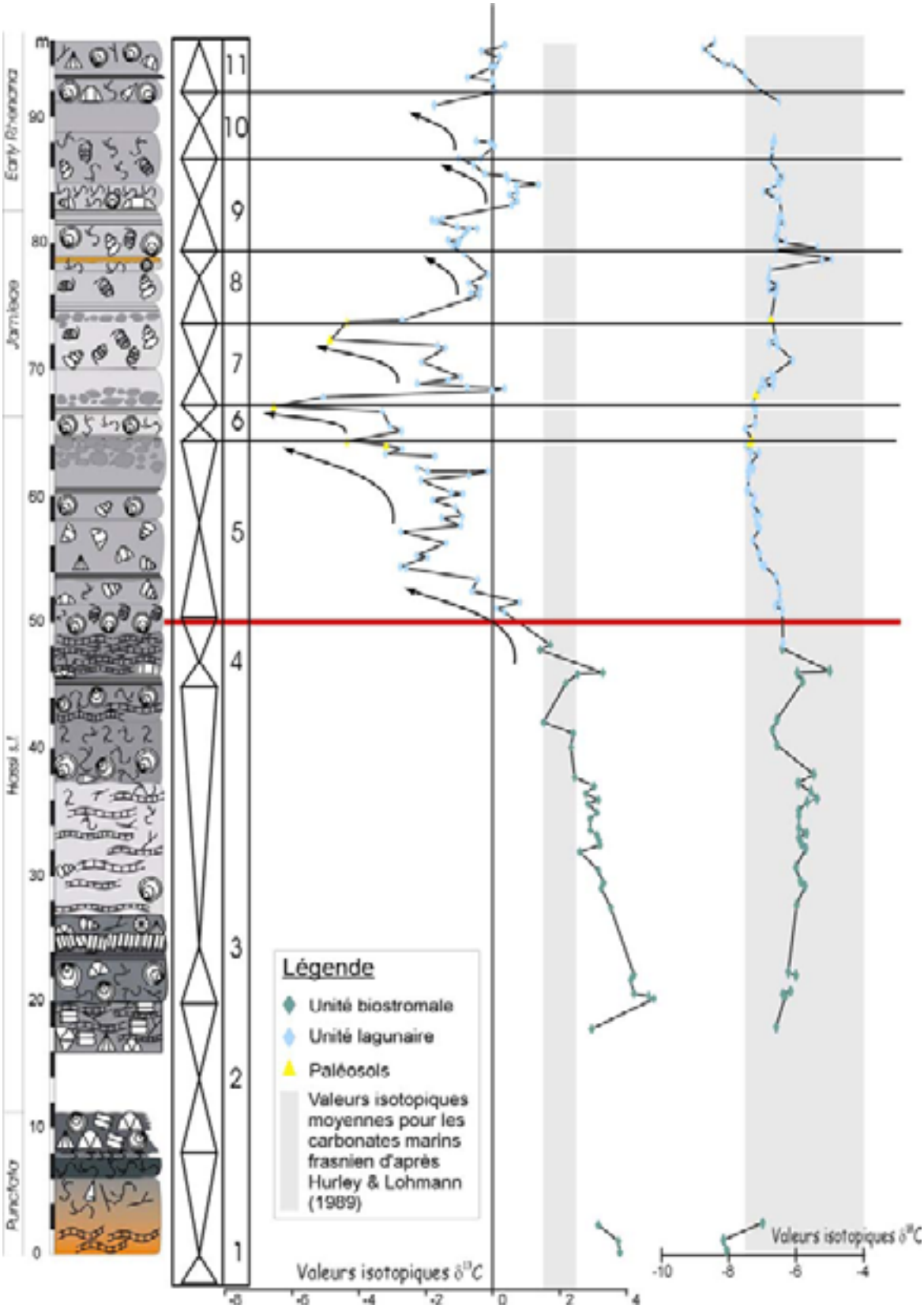


Figure V.13: courbe des valeurs de rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène pour la coupe de Tailfer. La ligne rouge représente la limite entre l'unité biostromale et l'unité lagunaire.

6.2 Résultats

	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ (‰ PDB)
Unité biostromale (analyses sur la micrite)		
Moyenne	2,98	-6.64
Valeur minimale	1,23	-5
Valeur maximale	4.83	-14.18
Unité lagunaire (analyse sur la micrite)		
Moyenne	-1.2	-6.89
Valeur minimale	-7.45	-3.08
Valeur maximale	2.21	-13.91
Analyses isotopiques des brachiopodes		
C16	1.94	-7.10
A49	2.78	-6.40
B13	1.95	-4.5
Moyenne	2.22	-6
Valeurs isotopiques moyennes pour les carbonates marins frasniens		
Hurley & Lohmann (1989) (p133), Canning basin	1.5 à 2.5	-5 à -7.5
Veizer & al. (1986) (p1681), moyennes mondiales	2 à -1	-5,5 à -7.5
Chen & al. (2002) (p624), Sud de la Chine		-6
Brand (1989) (p315-316) moyennes mondiales	0 à 2	

Tableau V.5 : Valeurs moyennes, minimales et maximales des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène sur la micrite des coupes de Tailfer, Huccorgne, Villers, Colonster et Aywaille. Rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène mesurés sur des brachiopodes des coupes de Colonster, Aywaille et Barse et valeurs moyennes. Valeurs isotopiques moyennes pour les carbonates marins frasniens issues de la littérature.

Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène effectuées sur les coquilles de brachiopodes non luminescentes sont généralement considérées comme représentatives de la signature isotopique marine originelle (Veizer et al., 1986). Les analyses ont été effectuées sur des brachiopodes (de genre indéterminé) appartenant à un niveau remarquable qui apparaît au sein de plusieurs coupes (il s'agit de la « deuxième zone des monstres » de Coen-Aubert (1974)) et qui voit le développement de faciès de rampes (RI) au sein des sédiments de plate-forme (PFS). Ces niveaux argileux nodulaires sont les seuls de la série à présenter d'abondants brachiopodes de grande taille. Les valeurs isotopiques ainsi obtenues sont très proches de celles proposées par les différents auteurs pour les carbonates marins frasniens (Tableau V.5).

6.2.1 Rapports isotopiques du carbone

La courbe d'évolution isotopique de la coupe de Tailfer montre d'importantes variations à différentes échelles.

La variation la plus nette est celle qui se dessine entre l'unité biostromale et l'unité lagunaire (Figure V.13). En effet, la valeur moyenne (Tableau V.5) obtenue pour l'unité biostromale est de l'ordre de $\delta^{13}C$= 2.98‰ (PDB), c'est-à-dire relativement proche des valeurs moyennes pour les carbonates marins frasniens proposées par Hurley & Lohmann (1989) (1,5 à 2,5‰ PDB) et également des valeurs obtenues sur les brachiopodes (valeur moyenne de 2,2‰). L'unité lagunaire montre des valeurs de $\delta^{13}C$ très différentes ($\delta^{13}C$= -1.2‰ PDB) et qui peuvent être très fortement négatives (valeurs minimales de -6.54‰ ou de -7.45‰ pour les paléosols).

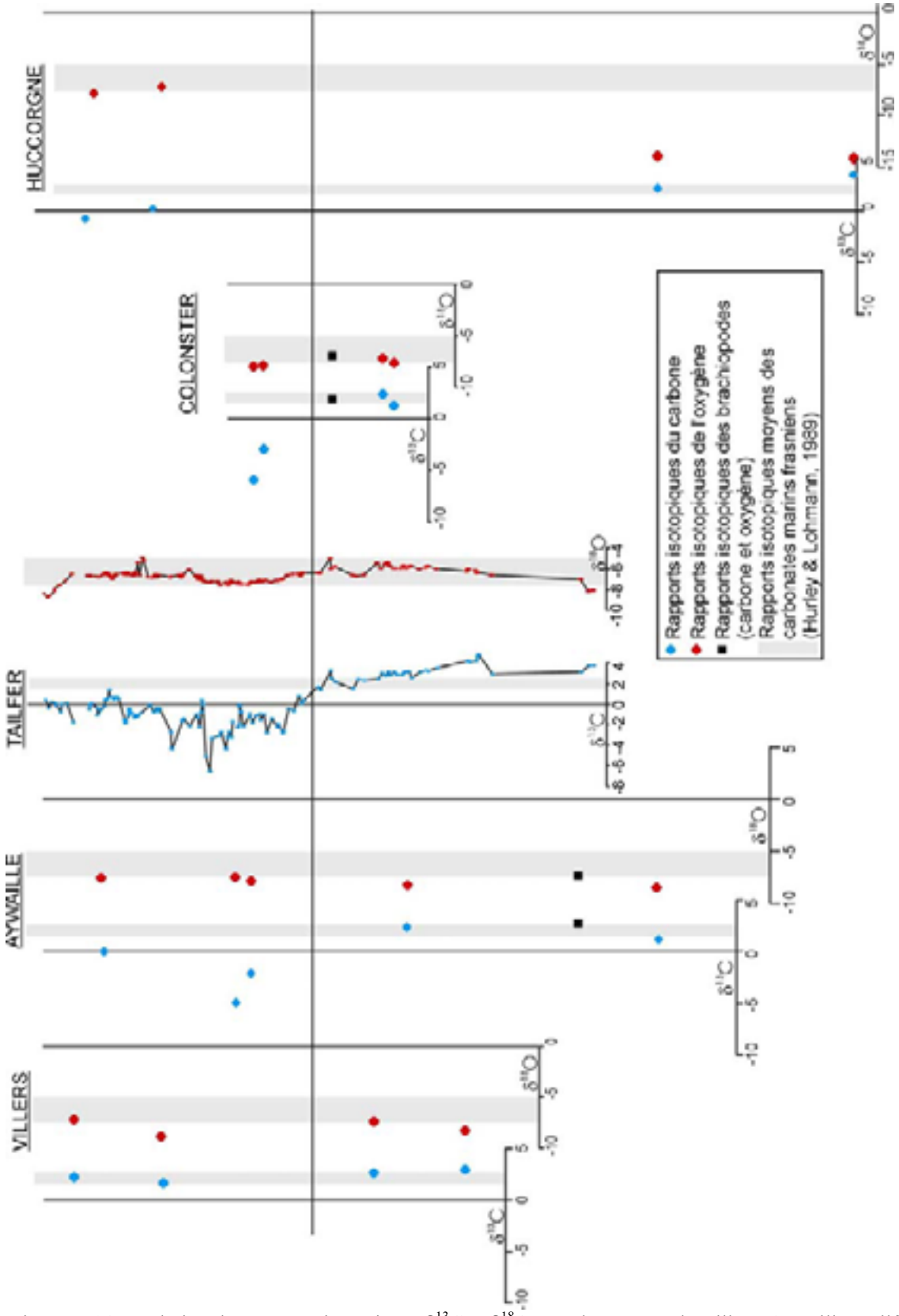


Figure V.14: Evolution des rapports isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ pour les coupes de Villers, Aywaille, Tailfer, Colonster et Huccorgne. Les carrés noirs représentent les mesures isotopiques réalisées sur les brachiopodes de Aywaille et Colonster. Les zones en grisé représentent les valeurs isotopiques moyennes admises pour les carbonates marins frasniens (Hurley & Lohmann, 1989) et la ligne horizontale représente la limite entre les unités lagunaire et biostromale.

Au sommet de la coupe de Tailfer, les rapports isotopiques du carbone augmentent et redeviennent proches des valeurs admises pour les carbonates marins frasniens.

Cette distinction entre l'unité biostromale et l'unité lagunaire se marque très nettement pour toutes les coupes sur lesquelles des analyses isotopiques ont été réalisées (Aywaille, Colonster, Villers, Huccorgne et Tailfer) (Figure V.14). Seule la coupe de Villers ne montre pas une telle différence, les valeurs des rapports isotopiques du carbone étant relativement constantes. La coupe de Huccorgne montre également une différence moindre entre les unités lagunaire et biostromale.

L'observation dans le détail de l'évolution des rapports isotopiques au sein de l'unité lagunaire permet de montrer un lien entre les séquences de quatrième ordre et les rapports isotopiques du carbone (Figure V.13). En effet, la plupart des séquences de quatrième ordre présentent une évolution des rapports isotopiques du carbone avec des valeurs d'abord faibles (de l'ordre de 0‰ PDB) à la base, évoluant ensuite vers des valeurs plus élevées au sommet (de -4 à -7‰ PDB) dans la partie régressive de la séquence. Cette variation au sein des séquences de quatrième ordre n'apparaît pas au sein des séquences de l'unité biostromale.

Si l'on considère l'évolution des valeurs moyennes des rapports isotopiques du carbone par rapport aux microfaciès (Figure V.15), il se détache une tendance nette à la diminution des rapports isotopiques, des faciès les plus distaux aux faciès les plus proximaux. Ainsi, les faciès biostromaux à stromatopores lamellaires (PFS5) montrent des valeurs proches de $\delta^{13}C$=3‰ (PDB) et ceux à stromatopores dendroïdes (PFS7) proches de 1,6‰, c'est-à-dire de l'ordre des valeurs admises pour les carbonates marins frasniens (Hurley & Lohmann, 1989). Ensuite, les faciès subtidaux montrent des valeurs moyennes de l'ordre de 0‰ (0,59 à -1,10‰), les faciès intertidaux de l'ordre de -1,1‰ (-0,8 à -2‰) et les faciès supratidaux présentent des valeurs moyennes de -3‰. Cette diminution des valeurs isotopiques de la zone subtidale à la zone supratidale a déjà été observée pour les calcaires Crétacés du Jura (Joachimski, 1994) et pour les sédiments récents de la Baie de Floride (Lloyd, 1964).

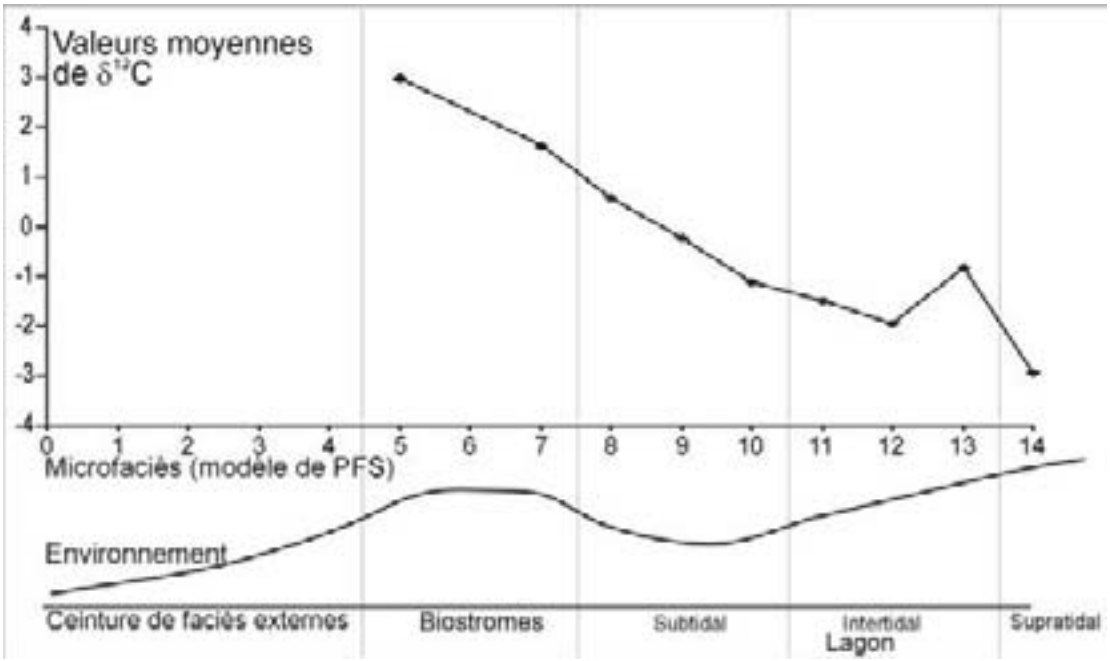


Figure V.15: Evolution des rapports isotopiques moyens du carbone ($\delta^{13}C$ PDB) par rapport aux microfaciès.

La bonne correspondance des valeurs de $\delta^{13}C$ des faciès de biostromes avec les valeurs publiées (Hurley & Lohmann, 1989) et avec les valeurs des brachiopodes suggère que les rapports isotopiques de la boue carbonatée sont des signatures de l'environnement de dépôt, sans variation diagénétique postérieure importante (voir aussi Joachimski, 1994).

Les valeurs les plus faibles des rapports isotopiques s'observent au sein des paléosols (-6 à -8‰), cette baisse très importante peut s'expliquer par la stabilisation des carbonates au contact des eaux météoriques enrichies en CO_2 dissous, suite à l'oxydation de la matière organique des sols. En effet, en zone vadose, où le développement de sols riches en matière organique est intense, le passage d'eaux météoriques conduit à une source continuelle de carbone allégé (Meyers & Lohmann, 1985).

Les variations des rapports isotopiques du carbone se font donc selon différentes tendances : (a) une tendance à la diminution des valeurs au passage de l'unité biostromale à l'unité lagunaire, (b) une tendance à la diminution des valeurs vers le sommet des séquences de quatrième ordre, (c) une tendance à la diminution des valeurs isotopiques depuis les faciès les plus distaux vers les faciès les plus proximaux et, enfin, (d) une tendance à la diminution particulièrement nette des valeurs au niveau des paléosols. Les tendances b, c et d ont également été observées sur les calcaires cycliques de la base du Crétacé du Jura (Joachimski, 1994) et celles-ci ont été expliquées par l'augmentation de la pédogenèse vers le sommet des séquences. Concernant la tendance à la diminution des valeurs des rapports isotopiques avec la proximalité (tendance c), plusieurs interprétations ont été proposées. Keith & Parker (1965) expliquent cette tendance par une augmentation de l'influence du CO_2 dissous dérivé de l'oxydation de la matière organique continentale. Lloyd (1964) propose que le phénomène soit lié à la dégradation de la matière organique de la végétation aquatique locale.

Dans ce cas-ci, il semble que la pédogenèse soit effectivement le paramètre principal qui influence le rapport isotopique du carbone. En effet, au sein de l'unité biostromale où il n'y a jamais de paléosols, il n'y a aucune tendance à la diminution des valeurs des rapports isotopiques au sommet des séquences (Figure V.13). De même, au sein de l'unité lagunaire de la coupe de Villers, il n'y a pas de paléosols et les valeurs restent constantes (Figure V.14). Les rapports isotopiques obtenus sont probablement liés à des taux de pédogenèse différents (maturation des sols). En effet, d'après Joachimski (1994), plus le taux de pédogenèse augmente, plus la porosité et la perméabilité augmentent (fissures de dessiccation, bréchification, racines,…), ce qui permet une percolation accrue des eaux météoriques et ainsi un meilleur équilibrage avec le CO_2 léger dérivé des sols.

6.2.2 Rapports isotopiques de l'oxygène

Les valeurs des rapports isotopiques de l'oxygène varient très peu par rapport à celles du carbone. En effet, l'unité biostromale montre des valeurs moyennes (Tableau V.5) de l'ordre de $\delta^{18}O$ = -6.64‰ (PDB) et l'unité lagunaire montre des valeurs de $\delta^{18}O$= -6.89‰. Ces valeurs sont relativement proches des valeurs moyennes pour les carbonates marins proposées par Hurley & Lohmann (1989) et des valeurs des brachiopodes (-6‰) ; elles n'auraient donc pas subi de réajustement diagénétique important. Seuls quelques échantillons du sommet de la coupe de Tailfer et de la base de Huccorgne montrent des valeurs isotopiques plus faibles (Figure V.13). Il apparaît que ces échantillons sont recristallisés (ils présentent une luminescence orange en cathodoluminescence et sont microsparitisés). Ces valeurs plus faibles seraient donc dues à un réajustement diagénétique.

Il ne se détache donc pas vraiment de différence entre l'unité biostromale et lagunaire (Figure V.13 et Figure V.14) et les tendances liées aux séquences de quatrième ordre ne se marquent pas (Figure V.13). De même, si l'on réalise un graphique de l'évolution des rapports isotopiques de l'oxygène par rapport aux microfaciès, les valeurs sont presque constantes (Figure V.16).

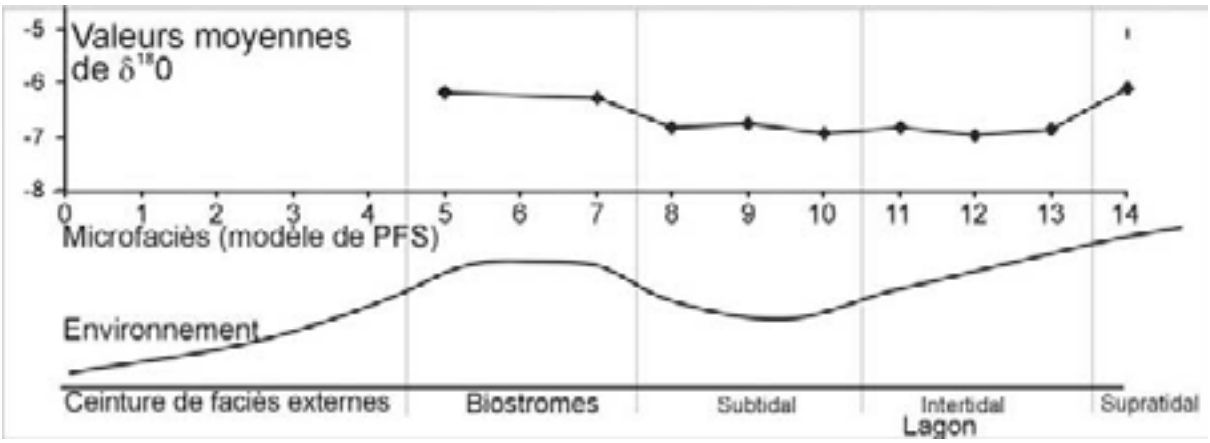


Figure V.16 : Evolution des rapports isotopiques moyens de l'oxygène par rapport aux microfaciès.

6.3 Conclusions

Le graphique des rapports isotopiques du carbone par rapport aux rapports isotopiques de l'oxygène des micrites de la plate-forme permet de différencier des zones de valeurs comparables (Figure V.17). Il apparaît immédiatement que le paramètre qui varie le plus est le rapport isotopique du carbone, alors que le rapport isotopique de l'oxygène est relativement stable.

Il semblerait que les valeurs des rapports isotopiques et leur évolution soient le reflet d'un environnement de dépôt plutôt que d'une évolution diagénétique postérieure. En effet, la bonne correspondance des valeurs isotopiques de l'oxygène obtenues ici avec les valeurs admises pour le Frasnien et les valeurs des brachiopodes le confirme. De plus, le fait que le rapport isotopique de l'oxygène est le premier (avant le carbone) à se stabiliser par diagenèse météorique indiquerait que les rapports isotopiques du carbone correspondent probablement à un signal primaire.

Les variations du rapport isotopique du carbone permettent de définir trois zones : la zone 1 reprend les valeurs isotopiques pour l'unité biostromale, valeurs qui sont proches des valeurs isotopiques des carbonates marins frasniens. La zone 2 est celle des valeurs isotopiques de l'unité lagunaire et la zone 3 celle des échantillons de paléosols au sein de cette unité lagunaire.

Les variations des rapports isotopiques du carbone seraient donc liées essentiellement à la pédogenèse et à son intensité.

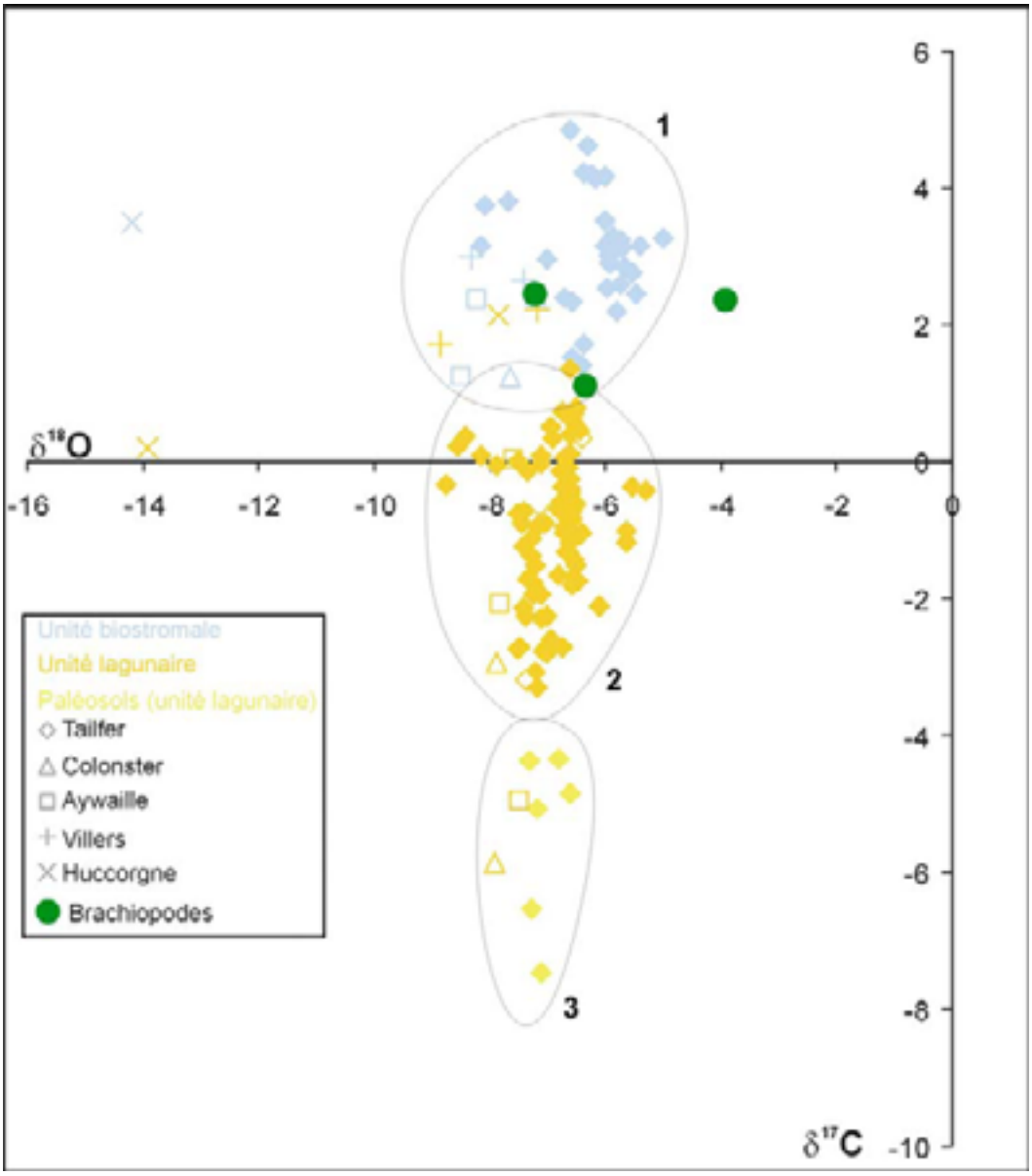


Figure V.17: graphe des valeurs des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène pour les différentes coupes du Frasnien moyen. L'explication des zones 1, 2 et 3 se trouve dans le texte, paragraphe 6.4.

7 Conclusions

Sédimentologiquement, les variations verticales principales se marquent essentiellement au niveau du passage entre les différentes unités et formations. Cela permet de diviser la colonne lithologique verticalement avec tout d'abord la partie inférieure du Frasnien, caractérisée par le modèle de rampe inférieure, suivie de la partie moyenne du Frasnien, dominée par les dépôts de plate-forme et divisée en une première unité biostromale et une seconde unité lagunaire, et enfin, la partie supérieure du Frasnien, caractérisée de nouveau par des faciès de rampe (rampe supérieure). Il apparaît que ces unités sédimentaires montrent un comportement différent en ce qui concerne les épaisseurs de sédiments, la cyclicité, la susceptibilité magnétique et la géochimie isotopique (rappelé au Tableau V.6).

	Partie inférieure du Frasnien	**Unité biostromale**	**Unité lagunaire**	**Partie supérieure du Frasnien**
Faciès	Rampe inférieure	Plate-forme sud ou nord, biostromes	Plate-forme sud ou nord, dépôts lagunaires	Rampe supérieure
Cyclicité	Pas de cyclicité de 5ème ordre	Pas de cyclicité de 5ème ordre à Villers et Huccorgne	Cyclicité de 5ème ordre sur toute la plate-forme	Pas de cyclicité de 5ème ni de 4ème ordre
SM	Valeurs élevées	Valeurs faibles (excepté à Colonster)	Valeurs élevées (excepté à Colonster)	Faible au 1er terme variable 2ème terme hausse 3ème terme
Epaisseur		Présence d'un sillon avec les épaisseurs les plus élevées au BSSD et au BNSN	Atténuation des différences d'épaisseur	Fin de la différenciation en compartiments
Isotopes		Rapports isotopiques du carbone proches des valeurs frasniennes marines	Rapports isotopiques du carbone très faibles et variant avec la cyclicité	

Tableau V.6 : caractéristiques générales des unités sédimentaires du Frasnien.

Les variations latérales de faciès se marquent essentiellement au cours de la partie moyenne du Frasnien, avec une subdivision de la plate-forme en différentes zones. Cette subdivision avait été abordée au chapitre IV sur les faciès avec la définition de deux modèles de plate-forme. Le modèle de plate-forme sud s'étend du NW de l'Anticlinorium de Philippeville au bord nord du Synclinorium de Dinant et le modèle de plate-forme nord a été défini pour la coupe de Huccorgne, au bord nord du Synclinorium de Namur. Il apparaît que les faciès montrent une nature de moins en moins profonde en partant de la coupe de Villers vers Colonster, c'est-à-dire du sud-ouest au nord-est. Cependant, lorsque l'on passe au nord de la coupe de Colonster à celle de Huccorgne, les faciès redeviennent plus profonds. Cette caractéristique se traduit également par une augmentation importante de l'épaisseur des sédiments ainsi que par l'absence de cyclicité de 5ème ordre au sein de la coupe de Huccorgne qui présente des faciès plus profonds, moins sensibles aux variations du niveau marin.

Il est à noter que la coupe de Colonster et, dans une moindre mesure, celle de Tilff présentent parfois des faciès de caractère intermédiaire entre les modèles de plate-forme sud et nord. Les coupes de Colonster et de Tilff montrent donc un caractère particulier qui ressort également dans l'évolution de la susceptibilité magnétique. En effet, alors que le passage de l'unité biostromale à l'unité lagunaire se traduit dans la plupart des coupes par une augmentation nette des valeurs moyennes, la coupe de Colonster (et dans une moindre mesure, celle de Tilff) ne montrent pas d'augmentation des valeurs moyennes de SM entre l'unité biostromale et l'unité lagunaire.

Ces différences conduisent à proposer une image générale de la plate-forme avec un haut-fond correspondant plus ou moins à la Formation de Lustin. Cette zone à faible profondeur d'eau doit probablement se terminer au niveau de la coupe de Colonster, qui marque le passage au sillon plus profond qui s'observe dans la coupe de Huccorgne. Ce haut-fond semble nettement s'atténuer au passage de l'unité biostromale à l'unité lagunaire et au cours du Frasnien supérieur.

Chapitre VI

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons tenter d'établir des corrélations stratigraphiques entre les différentes coupes de la plate-forme étudiées dans ce travail. Ensuite, nous proposerons des corrélations avec les autres zones plus distales de la plate-forme, essentiellement les monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant. Ensuite sur base de ces corrélations et par l'analyse de l'évolution des microfaciès définis au chapitre IV, nous allons essayer de développer un modèle de stratigraphie séquentielle.

2 Corrélations

Dans tout travail de sédimentologie, les corrélations stratigraphiques sont extrêmement importantes. Elles sont réalisées ici grâce à plusieurs types de données. Tout d'abord, les données des corrélations graphiques, publiées essentiellement par Gouwy & Bultynck (2000). Ensuite, des corrélations sont obtenues par la susceptibilité magnétique (dont le principe est exposé au chapitre II sur les techniques utilisées). De nombreuses discussions avec Madame Coen-Aubert ont également permis d'affiner ces corrélations biostratigraphiques. Les corrélations sont présentées à la Figure VI.3 pour la partie moyenne du Frasnien et à la Figure VI.5 pour la partie supérieure du Frasnien.

2.1 Partie inférieure du Frasnien

La partie inférieure du Frasnien a été trop peu étudiée dans le cadre de ce travail pour pouvoir réaliser des corrélations ; il faut donc se référer à Gouwy & Bultynck (2000).

2.2 Partie moyenne du Frasnien

2.2.1 Les corrélations biostratigraphiques

Les corrélations graphiques publiées par Gouwy & Bultynck (2000) concernent l'étude de 10 zones qui couvrent une bonne partie des sédiments frasniens. Ces données proviennent essentiellement de la littérature et incluent les occurrences de conodontes, brachiopodes, coraux, stromatoporoïdes et bentonites. Compte tenu des remaniements possibles, ces auteurs ont considéré la première occurrence fossile comme plus digne de confiance que la dernière occurrence. Ils ont travaillé par zones, chaque zone reprenant plusieurs coupes. Ainsi, par exemple, la zone de Remouchamps reprend les coupes d'Aywaille, Remouchamps, Louveigné et Comblain-la-Tour.

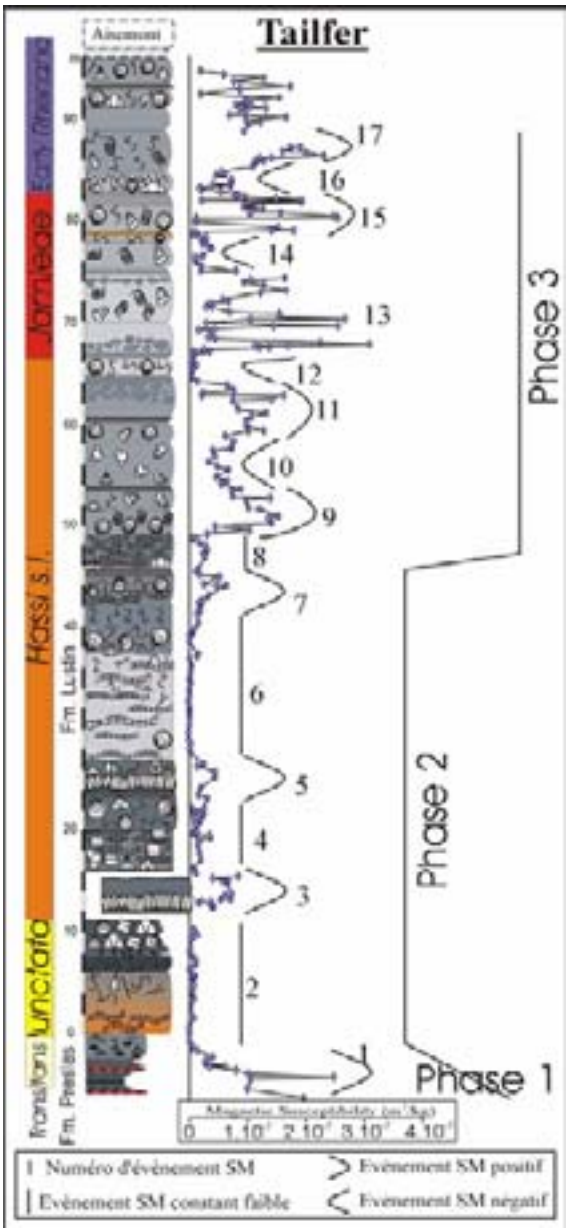
2.2.2 La susceptibilité magnétique

Comme nous l'avons vu dans les techniques d'étude (chapitre III), la susceptibilité magnétique a été essentiellement développée pour permettre les corrélations les plus précises possibles (Crick & al., 1994). Si nous prenons la coupe de Tailfer comme coupe de référence,

elle est caractérisée par des variations de SM d'échelle différente. Les variations sont qualifiées d' « événements » lorsqu'il s'agit de pics à durée faible et de « phases » lorsqu'il s'agit de variations à plus long terme (Figure VI.1) :

- PHASE 1. Phase à valeurs globalement élevées (9. 10^{-8}m³/kg). Cette phase correspond à la Formation de Presles.

- Evènement 1. Comprend la partie inférieure du Frasnien. La Formation de Presles montre des valeurs relativement élevées (9.10^{-8}m³/kg) qui diminuent fortement dès la base de la Formation de Lustin.



- PHASE 2. Phase à valeurs globalement faibles (1,7. 10^{-8}m³/kg). Cette phase correspond à l'unité biostromale.

- Evènement 2. Les dix premiers mètres montrent des valeurs relativement faibles et constantes (4.10^{-9}m³/kg)

- Evènement 3. Vers 10 mètres (levé à Lustin), s'observe un important biostrome à *Disphyllum* suivi par des faciès de rampe à crinoïdes sur quelques mètres. Cet épisode correspond à un pic de SM avec un maximum à 8.10^{-8}m³/kg

- Evènement 4. Un nouvel épisode à SM relativement faible mais qui montre une légère augmentation vers le haut (moyenne 1,6.10^{-8}m³/kg)

- Evènement 5. L'augmentation génère à l'épisode 4 se prolonge par un léger pic qui correspond tout comme le pic 3 à un niveau à *Disphyllum* (pic à 4. 10^{-8}m³/kg).

- Evènement 6. Ensuite un très long épisode montrant des valeurs très faibles, voire parfois négatives (moyenne de 4,7.10^{-9}m³/kg)

- Evènement 7. Léger pic avec un maximum à 6. 10^{-8}m³/kg

- Evènement 8. Nouvelle période faible à 1,8. 10^{-8}m³/kg

Figure VI.1: évolution de la SM pour la coupe de référence (Tailfer)

- PHASE 3. Phase à SM globalement élevée, de moyenne 9.10^{-8}m³/kg, correspondant à l'unité lagunaire. Les différents événements sont définis ici sur base de successions de valeurs faibles (événements faibles) et de valeurs élevées (événements élevés). Le comportement de cette phase 3 est plus chaotique et plus difficile à interpréter.

- Les événements 9, 11, 13, 15, 17 correspondent aux zones à valeurs moyennement élevées.
- Les événements 10, 12, 14, 16 correspondent aux zones à valeurs plus faibles.

Les corrélations par SM des trois phases identifiées au sein de la coupe de Tailfer et qui correspondent respectivement à la Formation de Presles et aux unités biostromale et lagunaire sont relativement nettes sur les coupes de Barse, Aywaille, Villers et Huccorgne. Les événements particuliers de SM ont été reconnus au sein des coupes de Barse, Aywaille et Villers (Figure VI.3).

Crick & al. (1997) considèrent les pics de SM comme isochrones ; ils peuvent donc être utilisés pour effectuer des corrélations précises (voir chapitre III). Cela montre donc que la limite entre l'unité biostromale et l'unité lagunaire est probablement relativement synchrone.

2.2.3 Conclusions

Les corrélations obtenues semblent relativement précises. Il apparaît cependant une différence entre les corrélations de Gouwy & Bultynck (2000) et les corrélations obtenues par SM dans le cadre de ce travail. Il s'agit de la limite *punctata-hassi* de la coupe d'Aywaille (zone de Remouchamps pour Gouwy & Bultynck, 2000) qui traverse certaines corrélations obtenues dans ce travail. Les pics de SM 3 et 5 semblent cependant relativement bien contraindre cette limite. De plus, les corrélations par SM proposées ici sont étayées par le niveau repère qui marque le passage du faciès de plate-forme sud (PFS) à des faciès de rampe (RI) ; ce niveau est très net à Tailfer et à Aywaille (flèche verte).

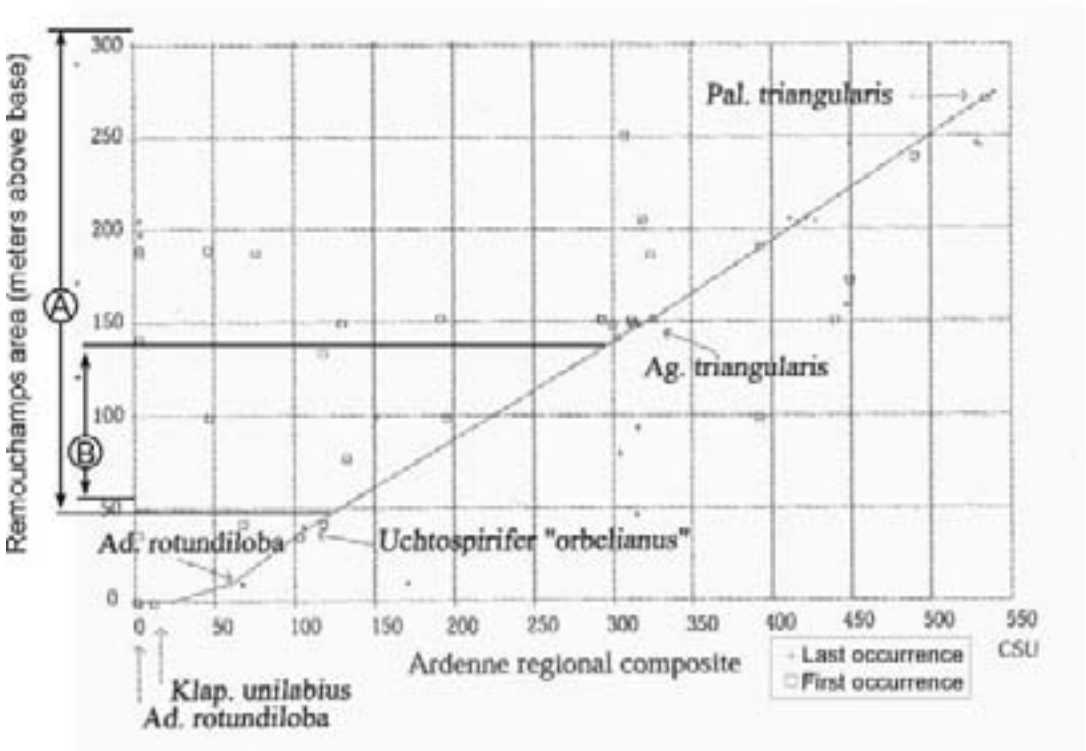


Figure VI.2 : Corrélation graphique de la zone de Remouchamps avec l' "Ardenne Regional Composite", modifié d'après la figure 8 de Gouwy & Bultynck (2000). A : projection de l'extension de la Formation de Lustin sur la zone de Remouchamps. B. zone où la droite est tracée par extrapolation compte tenu de l'absence de données.

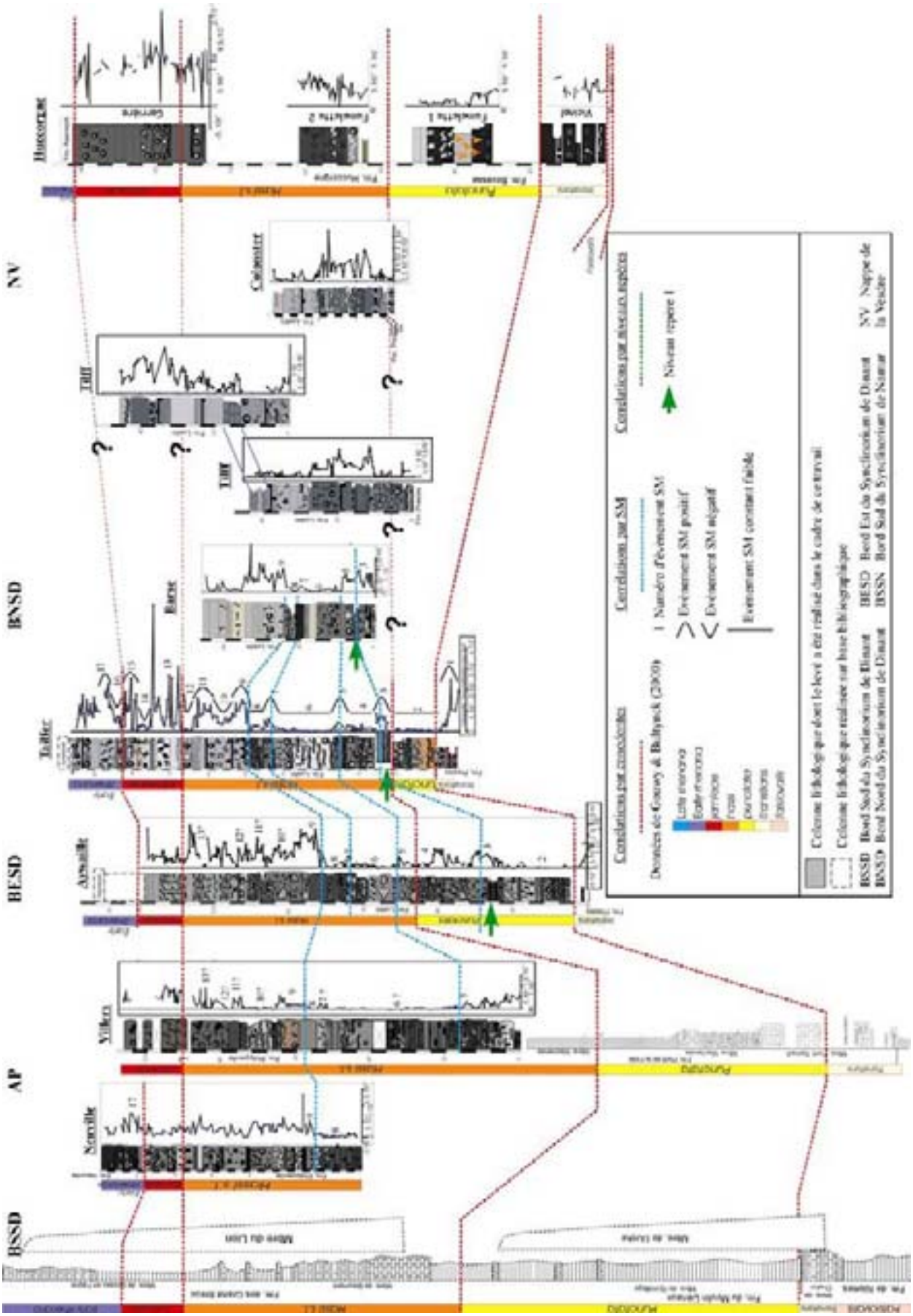


Figure VI.3: corrélations des différentes coupes de la partie moyenne du Frasnien

La technique de corrélation graphique utilisée par Gouwy & Bultynck (2000) reprend les premières occurrences comme base de corrélation. Lorsque l'on observe les données qui ont servi à la réalisation des corrélations pour cette zone de Remouchamps (Figure VI.2), il apparaît une zone du graphique (projetée en B) où la coupe de corrélation ne rencontre aucune donnée. Cette absence de données s'observe à la base de la Formation de Lustin (projetée en A) et pourrait expliquer la contradiction avec les corrélations proposée dans ce travail.

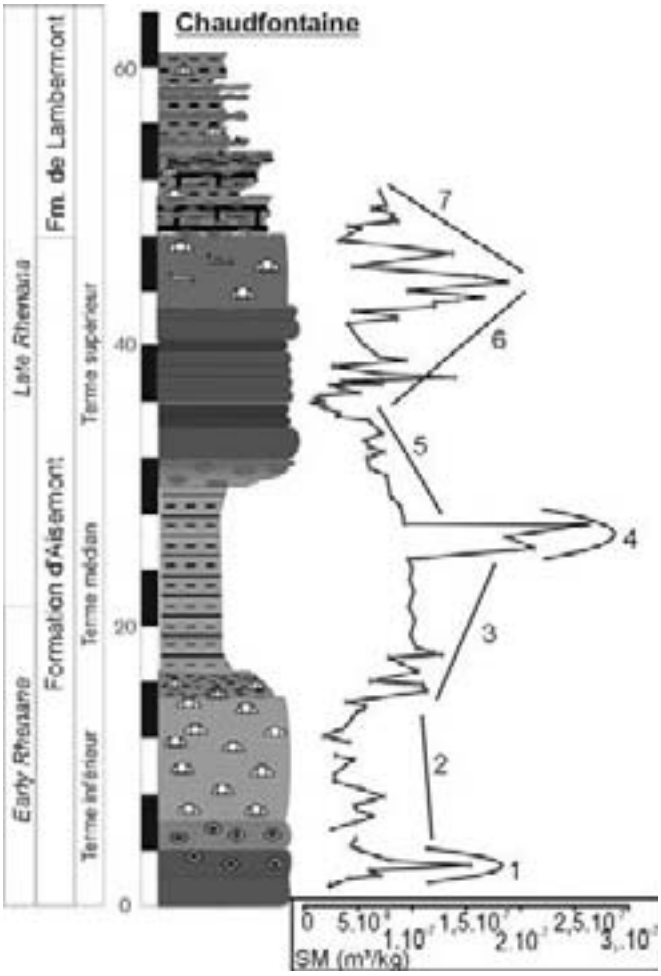
Un aspect important de ces résultats est la corrélation de la base de la Formation de Philippeville avec un niveau situé à quelques mètres au-dessus de la base de la Formation de Lustin, impliquant une lacune importante (ou une réduction drastique de l'épaisseur) de l'équivalent de la Formation du Pont de la Folle au bord nord du Synclinorium de Dinant.

2.3 Partie supérieure du Frasnien

Les corrélations sont présentées sur la Figure VI.5.

2.3.1 La susceptibilité magnétique

Si nous prenons la coupe de Chaudfontaine comme coupe de référence (choisie car il s'agit du seul affleurement qui recoupe l'entièreté de la Formation), celle-ci est caractérisée par une évolution de SM qui montre différents événements (Figure VI.4) :



- Evénement 1 : pic qui débute au sein de la Formation de Lustin (qui correspond à la phase 3 de la coupe de Tailfer) et culmine à la base de la Formation d'Aisemont (max à $1{,}5.10^{-7}$ m³/kg).
- Evénement 2 : globalement faible, moyenne à 5.10^{-8} m³/kg.
- Evénement 3 : événement plus élevé et relativement constant (moy. 9.10^{-8} m³/kg)
- Evénement 4 : Pic à $2{,}6.10^{-7}$ m³/kg.
- Evénement 5 : évènement relativement constant (moyenne à 5.10^{-7} m³/kg).
- Evénement 6 : pic à $1{,}9.10^{-7}$ m³/kg
- Evénement 7 : tendance à la diminution.

Figure VI.4: identification des différents événements de SM au sein de la coupe de référence de Chaudfontaine

.

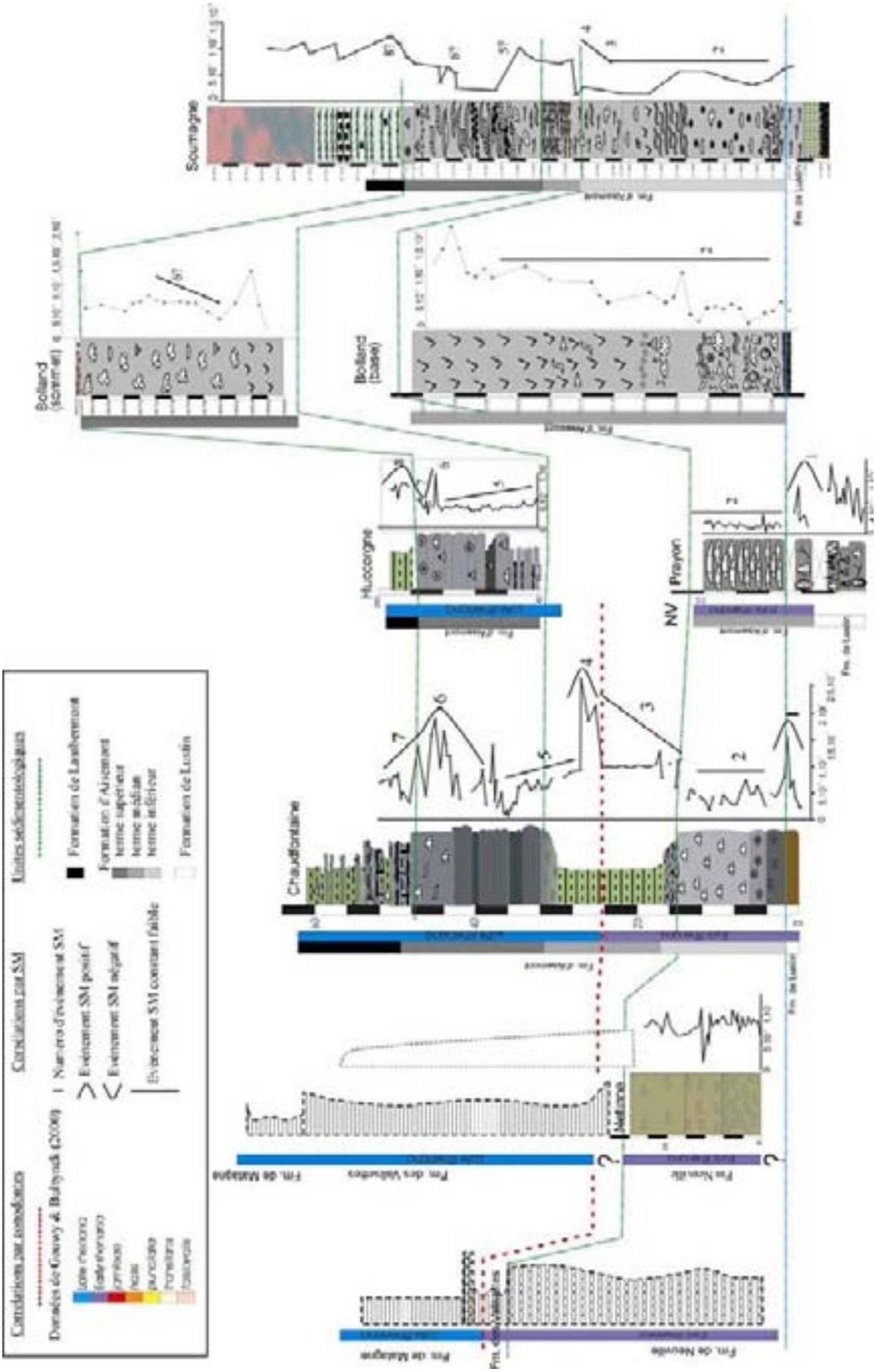


Figure VI.5: corrélation des différentes coupes de la partie supérieure du Frasnien

Il semble que les événements de SM, relativement bien définis dans cette coupe de Chaudfontaine, apparaissent plus ou moins bien au sein des autres coupes. L'événement 2, relativement constant et faible, apparaît dans la coupe de Prayon et le sondage de Soumagne. Au sein du sondage de Bolland, l'événement 2 à valeurs faibles est présent mais il montre une tendance à l'augmentation vers le haut. L'augmentation correspondant au passage au terme intermédiaire argileux se marque dans le sondage de Bolland. La diminution suivie de l'augmentation correspondant aux termes 5 et 6 se marquent plus ou moins bien au sein de toutes les coupes.

2.3.2 Les événements sédimentaires

Il est difficile de dire si les événements sédimentaires que sont les transitions entre les différents termes (inférieur, médian et supérieur) sont synchrones. Il semblerait que ces événements soient relativement peu diachroniques comme l'atteste la position de la limite entre les Zones à conodontes *jamieae* et Early *rhenana* (Gouwy & Bultynck, 2000) qui semble toujours se situer au niveau du terme intermédiaire.

2.3.3 Conclusions

Les corrélations obtenues pour la partie supérieure du Frasnien sont plus difficiles à mettre en évidence que pour la partie moyenne du Frasnien. En effet, il n'est pas aisé d'affirmer que les différents termes de la Formation d'Aisemont sont synchrones ou non. La susceptibilité magnétique fonctionne moins bien que pour la partie moyenne du Frasnien (nous verrons dans le chapitre sur la SM une cause possible). Les corrélations par conodontes ne semblent pas opposées à un synchronisme des différents termes.

3 Stratigraphie séquentielle

3.1 Notions théoriques

Le concept de stratigraphie séquentielle a été développé au départ à l'échelle sismique et pour des modèles silicoclastiques (Vail et al., 1977). Il a été ensuite adapté aux plates-formes carbonatées (Sarg, 1988; Handford & Loucks, 1993) et aux affleurements à grande échelle (pour lesquels les expositions sont continues et permettent de suivre les surfaces remarquables et la géométrie des couches en travaillant entre autres par montages photographiques ; Sarg, 1988). En ce qui nous concerne, nous sommes donc dans un cas d'application de la stratigraphie séquentielle qui est loin d'être idéal, compte tenu du caractère carbonaté de la plate-forme étudiée et de la nature structurale complexe de la zone rhénohercynienne qui empêche l'identification de toute relation géométrique. De plus, la résolution biostratigraphique est relativement faible et les fossiles les plus diagnostiques se retrouvent souvent dans les environnements argileux ou les plus profonds, non étudiés ici. Une importante compaction (joints de pression-dissolution), qui se concentre entre autres au niveau des surfaces de discontinuité, peut également engendrer la perte d'un certain nombre d'informations. La terminologie qui sera utilisée est celle définie pour les systèmes carbonatés par Louks & Sarg (1993).

L'évolution des microfaciès (identifiés au chapitre IV) au cours du temps est matérialisée par une courbe d'évolution des microfaciès. L'estimation de la paléobathymétrie

permet de suivre les tendances à l'augmentation ou à la diminution de l'espace disponible (accommodation) (Jervey, 1988; Homewood et al., 1992; Van Buchem et al., 2000; Vennin & Aurell, 2001). Dans ce travail, les séquences de troisième ordre sont identifiées sur base des variations verticales et latérales de faciès, des variations dans le mode d'empilement des séquences de quatrième et cinquième ordre et sur base de l'identification de surfaces de discontinuités majeures. Les séquences ont été d'abord identifiées sur affleurements individuels ; ensuite, les évolutions similaires ou les surfaces remarquables ont été corrélées entre affleurements adjacents pour identifier les tendances à la rétrogradation, l'aggradation ou la progradation.

Le modèle utilisé ici (modèle d'Exxon : Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1988) est basé sur la reconnaissance de surfaces de discontinuité majeures. Une discontinuité ou « unconformity » (Van Wagoner & al., 1988, p39) est définie comme "surface separating younger from older strata, along which there is evidence of subaerial erosional truncation (and in some areas, correlative submarine erosion) or subaerial exposure, with a significant hiatus indicated". Différents critères d'identification de limites de séquences de dépôt en affleurements calcaires ont été proposés et seront utilisés dans l'identification des discontinuités :

- Relations géométriques (Clari et al., 1995), discontinuité angulaire et discontinuité liée à une érosion.
- Contrastes de faciès (Clari et al., 1995), lorsque la loi de Walther n'est pas respectée, c'est-à-dire lorsque se superposent de manière abrupte des faciès d'environnements très différents, sans les faciès intermédiaires (faciès peu profonds qui surmontent directement des faciès profonds) (Potma et al., 2001).
- Particularités diagénétiques ou de dépôt (Clari et al., 1995), soit à la suite d'un arrêt de dépôt sans émersion (érosion des grains, perforations ou encroûtements de la surface d'organismes, dykes neptuniens dans la roche sous-jacente, croûtes, nodules ou enduits de minéraux authigéniques), soit à la suite à d'une émersion (racines, surface karstique, paléosols et horizons bauxitiques).
- Présence d'argile verte, essentiellement de l'illite, qui serait liée à la transformation d'un matériel pédogénique (Strasser et al., 1999; Potma et al., 2001)
- Présence de charophytes et d'ostracodes d'eau douce indiquant le développement de lacs sur la plate-forme de faible profondeur d'eau, partiellement émergée (Strasser & Hillgärtner, 1998; Potma et al., 2001).

Deux séquences complètes de dépôt de troisième ordre sont identifiées, divisées en cortèges, qui sont eux-mêmes subdivisés en cycles de petite et moyenne échelle. Les cortèges sont séparés par des surfaces remarquables (surface de transgression (TS), d'inondation maximale (MFS), et limite de séquence (SB)) qui témoignent de brusques changements de faciès ou d'environnement de dépôt.

3.2 Modèle de stratigraphie séquentielle

Ce paragraphe concerne la description des différentes séquences de troisième et quatrième ordre. Deux coupes de référence ont été choisies pour servir de base à la description des séquences. Pour la partie moyenne du Frasnien, il s'agit de la coupe de Tailfer et, pour la partie supérieure, de la coupe de Chaudfontaine. Pour décrire les séquences de troisième ordre, les cycles de quatrième ordre seront mentionnés ainsi que les types de cyclicité de cinquième ordre (les cyclicités ont été décrites au chapitre V). Les titres en majuscules soulignées sont les SEQUENCES de dépôt de troisième ordre et les *séquences* en

minuscules et italique souligné correspondent aux séquences de quatrième ordre définies au chapitre précédent. Les séquences de 4ème et 3ème ordre sont présentées à la Figure VI.6 sur une colonne lithologique idéalisée des Formations de Lustin et d'Aisemont. Les comparaisons avec le bord sud du Synclinorium de Dinant et l'Anticlinorium de Philippeville sont essentiellement basées sur Boulvain & al. (2004) pour la partie moyenne du Frasnien et Boulvain (1993) pour la partie supérieure du Frasnien.

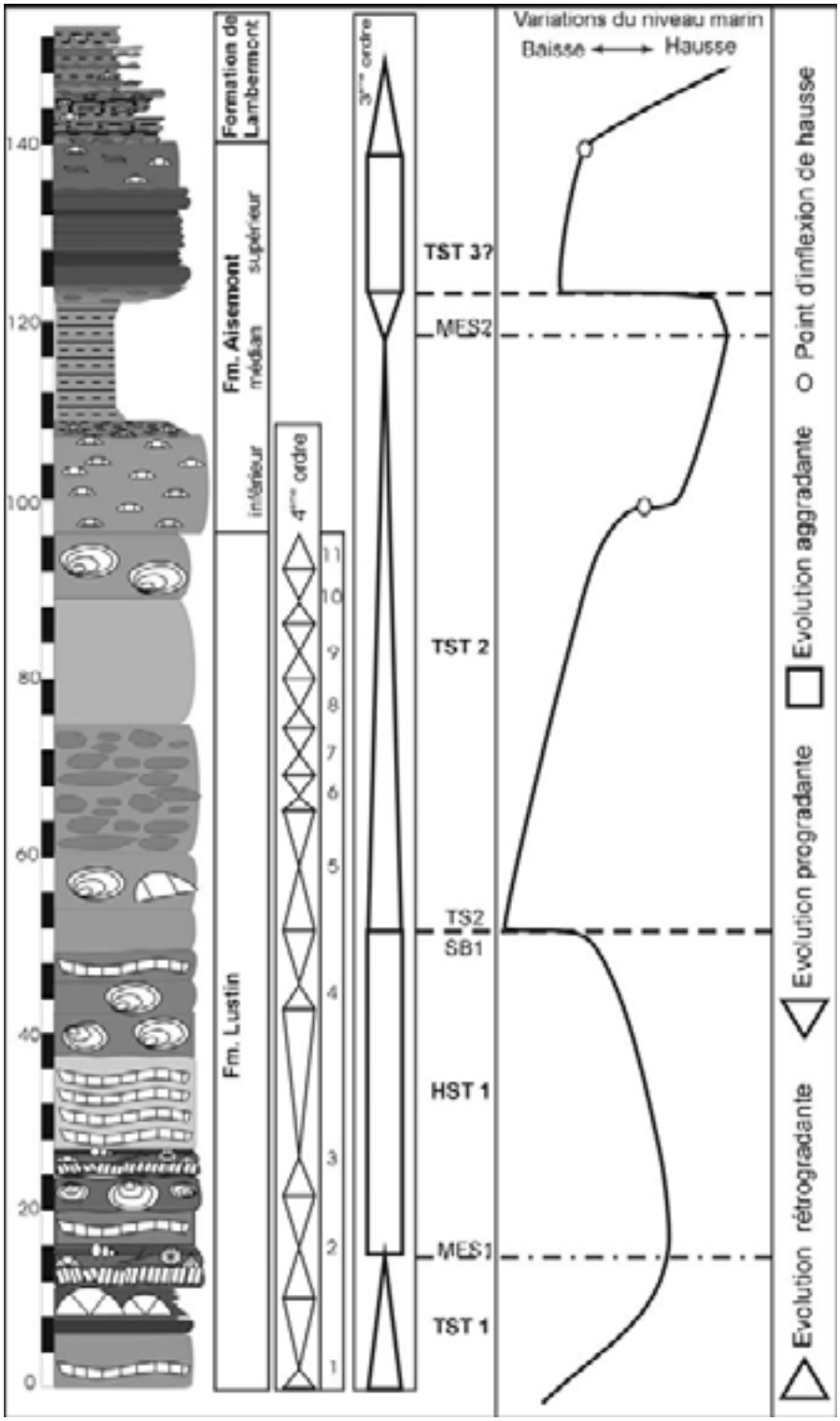


Figure VI.6: modèle de stratigraphie séquentielle pour les Formations de Lustin et d'Aisemont

3.2.1 Partie moyenne du Frasnien

3.2.1.1 Séquences et limites de séquences

SEQUENCE DE DEPOT 1

Cortège transgressif 1 (TST1)

Dans la coupe de Tailfer, le sommet de la Formation de Presles est caractérisé par des faciès de rudstone à crinoïdes (RI3) qui correspondent à la phase de colonisation, avant l'installation des premiers faciès de type biostrome. Ces faciès marquent ainsi la transition entre les environnements de rampe argileuse (RI) de la Formation de Presles et les milieux de plate-forme de la Formation de Lustin (PFS) ; ils constituent la phase transgressive de la *séquence 1*. La phase régressive de la *séquence 1* est caractérisée par de petites séquences de calcaire à stromatopores dendroïdes (PFS7) alternant avec des laminites cryptalgaires (PFS13) ; l'épaisseur de ces séquences de 5ème ordre diminue vers le haut, ce qui témoigne de la diminution de l'espace d'accommodation. La *séquence 1* de quatrième ordre est donc composée de cycles de cinquième ordre de types A et B. A Aywaille, la succession est fortement similaire.

Ensuite s'observent 2 mètres de rudstone-grainstone à crinoïdes (RI3) caractéristiques d'événements de tempête et un niveau à *Disphyllum* (RI4), où les colonies en place soulignent un environnement plus calme et plus profond. Ils sont suivis des faciès de plate-forme les plus profonds, des wackestones argileux à petits débris de crinoïdes (PFS1). Cette tendance transgressive constitue la première partie de la *séquence 2*. Il s'agit des faciès les plus profonds de la Formation de Lustin ; ils sont souvent très fortement argileux et parfois nodulaires comme à Awyaille et à Barse et sont interprétés comme constituant la surface d'inondation maximale (MFS1). Celle-ci sépare donc le cortège transgressif 1 (TST1) du cortège de haut niveau 1 (HST1). Il est intéressant de noter qu'à Tailfer, la courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique suit de manière très régulière la courbe d'évolution des microfaciès (Chapitre V, paragraphe 4.1., Figure V.7), chaque évolution régressive correspondant à une augmentation de la susceptibilité magnétique. Au niveau de la surface MFS1, alors que la hausse du niveau marin est manifeste, la susceptibilité augmente. Cela pourrait s'expliquer par la nature de cette surface d'inondation maximale qui serait une surface de condensation, où le taux sédimentaire carbonaté serait minimum de sorte que la dilution des minéraux magnétiques serait faible, conduisant à une augmentation de SM. Dans la Formation du Pont de la Folle, au sein de l'Anticlinorium de Philippeville, les faciès qui semblent les plus profonds sont les niveaux argileux du sommet de la Formation (Membre des Machenées).

Au bord sud du Synclinorium de Namur, dans la coupe de Huccorgne, il est encore plus difficile d'établir un canevas de stratigraphie séquentielle, compte tenu du caractère fortement irrégulier de la coupe. Cependant, sur les morceaux de coupe observés, un important niveau argileux se marque entre les affleurements de Famelette 1 et 2, c'est-à-dire, au sommet de la Formation de Bovesse. Il correspond aux faciès les plus profonds observés et pourrait correspondre à la surface d'inondation maximale (MFS1). Cette corrélation est en accord avec celles de Gouwy & Bultynck (2000).

Cortège de haut niveau 1 (HST1)

Le premier cortège de haut niveau se caractérise à Tailfer par une évolution générale aggradante, avec parfois une légère tendance progradante (du milieu de la *séquence 3* à la *séquence 4*) avec des biostromes à stromatopores lamellaires où les remaniements sont de plus en plus fréquents vers le haut (ce qui souligne la diminution de la profondeur) et des

faciès lagunaires plus abondants. A Aywaille, l'évolution légèrement progradante est soulignée par le passage morphologique des stromatopores lamellaires aux stromatopores massifs et enfin, aux stromatopores massifs et encroûtants.

Dans la zone NW de l'Anticlinorium de Philippeville, le passage des shales aux calcaires se marque de manière relativement nette et ces calcaires montrent une tendance aggradante sur presque toute la base de la coupe de Villers-le-Gambon, caractérisée surtout par des faciès à crinoïdes (PFS2 à 4). Les cycles observés sont essentiellement de type A, B et C.

Le passage au cortège suivant est particulièrement visible à Tailfer, compte tenu de la fameuse paroi sciée qui permet la réalisation d'un schéma de détail (Figure VI.7) : le dernier biostrome du cortège de haut niveau (*séquence 4*, Figure VI.7.1) est suivi d'un sommet de séquence de 4ème ordre constitué par des faciès lagunaires classiques à *Amphipora* (PFS8) ou mudstone (Figure VI.7, 2) mais qui présentent des traces de racines ou de bioturbation au sommet (Figure VI.7, 3). Cette dernière séquence de quatrième ordre du cortège de haut niveau est suivie par un niveau argileux de quelques centimètres (Figure VI.7, 4) qui est souvent fortement altéré à l'affleurement.

Ce niveau argileux s'observe à Aywaille, Colonster, Tailfer et Tilff. D'après Mojon & Strasser (1987), les niveaux argileux au sein d'une succession calcaire ont une signification séquentielle particulière qui peut être liée à 4 facteurs principaux :

1) Une baisse relative du niveau marin qui induit une augmentation du potentiel érosif et provoque ainsi le dépôt d'argile dans la zone de faible profondeur d'eau. Ces niveaux peuvent être associés à des charophytes qui indiquent la présence locale de lacs d'eau douce dans la zone émergente de la plate-forme. Ils sont considérés comme des limites de séquence de dépôt (SB).
2) Des conditions de faible énergie, suite à une baisse du niveau marin qui entraîne un isolement de certaines zones du lagon et le dépôt d'argiles. Ces argiles sont considérées également comme associées à des limites de séquences.
3) Des conditions de faible énergie qui peuvent être dues à une hausse rapide du niveau marin (transgression ou haut niveau) qui positionne le fond marin sous la zone d'action des vagues, qui implique l'association de ces niveaux avec une faune de mer ouverte et correspond à une surface d'inondation.
4) Une augmentation de la pluviosité.

Un tel niveau d'argile pourrait donc être lié à un changement du niveau marin tel qu'une surface de régression (SB) et dans ce cas, il pourrait être associé à des charophytes, ou alors à une surface de transgression qui serait associée à une faune ouverte. Dans ce cas-ci, il semblerait que l'on puisse associer cette surface particulière à une limite de séquence (SB2) et également à une surface de transgression (ST2) (voir ci-dessous, TST2).

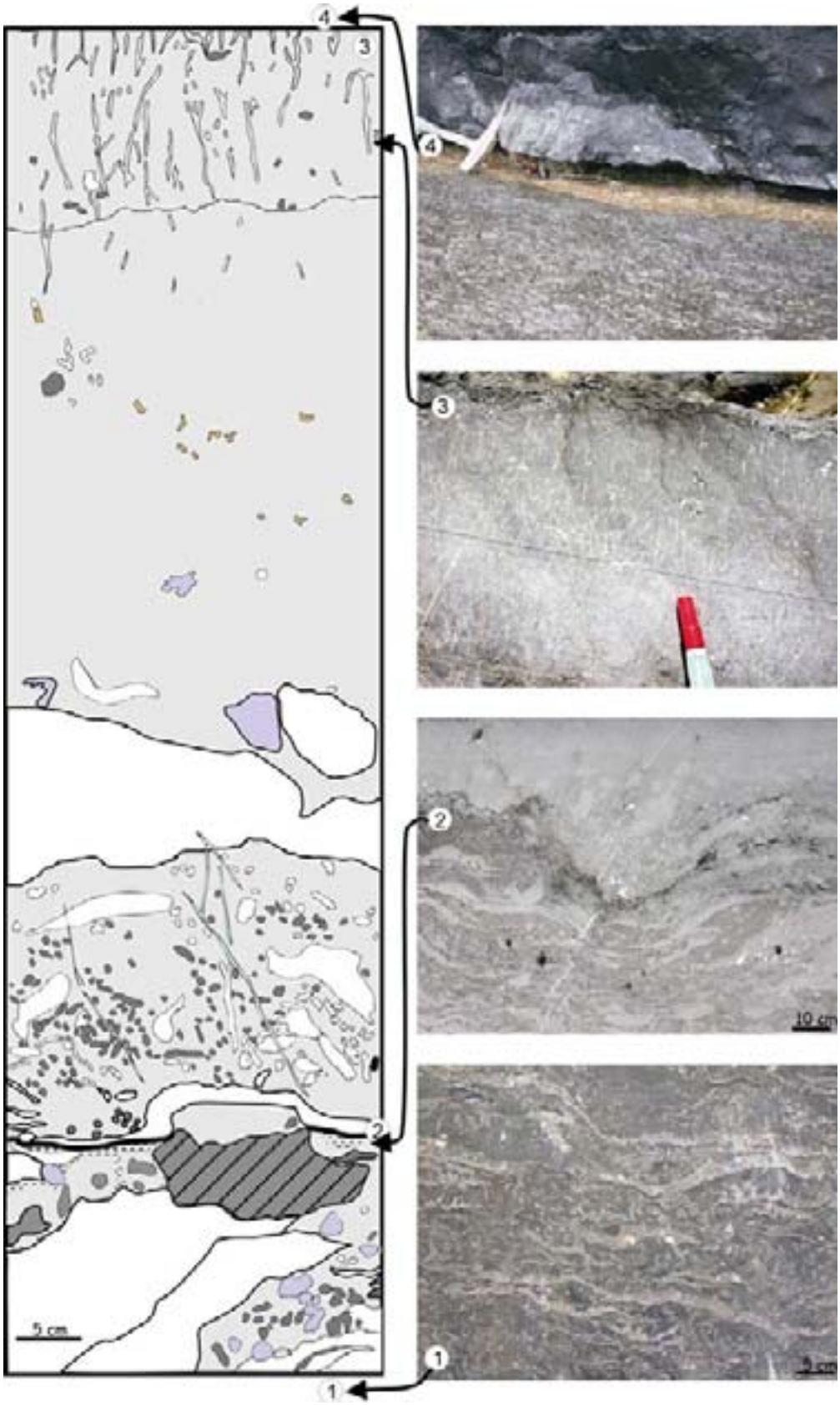


Figure VI.7: schéma du sommet du banc 53 et du banc 54 de la coupe de Tailfer, décalqué sur l'affleurement. En (1), on observe les stromatopores lamellaires (PFS5), suivis de la surface de régression (2) avec, au-dessus de celle-ci, des faciès lagunaires à débris récifaux. Le sommet du banc est caractérisé par des traces de racines (3) et ce banc se termine par un niveau argileux centimétrique (4).

SEQUENCE DE DEPOT 2

Cortège transgressif 2 (TST2)

La base du cortège transgressif suivant (CT2), juste au-dessus du niveau argileux (SB2) est très particulière et est caractérisée dans la plupart des coupes (Tailfer, Aywaille, Huccorgne (Formation de Huccorgne, affleurement carrière) et Netinne) par des niveaux d'intenses remaniements et mélanges (partie transgressive de la *séquence 5*). Il s'agit de quelques mètres de faciès à umbelles (pour rappel, les umbelles (characées) sont caractéristiques de milieux littoraux et d'environnements à salinité anormale (hypersalé ou dessalé, Mamet, 1970). Les niveaux à umbelles sont associés à des crinoïdes, brachiopodes et tentaculites (originaires de la mer ouverte) au sein de calcaires à clastes abondants et mal triés. La présence de charophytes est souvent signalée à la suite d'une baisse de niveau marin importante (Strasser & Hillgärtner, 1998; Potma et al., 2001). De plus, la disparition généralisée des faciès biostromaux soulignerait également le déplacement de grande ampleur des ensembles sédimentaires en réponse à une baisse du niveau marin. Ces deux points importants nous ont conduit à considérer la surface argileuse sous-jacente comme une limite de séquence (SB2). L'abondance des remaniements de clastes micritiques ainsi que l'abondance des rugueux fortement altérés sont une des caractéristiques des cortèges transgressifs (Brett, 1995) et les mélanges avec des corpuscules originaires de zones ouvertes ainsi que la tendance rétrogradante de la base du cortège conduisent à interpréter cet ensemble comme un ensemble transgressif (ST2). Dans l'Anticlinorium de Philippeville, à Villers-le-Gambon, la base transgressive de la *séquence 5* montre une récurrence de faciès biostromaux à stromatopores lamellaires et, à Neuville, des faciès lagunaires subtidaux à *Amphipora*.

Le sommet de la *séquence 5* montre des séquences de 5^{ème}ordre chapeautées par des paléosols au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans la Nappe de la Vesdre (cycles C et D). Dans l'Anticlinorium de Philippeville et la coupe de Huccorgne, il s'agit de faciès lagunaires subtidaux à intertidaux (cycles B et C).

Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans la Nappe de la Vesdre, les *séquences 6, 7* et *8* sont dominées à leur base par des faciès subtidaux lagunaires (PFS8 à 10) et à leur sommet par des séquences à paléosols (ou à faciès intertidaux à Neuville et Netinne). La *séquence 9* voit la quasi-disparition des paléosols et le retour à des faciès lagunaires plus profonds, avec parfois la réapparition des organismes constructeurs. Les *séquences 10* et *11* présentent une augmentation de l'abondance des organismes constructeurs et le retour des crinoïdes.

Le graphique de corrélation par séquences de stratigraphie séquentielle permet de mettre en évidence la migration importante des faciès au niveau de la SB1 (Figure VI.8). En effet, au niveau de cette surface se marque nettement le remplacement des faciès biostromaux ou profonds par des faciès essentiellement lagunaires.

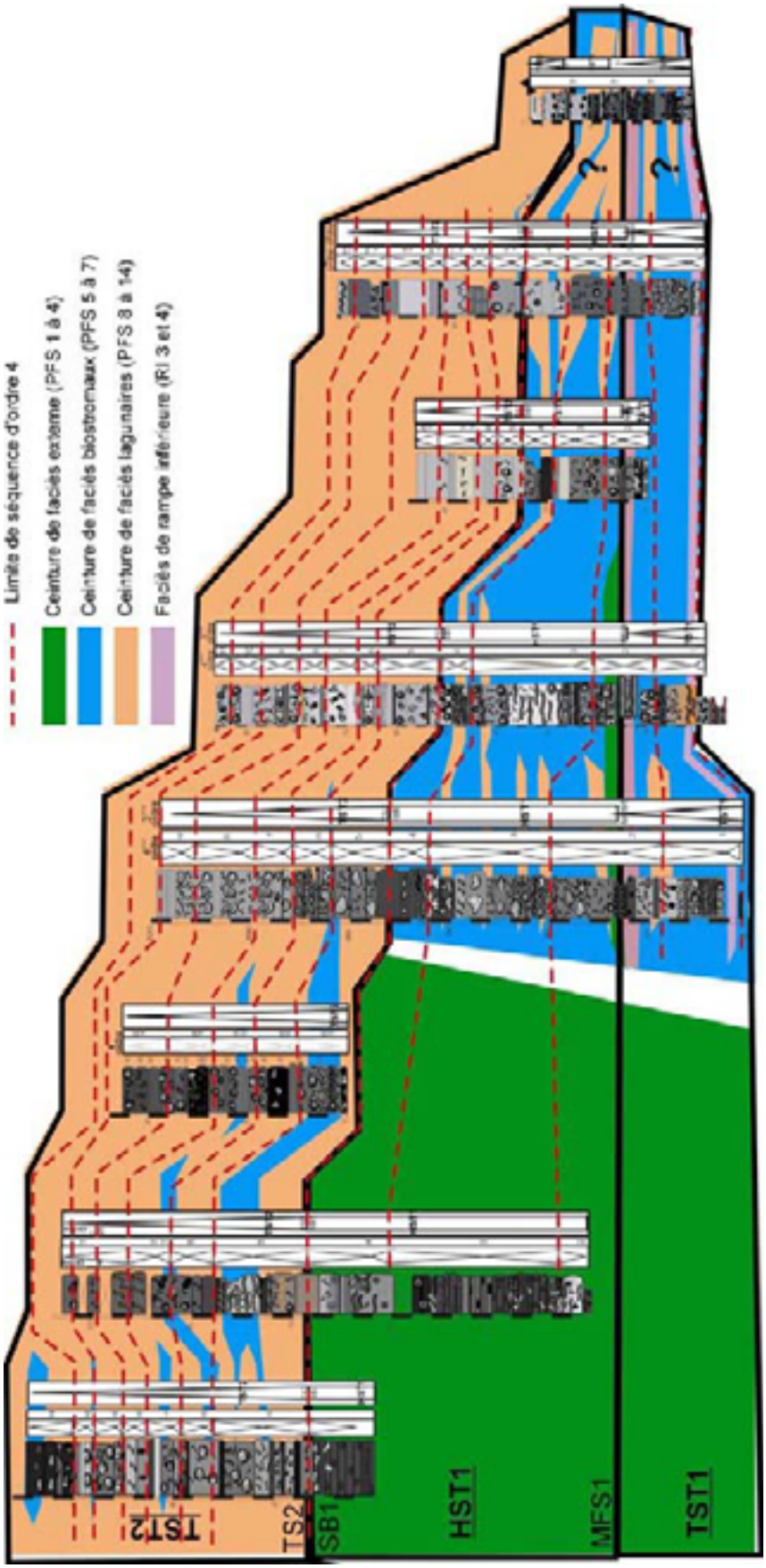


Figure VI.8: schéma de corrélation séquentielle des séquences de la partie moyenne du Frasnien de modèle de plate-forme sud

3.2.1.2 Comparaison avec la zone sud de la plate-forme

Dans ce paragraphe, une comparaison est réalisée avec le modèle développé pour les monticules carbonatés de la Formation des Grands Breux au bord sud du Synclinorium de Dinant (Boulvain et al., 2004) de telle sorte que les deux modèles soient intégrés.

Le changement de faciès le plus important de la partie moyenne du Frasnien, observé au sein des sédiments de plate-forme, se déroule au niveau du passage de l'unité biostromale à l'unité lagunaire. Un changement similaire se fait au bord sud du Synclinorium de Dinant au passage de l'épisode « monticule carbonaté » (« mound stage ») à la structure « atoll » qui présente une barrière récifale circulaire entourant un lagon (Figure VI.9) (Boulvain et al., 2004). Il semblerait d'après les modélisations de structures d'atolls (Warrlich et al., 2002) qu'une émersion au niveau du monticule soit nécessaire à la croissance postérieure de la couronne récifale lors de la transgression. Cette limite de séquence est corrélée avec la SB1. Cette corrélation était déjà pressentie par Boulvain & Coen-Aubert (1997). Ainsi, le TST1 correspond à la base du monticule carbonaté et le HST1 au sommet de l'épisode « boueux » construit qui se termine par une émersion (SB1). Le cortège transgressif suivant (TST2) est constitué de la couronne construite de l'atoll et de son remplissage lagunaire. Ce modèle implique que l'équivalent du premier niveau de monticules carbonatés de l'Arche (ainsi que la Formation du Pont de la Folle comme nous l'avons vu) soit en lacune (ou d'épaisseur très réduite) au sein des zones de dépôt de la Formation de Lustin.

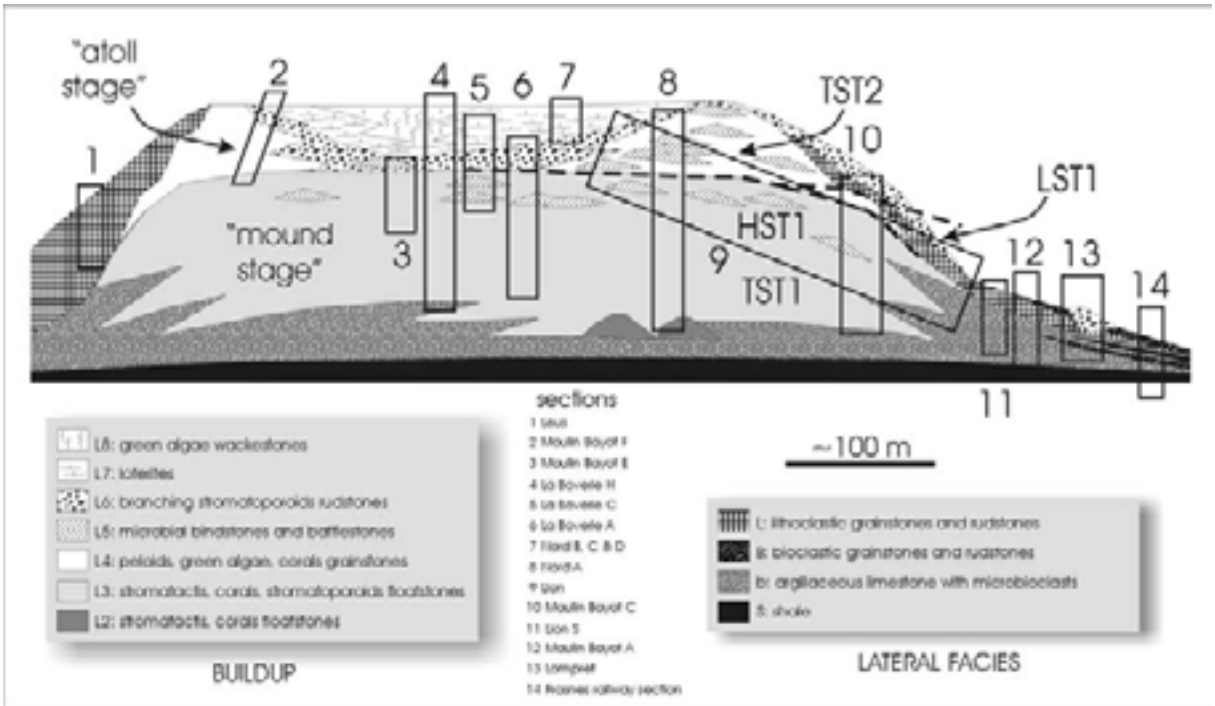


Figure VI.9: modèle sédimentologique global pour les monticules du Lion, Fig. 10 de Boulvain & al., 2004.

3.2.1.3 Autres hypothèses de découpage séquentiel

L'interprétation séquentielle du Frasnien moyen est difficile, compte tenu surtout de la tectonique importante qui limite la continuité des affleurements. D'autres hypothèses de découpage séquentiel pourraient être présentées. Nous allons tenter ici de faire l'inventaire de ces hypothèses (certaines sont proposées dans la littérature sur le Frasnien de Belgique) et de mettre en évidence les arguments qui nous ont poussé à choisir le modèle proposé ci-dessus. La Figure VI.10 reprend les différentes hypothèses de découpage séquentiel pour la partie moyenne du Frasnien :

- Hypothèse 1 : c'est l'hypothèse qui a été détaillée ci-dessus (§3.2.1.1.).

- Hypothèse 2 : le cortège de haut niveau 1 (HST1) est surmonté d'un cortège de bordure de plate-forme (SMST1) correspondant aux *séquences 5* à *8*, qui est suivi d'une surface transgressive (ST2) et d'un cortège transgressif (TST2) (*séquences 9* à *11* et terme inférieur de la Formation d'Aisemont) au niveau de la disparition des paléosols et du retour des premiers stromatopores constructeurs. Ce découpage séquentiel avait été proposé pour des coupes appartenant à la Formation de Philippeville (Boulvain & Coen-Aubert, 1997; Dumoulin et al., 1999; Préat et al., 1999).

Cette hypothèse est également relativement en accord avec les observations et elle est difficile à écarter par rapport à la première qui a été choisie.

Un des critères majeurs qui permettrait de différencier l'hypothèse 1 de l'hypothèse 2 est la nature de la surface (SB1) qui sépare le cortège de haut niveau du cortège suivant. En effet, dans le cas de l'hypothèse 1, il doit s'agir d'une limite de séquence dite de « type 1 », c'est-à-dire que cette surface doit être caractérisée par une émersion importante et une érosion sur la plate-forme. Par contre, une limite de séquence de « type 2 » se caractérise par une émersion au niveau de la plate-forme interne et par une simple réduction de l'espace disponible (Sarg, 1988). Schlager (1999) a également défini une limite de séquence de « type 3 », pour laquelle le HST est directement suivi du TST, sans baisse évidente du niveau marin ou dépôt de bas niveau intermédiaire. Ainsi, d'après lui, une émersion n'est pas nécessaire pour produire une discontinuité mais un changement de régime de dépôt couplé à une érosion marine suffit.

Il est très difficile de mettre en évidence l'existence d'une émersion dans ce cas-ci. L'observation des ciments montre une succession de ciments similaire sur toute la stampe, aussi bien pour l'ensemble de la Formation de Lustin que pour celle d'Aisemont. Boulvain (1993) a observé des ciments de type météorique au sein des monticules carbonatés de la partie supérieure du Frasnien qui présentent une morphologie et une luminescence similaire à ceux observés dans la Formation de Lustin. Il relie leur formation à la régression famennienne au cours de laquelle un aquifère météorique aurait envahi les sédiments frasniens (voir chapitre IX). Il semblerait donc que la phase majeure d'émersion se soit déroulée au Famennien. Si une émersion a eu lieu entre l'unité biostromale et lagunaire, elle n'aurait pas été suffisante pour provoquer la formation d'une phase antérieure de ciment météorique.

Il est également difficile de dire si l'émersion qui nous occupe (si elle a existé) était importante ou non et si elle a pu engendrer une érosion significative. Concernant cette érosion au niveau de la plate-forme, il semblerait que les séquences de quatrième ordre se corrèlent relativement bien de la coupe la plus distale de Villers à la coupe de Barse. Pour les coupes de Colonster et Tilff, les corrélations sont beaucoup plus difficiles à établir, compte tenu de leurs caractéristiques particulières. Dans le sondage de Soumagne, la partie moyenne du Frasnien est réduite à quelques mètres et cela pourrait être dû à une érosion. Une émersion des monticules carbonatés est soulignée dans Boulvain & al. (2004).

Des critères sédimentologiques peuvent également être invoqués. Dans les coupes de Tailfer et Aywaille, l'intensité de la pédogenèse diminue fortement vers le haut, ce qui témoigne bien du caractère transgressif. Cependant, dans la coupe de Barse, la pédogenèse augmente vers le haut. Or il semblerait qu'un caractère progradant peut s'observer au sein d'un cortège transgressif si la productivité carbonatée est supérieure à la montée du niveau marin (Handford & Loucks, 1993). De plus, d'après Vennin (comm.pers.), la formation des paléosols nécessite un taux d'accommodation important et après le dépôt des premiers niveaux de paléosols épais tels que ceux de Tailfer, le dépôt des niveaux suivants a nécéssité une hausse du niveau marin (et donc un cortège transgressif) pour permettre un renouveau de

l'accommodation. Une baisse de niveau marin (en cortège SMST) à la suite du développement de paléosols conduirait plutôt à une érosion ou un non dépôt.

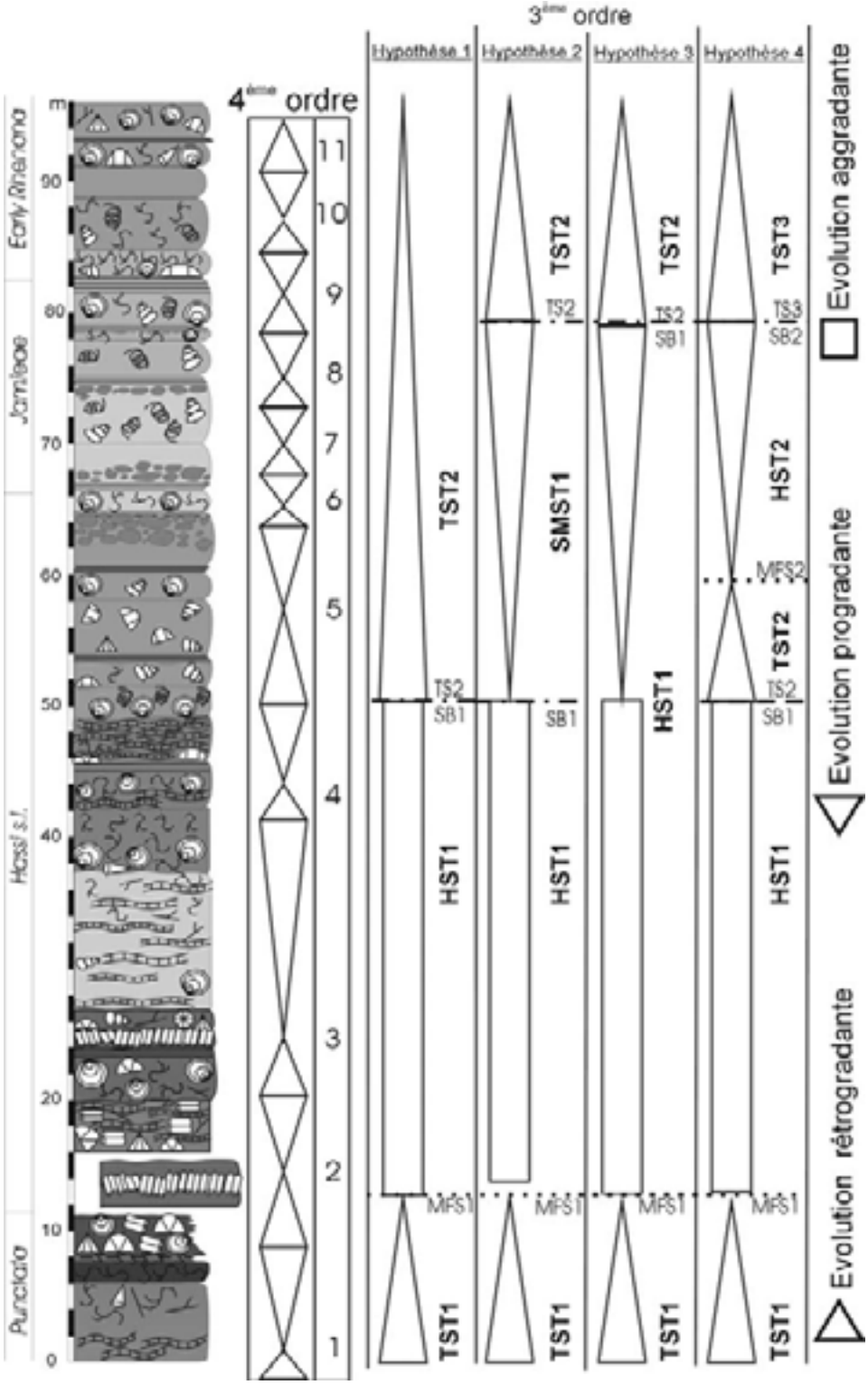


Figure VI.10: hypothèses de découpage séquentiel pour la partie moyenne du Frasnien (sur base de la colonne lithologique de la coupe de Tailfer).

L'hypothèse 1 a également été préférée car elle est en meilleur accord avec les observations réalisées au bord sud du Synclinorium de Dinant, sur les monticules carbonatés (Boulvain et al., 2004, voir paragraphe ci-dessus).

De plus, la succession de dépôts observée correspond relativement bien à la succession typique d'un cortège transgressif décrite par Handford & Loucks (1993). D'après ces derniers, les cortèges transgressifs en zone de plate-forme montrent souvent des paraséquences empilées avec des tendances à la diminution de la profondeur d'eau. Les limites de séquence d'ordre inférieur à la base d'un cortège transgressif sont souvent caractérisées par des calcrètes ; les paraséquences sont cycliques et montrent souvent des limites supérieures à caractère intertidal ou supratidal (ces caractéristiques correspondent aux *séquences 6* et *7*). De plus, il y a fréquemment des clastes liés aux remaniements des sédiments des zones subtidales et supratidales au cours de la transgression (*séquence 5*).

- Hypothèse 3 : le cortège de haut niveau (HST1) se prolonge jusqu'à la disparition des paléosols et l'apparition des premiers organismes constructeurs (*séquence 9*) qui correspondent au cortège transgressif suivant (TST2). Le cortège de haut niveau est dans ce cas composé d'un ensemble aggradant formé de la partie supérieure de la *séquence 2* à la *séquence 4* et d'un ensemble progradant, de la *séquence 5* à la *séquence 8*. Cette hypothèse a été écartée car il existe un grand changement au niveau de la limite entre les *séquences 4* et *5*. En effet, la disparition des biostromes et la généralisation des faciès lagunaires ont déjà été mentionnées mais il apparaît également au début de la *séquence 5* une faune à rugueux, umbelles et crinoïdes qui est très différente de la faune à stromatopores sous-jacente. Ces nombreux changements semblent reliés à un événement de grande importance qui s'accorde peu avec la continuité sédimentaire au sein d'un HST. De plus, l'augmentation nette et brutale des valeurs moyennes de SM semble mal s'accorder avec une évolution progressive au sein d'un même cortège de haut niveau.

- Hypothèse 4 : ce modèle est le plus proche de l'hypothèse retenue ici. Au-dessus de la limite de séquence (SB1), un nouveau cortège transgressif se met en place (base de la *séquence 5*) ; il est directement suivi par le cortège de haut niveau caractérisé par des paléosols (*séquences 6* à *8*) puis par un nouveau cortège transgressif (TST3) (da Silva & Boulvain, 2003). Dans ce cas-ci, la séquence de dépôt dure moins d'un million d'année, c'est-à-dire qu'elle est inférieure à la durée habituelle des séquences de troisième ordre. C'est pourquoi l'hypothèse 1 lui a été préférée.

3.2.2 Partie supérieure du Frasnien

3.2.2.1 Séquences et limites de séquences

SEQUENCE DE DEPOT 2 (suite)

Cortège transgressif 2 (TST2) (suite)

Le sommet de la Formation de Lustin est caractérisé par la formation de fonds durcis qui soulignent l'accélération de la montée du niveau marin et, ainsi, le point d'inflexion de hausse (Boulvain, 1993). Lorsque l'on dépasse le point d'inflexion et que la vitesse de hausse du niveau marin diminue, la production carbonatée peut reprendre mais de nombreux changements se sont opérés sur la plate-forme. Ainsi, on passe de faciès de plate-forme (modèles de plate-forme sud et nord) à des faciès de rampe (rampe supérieure). Au sein de ces faciès de rampe, la tendance transgressive se poursuit avec la transition de calcaires argileux à crinoïdes (RS5), à des rudstones à rugueux et, enfin, à des floatstones à *Renalcis* riches en boue (RS3) interprétés comme se déposant sous la zone d'action des vagues. Le terme médian argileux succède au terme inférieur calcaire avec des faciès situés sous la zone d'action des vagues de tempêtes (shales, RS1) qui sont en fait les faciès les plus profonds du modèle de rampe supérieur. La surface d'inondation maximale (MFS2) se situe probablement au sein de ces niveaux argileux mais la mauvaise qualité des affleurements empêche de l'identifier plus

en détail. Il est intéressant de remarquer que, dans la coupe de Chaudfontaine, la courbe de SM est relativement constante avec des valeurs de $8{,}9.10^{-8}$ m³/kg de moyenne mais avec un pic très élevé, qui atteint $2{,}6.10^{-7}$m³/kg. Ce pic pourrait correspondre à la surface d'inondation maximale (MFS2), qui serait un niveau de condensation où les minéraux magnétiques auraient pu se concentrer (Figure VI.11)

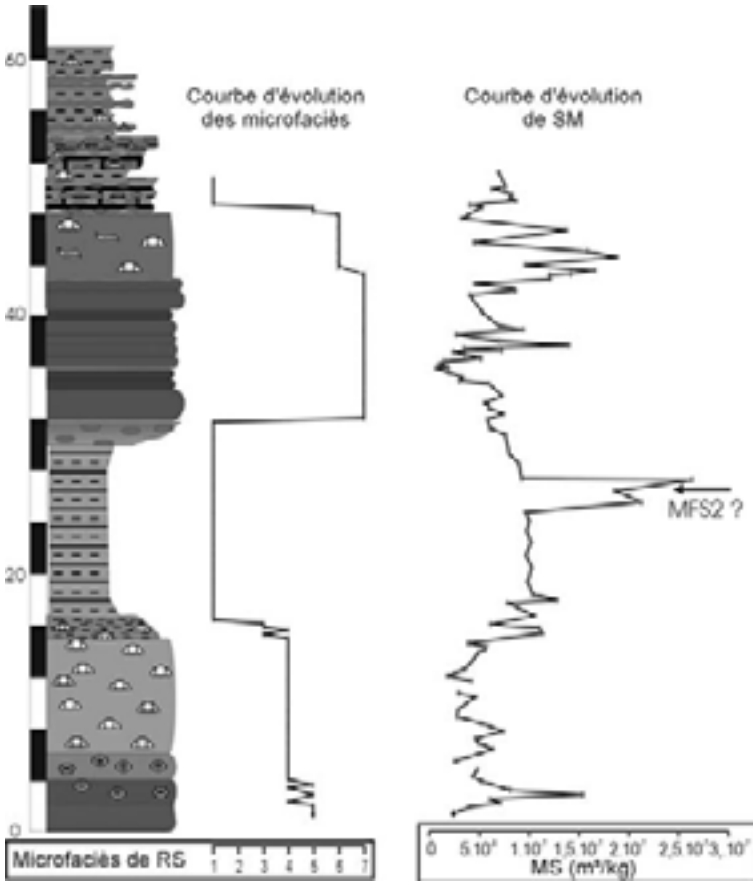


Figure VI.11: courbe d'évolution des microfaciès et de la SM dans la coupe de Chaudfontaine

Cortège de haut niveau 2 (HST2)

La partie supérieure du terme médian argileux constitue le cortège de haut niveau et le passage au cortège suivant se fait de manière très nette par un banc de calcaire argileux nodulaire (SB2 et ST2).

SEQUENCE DE DEPOT 3

Cortège transgressif 3 (TST3)

Après la fin du terme médian de la Formation d'Aisemont, le passage au terme supérieur se fait de manière relativement nette, avec un premier banc de transition constitué de calcaire nodulaire, suivi des premiers bancs totalement calcaires à oncoïdes (RS6). Le passage des shales aux calcaires à oncoïdes est progradant (SB2) et, ensuite, l'évolution est aggradante essentiellement à rétrogradante au sommet (avec le passage des faciès RS7 à RS7).

La transition aux schistes de la Formation de Lambermont (également relativement nette), en passant par des faciès intermédiaires à crinoïdes, souligne probablement le point d'inflexion de la courbe de variation du niveau marin lors de la transgression (accélération de la vitesse de hausse du niveau marin), qui conduit à un phénomène de type « give-up » (Neumann & Macintyre, 1985), c'est-à-dire que la production carbonatée ne parvient plus à compenser le taux de montée du niveau marin.

3.2.2.2 Comparaison avec la zone sud de la plate-forme

Les équivalents construits de l'Anticlinorium de Philippeville ont été comparés à la Formation d'Aisemont par Boulvain (1993). Les interprétations des variations relatives du niveau marin (Boulvain, 1993), sont similaires à ce qui est proposé ici, et sont reprises sur la Figure VI.12.

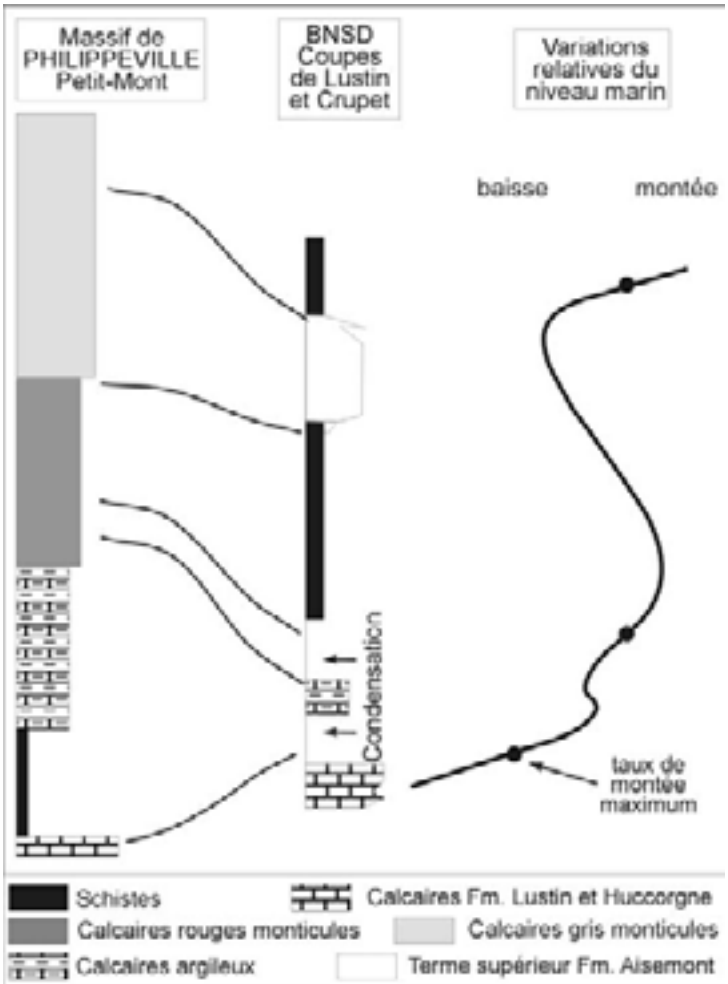


Figure VI.12: courbe de variations relative du niveau marin pour la partie supérieure du Frasnien, dessinée en fonction des coupes de Lustin et Crupet, d'après Boulvain (1993), figure XI.3.

Au sein des sédiments péri-récifaux, dans la zone de l'Anticlinorium de Philippeville, la Formation de Neuville montre une évolution aggradante de faciès nodulaires profonds, correspondant probablement au premier terme de la Formation d'Aisemont (TST2). Ensuite l'approfondissement observé au niveau des shales du terme médian (MFS2 et HST2) de la Formation d'Aisemont est probablement enregistré par le passage aux shales de la Formation des Valisettes. Finalement, la transition des shales médians au terme supérieur à oncoïdes (SB2, TS3 et début du TST3), correspondant à la baisse du niveau marin, coïncide

probablement avec le retour aux calcaires (nodulaires argileux à rugueux) du sommet de la Formation des Valisettes. Ensuite, la transgression passe par son point d'inflexion et s'accélère avec le retour aux shales dans la Formation des Valisettes puis le passage aux shales noirs de la Formation de Matagne. Concernant les monticules carbonatés, la première partie, essentiellement rouge, se serait déposée en environnement profond (TST2 et HST2), par opposition à la seconde partie grise de nature algaire, moins profonde, qui correspondrait au terme supérieur à oncoïdes (TST3). Ensuite, la transgression s'accélère avec le retour à quelques mètres de sédiments rouges, puis l'envasement par des shales.

Au bord sud du Synclinorium de Dinant, il n'existe pas d'interprétation séquentielle. Cependant, dans la définition de la Formation de Matagne (Boulvain et al., 1999), certaines caractéristiques peuvent être utilisées pour compléter le modèle. Suite à la Formation des Valisettes qui, comme dans l'Anticlinorium de Philippeville, constitue probablement le maximum de transgression (MFS2) ainsi que le cortège de haut niveau (HST2), la Formation de Matagne présente un premier banc (ou un ensemble de bancs) calcaire à goniatites ou buchioles toujours présent (Boulvain et al., 1999). Ce niveau calcaire qui présente une concentration anormale en organismes et qui se trouve dans une succession totalement argileuse, correspond probablement à un niveau remarquable ; il pourrait être l'unique manifestation de la baisse du niveau marin qui conduit à la formation du terme supérieur à oncoïdes de la Formation d'Aisemont (SB2, TS2 et début du TST3). Ensuite, les shales généralement noirs de la Formation de Matagne sont fortement diachroniques et sont considérés comme « résolument transgressifs » (Boulvain et al., 1999, p58), ils correspondraient au point d'inflexion de hausse du niveau marin.

3.2.2.3 Autres hypothèses de découpage séquentiel (Figure VI.13)

- Hypothèse 1 : il s'agit de l'hypothèse présentée ci-dessus (§3.2.2.1.).

- Hypothèse 2 : dans cette hypothèse, les shales du terme médian de la Formation d'Aisemont constitueraient le cortège de haut niveau (HST2) et le terme supérieur, le cortège de bordure de plate-forme (SMST1) ou le cortège de régression forcée (FRW2). Le passage aux shales de la Formation de Lambermont marquerait le début de la transgression suivante (TST3). Ce modèle, tout comme pour la partie moyenne du Frasnien, est difficile à rejeter. Dans ce cas-ci, le choix est rendu d'autant plus délicat que la Formation d'Aisemont et ses variations latérales ont été moins intensément étudiées. Si l'on considère la limite entre le terme médian et le terme supérieur, il est extrêmement délicat de mettre une émersion en évidence au sein du niveau schisteux. Cependant, la première hypothèse a été choisie entre autres pour son caractère légèrement rétrogradant (passage des faciès RS7 à RS6) peu compatible avec un cortège de bordure de plate-forme ou de régression forcée.

- Hypothèse 3 : surmontant la surface d'inondation maximale (MFS2), la seconde partie du terme argileux médian constituerait la partie aggradante du cortège de haut niveau (HST2) dont le terme supérieur à oncoïdes serait la partie progradante. Le passage de shales (RS1) qui se déposent sous la zone d'action des vagues à des calcaires à oncoïdes (RS7) qui se déposent en zone littorale semble difficile à concevoir uniquement par comblement du bassin, sans aucune baisse du niveau marin. De plus, ce passage se fait de manière relativement nette, sans les faciès intermédiaires, ce qui semble impliquer une baisse rapide et importante du niveau marin.

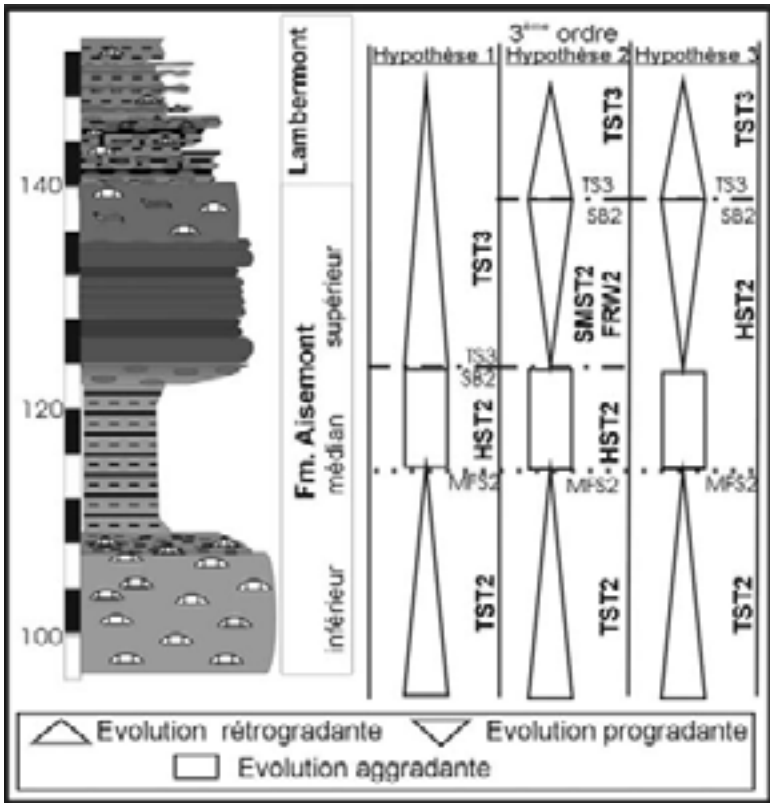


Figure VI.13: les hypothèses de découpage séquentiel pour la partie supérieure du Frasnien (sur base de la colonne lithologique de la coupe de Chaudfontaine)

4 Conclusions : modèle séquentiel intégré de la plate-forme frasnienne de Belgique

L'intégration des différents modèles proposés dans la littérature pour le bord sud du Synclinorium de Dinant, pour les parties moyenne (Boulvain et al., 2004) et supérieure du Frasnien (Boulvain, 1993), avec les résultats obtenus dans ce travail est proposée à la Figure VI.14.

La succession sédimentaire frasnienne se divise donc en différentes séquences de dépôt. L'ensemble de la Formation de Nismes et des Formations du Moulin Liénaux et du Pont de la Folle constitue probablement une première séquence qui n'a pas pu être mise en évidence ici (compte tenu de la subsidence différentielle). Ensuite, l'unité biostromale de la Formation de Lustin et ses équivalents latéraux (Figure VI.16 et Figure VI.17) constituent le cortège transgressif (TST1) et de haut niveau (HST1) de la première séquence et correspondent à la partie « monticules carbonatés » du Membre du Lion. La séquence suivante se marque par une généralisation des sédiments lagunaires puis, par le passage à des sédiments biostromaux sur la plate-forme, la formation de la couronne des atolls, ainsi que le remplissage du lagon intérieur par des sédiments à caractère restreint (TST2). La transition avec les Formations d'Aisemont et de Neuville ne semble pas liée à un bouleversement du niveau marin mais semble s'inscrire dans la continuité de la hausse. La surface d'inondation maximale (MFS2) conduit au dépôt généralisé d'argile (de la Formation des Valisettes et du second terme de la Formation d'Aisemont). La séquence suivante (TST3) voit le retour à des dépôts peu profonds suite à une régression (SB2) importante avec le dépôt du terme supérieur à oncoïdes de la Formation d'Aisemont, du terme calcaire de la Formation des Valisettes, du

terme gris des monticules carbonatés et enfin, du mince niveau calcaire de la Formation de Matagne. L'accélération de la transgression conduit à un retour généralisé des shales des Formations de Lambermont, des Valisettes et de Matagne.

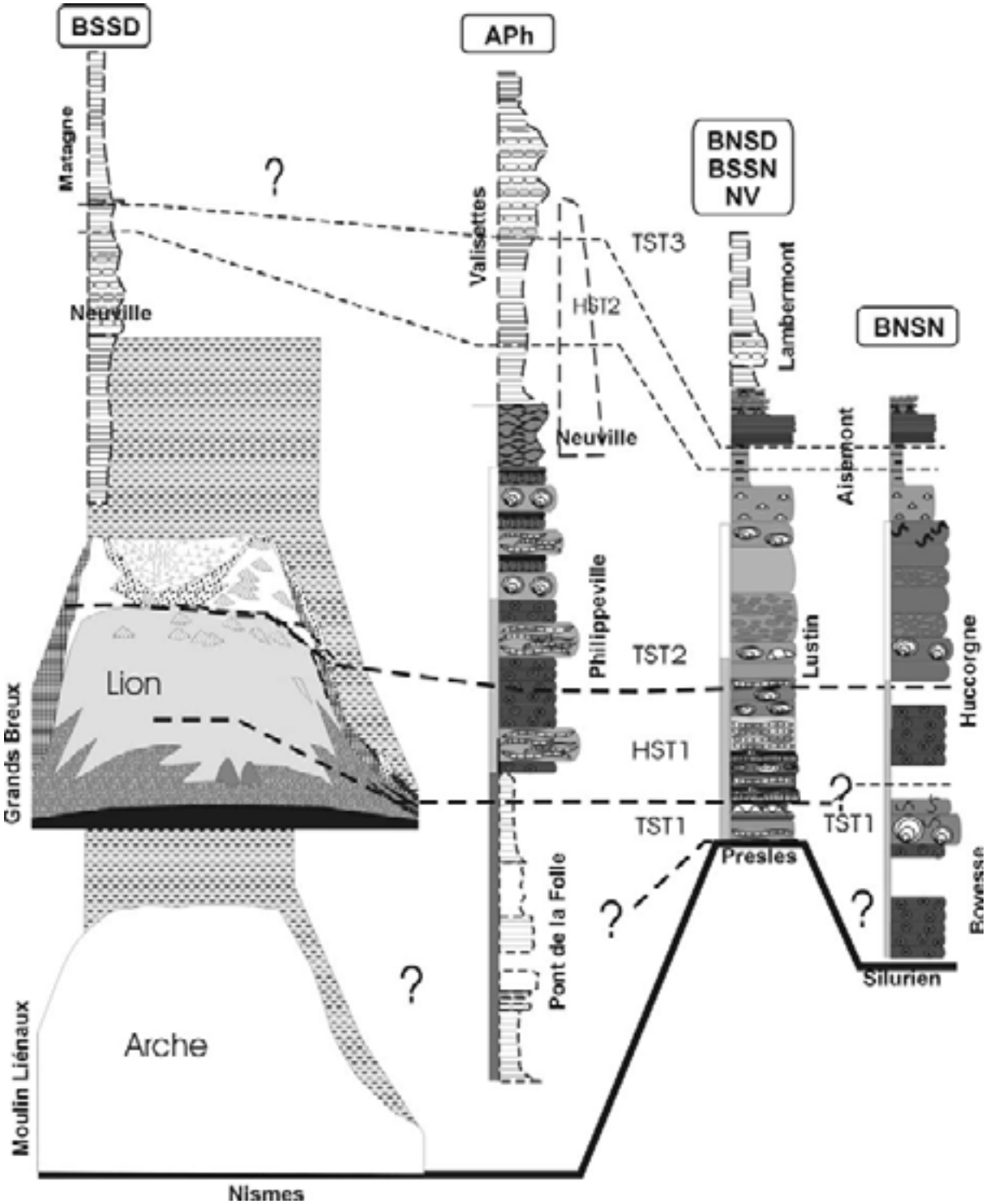


Figure VI.14: intégration des différents modèles de stratigraphie séquentielle du Frasnien de Belgique

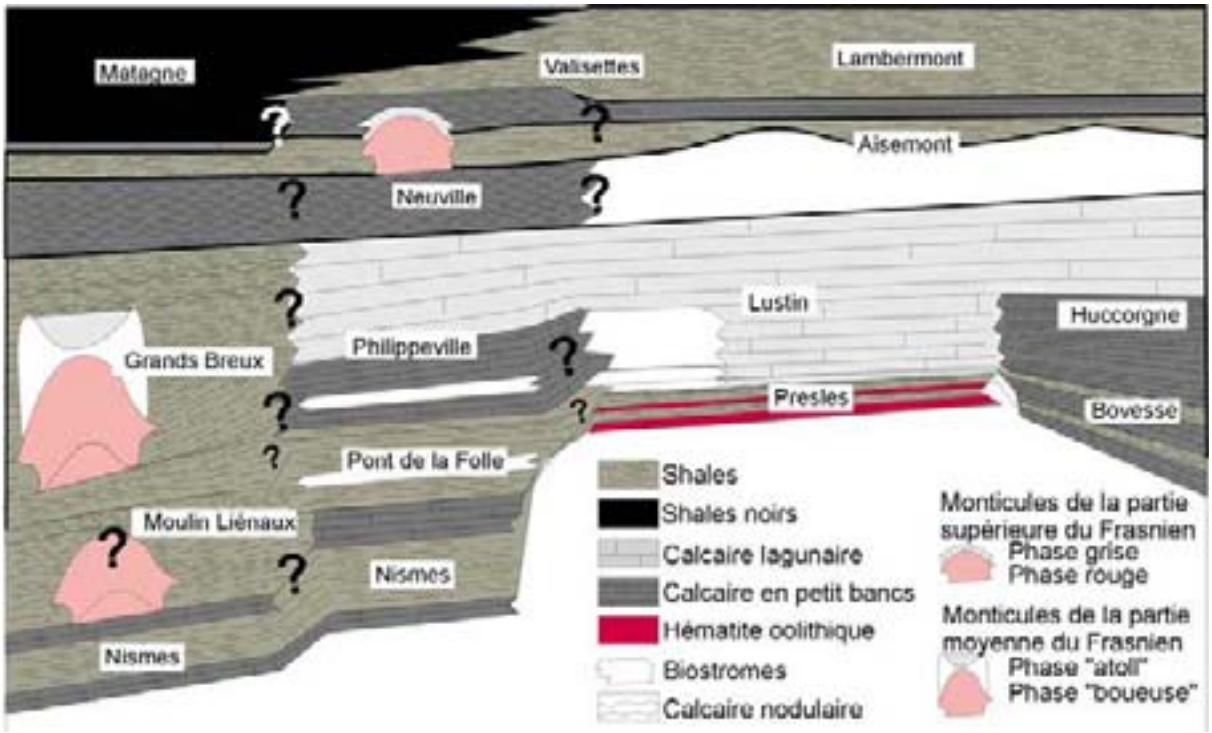


Figure VI.15: coupe nord-sud au sein du bassin de sédimentation frasnien, avant la structuration varisque.

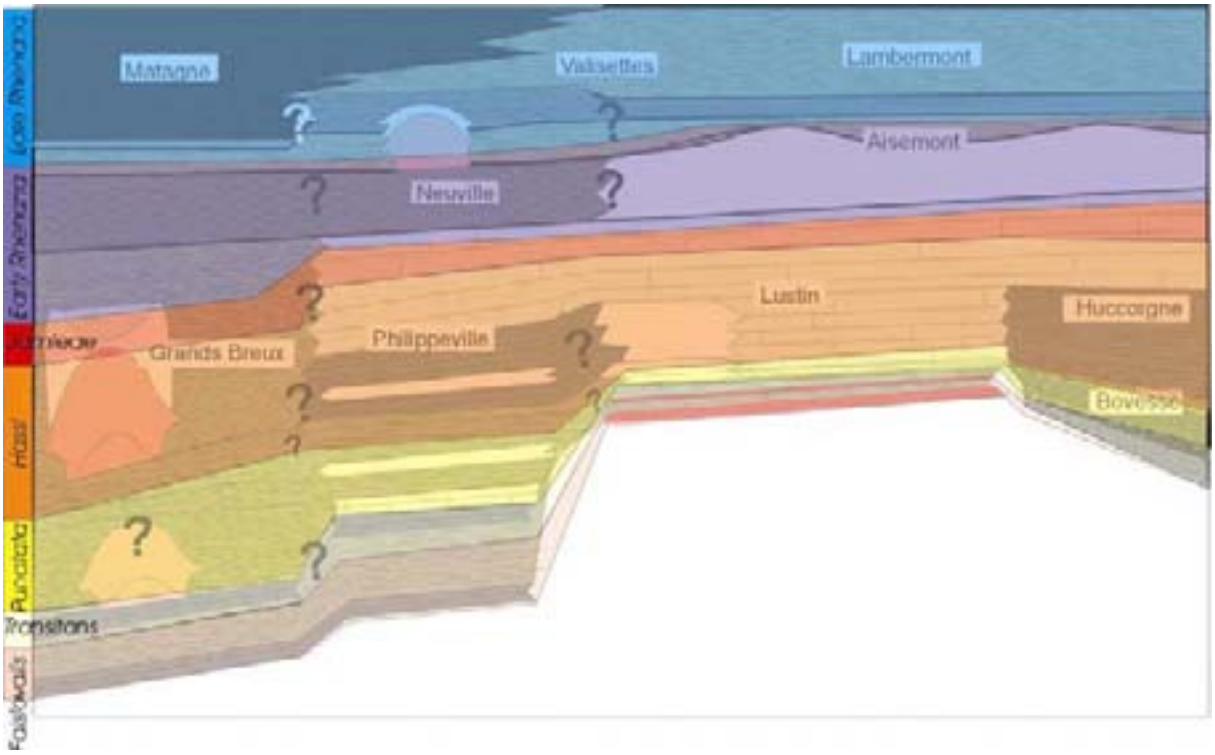


Figure VI.16: coupe NS au sein du bassin de sédimentation frasnien et zones à conodontes
d'après Gouwy & Bultynck (2000)

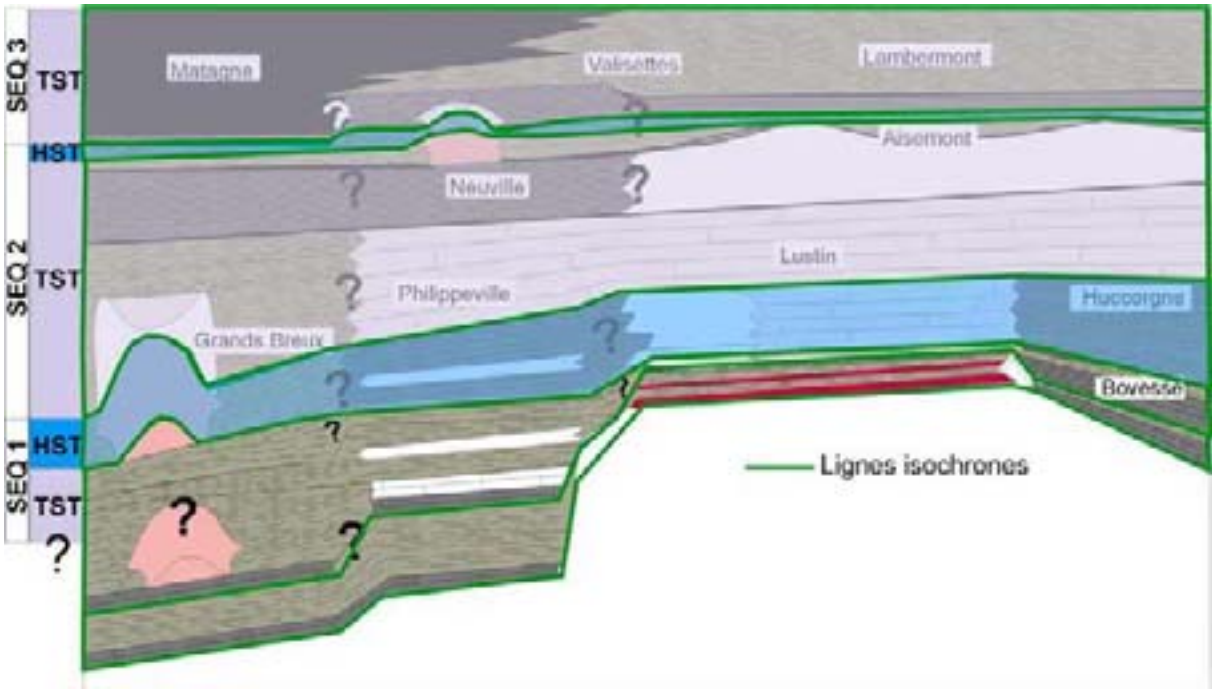


Figure VI.17 : coupe NS au sein du bassin de sédimentation frasnien et découpage de stratigraphie séquentielle avec mise en évidence de surfaces isochrones.

Chapitre VII

MODELE DE DEVELOPPEMENT DE LA PLATE-FORME CARBONATEE

1 Développement de la plate-forme carbonatée belge

La nature des différents microfaciès et modèles de faciès (chapitre IV) associée aux corrélations, au canevas de stratigraphie séquentielle (Chapitre VI) ainsi qu'aux informations sur les variations latérales (chapitre V) vont permettre de proposer une image de la plate-forme frasnienne et de son évolution au cours du temps.

Dans le chapitre IV, nous avons vu que, au cours de la partie moyenne du Frasnien, l'aire de sédimentation ne semblait pas montrer de récifs vrais mais qu'elle présente par contre une agitation qui est faible sur son ensemble. Dans le chapitre V sur les variations latérales, nous avons vu qu'il apparaît de grandes différences (essentiellement au cours des parties inférieure et moyenne du Frasnien) entre certaines zones de la plate-forme. Ces différences nous ont conduit à définir une aire de sédimentation divisée en différents blocs de subsidence différente (partie supérieure de la Figure VII.1.).

- Le « sillon de Namur », situé au nord de la zone étudiée, présente une subsidence élevée et correspond au modèle de faciès de plate-forme nord (Chapitre IV), c'est-à-dire aux Formations de Bovesse et de Huccorgne. Vers l'ouest, il semble que le sillon ait tendance à se refermer. En effet, dans l'étude du sondage de Nieuwkerke (extrémité occidentale du Synclinorium de Namur) (Tourneur et al., 1988), les auteurs décrivent un Frasnien peu épais (31,85m) et fortement détritique (schistes fossilifères, nodulaires et gréso-carbonatés à brachiopodes, crinoïdes). Au nord du sillon, le continent se trouvait probablement au nord du Massif du Brabant ; en effet, d'après Tsien (1988), au début du Frasnien, la mer recouvrait complètement le Massif du Brabant (voir aussi Legrand, 1964 et 1968). Le « sillon de Namur » se fermerait donc vers le nord-ouest (non représenté sur les schémas).

- Le « haut-fond de Dinant », situé au sud du sillon de Namur, correspond au modèle de plate-forme sud (défini au chapitre IV). La Formation de Lustin s'y dépose. La bordure nord de ce haut-fond se situe probablement aux environs de la coupe de Colonster, comme l'indique le caractère intermédiaire de cette coupe par rapport aux modèles de plates-formes sud et nord. La bordure sud est plus difficile à définir compte tenu de l'absence de coupes au niveau de la transition entre les Formations de Philippeville et de Lustin.

- La « zone de Philippeville » est constituée par l'ensemble des faciès qui constituent les Formations du Pont de la Folle et de Philippeville (modèle de plate-forme sud), c'est-à-dire la zone nord-occidentale de l'Anticlinorium de Philippeville (Dumoulin et al., 1998).

- La zone la plus méridionale est celle des monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant, avec les Formations du Moulin Liénaux et des Grands Breux ; elle est appelée « zone de Frasnes ». La limite entre la zone de Frasnes et la zone de

Philippeville est probablement un accident tectonique synsédimentaire comme le soulignent Dumoulin & al. (1998) et Boulvain (2001).

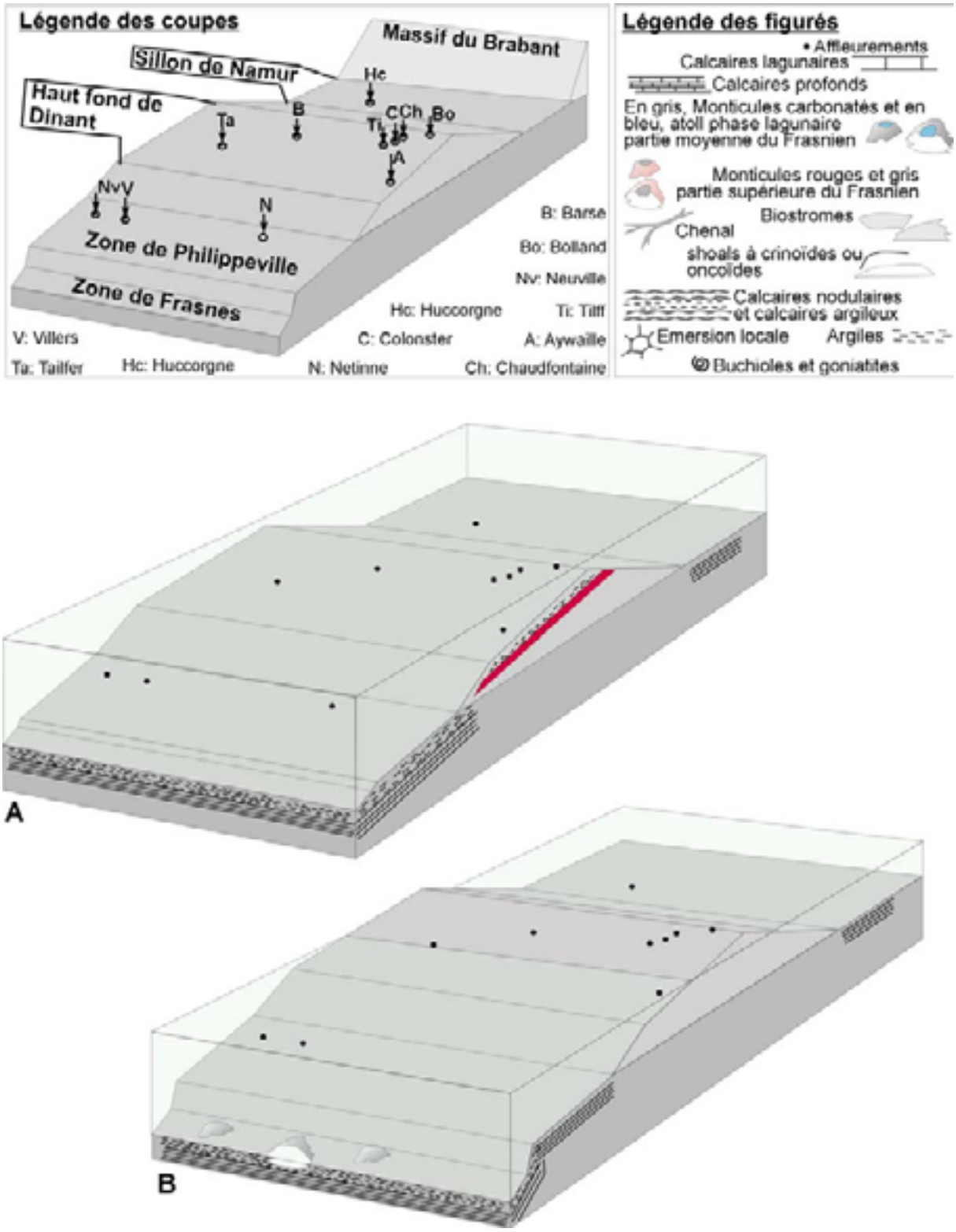


Figure VII.1: Représentation schématique de l'évolution de la plate-forme frasnienne au cours du temps. La figure au-dessus à gauche reprend la définition des différentes zones avec la localisation des affleurements et celle à droite reprend la légende des différentes figures de A à G. A. représentation de la plate-forme au cours du dépôt de la partie inférieure du Frasnien, Formations de Nismes et de Presles. B. Représentation de la plate-forme au cours du dépôt de la base de la partie moyenne du Frasnien (Formations du Moulin Liénaux, Pont de la Folle, Bovesse).

A. Au cours de la partie inférieure du Frasnien (Figure VII.1.A.) (Zone à conodontes *falsiovalis* et Formations de Nismes et Presles et sommet de la Formation de Bovesse), la différence de subsidence entre les différents blocs joue encore relativement peu comme l'atteste la continuité de la Formation de Nismes, de la zone de Frasnes à la zone de Philippeville. Sur le haut-fond de Namur se déposent des shales et des bancs d'hématite oolithique (Formation de Presles). Par contre, le sillon de Namur est déjà individualisé, comme semble l'indiquer le dépôt des calcaires relativement profonds de la Formation de Bovesse.

B. Au cours du début de la partie moyenne du Frasnien (Figure VII.1.B.) (Zone à conodontes *transitans* à *punctata*, Formations du Moulin Liénaux, du Pont de la Folle, base de la Formation de Bovesse), la subsidence semble particulièrement active dans la zone de Frasnes qui voit le développement de monticules carbonatés (Formation du Moulin Liénaux). La subsidence est également importante (mais dans une moindre mesure) dans la zone de Philippeville et dans le sillon de Namur où se déposent des shales et des calcaires à crinoïdes et à stromatopores. Sur le haut-fond de Dinant, le niveau marin est trop bas ou la subsidence trop faible pour que la sédimentation soit active et ainsi les dépôts qui se forment dans les zones plus subsidentes de Frasnes, Philippeville et Namur n'y ont pas d'équivalent. Les sédiments de cet intervalle de temps n'ayant pas étudiés dans le cadre de ce travail, aucune interprétation des variations du niveau marin ne peut être apportée.

C. Lorsque la montée du niveau marin devient suffisante (Figure VII.2.C.) (base de la Zone *hassi*), les premiers calcaires (biostromes essentiellement) se déposent sur le haut-fond de Dinant. Dans la zone de Frasnes, les monticules carbonatés du Lion sont déjà en plein développement avec essentiellement des faciès boueux (Boulvain et al., 2004). Dans la zone de Philippeville et le sillon de Namur se déposent probablement surtout des faciès schisteux. Lorsque l'inondation est maximale (MFS1), des calcaires profonds à crinoïdes se déposent sur le haut-fond de Dinant avec un certain ralentissement de la sédimentation carbonatée. Après le maximum d'inondation, le taux de productivité carbonatée redevient important. Dans la zone de Frasnes, les monticules se développent toujours et, dans la zone de Philippeville, la sédimentation calcaire s'enclenche avec le dépôt de calcaires à crinoïdes proches de ceux qui se déposent dans le sillon de Namur. La subsidence devient similaire dans toutes les zones et, alors que la productivité carbonatée est maximale, cela permet probablement le remplissage des zones les plus basses et ainsi le rétablissement au niveau de l'unité suivante d'une morphologie plus régulière.

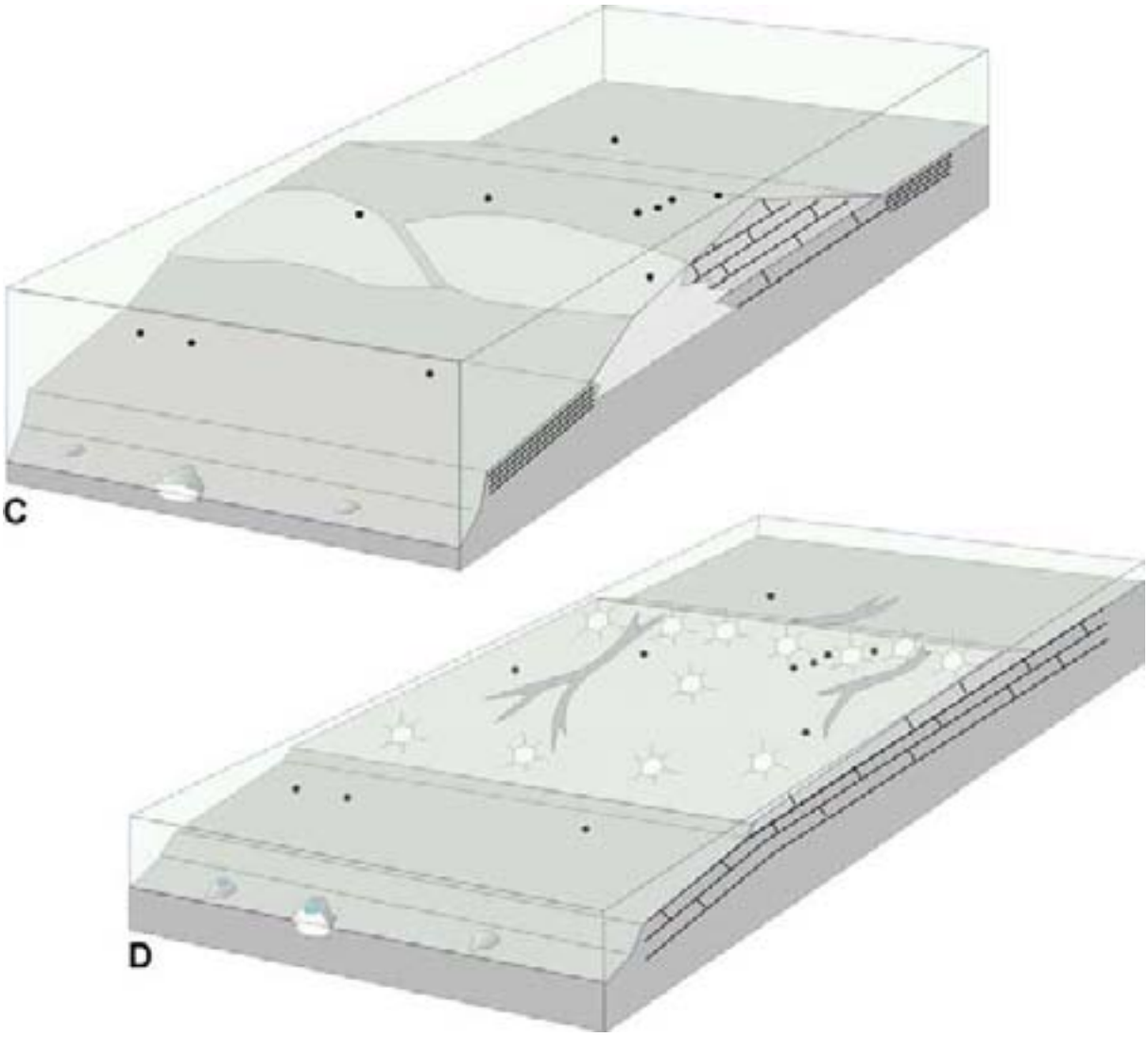


Figure VII.2 : Représentation schématique de l'évolution de la plate-forme au cours du temps.
C. Représentation de la plate-forme au cours de la partie moyenne du Frasnien (TST1 et HST1), D. Partie moyenne du Frasnien, unité lagunaire (TST2)

D. Au cours de la seconde partie de la partie moyenne du Frasnien (Figure VII.2.D.) (milieu de la Zone *hassi*, Zone *jamieae* et base de la Zone Early *rhenana*, Formation des Grands Breux, de Philippeville, base de la Formation de Huccorgne et l'essentiel de la Formation de Lustin), les différences sédimentaires et d'épaisseur entre les zones s'amenuisent (cf. chapitre V). Ce réajustement des blocs s'accompagne d'une baisse importante du niveau marin (SB1). Le « sillon de Namur » devient beaucoup moins différencié par rapport au haut-fond de Dinant, mais une différence existe probablement toujours car, alors que l'on observe des paléosols extrêmement développés dans les coupes du haut-fond de Dinant, il n'y a presque pas de paléosols dans la coupe de Huccorgne. Le nouveau cortège transgressif (TST2) conduit à de nombreux remaniements et à des séquences de paléosols et de faciès lagunaires sur toute la plate-forme. Dans la zone de Frasnes, les monticules carbonatés ont émergé lors de la baisse du niveau marin et le nouveau cortège transgressif conduit à la formation de la couronne récifale des atolls et au dépôt de sédiments lagunaires en leur centre (Boulvain & al., 2004). Lorsque l'on atteint le point d'inflexion de la courbe de montée eustatique, le taux de montée du niveau marin devient trop important et la

production carbonatée ne parvient plus à suivre. Cela conduit par exemple au développement de niveaux de fonds durcis (Boulvain, 1993) au sommet de la Formation de Lustin.

E. Au cours de la partie supérieure du Frasnien (Figure VII.3.E.) (Zone à conodontes Early *rhenana*, Formation de Neuville, premier terme de la Formation d'Aisemont), la morphologie de la plate-forme a complètement changé. La montée rapide du niveau marin provoque un ennoiement de la plate-forme et le passage à une morphologie de rampe (Boulvain, 1993). Ce changement morphologique s'accompagne de changements liés aux apports détritiques et de changements faunistiques, avec entre autres une diminution de l'abondance des stromatopores et une augmentation de celle des rugueux. De nombreux rugueux disparaissent également, pour être remplacés par d'autres (extinction des Disphyllidae et remplacement par des Phillipsastreidae) (Poty, 1999). Les variations faunistiques pourraient être liées entre autres à l'augmentation des apports détritiques ; en effet, les stromatopores sont connus comme des organismes très peu tolérants aux apports détritiques, contrairement aux rugueux (Kershaw & Keeling, 1994). Quelle pourrait être la cause de cette augmentation des apports détritiques ? Une telle augmentation pourrait être liée au climat, à des variations du niveau marin ou à de la tectonique. Concernant les changements climatiques, ils sont généralement très difficiles à mettre en évidence. Une glaciation aurait pu impliquer une reprise de l'érosion (érosion glaciaire et baisse du niveau marin), mais le Frasnien est considéré comme une période chaude, tropicale et la hausse continue du niveau marin est en opposition avec une glaciation. Une baisse du niveau marin peut également impliquer une augmentation des apports détritiques (Worsley & Davies, 1979; Crick et al., 1994) mais ce n'est manifestement pas le cas compte tenu du caractère transgressif de cet ensemble. Un épisode tectonique, provoquant un rajeunissement du relief pourrait également conduire à un changement des apports détritiques. Tsien (1988) signale un épisode tectonique important, qui se marquerait par la remontée du Massif du Brabant. La réapparition de zones émergées aurait pu générer cette augmentation des apports détritiques ou une modification des courants.

Le passage brusque et l'absence de faciès intermédiaires entre les Formations de Lustin et d'Aisemont pourraient être dus au fait que l'on ait atteint la vitesse maximale de hausse du niveau marin, ce qui aurait conduit à une condensation sédimentaire. Au cours de cette période de hausse maximale, les apports détritiques augmentent de manière drastique et lorsque la vitesse de hausse du niveau marin diminue et que la production carbonatée reprend, elle est extrêmement affectée par la turbidité, ce qui semble ne plus convenir aux stromatopores. La disparition de la majorité des algues, du moins au cours du premier terme de la Formation d'Aisemont pourrait également être en relation avec cette forte turbidité. La sédimentation carbonatée reprend (premier terme de la Formation d'Aisemont et Formation de Neuville) sur un système de rampe avec le passage du nord au sud de calcaires bioconstruits à rugueux à des calcaires nodulaires, avec parfois le début du développement de monticules carbonatés.

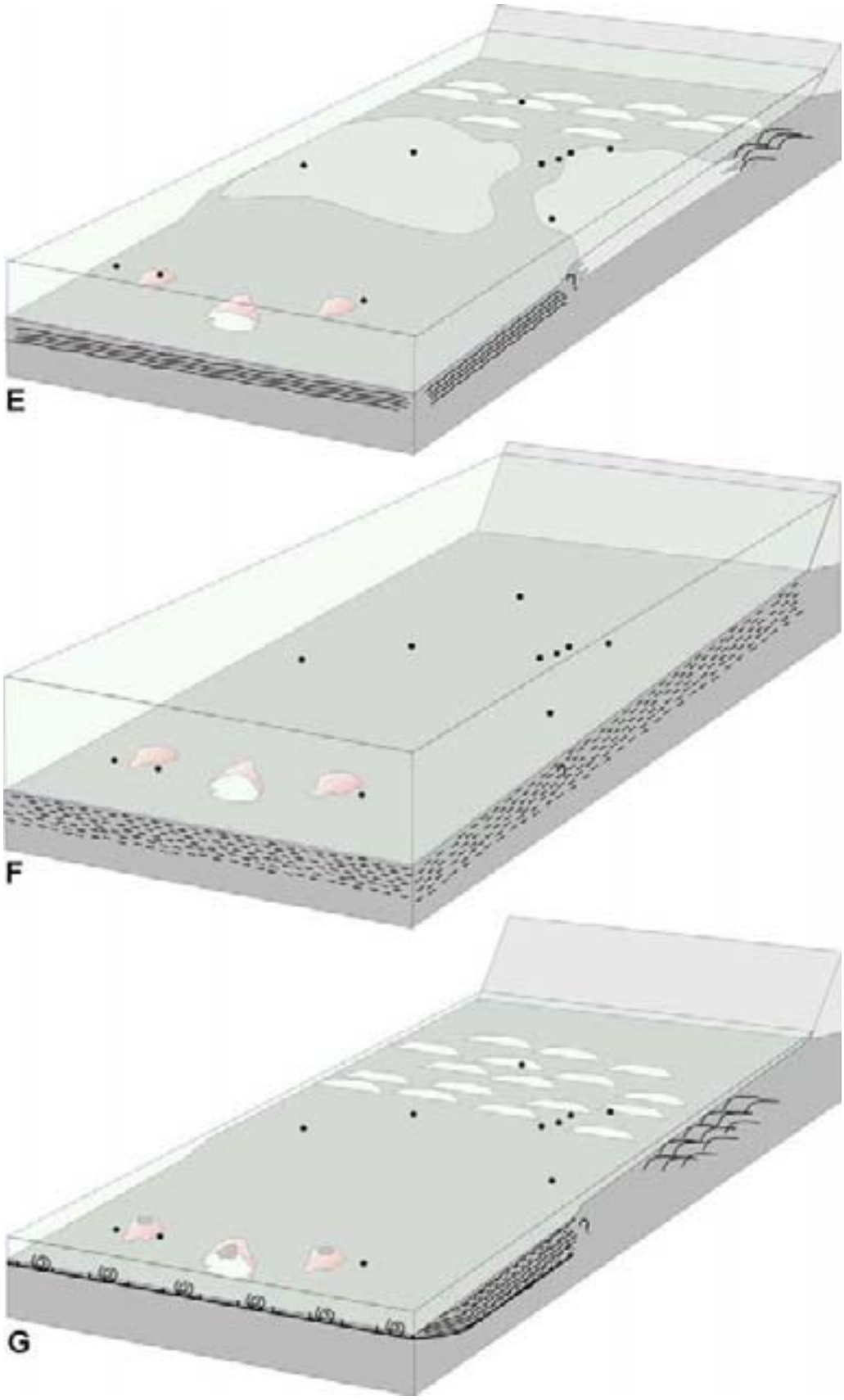


Figure VII.3 : représentation schématique de la plate-forme au cours de la partie supérieure du Frasnien, E. représentation schématique de la plate-forme durant le dépôt du premier terme de la Formation d'Aisemont, F. durant le dépôt du terme médian et G. durant le dépôt du terme supérieur.

F. La transgression se poursuit et on atteint le maximum d'inondation (MFS2) (Figure VII.3.F.), avec un dépôt de shales partout dans le bassin (Formation des Valisettes et terme médian de la Formation d'Aisemont). Le cortège de haut niveau (HST3) voit la sédimentation argileuse se poursuivre.

G. Une baisse du niveau marin (SB2) conduit à une progradation importante et à un retour des faciès de type tidal flat (Figure VII.3.G.). La transgression suivante s'amorce (TST3) et conduit au dépôt de niveaux à oncoïdes au nord du bassin. Dans la zone de Philippeville, les monticules carbonatés rouges passent brusquement à des sédiments de nature moins profonde, un calcaire gris algaire ; les sédiments qui envasent ces monticules deviennent calcaires, noduleux et bioclastiques (Boulvain, 1993; Boulvain et al., 1999). Dans la zone de Frasnes, se déposent quelques niveaux à concentration biologique. Lorsque l'on atteint le point d'inflexion de hausse du niveau marin, les argiles deviennent omniprésentes dans le bassin de sédimentation (Formations des Valisettes et de Matagne).

2 Comparaison avec la plate-forme carbonatée de l'Alberta

Le modèle de stratigraphie séquentielle de l'Alberta est encore vivement sujet à débat et de nombreuses hypothèses sont proposées (Van Buchem et al., 2000; Whalen et al., 2000; Potma et al., 2001; Wendte & Embry, 2002) ; c'est pourquoi nous n'effectuerons pas de corrélations directes entre les séquences qui se développent au cours du Frasnien en Belgique et au Canada. Cependant, l'évolution générale et les variations majeures peuvent être comparées.

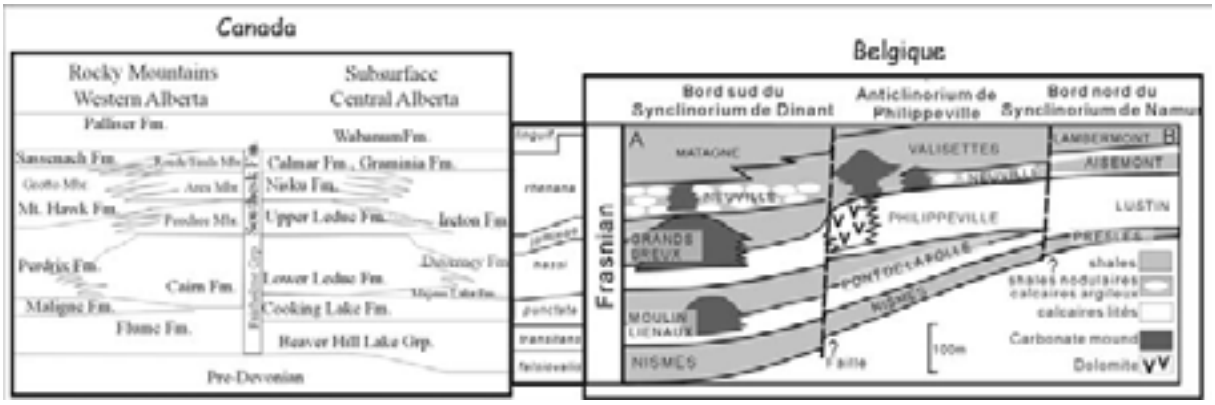


Figure VII.4: comparaison du Frasnien de l'Alberta et de Belgique

Nous avons vu dans le chapitre II (cadre géologique) que le Frasnien de l'Alberta se subdivise en deux successions de formations. Dans le centre de l'Alberta, les couches sont principalement recoupées par sondages (« subsurface ») alors que dans l'ouest, dans les Rocheuses, les roches sont visibles à l'affleurement (« surface »). Nous nous intéresserons essentiellement aux formations de surface, plus proches de ce qui est observé en Belgique.

Weissenberger (1994) (Figure VII.5) a décrit l'évolution sédimentologique des affleurements de surface (mais dans cet article, il utilise la nomenclature de subsurface pour permettre les comparaisons). Il décrit le groupe de Beaverhill (Formation de Swan Hills)

comme une rampe, relativement ouverte, riche en *Amphipora* et sables calcaires. Ensuite, la Formation de Cooking Lake, la base et la partie supérieure de la Formation de Leduc sont constituées de sédiments de plate-forme, riches en biostromes à stromatoporoïdes. Le sommet de la Formation de Leduc voit le passage à un environnement de rampe riche en coraux. Enfin, la Formation de Nisku montre des calcaires souvent dolomitiques déposés en environnement de rampe.

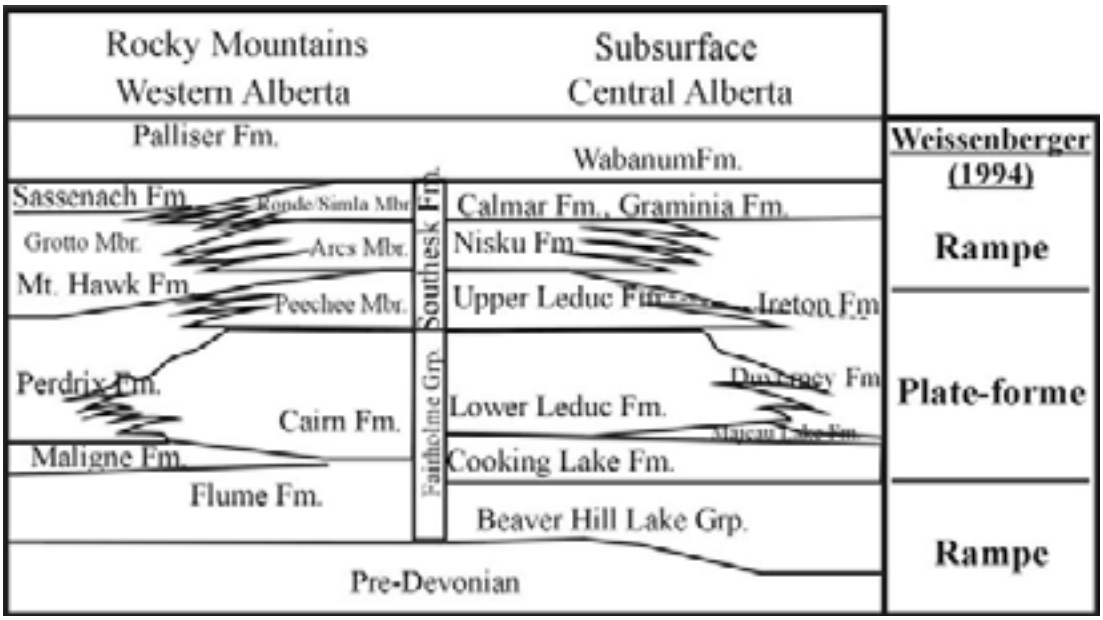


Figure VII.5: évolution sédimentaire du Frasnien de l'Alberta, d'après Weissenberger (1994)

Il apparaît donc que l'évolution des grands environnements de dépôt en Alberta est similaire à ce qui est observé en Belgique. La partie inférieure du Frasnien est caractérisée par des faciès de rampe à crinoïdes, la partie moyenne du Frasnien montre des faciès de plate-forme riches en stromatopores avec une zone lagunaire bien développée et, enfin, la partie supérieure du Frasnien voit le retour à des faciès de rampe plus argileux.

D'après Copper (2002b), le Frasnien montre trois épisodes récifaux globaux, probablement liés aux cycles eustatiques majeurs définis par Johnson et Klapper (1992). Après le Givetien, trois séquences transgressives se mettent en place avec un développement récifal propre. La base du Frasnien (*falsiovalis* à *transitans*) présente peu d'épisodes construits ; au cours du Frasnien moyen par contre (*punctata* à la base de Lower *rhenana*), le développement récifal est maximal ; il redevient faible, avec des édifices de petite taille au Frasnien supérieur (Lower à Upper *rhenana*).

Cette évolution en trois phases observée en Belgique semble donc similaire à l'évolution mondiale, elle est nettement comparable à l'évolution canadienne et est probablement liée aux variations globales du niveau marin.

Chapitre VIII

INTERPRETATION DES VARIATIONS DU SIGNAL MAGNETIQUE

1. Introduction

Ce chapitre a pour but de mettre en évidence les paramètres qui peuvent influencer la susceptibilité magnétique. Nous aborderons notamment plus en détail le lien entre la SM et les variations du niveau marin. L'influence de la morphologie de la plate-forme sera également discutée par la comparaison de résultats de mesures de SM sur des échantillons provenant des plates-formes belge et canadienne et de sondages canadiens recoupant des atolls.

Pour aller plus avant dans la compréhension des processus à l'origine des variations de la susceptibilité magnétique, il est important d'identifier les minéraux porteurs de ce signal. Pour ce faire, des analyses de courbe d'hystérésis ont été réalisées. Ensuite les différentes origines possibles de ces minéraux seront discutées. En effet, l'hypothèse la plus couramment admise est une origine détritique des minéraux magnétiques ; c'est celle qui a été retenue de préférence dans ce travail, mais nous nuancerons ce choix et aborderons l'influence d'autres facteurs.

L'ensemble des résultats de analyses de susceptibilité magnétique est repris dans l'annexe 3.

2. Susceptibilité magnétique et variations environnementales

Dans le chapitre VI, nous avons mis en évidence le lien entre la courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique et la courbe d'évolution des microfaciès. Des graphiques d'évolution de la susceptibilité magnétique par rapport aux microfaciès vont permettre de confirmer ce lien.

2.1. Belgique

Le graphique d'évolution de la SM par rapport aux microfaciès a été réalisé sur les valeurs moyennes des coupes d'Aywaille, Barse, Netinne, Neuville, Tailfer et Villers (Figure VIII.1) du modèle de faciès de plate-forme sud. Les coupes de Tilff et Colonster n'ont pas été reprises ici car elles montrent un comportement particulier (essentiellement l'absence de lien direct entre la SM et les séquences de quatrième ordre et l'absence d'augmentation nette de la SM au passage entre les unités sédimentaires biostromale et lagunaire).

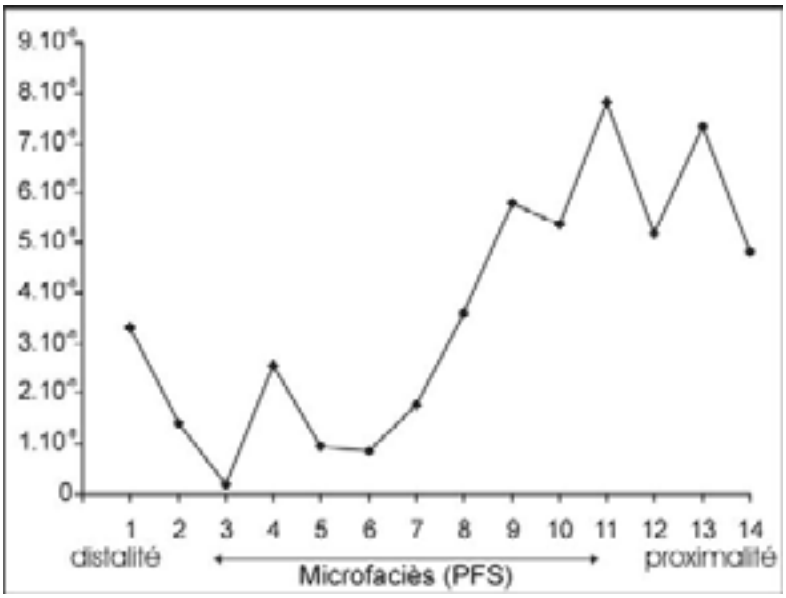


Figure VIII.1: évolution de la SM moyenne par rapport aux microfaciès pour le modèle de plate-forme sud des coupes d'Aywaille, Barse, Netinne, Neuville, Tailfer et Villers.

Il apparaît une augmentation nette des valeurs de susceptibilité en fonction des microfaciès ; les faciès les plus proximaux montrant les valeurs les plus élevées. Cette tendance s'inverse légèrement pour les faciès les plus distaux (PFS1 à 3), peut-être à cause d'un ralentissement de la productivité carbonatée sous une certaine profondeur, qui diminue la dilution des minéraux magnétiques.

Le graphique de la Figure VIII.2 présente les mêmes données mais les valeurs de l'unité biostromale et de l'unité lagunaire sont séparées. Dans ce graphique, la différence, entre l'unité biostromale, qui montre des valeurs faibles, et l'unité lagunaire, qui montre des valeurs élevées apparaît nettement. Il semble donc que la susceptibilité magnétique soit liée aux variations de microfaciès mais également aux variations majeures du niveau marin, qui sont responsables de cette division en unités sédimentaires (les mêmes faciès présentant des valeurs moyennes plus élevées au sein de l'unité lagunaire).

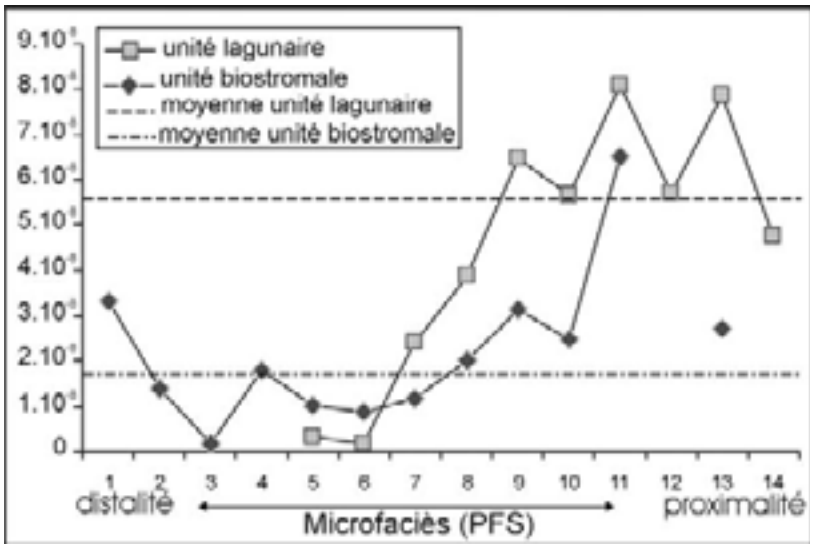


Figure VIII.2: évolution de la SM moyenne par rapport aux microfaciès du modèle de plate-forme sud et par rapport aux unités sédimentaires pour les coupes d'Aywaille, Barse, Netinne, Neuville, Tailfer et Villers.

En ce qui concerne la partie supérieure du Frasnien, un graphique a été réalisé pour la coupe de Chaufontaine qui est une des seules à montrer presque tous les faciès du modèle de rampe supérieur (Figure VIII.3). Il n'apparaît pas de lien entre les faciès et la SM.

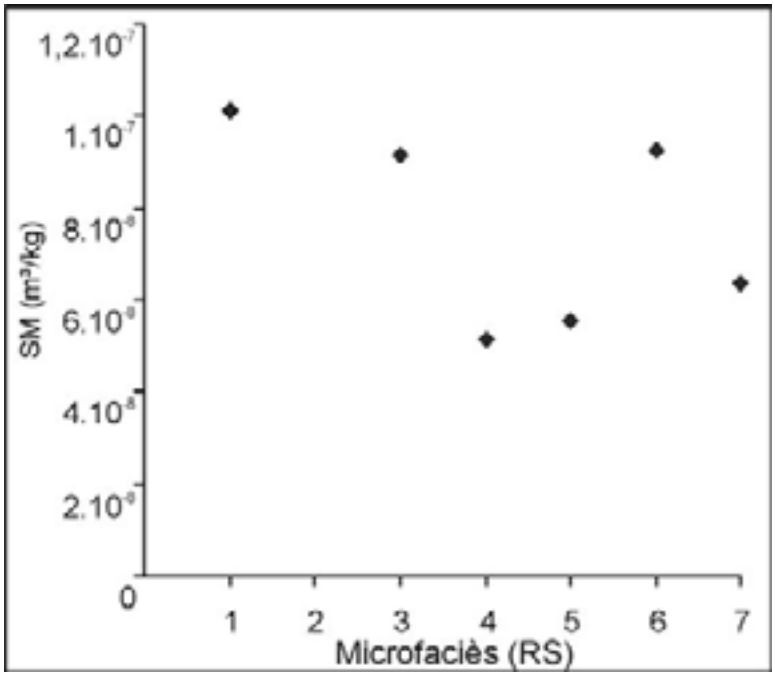


Figure VIII.3: évolution de la SM moyenne par rapport aux faciès du modèle de rampe supérieur pour les coupes de Chaudfontaine.

Dans le chapitre IV (paragraphe 1 sur les corrélations), nous avons vu que les corrélations par SM fonctionnent moins précisément pour la partie supérieure du Frasnien que pour la partie moyenne. Il est difficile d'expliquer ces différences mais il est important de signaler que les échantillons de la Formation d'Aisemont sont très fortement hétérogènes, contrairement à ceux de la partie moyenne du Frasnien. L'argile est souvent concentrée en niveaux ; d'autres niveaux montrent une texture grainstone et bien souvent, les rugueux massifs constituent une grosse partie de la roche. La technique de SM, qui impose de mesurer des valeurs sur des échantillons centimétriques, ne permet probablement pas dans ce cas-ci d'obtenir des valeurs moyennes très représentatives.

En conclusion, nous pouvons dire que, pour la partie moyenne du Frasnien, la SM évolue en fonction des microfaciès et des unités sédimentaires mais que ce lien n'existe pas pour la partie supérieure du Frasnien.

2.2. Canada

Le cadre géologique du Frasnien de l'Alberta est présenté dans le chapitre II. Pour rappel, le contexte sédimentaire est mixte, la plate-forme carbonatée se développant au sein d'un bassin dominé par les sédiments clastiques fins (Whalen et al., 2000). Au Frasnien, un système de plates-formes carbonatées attachées ou isolées s'est développé. Pour des raisons pratiques, nous avons essentiellement étudié des sondages au sein d'atolls (plates-formes isolées) mais le levé d'une coupe (dolomitisée) sur la plate-forme attachée a également été réalisé.

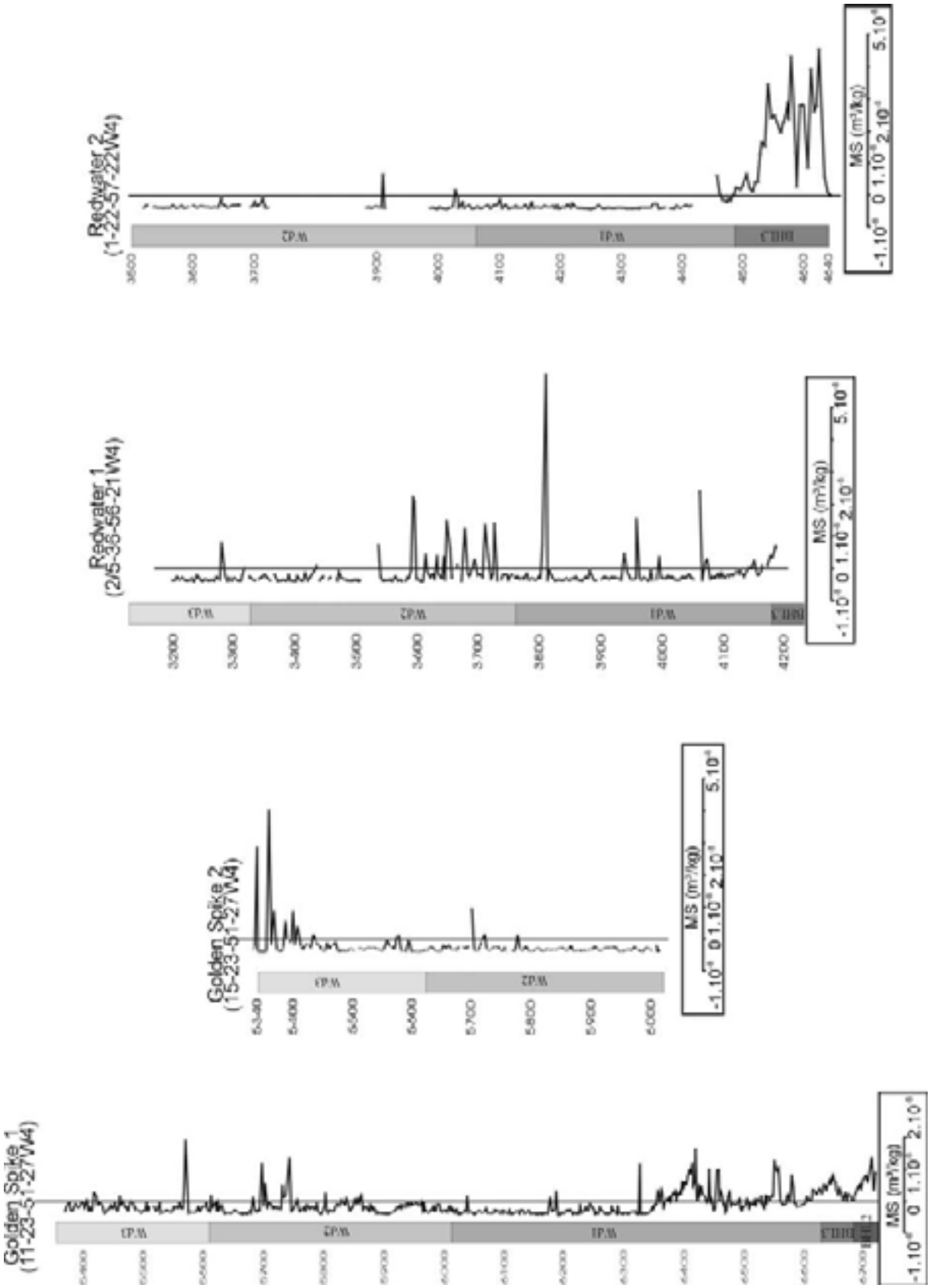


Figure VIII.4: Evolution de la SM pour les 2 sondages dans Golden Spike et les 2 sondages recoupant Redwater Reef. Les colonnes lithologiques se trouvent en annexe 1, Fiches 15 et 16, Fig 15.2, 15.3, 16.2 et 16.3. Les cycles Wd1, 2 3 et BHL correspondent aux séquences définies par Potma & al. (2001)

En ce qui concerne les plates-formes isolées, nous avons choisi d'étudier trois atolls (Golden Spike, Redwater Reef et Judy Creek) recoupant à peu près tout le Frasnien et comprenant deux sondages par édifice pour effectuer des comparaisons au sein de chaque atoll et entre les atolls. Lorsque l'on observe les courbes d'évolution de la SM (Figure VIII.4), la première chose qui apparaît est qu'une grande majorité des valeurs de SM sont négatives. On remarque également que, contrairement à la plupart des coupes de la partie moyenne du Frasnien de Belgique, qui montrent des tendances relativement continues à l'augmentation ou à la diminution de SM, les courbes de susceptibilité des sondages canadiens montrent plutôt des pics isolés, avec souvent un seul échantillon qui ressort du bruit de fond négatif. Ces courbes n'ont pas permis la réalisation de corrélations détaillées entre les atolls.

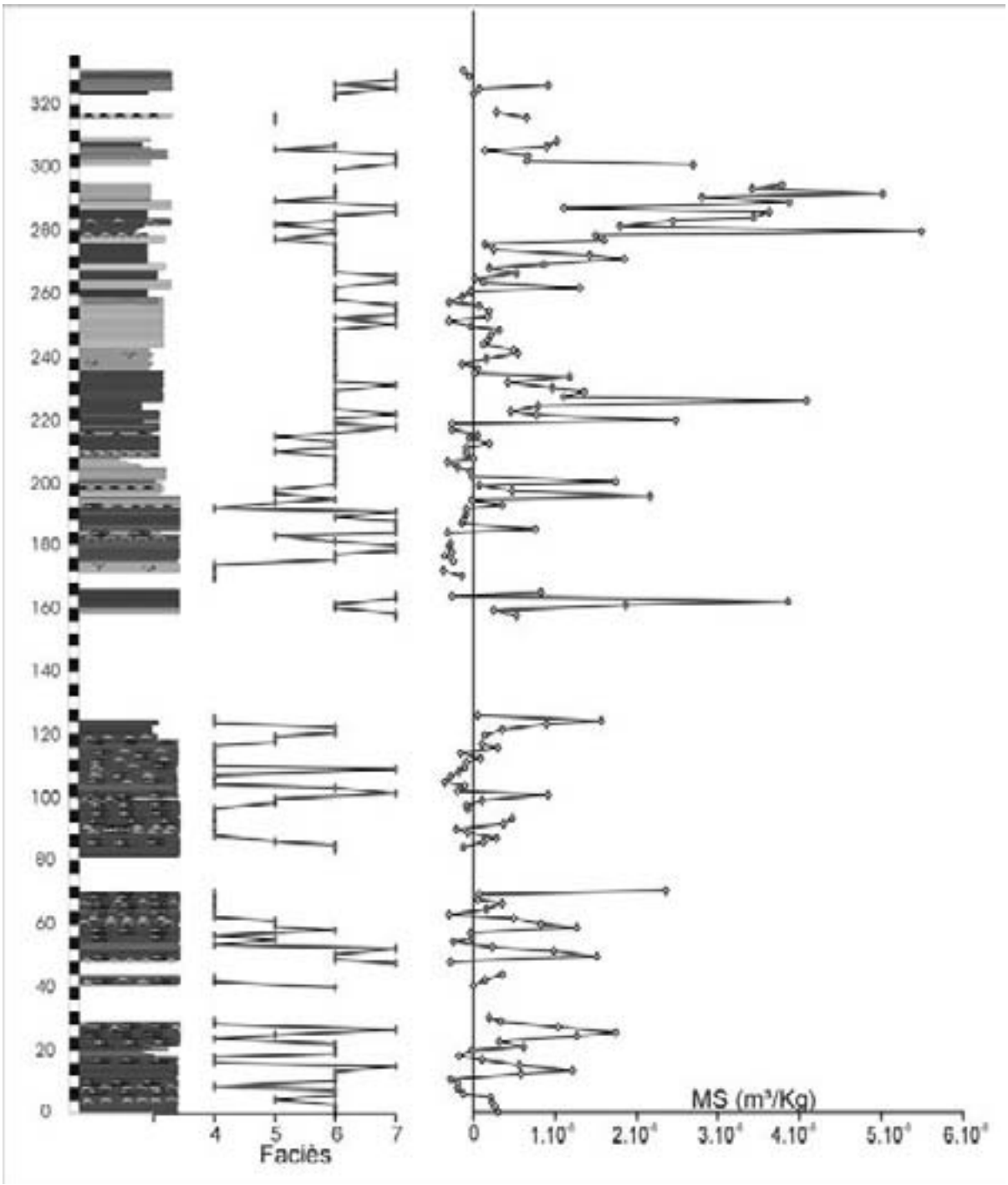


Figure VIII.5: coupe de Door Jamb Mountain, courbe d'évolution des faciès et courbe d'évolution de la SM

Au sein de la plate-forme attachée, l'affleurement de Door Jamb Mountain recoupe la Formation de Cairn, constituée essentiellement de biostromes foncés, et la Formation de Southesk, constituée de calcaires lagunaires clairs. La courbe de SM est plus proche de ce que l'on observe en Belgique, avec des tendances à l'augmentation ou à la diminution des valeurs de SM (Figure VIII.5).

2.3. Comparaison des valeurs moyennes de SM belges et canadiennes

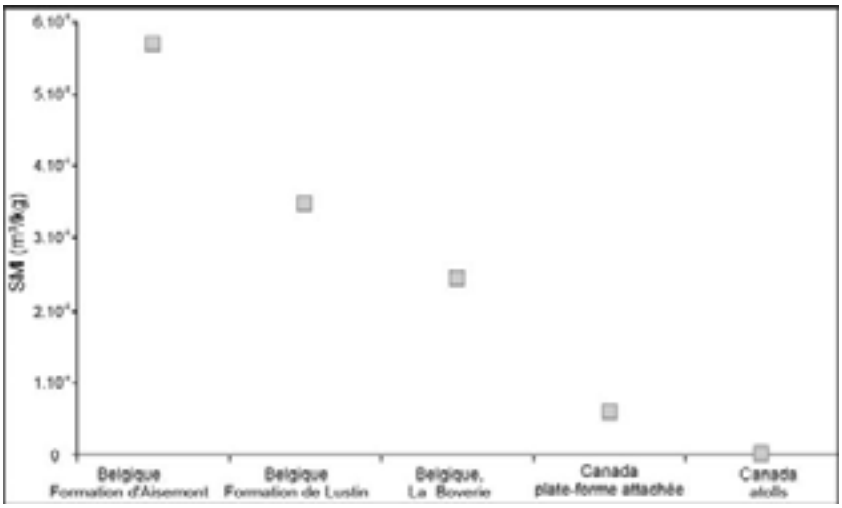


Figure VIII.6: valeurs moyennes de susceptibilité magnétique pour les Formations d'Aisemont, de Lustin et le Membre du Lion (La Boverie) en Belgique et pour l'affleurement de plate-forme attachée et les 6 sondages recoupant les 3 atolls au Canada.

Une comparaison des valeurs moyennes de SM pour les différentes zones des plates-formes belges et canadiennes (Figure VIII.6) montre que les valeurs sont relativement élevées pour la Belgique et toujours plus faibles pour le Canada. En Belgique, la Formation d'Aisemont présente des valeurs très élevées par rapport à la Formation de Lustin et surtout par rapport au Membre du Lion (les mesures effectuées sur la coupe du Membre du Lion à La Boverie ont été réalisées par F. Boulvain). Il y a un ordre de grandeur 10 entre les valeurs des coupes canadiennes de la plate-forme attachée et la Formation d'Aisemont et les valeurs moyennes issues des analyses effectuées sur les atolls sont presque nulles.

Contrairement à l'étude réalisée sur les affleurements belges, des lames minces n'ont pas été réalisées de manière régulière sur les échantillons canadiens et, de ce fait, les microfaciès n'ont pas été définis. Des observations sur sondages et sur le terrain ainsi que les travaux sédimentologiques réalisés sur le Frasnien de surface et de subsurface canadien (Weissenberger, 1994; Whalen et al., 2000) ont cependant permis la définition d'un certain nombre de macrofaciès. Ceux-ci sont relativement proches des faciès belges et, pour faciliter les comparaisons, les microfaciès de plate-forme sud belges correspondants sont mentionnés entre parenthèses.

(1) calcaires à crinoïdes (PFS1 à 4): calcaires argileux, parfois nodulaires, souvent riches en crinoïdes et/ou brachiopodes, interprétés comme se déposant sous la zone d'action des vagues, en zone d'avant-récif,

(2) calcaires à stromatopores lamellaires (PFS5): calcaires clairs à stromatopores lamellaires, souvent bien conservés, interprétés comme formant des biostromes (ou biohermes, l'aspect tridimensionnel étant difficilement accessible en sondage) sous la zone d'action des vagues,

(3) calcaires rudstones à oncoïdes centimétriques (non observés en Belgique), interprétés comme déposés en front de récif, sous forme de shoals dans la zone d'action des vagues,

(4) calcaires à stromatopores massifs et dendroïdes (PFS 6 et 7), formés probablement en front de récif,

(5) calcaires à *Amphipora* (PFS8), formés en zone subtidale lagunaire à caractère restreint,

(6) mudstones (PFS 9 à 12), formés en zone subtidale lagunaire à caractère restreint,

(7) calcaires à laminites cryptalgaires (PFS13), déposés en zone intertidale,

(8) paléosols (PFS14), formés en zone supratidale.

La réalisation d'un graphique de l'évolution des macrofaciès par rapport aux valeurs moyennes de SM (Figure VIII.7) pour les mêmes coupes qu'à la Figure VIII.1 et la Figure VIII.2, dessine une tendance plus lisse et permettra la comparaison avec les mêmes types de graphiques basés sur les données canadiennes.

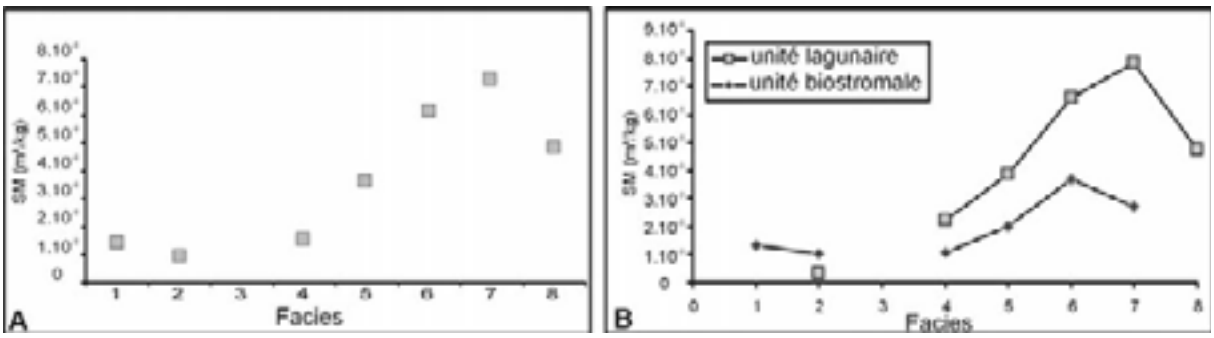


Figure VIII.7: évolution des valeurs moyennes de SM par rapport aux macrofaciès pour les coupes de Belgique. A. Valeurs moyennes pour toute la partie moyenne du Frasnien, B. Valeurs moyennes pour l'unité lagunaire et l'unité biostromale

Le même graphique réalisé pour la coupe de la plate-forme attachée canadienne (Door Jamb Mountain) montre la même tendance à l'augmentation (Figure VIII.8) de la SM pour les environnements les plus proximaux.

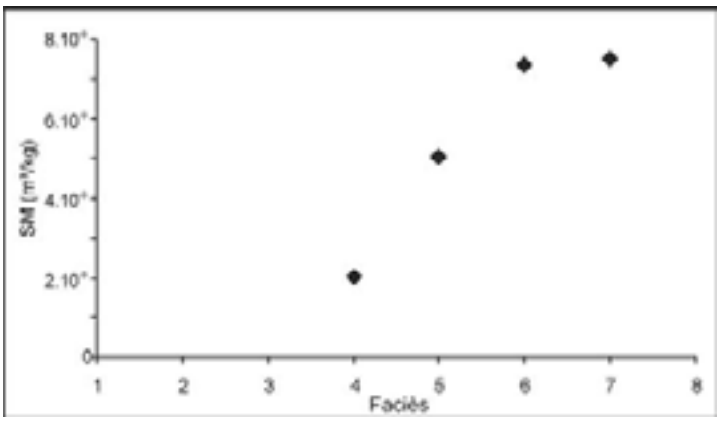


Figure VIII.8: évolution des valeurs moyennes de SM par rapport aux macrofaciès pour la coupe canadienne de Door Jamb Mountain

La subdivision de la courbe de SM par rapport aux faciès pour les Formations de Cairn et Southesk, qui montrent respectivement des caractéristiques biostromales et lagunaires

(similaires aux tendances observées en Belgique et à la subdivision de la Formation de Lustin en une unité biostromale et une unité lagunaire), conduit, comme pour la Belgique, à des valeurs plus faibles pour l'unité biostromale (Formation de Cairn) et des valeurs plus élevées pour l'unité lagunaire (Formation de Southesk) (Figure VIII.9).

Le comportement de la SM pour la coupe de la plate-forme attachée canadienne est donc fortement similaire au comportement observé pour les coupes belges.

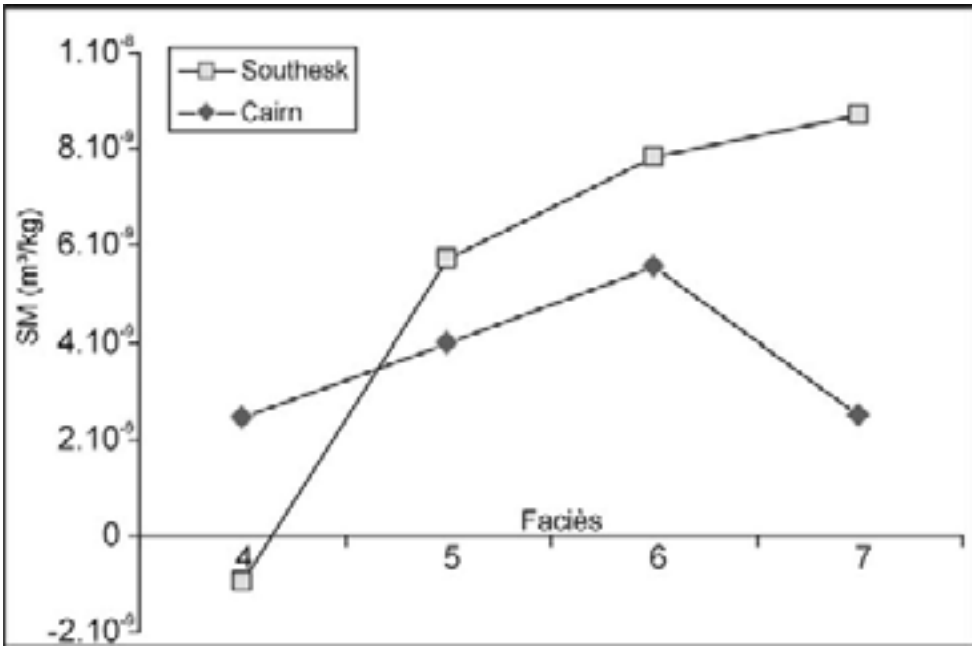


Figure VIII.9: évolution des valeurs moyennes de SM par rapport aux macrofaciès pour les Formations de Cairn et de Southesk individuellement, pour la coupe canadienne de Door Jamb Mountain.

La réalisation du graphique de susceptibilité magnétique par rapport aux macrofaciès pour les atolls de Golden Spike et Redwater Reef (l'atoll de Judy Creek, plus ancien, présente un modèle de faciès différent (Weissenberger, 1994) et ne sera donc pas abordé ici) montre tout d'abord que la plupart des valeurs sont négatives et, ensuite, qu'il n'y a pas de tendance reliant les faciès et la SM (Figure VIII.).

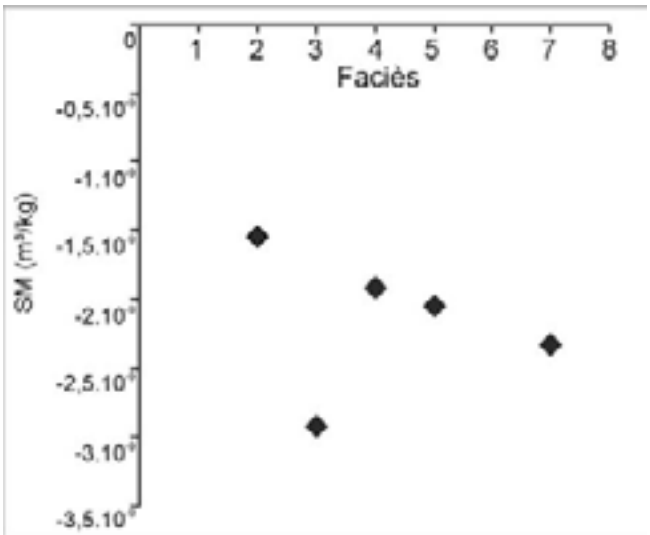


Figure VIII.10: évolution des valeurs moyennes de SM par rapport aux faciès pour les sondages de Golden Spike et Redwater reef.

2.4. Conclusions

La première remarque importante concerne le lien entre la SM et les environnements de dépôt. Grâce aux graphiques d'évolution de la susceptibilité magnétique par rapport aux faciès, pour les environnements de plate-forme, il est apparu que lorsque les environnements sont plus proximaux, la susceptibilité magnétique moyenne augmente. Il apparaît également qu'un faciès au sein de l'unité biostromale possède une valeur moyenne de SM plus faible que le même faciès au sein de l'unité lagunaire. Cela montre l'influence importante du niveau marin sur la SM, une baisse du niveau marin provoquant probablement une érosion continentale plus importante et ainsi une augmentation générale de la susceptibilité magnétique.

La seconde remarque concerne l'influence de la morphologie générale de l'environnement de dépôt sur les variations de SM. Dans le cas des environnements de plate-forme isolée, les valeurs sont souvent négatives et sans lien avec les microfaciès. Ces valeurs négatives signifient que les minéraux qui constituent la roche sont majoritairement diamagnétiques, c'est-à-dire probablement essentiellement carbonatés. La calcite (diamagnétique) montre des valeurs théoriques de SM de l'ordre de $-0{,}005.10^{-6}$ m³/kg (Walden et al., 1999) et la magnétite (ferromagnétique) des valeurs de l'ordre de 500 à 1000.10^{-6} m³/kg, ce qui signifie que seulement 0,0005 à 0,001% de magnétite au sein d'une roche calcaire pure suffisent à rendre le signal positif. D'après Borradaile & al. (1993), 0,1% d'argiles sont nécessaires pour neutraliser la contribution négative des carbonates. Cela semble probablement sous-évalué. En effet, l'illite et la chlorite montrent des valeurs théoriques de $0{,}15.10^{-6}$m³/kg, ce qui signifie qu'un calcaire avec moins de 3,3% de ces minéraux donnera une réponse négative. Les smectites et bentonites ont une susceptibilité encore plus faible ($0{,}005.10^{-6}$m³/kg), moins de 10% de ces minéraux au sein de calcaires purs donneront donc également une réponse négative. Il semble donc que, contrairement aux plates-formes, les atolls sont probablement trop protégés, trop isolés, pour recevoir des apports détritiques significatifs du point de vue magnétique.

3. Susceptibilité magnétique et stratigraphie séquentielle

Nous avons pu mettre en évidence, au sein du paragraphe précédent, un lien entre variations de SM et unités sédimentaires, mais qu'en est-il des cortèges ?

Une courbe idéalisée de la SM est présentée à la Figure VIII.11. Elle reprend les tendances majeures observées de la SM (hormis pour les coupes de Colonster et Tilff) au cours du dépôt des Formations de Presles, Lustin et Aisemont. Il apparaît une opposition relativement nette entre la courbe d'évolution du niveau marin et la courbe de SM. Ces observations sont en accord avec la théorie développée pour l'utilisation de la SM en sédimentologie (Crick et al., 1994, 1997; Ellwood et al., 1999; Crick et al., 2000; Ellwood et al., 2000; Crick et al., 2001; Ellwood et al., 2001; Crick et al., 2002; Racki et al., 2002; Ellwood et al., 2003a; Hladil et al., 2003). Comme on l'a vu au chapitre II, d'après ces auteurs, la SM a tendance à augmenter lors d'une régression, à être élevée lorsque le niveau marin est bas, alors que par opposition, la SM diminue lors d'une transgression et qu'elle est faible lorsque le niveau marin est haut.

Ainsi, lors du premier cortège transgressif (TST1), la SM diminue progressivement et atteint des valeurs très faibles (souvent proches de zéro) lors du dépôt du cortège de haut niveau (HST1). Une exception apparaît au niveau de la surface d'inondation maximale

(MFS1) qui est un niveau de condensation. Ensuite, le niveau marin diminue de manière drastique et, dès la première partie du cortège suivant (TST2) (avec un niveau marin en transgression mais toujours bas), les valeurs de SM sont particulièrement élevées. Lorsque la hausse du niveau marin s'accélère (point d'inflexion de montée du niveau marin, au niveau du passage à la Formation d'Aisemont), la SM diminue. On observe de nouveau des valeurs élevées au cours de l'inondation maximale (MFS2) et les valeurs redeviennent faibles dans le cortège de haut niveau (HST2). Enfin, une seconde régression importante conduit à une nouvelle augmentation des valeurs lors du dépôt de la base du cortège transgressif suivant (TST3) ; lorsque la transgression s'accélère, les valeurs de SM semblent de nouveau montrer une tendance à la diminution.

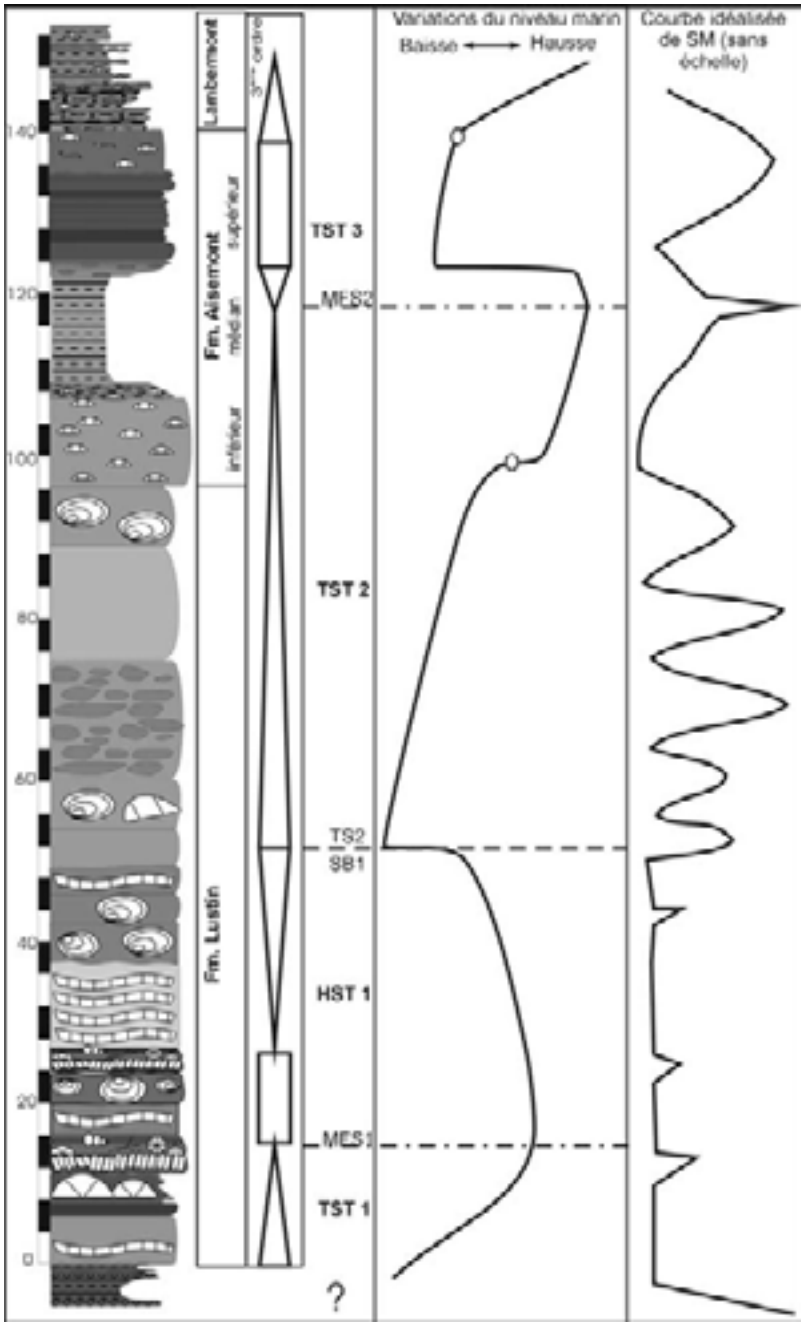


Figure VIII.11: colonne lithologique idéalisée du Frasnien des Formations de Presles, Lustin et Aisemont, découpage séquentiel (chapitre VI), courbe idéalisée des variations du niveau marin et courbe idéalisée des variations de SM.

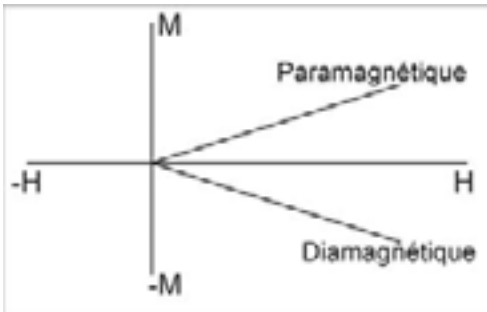
4. Nature des minéraux magnétiques

Pour comprendre l'origine des minéraux qui produisent le signal magnétique, il est évidemment important de savoir quels sont ces minéraux. Pour ce faire, des courbes d'hystérésis ont été réalisées.

4.1. Notions théoriques sur les courbes d'hystérésis

La courbe d'hystérésis témoigne de la relation entre la force d'un champ magnétique appliqué (H) et l'intensité de la magnétisation (M) induite dans la substance par ce champ. Elle peut être utilisée entre autres pour mettre en évidence les différents types de comportements magnétiques et pour identifier la nature des minéraux magnétiques.

4.1.1. Courbe d'hystérésis d'un matériel para- ou diamagnétique pur

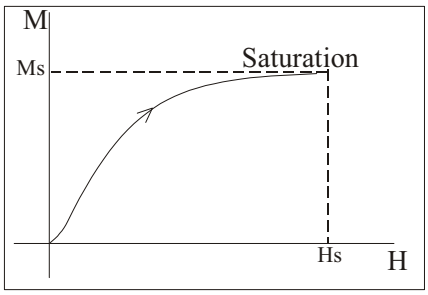


Si un champ magnétique H est appliqué à un matériel para- ou diamagnétique, l'évolution du champ induit M sera linéaire. La pente de la droite (M/H) correspond à la susceptibilité magnétique par unité de volume du matériel. Les substances diamagnétiques, de susceptibilité négative, montreront une pente négative et les substances paramagnétiques de susceptibilité positive, auront une pente positive.

4.1.2. Courbe d'hystérésis d'un matériel ferromagnétique

Il s'agit d'une courbe qui montre l'évolution du champ magnétique induit (M) dans un matériau ferromagnétique en fonction d'une excitation magnétique alternative (H) variant entre H_{max} et $-H_{max}$ (Figure VIII.12) (le champ magnétique appliqué va augmenter de 0 à $+H_{max}$, puis il va diminuer d'intensité jusqu'à 0 puis $-H_{max}$ et ensuite, ré-augmenter jusqu'à 0 et enfin $+H_{max}$ pour que la courbe soit complète). Dans ce cas-ci, contrairement au cas des minéraux para- et diamagnétiques, l'évolution du champ induit n'est plus linéaire.

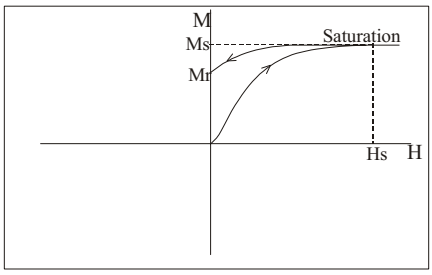
1ère phase : un champ magnétique inducteur (H) est appliqué pour la première fois au matériel ferromagnétique. Au départ, les moments magnétiques sont orientés dans toutes les directions et l'augmentation du champ extérieur va faire varier leurs positions et augmenter l'aimantation induite. A partir d'un certain point, l'augmentation de la magnétisation induite va diminuer alors que le champ induit continue d'augmenter.



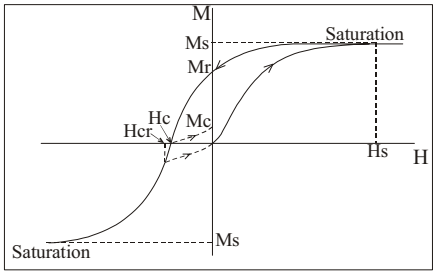
Il y a SATURATION lorsque l'intensité du champ magnétique H ne modifie plus le champ induit M. Ms est la magnétisation (induite) de saturation et Hs est le champ (appliqué) saturant.

2ème phase : le champ magnétique inducteur (H) diminue pour revenir à 0.

Il apparaît que le champ induit (M) décroît mais que lorsque le courant H est nul, il reste un champ magnétique induit qui est l'induction REMANENTE (Mr). Tous les moments magnétiques au sein de la substance sont parallèles mais la diminution du champ magnétique extérieur ne modifie plus leur position. Cette induction rémanente se marque sur l'axe des Y, avec un H nul.



3ème phase : H varie de 0 à –H. Le champ magnétique induit (M) passe par la valeur 0, lorsque tous les moments sont orientés de manière aléatoire. La valeur de H qui correspond à M=0 est le CHAMP COERCITIF (Hc). Si à ce moment, le champ appliqué redevenait nul, il y aurait toujours un champ M rémanent (Mc).



Pour que le champ induit rémanent soit nul, il faut encore diminuer le champ appliqué jusqu'à –Hcr. C'est la COERCIVITÉ DE RÉMANENCE.

En continuant à diminuer H, on constate qu'à un moment donné, M ne varie plus ; on est de nouveau à SATURATION (Ms) (tous les moments magnétiques sont parallèles et le champ extérieur ne modifie plus les positions).

4ème phase et 5ème phase : le champ appliqué H passe de -H à H, et la courbe revient au point de SATURATION Ms en passant par Mr, le champ rémanent et Hc, le champ coercitif.

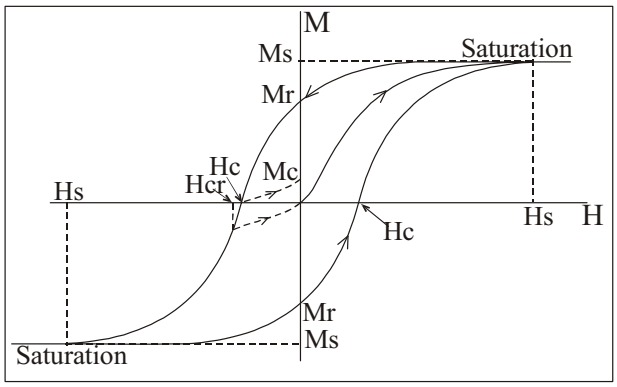


Figure VIII.12: courbe d'hystérésis complète d'un matériel ferromagnétique

Les paramètres importants sont donc l'aimantation à saturation (Ms), l'aimantation rémanente (Mr), le champ coercitif (Hc) et le champ coercitif rémanent (Hcr).

4.2. Résultats des mesures d'hystérésis

Des mesures ont été réalisées sur différentes coupes et formations. Les échantillons ont été choisis en fonction de leur susceptibilité magnétique suffisamment élevée et de manière à avoir des échantillons de faciès différents et de niveaux stratigraphiques différents.

Les mesures ont été réalisées sur les coupes de Tailfer (L41, L50, L77b, L84b, L86), Colonster (C11b, C17, C22), Tilff (T70, T272b) et Villers (V7, V116b) qui recoupent la Formation de Lustin, ainsi que sur la coupe de Chaudfontaine (Ch11b, Ch18k et Ch94) qui recoupe la Formation d'Aisemont. La distribution des différents échantillons sur une colonne lithologique idéalisée des différentes formations est indiquée à la Figure VIII.13.

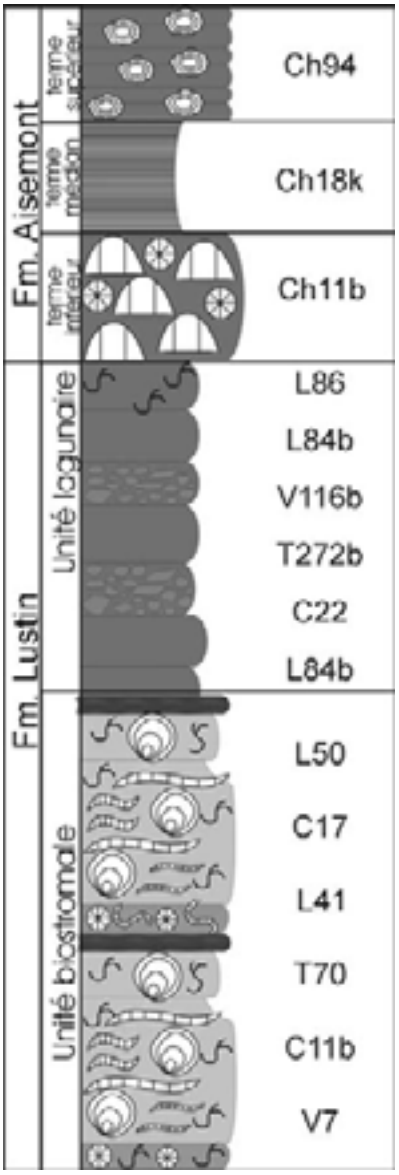


Figure VIII.13 : les différents échantillons choisis pour les mesures d'hystérésis et leur position respective au sein d'une colonne lithologique idéalisée des Formations de Lustin et d'Aisemont. La lettre devant le numéro d'échantillon représente la coupe correspondante : C : Colonster, L : Tailfer, T : Tilff, V : Villers et Ch : Chaudfontaine

Les mesures effectuées par Monsieur Olivier Averbuch au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette sont réalisées en deux temps. Une première mesure prend en compte le signal global de tous les minéraux qui composent la roche. De ce fait, la courbe montre une combinaison de la courbe d'hystérésis des minéraux qui la composent, qu'ils soient dia-, para ou ferromagnétiques. La courbe présente donc une partie que nous appellerons « ouverte », qui est représentative du comportement ferromagnétique, et une partie « fermée » qui est représentative du comportement dia- ou paramagnétique. Cette partie fermée étant inclinée négativement dans le cas d'un minéral diamagnétique et positivement dans le cas d'un minéral paramagnétique (Figure VIII.14).

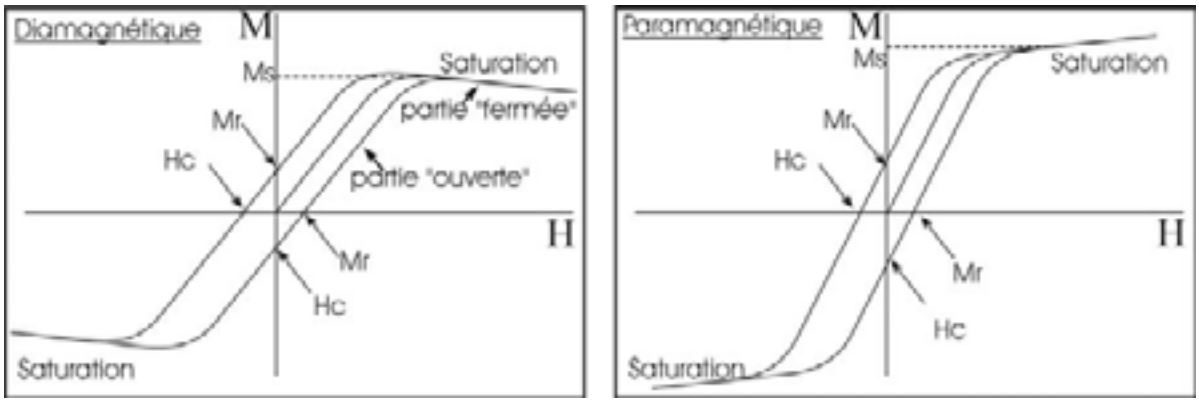


Figure VIII.14: courbe d'hystérésis de matériaux constitués d'un mélange de minéraux ferromagnétiques et diamagnétiques (à gauche) et ferromagnétiques et paramagnétiques (à droite)

Ensuite, l'appareil effectue une seconde mesure pour laquelle il ne prendra plus en compte que les minéraux ferromagnétiques. Il va alors redresser la courbe pour annuler le signal para- ou diamagnétique. Le facteur qui est utilisé est la Slope Correction (SC, correction de pente). Celle-ci correspond à l'inverse de la pente des contributions para- et diamagnétiques. Si la SC est positive, c'est que la matrice est essentiellement diamagnétique (calcite, quartz) et, si elle est négative, la matrice est essentiellement paramagnétique (argiles,…).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
n° éch	masse	SM	Hc	Ms	Mr	S.C.	Mr	Hcr
	g	m³/kg	mT	Am²/kg	Am²/kg	Am²/Tkg	Am²/kg	mT
L41	0,0028	4,20E-08	9,369	2,26	0,34	18,82	0,32	67,23
L50	0,0081	6,15E-08	4,321	1,68	0,18	7,35	0,18	76,64
L77b	0,0128	6,02E-09	8,559	0,30	0,02	3,53	-0,01	40,01
L84b	0,0062	1,40E-07	3,237	3,84	0,36	1,94	0,42	70,91
L86	0,0108	2,66E-07	5,038	5,56	0,79	3,06	0,90	78,08
C11b	0,0110	1,40E-07	4,492	3,25	0,39	1,75	0,42	74,89
C17	0,0095	2,24E-07	19,95	7,27	2,52	4,15	2,57	70,65
C22	0,0100	4,60E-08	4,048	1,01	0,09	1,47	0,07	73,13
T70	0,0119	1,29E-07	3,136	3,98	0,41	2,30	0,55	66,51
T272b	0,0120	1,83E-07	7,024	1,02	0,08	5,88	0,10	41,71
V7	0,0078	6,89E-08	10,83	1,14	0,25	-2,50	0,28	145,20
V116b	0,0098	1,04E-07	3,756	1,56	0,18	5,20	0,20	120,90
Ch11b	0,0123	7,42E-08	7,187	2,55	0,34	-5,75	0,36	47,62
Ch18k	0,0058	2,63E-07	8,281	1,06	0,08	-59,67	0,11	87,70
Ch94	0,0150	1,88E-07	11,75	5,59	1,52	1,48	1,76	68,27

Tableau VIII.1: tableau des mesures d'hystérésis. 1) n° d'échantillon, 2) masse de l'échantillon en grammes, 3) susceptiblité magnétique de l'échantillon en mètres cubes par kilogramme, 4) coercivité de l'échantillon, en milliTesla 5) magnétisation de saturation, en Ampères mètres carrés par kilogramme, 6) magnétisation de rémanence, en Ampères mètres carrés par kilogramme, 7) Slope correction, correction de pente pour supprimer les contributions para- ou diamagnétiques, en Ampères mètres carrés par Tesla et par kilogramme, 8) magnétisation de saturation après correction de pente, en Ampères mètres carrés par kilogramme , 9) coercivité de rémanence après correction de pente, en milliTesla.

4.2.1. La correction de pente (SC) et la nature magnétique des minéraux

n° d'éch	S.C. (Am²/Tkg)
Fm. de Lustin	
L41	18,82
L50	7,35
L77b	3,53
L84b	1,94
L86	3,06
C11b	1,75
C17	4,15
C22	1,47
T70	2,30
T272b	5,88
V7	-2,50
V116b	5,20
Fm. d'Aisemont	
Ch11b	-5,75
Ch18k	-59,67
Ch94	1,48

Tableau VIII.2 : valeurs de correction de pente pour le Frasnien belge.

Il est important de noter que tous les calcaires purs auront une réponse diamagnétique liée à la calcite qui est diamagnétique. Cependant, une faible quantité de minéraux argileux suffit à masquer la réponse diamagnétique (nous avons vu au paragraphe 2.4 que moins de 3% d'illite au sein du calcaire donne une réponse négative).

La majorité des échantillons analysés présente une SC positive ; la matrice serait donc essentiellement diamagnétique, c'est-à-dire, dans ce cas-ci, calcaire. Il s'agirait donc de calcaires extrêmement purs par rapport à l'argile (< 3%).

Les échantillons de Chaudfontaine, Ch11b prélevé dans le terme inférieur de la Formation d'Aisemont et Ch18k du terme médian argileux, montrent une réponse négative, ce qui correspond bien au caractère fortement argileux des termes inférieur et médian. De même, l'échantillon V7 appartenant à la première partie de la Formation de Philippeville, qui présente des petits bancs argileux à crinoïdes, montre une composante légèrement négative.

Il apparaît donc que, en ce qui concerne les échantillons qui montrent macroscopiquement une composante argileuse élevée, les minéraux ferromagnétiques et paramagnétiques agissent sur l'aimantation. Dans le cas de tous les autres calcaires, seuls les minéraux ferromagnétiques agissent sur l'aimantation. Cette influence prépondérante des minéraux ferromagnétiques peut être prouvée d'une autre manière. En effet, un des paramètres principaux des minéraux ferromagnétiques est la magnétisation induite à saturation (Ms ; en effet, seuls les minéraux ferromagnétiques entrent à saturation) et, comme on l'a vu, le paramètre caractéristique des minéraux para- et diamagnétiques est la correction de pente (SC). Une corrélation positive de la susceptibilité magnétique (SM) versus Ms prouvera l'origine essentiellement ferromagnétique du signal et une corrélation positive de la SM versus SC prouvera par contre l'origine non ferromagnétique du signal.

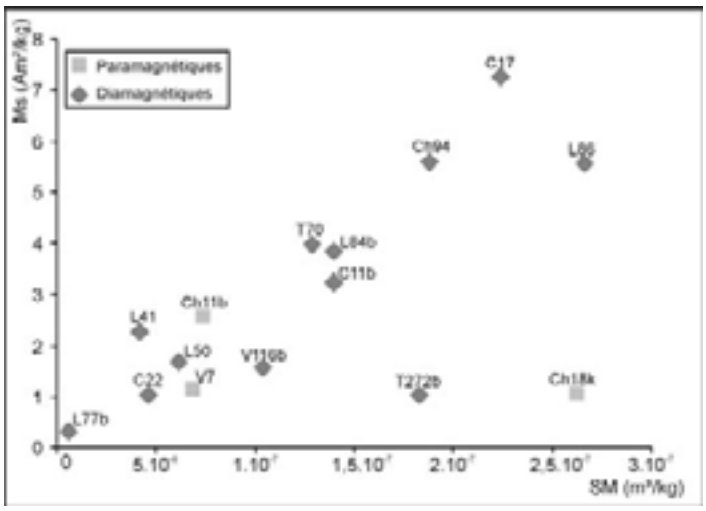


Figure VIII.15: graphique de la susceptibilité magnétique (SM, en mètres cubes par kilogramme) en X, par rapport à la magnétisation à saturation (Ms, en Ampères mètres carrés par kilogramme) en Y.

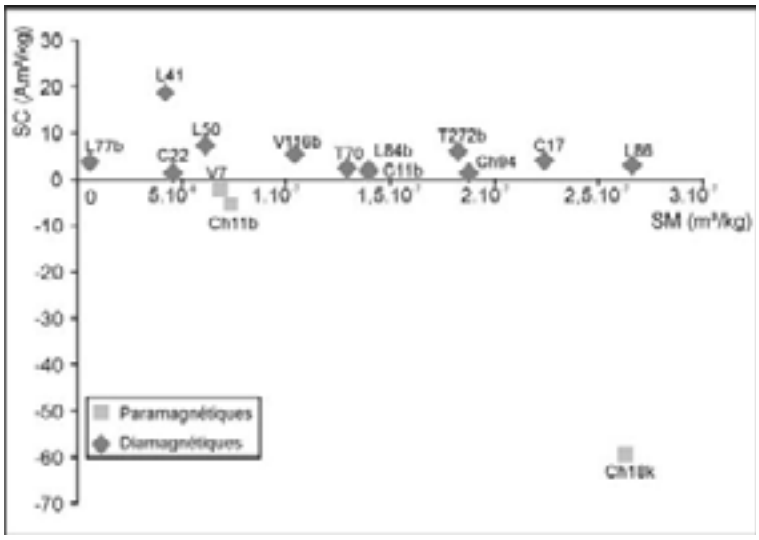


Figure VIII.16: graphique de la susceptibilité magnétique (SM, en mètres cubes par kilogramme) en X, par rapport à la correction de pente (SC, en Ampères mètres carrés par kilogramme) en Y.

Comme prévu, aucune corrélation n'apparaît entre la SC et la SM (Figure VIII.16). Par contre, la corrélation positive entre SM et Ms est nette (Figure VIII.15) ; les minéraux ferromagnétiques sont donc les seuls minéraux porteurs de la susceptibilité magnétique. Seul l'échantillon Ch18k, qui est un shale, sort de la tendance positive. Dans le cas de l'échantillon argileux, les minéraux paramagnétiques seraient donc logiquement les principaux porteurs du signal magnétique.

4.2.2. La coercivité (Hc) et la nature des minéraux ferromagnétiques

Il apparaît donc que, pour tous les calcaires (l'échantillon argileux Ch18k étant exclu), le porteur principal de l'aimantation est ferromagnétique. Pour l'identifier, nous allons nous concentrer uniquement sur la seconde courbe d'hystérésis obtenue, après la correction de pente. Différents paramètres entrent en jeu : la magnétisation à saturation (Ms), la magnétisation rémanente (Mr), la coercivité (Hc) et la coercivité rémanente (Hcr). Ces paramètres vont dessiner la forme de la courbe :

- le cycle d'hystérésis sera étroit, le Mr élevé et le Hc faible si le matériel est dit doux, c'est-à-dire s'il s'agit d'un matériel qui s'aimante et se désaimante facilement (comme la magnétite).
- le cycle d'hystérésis sera large, le Mr faible et le Hc élevé si le matériel est dit dur, c'est-à-dire s'il ne s'aimante pas facilement (hématite, goethite).

D'après Borradaile & al. (1993), la coercivité (Hc) de la magnétite est de l'ordre de 2.5 à 40mT et, d'après Clark (1997), elle est de 0 à 60mT. Il apparaît que toutes les valeurs tombent dans cet ordre de grandeur (Tableau VIII.3), plus précisément entre 3 et 19mT. Par comparaison, une mesure a été réalisée sur un échantillon d'hématite oolithique de la coupe de Tailfer, de la Formation de Presles et celui-ci montre une valeur de 168mT.

Cela montre donc que la magnétite est le principal minéral porteur de l'aimantation.

n° d'éch	Hc (mT)
Fm. de Lustin	
L41	9,369
L50	4,321
L77b	8,559
L84b	3,237
L86	5,038
C11b	4,492
C17	19,95
C22	4,048
T70	3,136
T272b	7,024
V7	3,756
V116b	10,83
Fm. d'Aisemont	
Ch11b	7,187
Ch18k	8,281
Ch94	11,75

Tableau VIII.3 : valeurs de coercivité (en milliTesla) pour les échantillons du Frasnien de Belgique.

4.2.3. La coercivité et la taille des grains ferromagnétiques

Lorsque le minéral porteur est unique, ses caractéristiques magnétiques devraient pouvoir permettre de déterminer la taille des grains. Cela concerne essentiellement la théorie des domaines magnétiques.

Un domaine est une région à moments magnétiques atomiques parallèles au sein d'un cristal. L'existence et le comportement des domaines magnétiques sont eux-mêmes influencés par la taille et la forme des grains magnétiques dans un échantillon. De plus, les caractéristiques magnétiques sont affectées par la relation entre les grains magnétiques dans un assemblage. Comme mentionné ci-dessus, les domaines magnétiques sont des subdivisions des particules magnétiques (taille entre le micron et le millimètre), possédant chacun ses propriétés propres. Le contrôle le plus important sur les domaines se fait par la TAILLE des grains.

SP (superparamagnétisme) : il s'agit de grains de très petite taille (< 0,05µm pour la magnétite), appelés « ultrafine single domain grains », leur rémanence n'est pas stable (ce qui est un comportement plus proche du paramagnétisme) et ils montrent une susceptibilité très élevée.

SD : les grains de petite taille (0,05µm pour la magnétite) sont magnétisés uniformément, c'est-à-dire qu'ils ont une structure d'un seul domaine (« single domain structure », SD).

PSD : il s'agit de grains de taille intermédiaire (1 à 20µm), au comportement intermédiaire entre SD et MD, « pseudosingle domain » (PSD) ; ils ont généralement une rémanence très élevée.

MD : lorsque la taille des grains augmente (> 20µm pour la magnétite), ils se subdivisent en un certain nombre de domaines magnétiques avec des orientations magnétiques différentes. Il s'agit de grains multi-domaines (« multi domain grain », MD).

Dans le cas de minéraux fortement magnétiques, c'est-à-dire de composés dits « mous », qui s'aimantent et se désaimantent très facilement, la coercivité, qui est une mesure de la facilité à la désaimantation, et l'intensité rémanente diminuent fortement avec l'augmentation de la taille des grains.

En résumé, si la taille des grains augmente, la rémanence, la coercivité et le rapport rémanence sur magnétisation induite diminuent. En théorie, on peut donc voir si la taille des grains fait varier la susceptibilité en réalisant un graphique de la coercivité (Hc) ou de la rémanence (Mr) par rapport à la susceptibilité magnétique induite (SM).

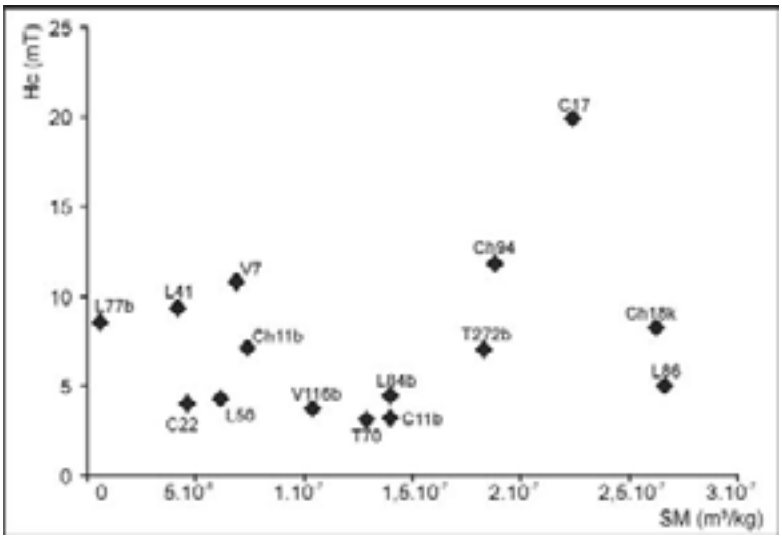


Figure VIII.17: Graphique de la susceptibilité magnétique (SM, en mètres cubes par kilogramme) en X par rapport à la coercivité (Hc, en milliTesla) en Y.

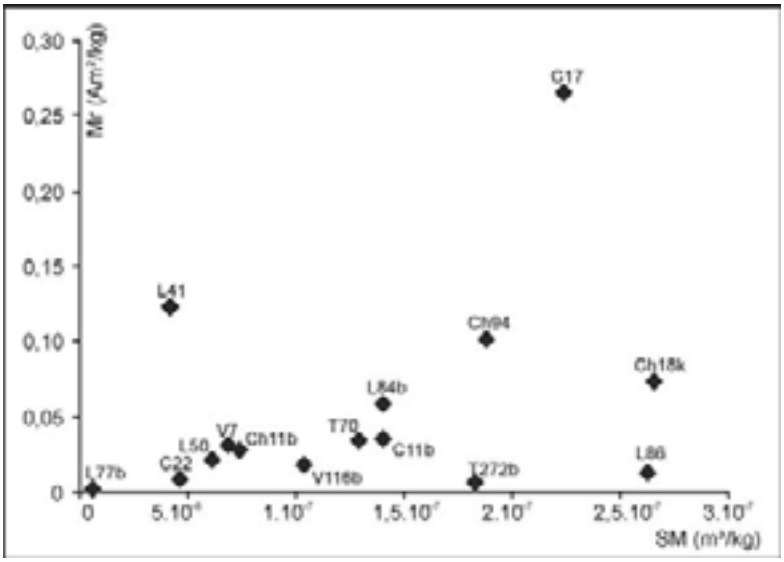


Figure VIII.18: graphique de la susceptibilité magnétique (SM) en X par rapport à la magnétisation de rémanence (Mr) en Y.

Dans les deux graphiques (Figure VIII.17 et Figure VIII.18) il n'apparaît pas vraiment de tendance nette. L'absence de corrélation entre ces paramètres semble indiquer que, dans ce cas-ci, il n'y a pas de lien entre la taille des grains et la susceptibilité magnétique.

Borradaile & al. (1993) proposent des valeurs théoriques de différents paramètres pour des tailles différentes de magnétites (SD et MD) (Tableau VIII.4).

	SD	MD
Hc	10-40mT	2.5-4mT

Tableau VIII.4 : valeurs théoriques de coercivité (Hc, en mT) (Borradaile et al., 1993)

n° d'éch	Hc (mT)
Fm. de Lustin	
L41	9,369
L50	4,321
L77b	8,559
L84b	3,237
L86	5,038
C11b	4,492
C17	19,95
C22	4,048
T70	3,136
T272b	7,024
V7	3,756
V116b	10,83
Fm. d'Aisemont	
Ch11b	7,187
Ch18k	8,281
Ch94	11,75

Tableau VIII.5: valeurs de coercivité (en milliTesla) pour les échantillons frasniens belges

Les valeurs de coercivité sont distribuées entre des valeurs proches des magnétites de petite taille SD (en gris foncé), des valeurs intermédiaires (en gris clair) et des valeurs proches de la magnétite de grande taille (MD) (en blanc).

La Formation d'Aisemont montre une dominance de coercivité à valeurs élevées, c'est-à-dire de grains plus petits, alors que la Formation de Lustin est dominée par les valeurs faibles, c'est-à-dire des grains plus gros.

4.3. Conclusions

Il apparaît donc que le minéral principal porteur de l'aimantation est la magnétite et que l'influence des minéraux paramagnétiques, tels que les argiles, est négligeable. Concernant la taille des grains de magnétite, elle apparaît relativement variable mais dominée par les grains de taille élevée (de type multi domain, MD).

5. Origine des minéraux magnétiques

5.1. Origine théorique de la magnétite

La magnétite au sein des roches sédimentaires peut avoir plusieurs origines (Figure VIII.19):

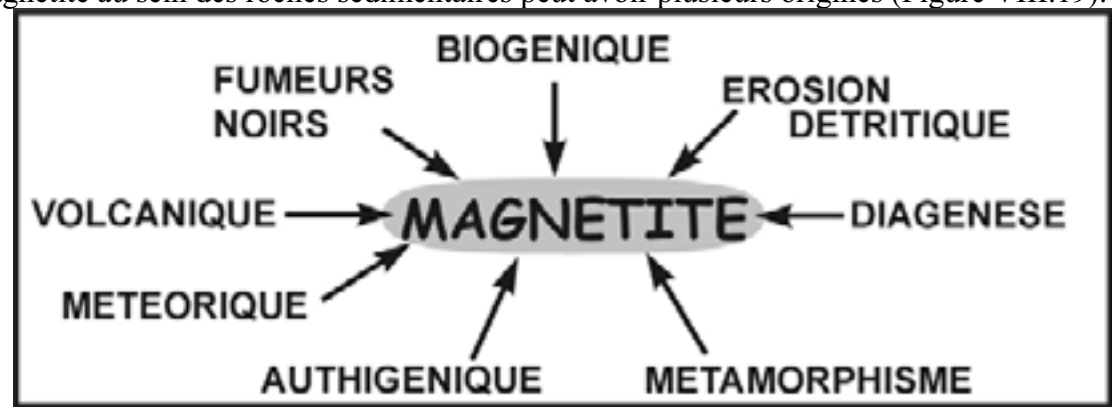


Figure VIII.19: origine de la magnétite et facteurs modifiant son abondance

- Origine physique :

- clastique : la magnétite clastique portée par les minéraux argileux transitant par les systèmes fluviatiles peut être dispersée sur de grandes étendues dans les océans (Crick et al., 1994; Borradaile & Lagroix, 2000);

- volcanique : les minéraux volcaniques (tels que la magnétite et la titano-magnétite) ont une contribution magnétique qui peut être considérée, selon les auteurs, comme significative (Borradaile & Lagroix, 2000) ou négligeable car concentrée sur des niveaux fins et influençant peu le signal global (Crick & Ellwood, 1997) ;

- exhalaison : des sources de type fumeurs noirs, associées à la ride médio-océanique, produisent des oxydes de fer qui peuvent être disséminés sur de grandes zones. La magnétite est souvent liée à ce type de source (Borradaile & Lagroix, 2000) ;

- extraterrestre : les sphérules magnétiques cosmiques peuvent influencer le comportement magnétique de la roche si le taux sédimentaire est faible (Ellwood et al., 2003a; Ellwood et al., 2003b) ;

- accumulation autigénique-hydrogénique : ces processus sont peu compris mais pourraient également être une source d'oxydes de fer au sein des sédiments marins (Henshaw & Merril, 1980) ;

- pédogenèse : Tite & Linington (1975) insistent également sur l'origine pédogénétique possible de la magnétite en signalant que la SM des sols dérivés de roches sédimentaires est normalement significativement plus élevée que celle de la roche parente.

- Origine biogénique :

Les organismes capables de produire de la magnétite en grande quantité sont essentiellement les bactéries (Kirschvink & Lowenstam, 1979).

- Facteurs perturbateurs :

- diagenèse : certains auteurs ont montré une relation entre l'augmentation des valeurs de SM et la dolomitisation (Bityukova et al., 1998) ou la diagenèse d'enfouissement qui induit une migration de fluides chargés en fer (Schneider et al., 2004). Une migration d'hydrocarbures peut également conduire à des changements de propriétés chimiques et ainsi à une variation des propriétés magnétiques (Machel & Burton, 1991).
- métamorphisme (Rochette, 1987) : au-dessus de la limite entre l'anchimétamorphisme et l'épizone la magnétite est affectée.

5.2. Discussion

5.2.1. Facteurs physiques

La possibilité que la magnétite soit liée à des fumeurs noirs semble peu probable, compte tenu de la nature des sédiments de très faible profondeur d'eau. Le lien avec les faciès et les variations du niveau marin ne concorde pas avec une origine volcanique, extraterrestre ou par exhalaison. Il semble également que, dans ce cas-ci, les paléosols ne soient pas des producteurs importants de magnétite comme en témoignent les valeurs moyennes de SM obtenues qui sont relativement faibles par rapport à celles d'autres faciès lagunaires (Figure VIII.1 et Figure VIII.2).

L'origine de la magnétite par processus autigénique/hydrogénique est relativement peu connue mais, d'après Henshaw & Merril (1980), les principaux éléments fournis par ce processus sont certaines smectites, le fer-manganèse et des oxyhydroxydes riches en traces métalliques. L'origine de la magnétite par processus de précipitation chimique a été uniquement prédite théoriquement mais n'a jamais été démontrée sur des cas réels et, d'après Chang & al. (1987), ce type de formation est hautement spéculatif. Dans ce cas-ci, ce processus semble également difficilement compatible avec les observations réalisées sur le Frasnien de Belgique.

Si l'on considère les différentes origines possibles de la magnétite, liées à des processus physiques, ce sont les minéraux magnétiques d'origine clastique qui sont le plus en accord avec les observations réalisées. Cette hypothèse des minéraux magnétiques d'origine clastique est par ailleurs la plus couramment admise par la plupart des auteurs travaillant sur l'aimantation des roches sédimentaires (Borradaile et al., 1993; Robinson, 1993; Crick et al., 1994; English, 1999; Ellwood et al., 2000; Stage, 2001).

5.2.2. Facteurs biologiques

Les organismes, mentionnés dans la littérature, qui sont susceptibles de produire de la magnétite sont essentiellement les bactéries, mais également les « chiton teeth » et de manière anecdotique, les abeilles, les pigeons et les saumons (Kirschvink & Lowenstam, 1979). Cependant, seules les bactéries semblent de produire un signal magnétique significatif. Les études qui démontrent une origine bactérienne des minéraux magnétiques ont essentiellement été réalisées sur des sédiments quaternaires.

D'après Crick & al (1994), la magnétite bactérienne aurait peu d'influence sur une courbe de SM car la mesure se fait sur toute la roche et le fer utilisé par les bactéries provient du fer existant au sein du sédiment et de l'eau environnante de sorte que la quantité de fer totale ne change pas. Cependant, certains auteurs ont montré que cette magnétite bactérienne pouvait

conduire à une magnétostratigraphie sur des sédiments quaternaires de faible profondeur d'eau (McNeill et al., 1988).

Le facteur principal qui permet de différencier une magnétite d'origine bactérienne d'une magnétite d'origine clastique est la granulométrie. En effet, la magnétite d'origine bactérienne montre une granulométrie de l'ordre de 0,01 à 1µm (SD) alors que la magnétite d'origine détritique serait supérieure à 20µm (MD). Ce caractère très fin des grains de magnétite conduit à leur altération rapide et de nombreux auteurs mentionnent sa présence uniquement en surface des sédiments actuels (Blakemore, 1975; Stolz et al., 1986; McNeill et al., 1988). D'après Kirschving & Chang (1984), un taux sédimentaire très important est nécessaire à la conservation de la magnétite bactérienne pour éviter son oxydation rapide.

Les bactéries quaternaires capables de produire de la magnétite sont décrites en environnements salés, tourbières d'eau douce, marais (Kirschvink & Lowenstam, 1979) et carbonates de faible profondeur d'eau (McNeill et al., 1988). Cette origine pourrait concorder avec les observations sur le Frasnien de Belgique. En effet, dans une telle hypothèse, les bactéries productrices de magnétite seraient concentrées dans les zones de faible profondeur d'eau, ce qui expliquerait l'augmentation des valeurs de SM avec les faciès les plus proximaux. Au cours du dépôt de l'unité lagunaire, l'augmentation plus importante des valeurs de SM pourrait s'expliquer par une généralisation des environnements lagunaires et une prolifération bactérienne accrue.

La taille des grains obtenue par les mesures d'hystérésis montre cependant une dominance des grains de grande taille, généralement associés à la magnétite d'origine clastique, mais la présence probable de grains de type SD ne permet pas d'exclure un mélange avec des grains d'origine bactérienne. Notons enfin que s'il est généralement admis que les bactéries ne produisent pas de magnétite MD, la magnétite SD pourrait également avoir une origine clastique (Chang et al., 1987).

5.2.3. Facteurs perturbateurs

Les facteurs qui pourraient perturber la quantité de magnétite acquise lors de la sédimentation, tels que la diagenèse (en ce comprit la dolomitisation) et le métamorphisme sont relativement peu abordés dans la littérature.

Le métamorphisme est considéré comme influençant fortement la proportion de la magnétite à partir de la limite entre l'anchizone et l'épizone (250°) (Rochette, 1987). Or, d'après Fielitz & Mansy (1999), le métamorphisme du Synclinorium de Dinant ne dépasse pas l'anchimétamorphisme, avec des températures entre 120 et 240°. L'index des couleurs d'altération des conodontes (CAI) (Helsen, 1992) donne des valeurs similaires avec des températures entre 120 et 245°. Il semble donc que le métamorphisme n'ait pas influencé l'aimantation des sédiments. De plus, la relation entre la SM, les faciès et le niveau marin n'est pas compatible avec une influence du métamorphisme, qui se fait généralement sur l'ensemble d'un massif.

La diagenèse et son influence sur la magnétite sont très peu étudiées dans la littérature. Cependant, comme pour le métamorphisme, le rapport entre la SM et les variations du niveau marin est difficilement explicable par diagenèse. Il apparaît en effet que la diagenèse est relativement uniforme, sans différence notable entre les faciès (Chapitre IX). De plus nous avons montré que pour l'unité biostromale, la susceptibilité magnétique et donc la quantité de

magnétite diminue de la coupe la plus proximale à la plus distale, ce qui démontre bien que le facteur majeur qui influence la SM est le niveau marin.

Cependant, il n'est pas exclu que, dans certains cas, la diagenèse affecte de manière globale le signal magnétique. La dolomitisation pourrait avoir un rôle important et il faudrait être prudent lors de la comparaison de calcaires et de calcaires dolomitiques. Ainsi, Nader (2003, appendice 3) a montré que la dolomitisation entraîne parfois une diminution importante du résidu insoluble, ce qui pourrait impliquer une baisse de la SM (celle-ci étant souvent liée à ce résidu d'après Ellwood et al., 1999 et Stage, 2001). La coupe de Door Jamb Mountain dans l'Alberta, totalement dolomitique, montre un signal qui est également relié aux faciès et probablement aux variations majeures du niveau marin, mais dont les valeurs moyennes sont bien moindres que celles observées en Belgique (Figure VIII.6). Il est difficile dans ce cas de savoir si la dolomitisation a diminué le signal de manière globale, sans affecter les variations de SM liées aux variations du niveau marin, ou si la SM est plus faible à cause d'une quantité de matériel lithogénique moindre. Dans le même ordre d'idées, certains processus diagénétiques pourraient engendrer la transformation de la magnétite en pyrite et ainsi diminuer globalement le signal.

Il s'agit donc d'être prudent lors de la comparaison de roches calcaires et dolomitiques ou de roches riches en pyrite et en hématite.

6. Conclusions

En ce qui concerne les sédiments calcaires de la plate-forme, il apparaît que la susceptibilité magnétique est fortement liée aux faciès mais également aux variations du niveau marin et aux séquences de quatrième et troisième ordre. Ainsi, concernant les séquences de troisième ordre, lorsque le niveau marin est haut (HST), les valeurs de SM sont particulièrement faibles, voire négatives. Ensuite, le niveau marin baisse de manière importante puis ré-augmente lentement. Au cours de cette transgression, le niveau marin est toujours bas, ce qui implique une érosion importante et donc des valeurs de SM élevées. Lorsque la hausse du niveau marin s'accélère, cela génère une diminution de l'érosion et ainsi une baisse de la SM. Lorsque le niveau marin est maximal (MFS), la présence d'un niveau de condensation peut conduire à des valeurs de SM élevées, puis les valeurs redeviennent faibles dans la suite du cortège de haut niveau.

Le minéral porteur de l'aimantation est essentiellement la magnétite. Les minéraux paramagnétiques tels que les argiles ne semblent pas influencer le signal magnétique. La magnétite est probablement relativement grossière (>20µm), mais la présence de grains de taille faible (<20µm) ne peut être exclue. Il semblerait que la majorité de la magnétite soit essentiellement d'origine clastique mais il pourrait également y avoir un mélange avec des magnétites d'origine bactérienne (cette hypothèse étant rarement invoquée dans le cas de sédiments anciens).

Le grand avantage de la SM est la rapidité avec laquelle les mesures sont réalisées (jusqu'à 100 échantillons par jour) ainsi que le caractère non destructif des mesures. Les corrélations apportées par la SM sur la plate-forme frasnienne belge ont grandement facilité les interprétations séquentielles. Cependant, cette technique est encore relativement neuve et, comme nous l'avons vu, de nombreux paramètres peuvent avoir une influence sur la quantité des minéraux magnétiques et ces paramètres sont souvent méconnus. Il nous semble

important de coupler la technique de SM avec une analyse de faciès et de ne pas appliquer les corrélations sans contrôle sédimentologique et biostratigraphique.

Chapitre IX

Evolution diagénétique

1 Introduction

Contrairement aux autres parties de ce travail, l'analyse diagénétique offre plus de perspectives que de conclusions. Les interprétations sont préliminaires et s'appuient sur un éventail de données encore fragmentaire. Malgré cela, et compte tenu des réserves faites ci-dessus, il a paru intéressant de livrer ces observations car elles permettent de compléter l'approche du sujet (l'évolution de la plate-forme frasnienne).

L'analyse diagénétique est l'étude de tous les processus qui affectent les sédiments après le dépôt et avant d'entrer dans le domaine du métamorphisme (Tucker & Wright, 1990), c'est-à-dire essentiellement les processus liés aux phénomènes physico-chimiques entraînant une modification du substrat sédimentaire, soit par modification de la texture, soit par changement minéralogique. Nous n'incluons donc pas ici des processus tels que la bioturbation et les autres modifications liées à des facteurs biologiques et mécaniques (Purser, 1980).

L'analyse diagénétique a été réalisée comme suit :

- Une première phase d'observation, réalisée essentiellement en lame mince doit permettre la caractérisation pétrographique des différentes phases de ciment et autres phénomènes diagénétiques (stylolithes et fractures). Ces observations, en lumière normale, avec la coloration de Dickson (1965) et en cathodoluminescence, ont été réalisées pour les coupes d'Aywaille, Barse, Chaudfontaine, Colonster, Neuville, Tailfer et Villers.
- Les relations géométriques entre les différents évènements diagénétiques conduisent à la mise en place d'une séquence de succession diagénétique.
- Des analyses isotopiques ont également été réalisées sur les différentes phases de ciments pour faciliter leur interprétation.
- L'intégration des observations pétrographiques, des résultats isotopiques et des données de la littérature doit permettre une interprétation de la plupart des événements diagénétiques.

2 Observations

2.1 La calcite (C)

Le ciment le plus précoce mais également le moins présent est un ciment fibreux. Il n'a été observé que rarement, généralement au sein de cavités entre deux valves de brachiopodes (« shelter porosity ») et essentiellement au sein du faciès biostromal à stromatopores lamellaires (PFS5). Ce ciment se présente généralement comme une frange régulière de 0,1 à 0,5mm d'épaisseur en bordure de la cavité ; il montre des cristaux allongés, perpendiculaires aux parois des cavités et qui apparaissent légèrement rosés. Ces cristaux ont une morphologie aciculaire et présentent souvent des impuretés. La transition avec le ciment suivant se fait de manière nette, sans intermédiaire.

En cathodoluminescence, la calcite fibreuse présente une luminescence irrégulière, très terne à noire, avec des zones disséminées plus luminescentes (rouges). Cette calcite fibreuse constitue la première phase de cimentation (C1).

La calcite granulaire (« sparry calcite ») est le ciment le plus abondant, que ce soit au sein des cavités ou des fractures. Les cristaux de sparite sont généralement translucides et se présentent sous forme de cristaux de différentes tailles et morphologies.

Les cristaux de sparite granulaire peuvent être très petits (0,05 à 0,1mm), équi-dimensionnels et à terminaison scalénoédrique, localisés essentiellement en bordure des cavités ou autour des grains ou encore en bordure de certaines fractures. Ils présentent généralement une première zone qui est non luminescente, suivie d'une bordure à luminescence vive, jaune ou orange. Ils constituent la deuxième phase de cimentation (C2).

Les cristaux de sparite granulaire peuvent également se présenter sous forme de mosaïque de cristaux xénomorphes ou scalénoédriques, équigranulaires ou non et de taille importante (0,1 à 2mm). Cette sparite granulaire de grande taille montre différentes luminescences. Certains cristaux possèdent une morphologie scalénoédrique et montrent un centre terne suivi de nombreuses zones à luminescence variée. Ils constituent la troisième phase de cimentation (C3) (Planche IX.1). D'autres cristaux de forme variable présentent une luminescence terne, irrégulière. Ils constituent la quatrième phase de cimentation (C4).

Tous ces cristaux de calcite (fibreux et granulaires) sont colorés en rose par la coloration de Dickson, c'est-à-dire qu'il s'agit de calcite non ferrifère.

2.2 Dolomite (D)

La dolomite se présente sous des formes, couleurs et tailles très variées et se retrouve dans les cavités, disséminée dans la matrice, dans les fractures ou encore, au sein de stylolithes. Elle peut être rhomboédrique ou xénomorphe.

Les cristaux rhomboédriques (D1) sont généralement colorés en turquoise par la coloration de Dickson. Ils ont une taille de 0,1mm à 1mm, sont parfois isolés au sein de la matrice ou comblent des cavités ou des fractures. Leur luminescence est nulle ou rouge ou encore nulle avec une bordure rouge. Ces cristaux de dolomite peuvent parfois présenter une frange brune en lumière normale, probablement due à une augmentation de la proportion de fer. Cette frange montre une luminescence rouge.

Les cristaux de dolomite xénomorphe baroque (D2) (« saddle dolomite »), souvent beiges et non colorés par la coloration de Dickson, sont millimétriques à centimétriques et ils présentent une extinction ondulante. En cathodoluminescence, ces cristaux sont généralement rouges.

2.3 Les phases de dissolution (Di)

Au moins deux phases de dissolution ont été reconnues. Une première phase (Di1) conduit probablement à la formation importante de porosité par la dissolution des fossiles (gastéropodes essentiellement). Cette phase est localement très précoce car la porosité ainsi créee est parfois comblée en partie de micrite.

Une seconde phase de dissolution (Di2) moins importante se marque à la bordure des ciments calcitiques C3 (Planche IX.1, Photo B).

2.4 Fracturation (F) et stylolithisation (St)

Au moins deux phases importantes de fracturation ont été reconnues. La première (F1) montre un remplissage avec des cristaux de sparite tels que les C2 et C3 et la seconde (F2) recoupe ces fractures et présente une cimentation à partir de C4. Les relations géométriques sont très nettes entre ces deux types de fractures. Leur largeur est très variable, inframillimétrique à centimétrique ; cependant, il semble que les fractures de seconde génération soient généralement plus étroites.

Les stylolithes sont généralement parallèles à la stratification. Ils montrent des pics d'une taille maximale centimétrique et mettent parfois en contact des faciès différents. Ils concentrent des minéraux insolubles, essentiellement argileux. Les stylolithes présentent souvent en leur sein des cristaux de dolomite D1 ou D2 et/ou des minéralisations de type pyrite ou quartz.

2.5 Minéralisations

Exceptionnellement, certaines lames présentent du quartz authigène et de la pyrite. Le quartz (Q) se présente sous la forme de cristaux automorphes, allongés, parfois bipyramidaux d'environ 0,1mm de longueur, souvent disséminés au sein de la matrice ou distribués le long des stylolithes. On peut également observer une silicification de certains corpuscules (voir faciès PFS 1 à 4). La pyrite (P) se présente généralement sous forme de petits cubes (0,05mm) ou d'agrégats de cubes. Le quartz et la pyrite semblent postérieurs à toutes les autres phases diagénétiques mais les relations entre eux (succession) sont difficiles à établir.

2.6 Dédolomitisation

Certains cristaux au sein de la matrice micritique présentent une morphologie rhomboédrique caractéristique de cristaux de dolomite (de type D1) mais sont colorés en rose par la coloration de Dickson, ce qui indique qu'il s'agit de calcite. La cathodoluminescence est orange extrêmement vive. Il s'agit probablement de cristaux de dolomite ayant subi une phase de dédolomitisation.

3 Succession des phases diagénétiques

Les relations géométriques permettent de proposer un modèle de succession des différentes phases diagénétiques (Figure IX.2). Après le dépôt, un premier ciment fibreux très précoce (C1) apparaît dans certaines cavités des biostromes. Une première phase de dissolution (Di1) affecte essentiellement les gastéropodes. Une première génération de fractures se forme ensuite. Ces fractures (F1) ainsi que de nombreuses cavités sont cimentées par deux phases de ciment sparitique à luminescence zonée qui se différencient par leur taille (C2 (0,05mm) suivis de C3 (0,2mm)). Ensuite une nouvelle phase de fracturation (F2) conduit à la formation de fissures qui recoupent entre autres les fractures F1. Une phase de dissolution mineure (Di2) corrode les ciments C3 au contact de la nouvelle phase de cimentation de sparite à luminescence terne C4. Les stylolithes recoupent l'ensemble des ciments et montrent parfois un remplissage par de la dolomite. Ces cristaux de dolomite, qui comblent également de nombreuses cavités ou fractures, remplacent des ciments calcitiques ou sont disséminés dans la matrice. Ils sont xénomorphes (D1) ou baroques (D2). Les dernières manifestations

diagénétiques sont liées à la formation de quartz (Q) et de pyrite (P) ainsi qu'à la dédolomitisation.

4 Succession verticale des ciments

Un schéma de la succession verticale des séquences diagénétiques a été réalisé pour la coupe de Tailfer (Figure IX.3). Il apparaît peu de variations verticales des ciments au sein de cette coupe, tous les ciments étant représentés quelle que soit la position stratigraphique. Cependant, il semble que les cristaux zonés de grande taille de type C3 sont plus fréquents au sein de l'unité biostromale que de l'unité lagunaire. Cela pourrait peut-être s'expliquer par la taille des cavités. En effet, l'unité biostromale présente seule des cavités de taille importante, essentiellement au sein des biostromes à stromatopores lamellaires (PFS), qui peuvent accueillir les cristaux C3 de grande taille.

Au sein de la Formation d'Aisemont, les ciments calcitiques sont plus rares, compte tenu probablement entre autres de la rareté des cavités. La cimentation est essentiellement restreinte aux cavités au sein des rugueux ou encore aux fractures. La succession des ciments est la même que pour la partie moyenne du Frasnien.

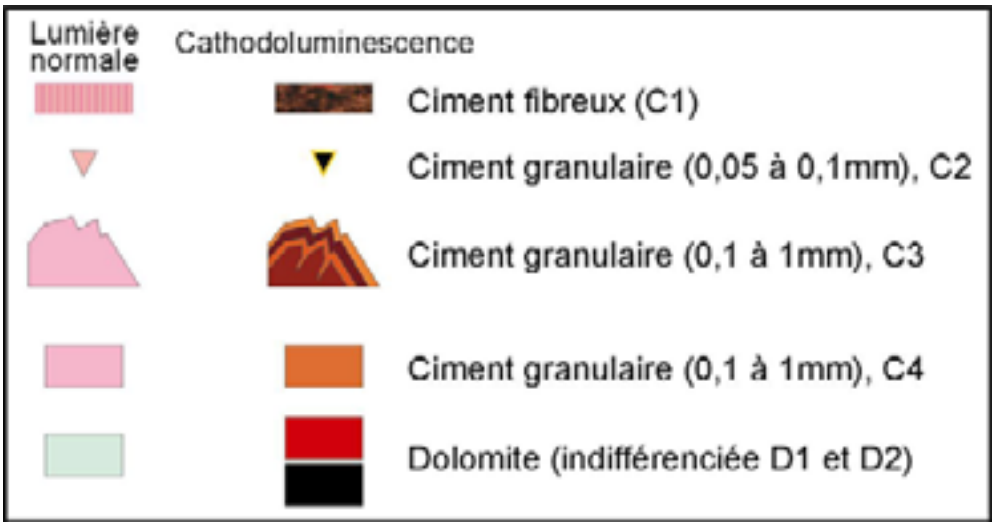


Figure IX.1: légende de la Figure IX.3

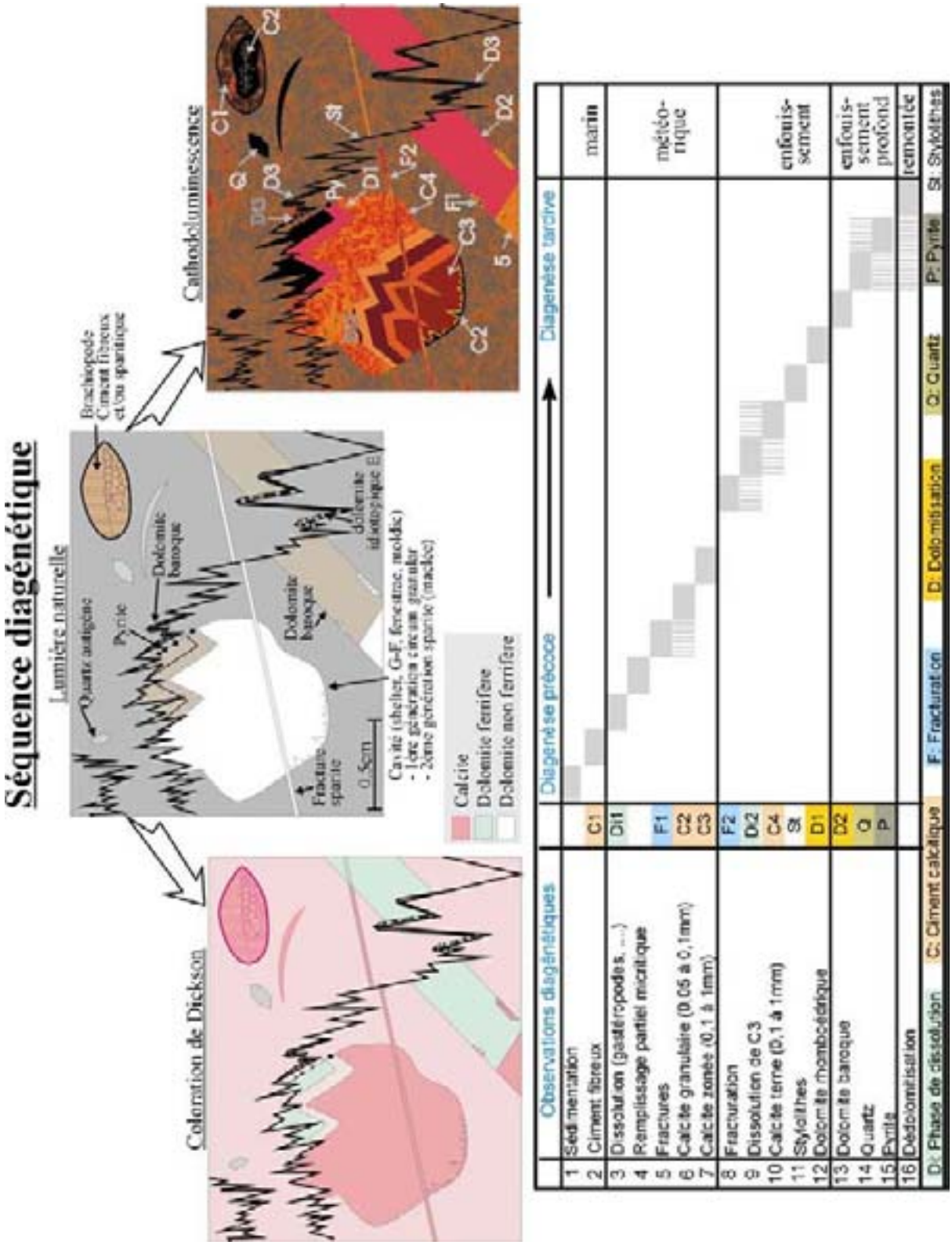


Figure IX.2: pétrographie en lumière normale, coloration de Dickson et cathodoluminescence des phases diagénétiques présentes au sein des sédiments frasniens de plate-forme. Le tableau reprend la succession des évènements diagénétiques.

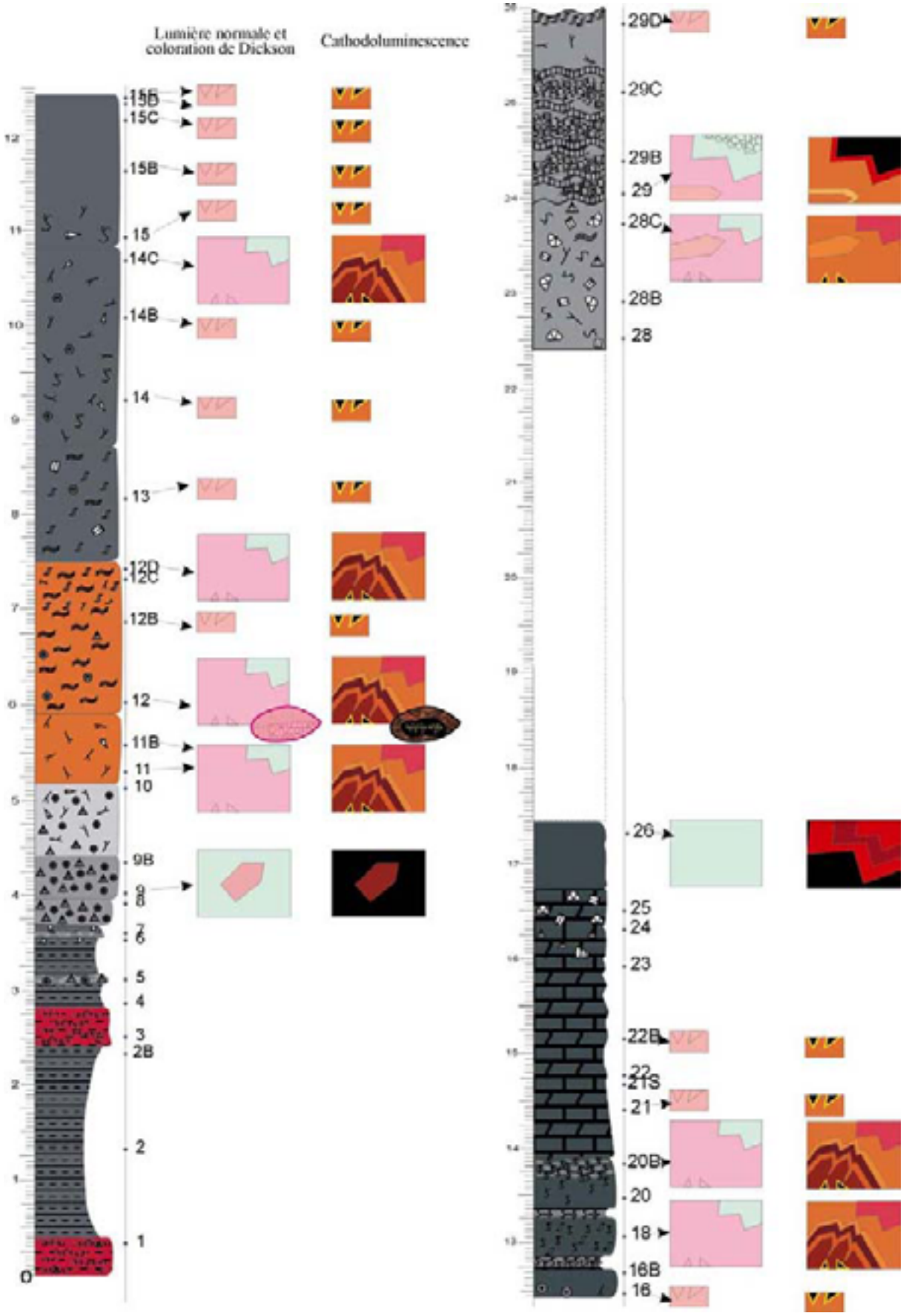
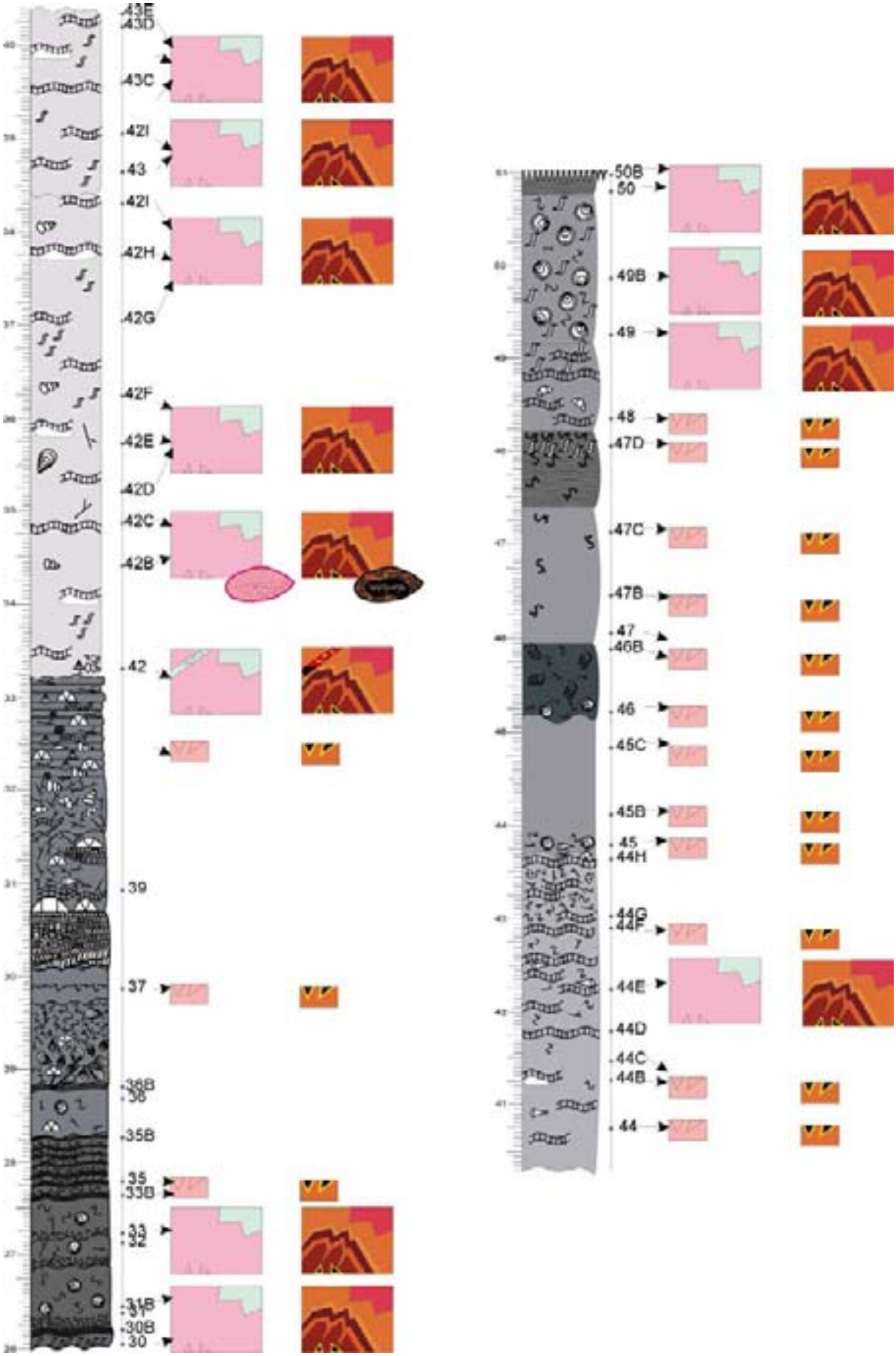
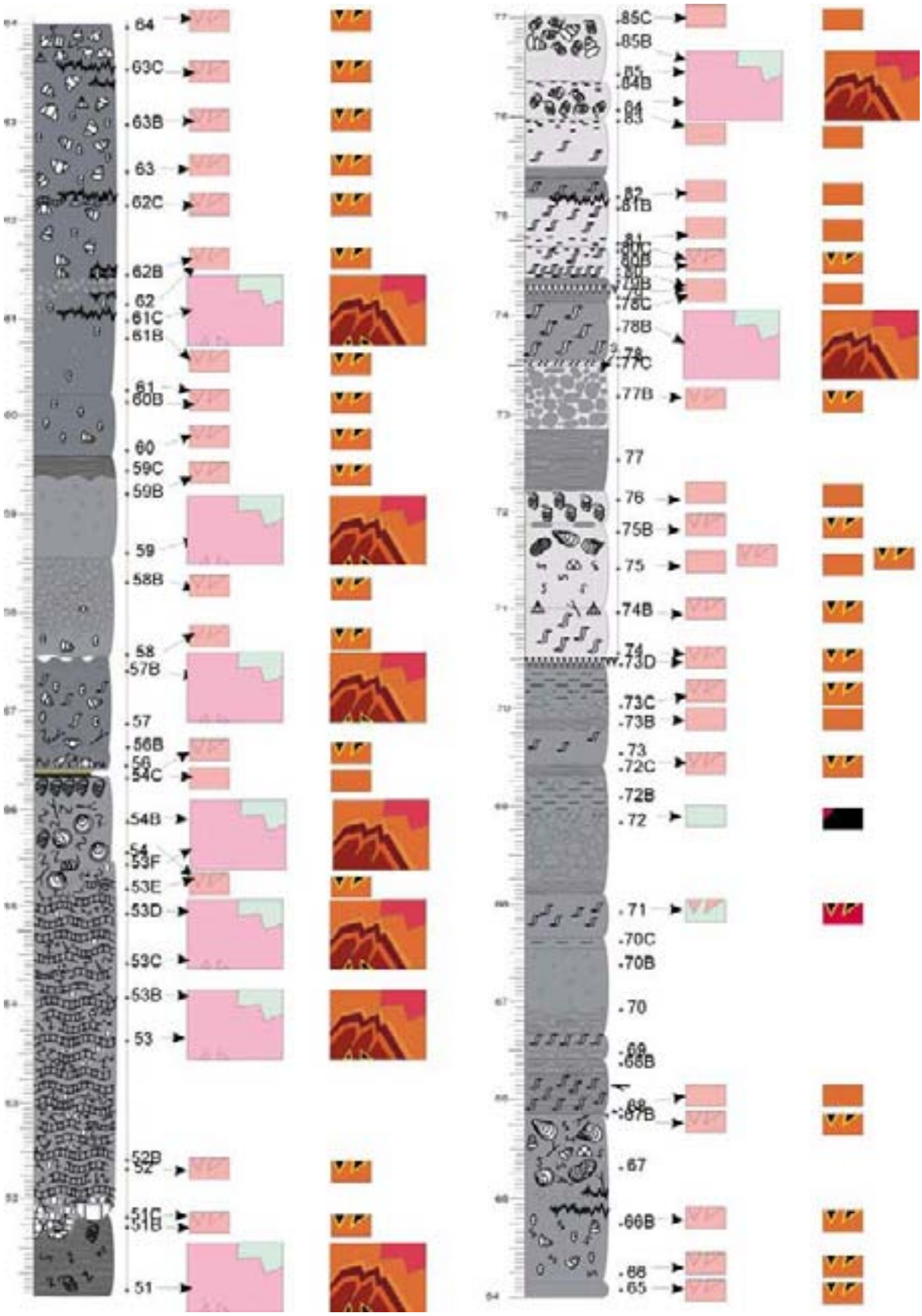
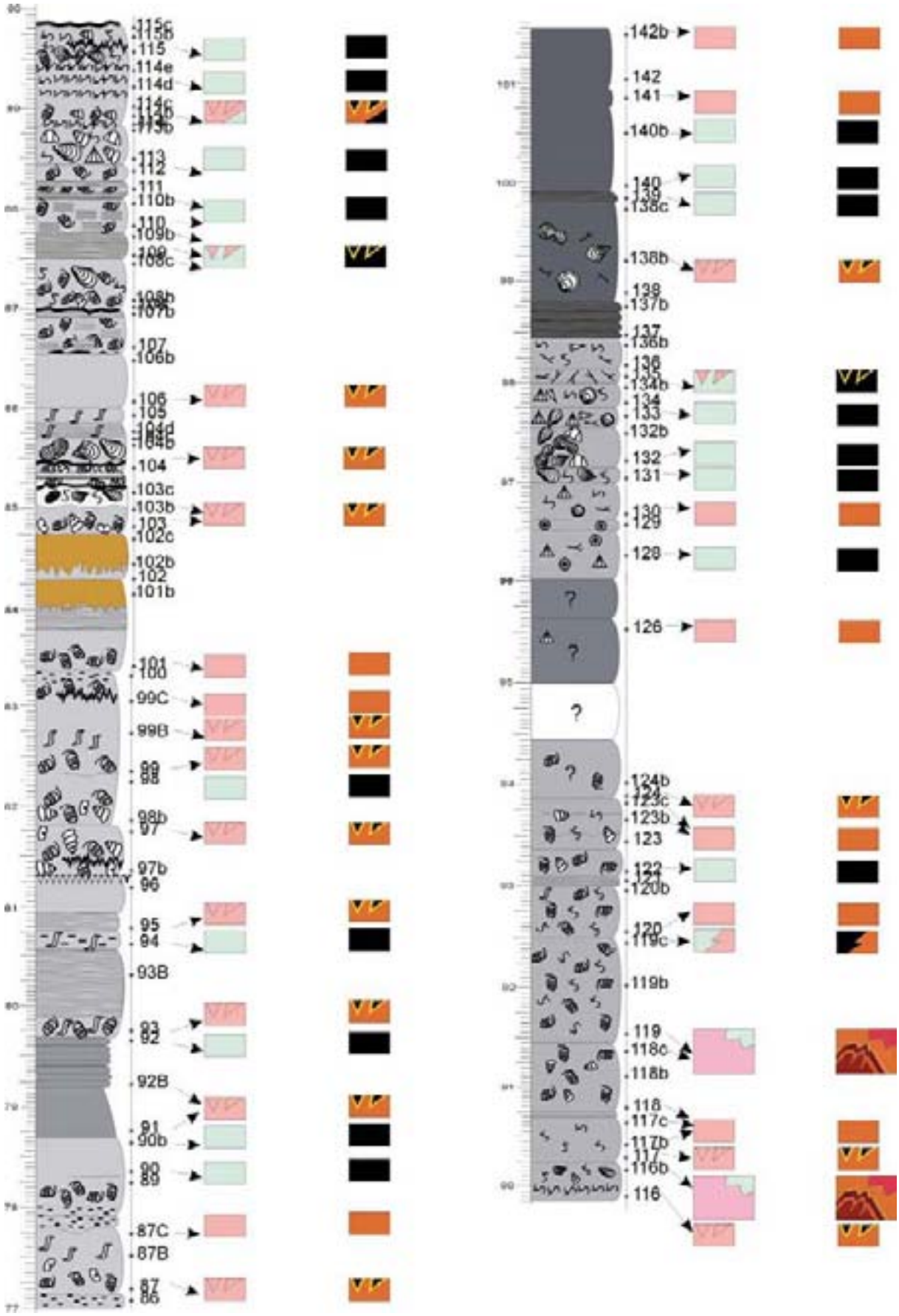


Figure IX.3: colonnes lithologiques de la coupe de Tailfer et observations en lumière normale et coloration de Dickson (première colonne) et observations en cathodoluminescence (seconde colonne).


43E
43D
43C
42I
43
42I
42H
42G
42F
42E
42D
42C
42B
42
39
37
38B
38
35B
35
33B
33
32
31B
31
30B
30
50B
50
49B
49
48
47D
47C
47B
47
46B
46
45C
45B
45
44H
44G
44F
44E
44D
44C
44B
44


64
63C
63B
63
62C
62B
62
61C
61B
61
60B
60
59C
59B
59
58B
58
57B
57
56B
56
54C
54B
54
53F
53E
53D
53C
53B
53
52B
52
51C
51B
51
85C
85B
84B
84
83
82
81B
81
80C
80B
80
79B
78C
78B
78
77C
77B
77
76
75B
75
74B
74
73D
73C
73B
73
72C
72B
72
71
70C
70B
70
69
68B
68
67B
67
66B
66
65


115c
115b
115
114e
114d
114c
114b
113b
113
112
111
110b
110
109b
109
108c
108b
107b
107
106b
106
105
104d
104c
104b
104
103c
103b
103
102c
102b
102
101b
101
100
99C
99B
99
98
98b
97
97b
96
95
94
93B
93
92
92B
91
90b
90
89
87C
87B
87
86
142b
142
141
140b
140
139
138c
138b
138
137b
137
136b
136
135
134b
134
133
132b
132
131
130
129
128
126
124b
124
123c
123b
123
122
121
120b
120
119c
119b
119
118c
118b
118
117c
117b
117
116b
116

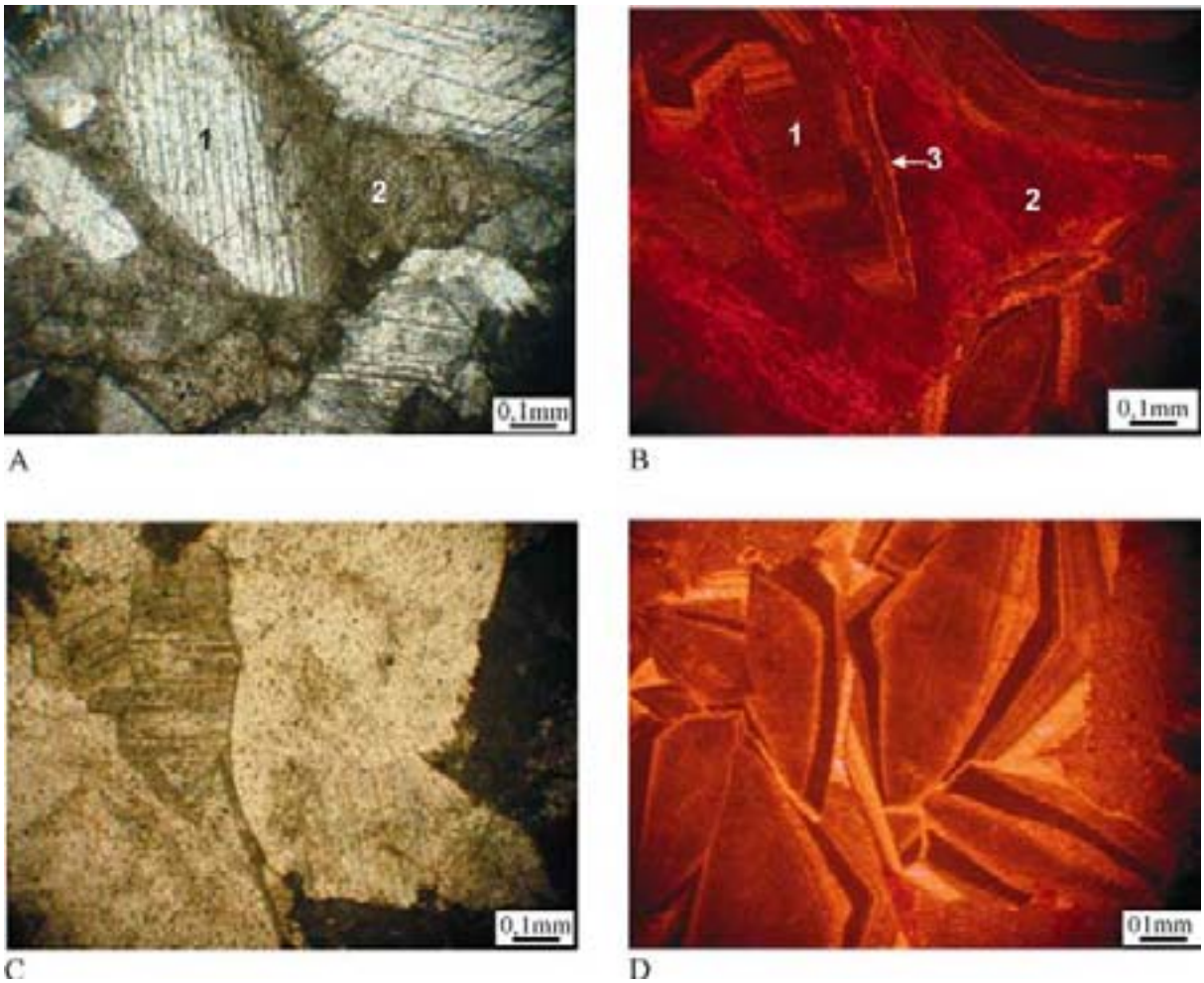


Planche IX.1 : Ciment de type C3, coupe de Tailfer, échantillon L11b. A. lumière normale, le 1 est un ciment calcitique et le 2 dolomitique. B. Même plage que sur la photographie A mais en cathodoluminescence. On remarque en 3, la dissolution de la phase calcitique (1). C. Ciment C3 au sein du faciès à stromatopores lamellaires (PFS2).

5 Analyses isotopiques

Des analyses isotopiques ont été réalisées sur la boue des calcaires et nous avons vu au chapitre V (§6) que les valeurs ainsi obtenues pour l'unité biostromale avaient probablement une origine primaire, proche de celle des carbonates marins frasniens, compte tenu de leur similitude avec les rapports isotopiques des brachiopodes.

Dans le cas des ciments, les analyses isotopiques sont rendues extrêmement difficiles à cause de la taille très réduite de la plupart des cavités. Celles-ci ont généralement un diamètre inférieur à celui de la fraise utilisée pour les prélèvements. De ce fait, la première phase fibreuse (C1), présente dans quelques petites cavités, ainsi que les cristaux granulaires de petite taille (0,05 à 0,1mm) (C2) n'ont pu être analysés. Les phases 3 et 4 ont été analysées sur quelques échantillons où les cavités étaient particulièrement grandes, mais il est difficile de différencier les deux phases lors de la prise d'échantillon. Les résultats sont présentés sur la Figure IX.4. et dans le Tableau IX.1.

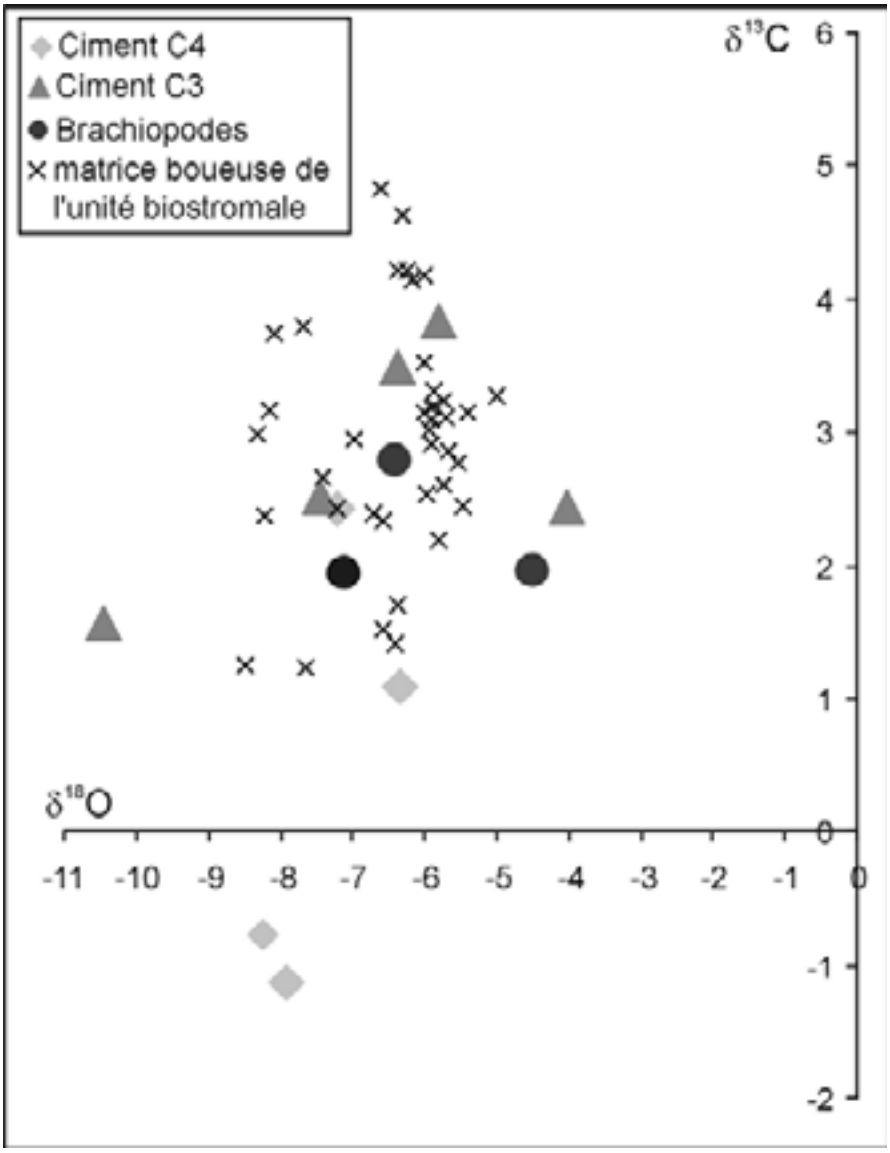


Figure IX.4: graphique des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène des phases de ciment C3 et C4, des brachiopodes et de la boue carbonatée de l'unité biostromale

	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)	**$\delta^{18}O$** (‰ PDB)
Unité biostromale (analyses sur la micrite)		
Moyenne	2,98	-6.64
Rapports isotopiques des brachiopodes		
C16	1.94	-7.10
A49	2.78	-6.40
B13	1.95	-4.5
Moyenne	2.22	-6
Valeurs isotopiques moyennes pour les carbonates marins frasniens		
Hurley & Lohmann (1989) (p133), Canning basin	1.5 à 2.5	-5 à -7.5
Rapports isotopiques des ciments C3		
Valeurs moyennes pour le ciment C3	2.74	-6.8
L11b (1)	3.83	-5.82
L11b (2)	3.49	-5.37
V91	1.52	-10.44

V78	2.52	-7.44
B13	2.33	-3.92
Rapports isotopiques des ciments C4		
Moyennes pour le ciment C4	0.41	-7.42
V91	2.42	-7.22
L11	-0.72	-8.2
B28	-1.14	-7.91
B1c	1.09	-5.35
Rapports isotopiques des monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant (Boulvain, 1993)		
Phase 1 (équivalente de C1)	1.69	-8.02
Phase 2 (équivalente de C3)	2.87	-7.7
Phase 4 (équivalente de C4)	2.24	-10.85

Tableau IX.1 : Valeurs moyennes des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène pour la micrite de l'unité biostromale de la coupe de Tailfer. Rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène mesurés sur des brachiopodes des coupes des Colonster, Aywaille et Barse et valeurs moyennes. Valeurs isotopiques moyennes pour les carbonates marins frasniens issues de la littérature. Valeurs isotopiques pour les ciments C3 et C4.

Lorsque l'on considère le graphique de la Figure IX.4, ainsi que le Tableau IX.1, la première chose qui apparaît est la faible dispersion des valeurs de rapports isotopiques. En effet, la majorité des valeurs, que ce soit celles des brachiopodes, des boues de l'unité biostromale ou des ciments, sont proches des rapports isotopiques des carbonates marins frasniens (définis par Hurley & Lohmann, 1989). Seuls les échantillons L11, B28 et V91 s'en écartent.

Nous avons vu dans le paragraphe sur l'interprétation des ciments que des phases de cimentation comparables à celles définies ici ont également été identifiées au sein des monticules micritiques du Membre de Petit-Mont. Les rapports isotopiques des ciments des monticules pour la phase 2 (ciment C3) montrent des rapports isotopiques moyens de -7.7‰δ^{18}O, avec des valeurs qui se situent entre -7 et -9‰. Pour la phase 4 (ciment C4) les valeurs moyennes sont de -10.85‰ δ^{18}O avec des rapports variant entre -9 et -13‰δ^{18}O. Ces valeurs allégées sont interprétées comme reliées à une diagenèse météorique suivie d'un enfouissement croissant. Les rapports isotopiques des ciments considérés comme équivalents au sein de la Formation de Lustin (ou de Philippeville) sont de -6.8‰δ^{18}O en moyenne pour les ciments C3 et de -7.42‰δ^{18}O pour les ciments C4. Dans les deux cas, l'allègement des rapports isotopiques des ciments suite à une influence météorique ou liée à l'enfouissement n'a pas eu lieu (ou son effet est très faible).

Nous avons signalé au début de ce paragraphe le faible volume des ciments et la taille réduite des cavités. Cette caractéristique aurait pu réduire considérablement la circulation des fluides et provoquer un réajustement rapide des fluides météoriques par rapport aux carbonates marins. Ainsi, la composition isotopique des fluides diagénétiques serait restée assez proche de celle des sédiments. En outre, l'absence d'importantes recristallisations tardives tendrait à démontrer que le système était relativement fermé, peut-être de manière précoce. Ce type de système se définit par la préservation des compositions géochimiques primaires et par un faible rapport eau/sédiment (Marshall, 1992). Marshall (1992) explique également qu'en système fermé, des niveaux riches en argile peuvent causer un néomorphisme qui peut générer une composition isotopique différente. C'est bien le cas ici, puisqu'il apparaît que les recristallisations sont très rares, hormis effectivement au sein de certains niveaux plus argileux.

La différence importante au niveau des ciments C4 entre le bord sud (monticules) et le bord nord du Synclinorium de Dinant (plate-forme) pourrait être liée à un effet de température. En effet, une augmentation de la température conduit à une diminution du rapport isotopique de l'oxygène. L'épaisseur cumulée des sédiments du Famennien est de 700 à 750m au bord sud du Synclinorium de Dinant, de 600m dans le centre du Synclinorium de Dinant et de 500m au bord nord du Synclinorium de Dinant (Helsen, 1995). Cette différence très importante d'épaisseur a probablement eu une influence nette sur la température, le gradient géothermique variant en général entre 40 et 70° par km (Helsen, 1995). Rien que pour le famennien, il y a donc déjà une différence de 200m d'épaisseur de sédiments entre le bord sud et le bord nord du Synclinorium de Dinant, c'est-à-dire, probablement une dizaine de degrés. Or d'après Marshall (1992), il apparaît qu'une augmentation de la température de 4° implique une diminution de $\delta^{18}O_{calcite}$ de 1‰. La différence d'épaisseur de sédiments aurait pu donc conduire à une différence de rapport isotopique de l'ordre de 2 à 3‰.

6 Interprétation

La séquence diagénétique observée est très proche de celle de nombreux calcaires dévoniens. Dans ce cas-ci, nous pouvons nous référer à l'étude diagénétique des monticules carbonatés frasniens belges (Boulvain, 1993, 2001), qui montrent une succession très similaire. La différence principale réside dans la taille et l'importance des cavités qui sont beaucoup plus nombreuses et grandes au sein des monticules carbonatés.

Compte tenu des résultats particuliers des analyses isotopiques, celles-ci n'apportent pas beaucoup de renseignements quant à l'origine des ciments observés. Des interprétations peuvent être proposées sur base de la nature pétrographique des ciments et de leur luminescence en comparaison avec la littérature mais ces interprétations restent hypothétiques sans confirmation isotopique.

6.1 Calcite (C)

Les ciments fibreux ont été souvent observés au sein des récifs ou bioconstructions et ce, particulièrement au cours du Dévonien (Alberta : Mountjoy & Krebs, 1983 ; Belgique : Boulvain, 1993 et Australie : Kerans & al., 1986 et Hurley & Lohmann, 1989). Ce type de ciment est souvent considéré comme d'origine marine (Tucker & Wright, 1990 et auteurs cités précédemment). Cependant, ces ciments fibreux peuvent faire l'objet d'un rééquilibrage par des fluides diagénétiques comme cela a été le cas au sein des monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant (calcite radiaxiale, phase 1 des monticules (p356), Boulvain, 1993).

Les sparites granulaires ne sont généralement pas considérées comme un ciment marin compte tenu de leur morphologie et de la taille des cristaux (Purser, 1980). Les calcites granulaires de petite taille de type C2 et de grande taille de type C3 présentent toutes deux des zonations en cathodoluminescence. Ces zonations, liées à des variations de la teneur en fer et en manganèse, sont souvent interprétées comme étant en relation avec des variations de composition des fluides diagénétiques. Ce type de variations est généralement associé à une diagenèse météorique (Mountjoy & Krebs, 1983; Harris et al., 1985; Walls & Burrowes, 1985; Hurley & Lohmann, 1989). La succession d'une phase non luminescente, d'une phase luminescente et d'une phase terne est généralement liée à l'évolution du degré d'oxydo-réduction de fluides diagénétiques d'origine météorique. Des conditions réductrices

permettent au manganèse d'être incorporé au sein du réseau cristallin de la calcite, ce qui conduit à la transition entre un ciment non luminescent à luminescent (le manganèse étant un activateur). Les calcites granulaires zonées (C2 et C3) sont réunies au sein d'une seule phase de cimentation au sein des monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant, la phase 2 non luminescente et la phase 3 luminescente (Boulvain, 1993) et sont interprétées en fonction des zonations et des résultats des analyses isotopiques comme des ciments d'origine météorique. Cependant, les résultats isotopiques relativement homogènes dans ce cas-ci ne permettent pas de confirmer cette hypothèse.

La phase de sparite terne se présente souvent dans les successions diagénétiques en comblement des cavités et est généralement interprétée comme liée à une diagenèse d'enfouissement (Mountjoy & Krebs, 1983; Walls & Burrowes, 1985; Boulvain, 1993). La coloration terne en cathodoluminescence est due à une nouvelle augmentation du caractère réducteur des fluides qui permet au fer d'être intégré dans la calcite (le fer étant un élément inhibiteur). Cette calcite correspond probablement à la phase 4 (calcite xénomorphe à luminescence terne) des monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant qui est interprétée, en fonction de sa luminescence terne et des résultats des analyses isotopiques, comme un ciment lié à l'enfouissement.

6.2 Dolomite (D)

Les phases de dolomitisation sont postérieures au développement des stylolithes puisque ceux-ci sont fréquemment remplis de cristaux de dolomite D1 et D2.

Les cristaux de dolomite qui sont dispersés au sein de la matrice sous forme de mosaïque anhédrique sont souvent interprétés comme reliés à un enfouissement intermédiaire (Mountjoy & Krebs, 1983).

Concernant la dolomite baroque, celle-ci est généralement considérée comme liée à un enfouissement relativement profond et à des températures élevées (60 à 150°, Radke & Mathis, 1980, dans Tucker & Wright, 1990). Au sein des monticules carbonatés, Boulvain (1993) reconnaît également une phase de dolomite baroque (phase 5) qu'il relie à une augmentation des conditions d'enfouissement impliquant des températures élevées (p361).

6.3 Les phases de dissolution (Di)

Les phases de dissolution sont généralement dues à un changement des conditions diagénétiques qui rompt les équilibres en place. Ainsi, la première phase de dissolution (Di1) est probablement due au passage d'un environnement diagénétique marin à un environnement diagénétique météorique (C2 et C3). Cela prouve que le passage aux conditions météoriques peut être localement très précoce comme l'indique la dissolution des gastéropodes et un remplissage micritique. Toutefois, certains auteurs (Kerans et al., 1986) ont relié la dissolution des gastéropodes d'édifices dévoniens de l'Australie à une corrosion par des fluides marins, compte tenu de la possibilité de remplissage par du sédiment marin. Cette hypothèse pourrait également être invoquée ici.

La seconde phase de dissolution (Di2) pourrait être due à la phase de fracturation F2 qui amènerait des fluides sous-saturés.

6.4 Fracturation (F) et stylolithisation (St)

La formation des stylolithes parallèlement à la stratification est liée à l'enfouissement. La profondeur de formation des stylolithes est mal connue mais elle doit probablement être comprise entre 600 et 900m au moins (Mountjoy & Krebs, 1983).

La première phase de fracturation F1, remplie de ciments C2 et C3 est probablement relativement précoce et pourrait s'être mise en place lors d'une phase d'extension. Compte tenu de l'absence de confirmation isotopique de la nature météorique des ciments, une origine liée à l'enfouissement ne peut être exclue et dans ce cas, ces fractures pourraient être formées lors de la fracturation varisque.

Les fractures de type F2, plus tardives, sont en relation avec la fracturation varisque.

6.5 Minéralisations

Le quartz ainsi que la pyrite ont tous deux été reconnus comme apparaissant parmi les dernières phases diagénétiques. Il semble en effet que le quartz soit souvent lié à des phases diagénétiques tardives. Dans les bioconstructions dévoniennes d'Allemagne, Mountjoy & Krebs (1983) relient les phases de précipitation de quartz à des circulations hydrothermales tardives.

6.6 Dédolomitisation

La plupart des cas de dédolomitisation sont attribués à un retour à des conditions de diagenèse proches de la surface, qui impliqueraient l'infiltration d'eaux riches en Ca d'origine météorique. Ces eaux seraient responsables de la dissolution de la dolomite et de la précipitation de la calcite (Ayora et al., 1998). Cela pourrait être dû à la remontée progressive des sédiments en phase diagénétique tardive.

7 Conclusions

Compte tenu des résultats assez homogène des analyses isotopiques, l'analyse diagénétique est relativement peu contraint. Cependant, quelques pistes pour l'interprétation des ciments peuvent être proposées.

En environnement marin, la diagenèse précoce conduit à la formation très locale de ciment marin au sein de certaines cavités biostromales. Au cours du dépôt de l'unité lagunaire, les conditions de très faible profondeur d'eau impliquent localement un mélange avec des eaux météoriques et génèrent une dissolution très précoce de certains gastéropodes.

Les phases C2 et C3 semblent par leurs caractéristiques en relation avec une phase diagénétique météorique. Ces phases sont distribuées de manière relativement homogène au sein de l'ensemble du Frasnien. Le fait que ces mêmes phases aient été observées partout les relie probablement à un même évènement. En ce qui concerne la partie supérieure du Frasnien, Boulvain (1993; 2001) observe les mêmes ciments zonés au sein des cavités des

monticules micritiques. Il relie leur développement à la régression famennienne qui aurait conduit à l'envahissement des sédiments frasniens par un aquifère météorique.

Le fait que, dans nos observations, les ciments C2 et C3 apparaissent au sein de fractures F1 peut impliquer différentes choses. Soit la fracturation se fait en phase de distension et la cimentation météorique au cours du Famennien peut effectivement combler ces fractures. Soit la fracturation se fait en phase compressive au cours de la structuration varisque et la cimentation est plus tardive.

Quoi qu'il en soit, l'orogenèse varisque induit probablement la phase de fracturation F2 et la réouverture de certaines fractures F1. Cela s'accompagne d'un enfouissement croissant. Ce changement de conditions et le développement de la fracturation conduit probablement à l'intrusion de nouveaux fluides agressifs qui vont dissoudre certaines phases déjà précipitées (Di2). L'augmentation des conditions d'enfouissement conduit à la formation du ciment calcitique C4.

Cet enfouissement provoque également la formation de stylolithes qui pourront contenir des minéralisations telles que la dolomite, la pyrite ou le quartz. La dolomitisation se fait en deux phases, avec tout d'abord une première phase généralement rhomboédrique (D1) liée à un enfouissement modéré. La phase suivante est une dolomite baroque (D2) en grands cristaux, liée à un enfouissement plus profond. La formation du quartz authigène et de la pyrite est généralement liée à des circulations hydrothermales tardives. La dédolomitisation se produit lors de la remontée des sédiments à la surface qui engendre un retour des fluides météoriques.

Les compositions isotopiques proches de celles des carbonates marins pourraient être la conséquence d'une fermeture précoce du système dans un contexte de faible porosité. La géochimie du système serait dominée par l'influence de la géochimie des carbonates plutôt que par celle des eaux interstitielles.

Chapitre X

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

1 Conclusions générales

1.1 Introduction

Le Frasnien de Belgique est un sujet de recherche particulièrement passionnant et privilégié qui a fait l'objet de nombreuses études. Depuis la définition du Frasnien dans la zone de Frasnes en Belgique par d'Omalius d'Halloy (1862), les monticules carbonatés du bord sud du Synclinorium de Dinant ont focalisé l'attention de nombreux chercheurs (Dupont, 1881; Dewalque, 1882; Mailleux, 1913; Dumon, 1929; Lecompte, 1936; Tsien, 1977; Boulvain, 1993; Boulvain & Herbosch, 1996; Boulvain, 2001; Boulvain et al., 2004).

Les équivalents latéraux des monticules carbonatés, essentiellement des sédiments de plate-forme, ont fait l'objet d'abondantes publications surtout d'ordre paléontologique et stratigraphique par Bultynck, Coen et Coen-Aubert (Coen, 1968, 1972; Coen-Aubert, 1973; Coen, 1974; Coen-Aubert, 1974; Coen-Aubert & Lacroix, 1979; Bultynck et al., 2000; Gouwy & Bultynck, 2000). Au cours de ces longues années de recherche sur ce sujet, aucune analyse sédimentologique d'ensemble n'a cependant été proposée.

Compte tenu de l'intense exploitation des calcaires frasniens, les affleurements sont parfois exceptionnels, avec des parois sciées permettant une analyse très détaillée, comme par exemple à Tailfer et à Aywaille, ce qui rend leur étude particulièrement plaisante.

Ce travail est le résultat de l'intégration de différentes techniques d'étude telles que l'analyse de faciès, la susceptibilité magnétique, les analyses isotopiques, la stratigraphie séquentielle et l'analyse diagénétique.

1.2 Modèles de faciès

Le résultat de l'analyse pétrographique permet de proposer différents modèles de faciès qui correspondent à différentes époques et à différentes zones de la plate-forme.

Ainsi, les Formations de Presles et de Nismes, de la partie inférieure du Frasnien, sont caractérisées par un modèle de rampe (modèle de rampe inférieure) où se déposent des shales (RI1) (interprétés comme se formant sous la zone d'action des vagues), des bancs d'hématite oolithique (RI2) (proches ou dans la zone d'action des vagues), des packstones à crinoïdes (RI3) (proches ou dans la zone d'action des vagues) ou encore des biostromes à *Disphyllum* (RI4) (sous la zone d'action des vagues). Il est difficile de savoir si ces faciès se succèdent latéralement ; il semble probable qu'ils correspondaient plutôt à des évènements sédimentologiques. Ainsi, par exemple, les niveaux à hématite oolithique sont des marqueurs isochrones évènementiels.

Les Formations de Philippeville et de Lustin correspondent au modèle de plate-forme sud et sont caractérisées par des ceintures de faciès externes, biostromaux et lagunaires. La

ceinture de faciès externes (PFS1 à 4) montre majoritairement des packstones à crinoïdes, mais il peut également y avoir des éponges en abondance (PFS1), des clastes (PFS3) ou encore des débris d'organismes constructeurs (PFS4). Les faciès de cette ceinture sont interprétés comme s'étant formés dans la zone d'action des vagues de tempête, sous l'influence d'apports provenant des bioconstructions. La ceinture de faciès biostromaux montre des bioconstructions qui se sont développées sous la zone d'action des vagues et qui sont formées de stromatopores lamellaires (PFS5). Ils sont suivis, dans la zone d'action des vagues, de biostromes à stromatopores massifs (PFS6) et, en relation avec le lagon, de biostromes à stromatopores dendroïdes (PFS7). La ceinture de faciès lagunaires présente des faciès généralement très bien protégés, en zones subtidale, intertidale et supratidale. La zone subtidale est dominée par les *Amphipora* (PFS8), paléosiphonocladales (PFS9) et pelloïdes (PFS10) ; la zone intertidale montre des mudstones (PFS12) et des faciès stromatolithiques (PFS13). Les faciès à umbelles (PFS11) présentent un caractère intermédiaire entre les deux zones. Enfin, en zone supratidale, la pédogenèse est très active et engendre la formation de calcrètes (PFS14). Tous ces faciès se succèdent verticalement au sein de séquences métriques, ils doivent donc avoir coexisté latéralement (loi de Walther).

Les Formations de Bovesse et de Huccorgne, qui sont les équivalents latéraux des modèles précédents, montrent un modèle de faciès différent, celui de plate-forme nord, caractérisé aussi par des ceintures de faciès, proches de celles définies pour le modèle de plate-forme sud. La ceinture externe est dominée par une sédimentation argileuse (PFN1) ou micritique interrompue par des évènements turbulents qui concentrent les gastéropodes et crinoïdes en niveaux. La ceinture de faciès biostromaux (PFN3) est dolomitisée. La ceinture de faciès lagunaires est très proche de celle définie pour le modèle de plate-forme sud, avec des faciès subtidaux à paléosiphonocladales (PFN4) et à umbelles (PFN6), auxquels s'ajoute un faciès à oncoïdes (PFS5). La zone intertidale montre des mudstones (PFN7) et des stromatolithes (PFN8). Il n'y a presque pas de pédogenèse dans ce modèle. Contrairement au modèle précédent, ces faciès ne se succèdent pas au sein de séquences métriques. Les faciès externes et biostromaux forment la Formation de Bovesse et la base de la Formation de Huccorgne alors que les faciès lagunaires forment le sommet de la Formation de Huccorgne. Comme le modèle est basé sur une seule coupe, il est difficile de savoir si les faciès peuvent se succéder latéralement.

Les Formations de Neuville et d'Aisemont voient le retour d'une morphologie de rampe, la rampe supérieure. Celle-ci présente, dans sa partie externe, des shales (RS1) et des calcaires nodulaires (RS2) qui se sont déposés sous la zone d'action des vagues, à proximité de la base de la zone d'action des vagues de tempête. Ceux-ci sont suivis d'une ceinture de faciès à biostromes, avec de petites bioconstructions micritiques à *Renalcis* (RS3) formées sous la zone d'action des vagues. Ensuite, après un faciès à crinoïdes (RS5) qui sert de semelle aux bioconstructions, s'installent des rudstones argileux à rugueux massifs (RS5) souvent renversés, qui se forment probablement à proximité de la zone d'action des vagues. En arrière de ces biostromes se développent des shoals à pelloïdes (RS6) ou à oncoïdes (RS7). Les biostromes se développent essentiellement lors du dépôt du premier terme de la Formation d'Aisemont, mais la possibilité d'y observer aussi des microfaciès à oncoïdes, dans les sondages de Soumagne et de Bolland, confirme la probable coexistence latérale des différents faciès.

1.3 Evolution de la plate-forme au cours du temps

L'analyse des variations latérales et verticales de paramètres tels que les faciès, les épaisseurs des unités sédimentaires, la cyclicité, la susceptibilité magnétique et les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène permet de diviser la zone étudiée en compartiments de subsidence différente et de mettre en évidence un découpage vertical sédimentaire et séquentiel. L'évolution verticale globale est proposée à la Figure X.2, sur une coupe idéalisée recoupant une bonne partie du Frasnien.

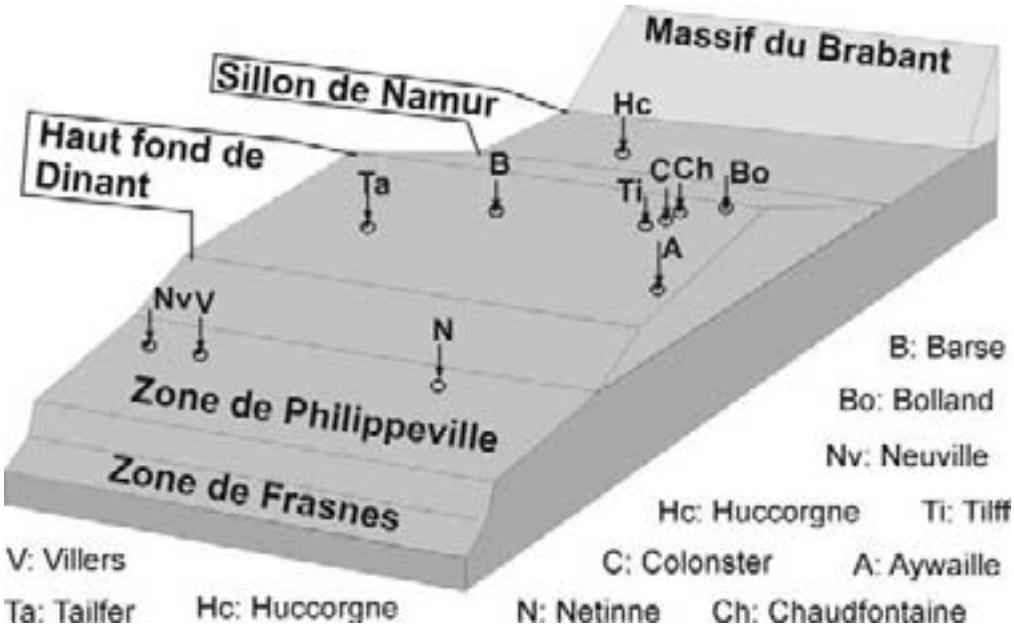


Figure X.1: définition des compartiments de subsidence différente au sein du bassin sédimentaire frasnien.

Les différents blocs sont les suivants (Figure X.1)

- La zone sédimentaire active la plus au nord est le « sillon de Namur », qui présente une subsidence élevée et qui correspond aux zones de dépôt des Formations de Bovesse, Huccorgne et Rhisnes (à l'ouest).

- La zone sédimentaire qui correspond aux Formation de Presles et de Lustin présente une subsidence plus faible que les zones qui l'entourent ; il s'agit du « haut-fond de Dinant ».

- Les Formations de Nismes, du Pont de la Folle et de Philippeville se sont mises en place au sein d'une zone à subsidence relativement élevée, la « zone de Philippeville », qui correspond à la partie nord-occidentale de l'Anticlinorium de Philippeville.

- Les Formations de Nismes, du Moulin Liénaux et des Grands-Breux se sont déposées au sein d'une zone à subsidence élevée, la « zone de Frasnes ».

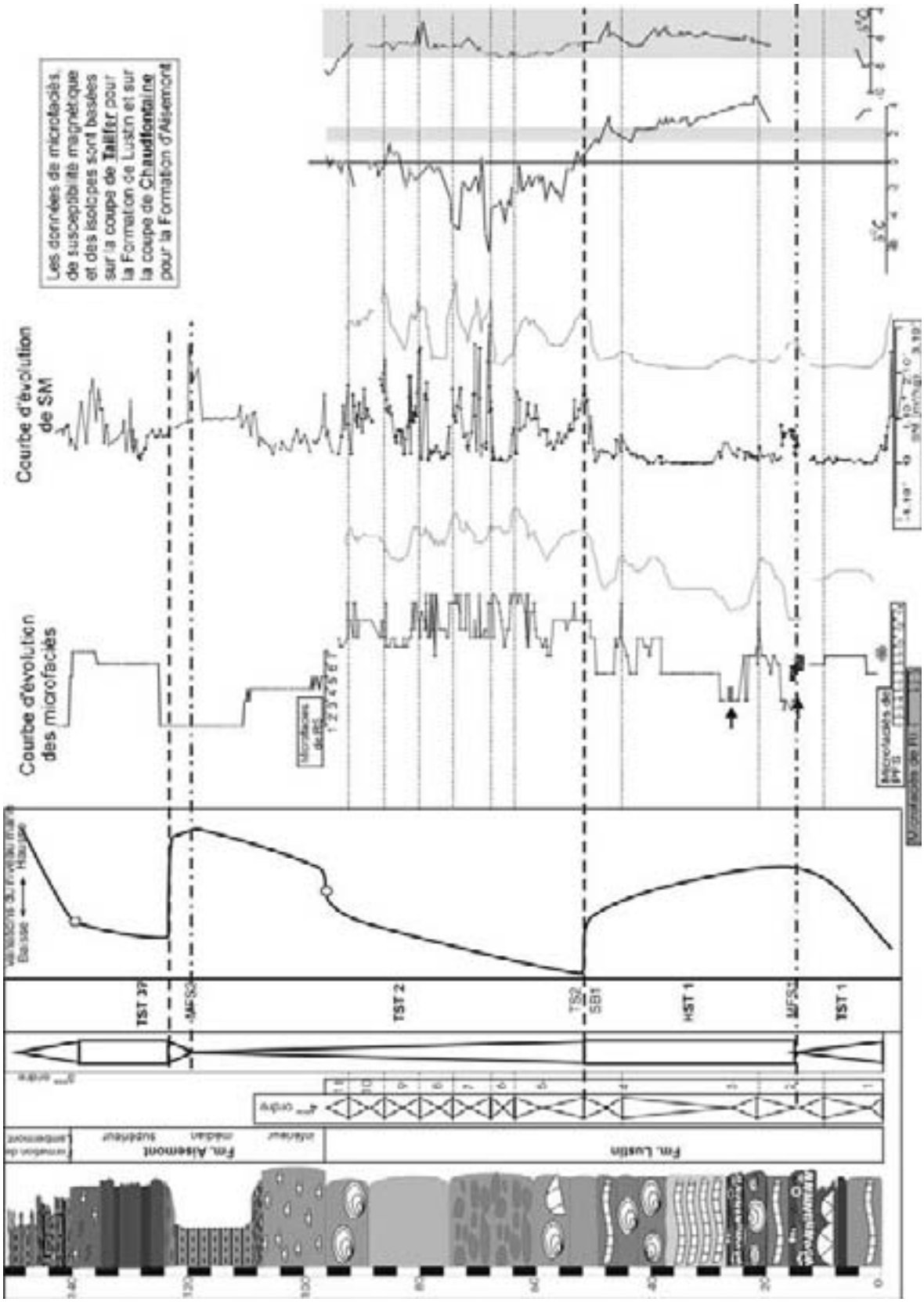


Figure X.2: interprétation séquentielle, variations des microfaciès, de la SM et des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone pour les coupes de référence de Tailfer et de Chaudfontaine.

1.3.1 La partie inférieure du Frasnien

Au cours de la partie inférieure du Frasnien, les différences de subsidence entre les blocs semblaient déjà effectives. En effet, le « sillon de Namur » voit le dépôt de calcaires relativement profonds (PFN 1 et 2), très différents des sédiments de rampe inférieure (RI) qui se déposent sur le « haut-fond de Dinant ». Le caractère séquentiel est très peu manifeste, aucune séquence de 5ème ordre ne se développant au sein de la Formation de Presles, localement représentée par un seul banc. La susceptibilité magnétique tend toujours à diminuer au passage de la Formation de Presles à celle de Lustin.

Le sommet de la Formation de Presles montre à Tailfer des niveaux d'hématite oolithique. Dreesen (1987) relie ces niveaux oolithiques à la fin d'une régression et au début de la transgression suivante. Il est en effet hautement probable que ces niveaux de condensation sédimentaire du « haut-fond de Dinant » soient liés à une régression car nous avons mis en évidence dans ce travail une lacune importante qui leur succède.

1.3.2 La partie moyenne du Frasnien

Au dessus de la Formation de Nismes, dans les zones de Frasnes et de Philippeville, se mettent en place d'épaisses successions sédimentaires qui ont peu ou pas d'équivalent au niveau du « haut-fond de Dinant ». En effet, les Formations du Moulin Liénaux et du Pont de la Folle sont pratiquement en lacune sur le « haut-fond de Dinant », peu subsident. Par contre, la zone du « sillon de Namur » voit le dépôt des calcaires du sommet de la Formation de Bovesse.

Ensuite, une transgression (TST1) se développe qui permet la formation des premiers dépôts sur le « haut-fond de Dinant » : il s'agit des premiers mètres de la Formation de Lustin, qui sont constitués de biostromes (PFS 5 à 7) et présentent une cyclicité de cinquième et quatrième ordre. Au sein de la « zone de Philippeville », la Formation du Pont de la Folle est calcaire à sa base (Membre de la Fontaine Samart), puis passe à des shales. Dans la « zone de Frasnes », les monticules du Membre du Lion commencent leur croissance grâce à l'élévation du niveau marin (Boulvain et al., 2004). Dans le « sillon de Namur », toujours fortement subsident, se déposent les shales de la Formation de Bovesse. Lorsque le niveau marin devient maximal (MFS1), des shales se déposent dans la « zone de Philippeville » et dans le « sillon de Namur » et des niveaux argileux et/ou riches en *Disphyllum* se mettent en place sur le « haut-fond de Dinant ».

Après la surface d'inondation maximale (MFS2), le paysage change relativement peu, l'accommodation encore élevée permettant une productivité carbonatée toujours importante au cours du cortège de haut niveau (HST1) (Figure X.3, A, B et C). Ainsi, dans la « zone de Frasnes », les monticules carbonatés continuent leur croissance verticale (Boulvain & al., 2004) et dans la « zone de Philippeville », s'observe un retour à des calcaires à faciès relativement externes en petits bancs décimétriques (PFS1 à 4), montrant une cyclicité de 4ème ordre. Sur le « haut-fond de Dinant », les biostromes continuent de prospérer et sont interrompus par des intercalations lagunaires qui dessinent des cyclicités de quatrième et de cinquième ordre. Le « sillon de Namur », toujours fortement subsident, présente des calcaires acycliques à faciès externes en bancs décimétriques.

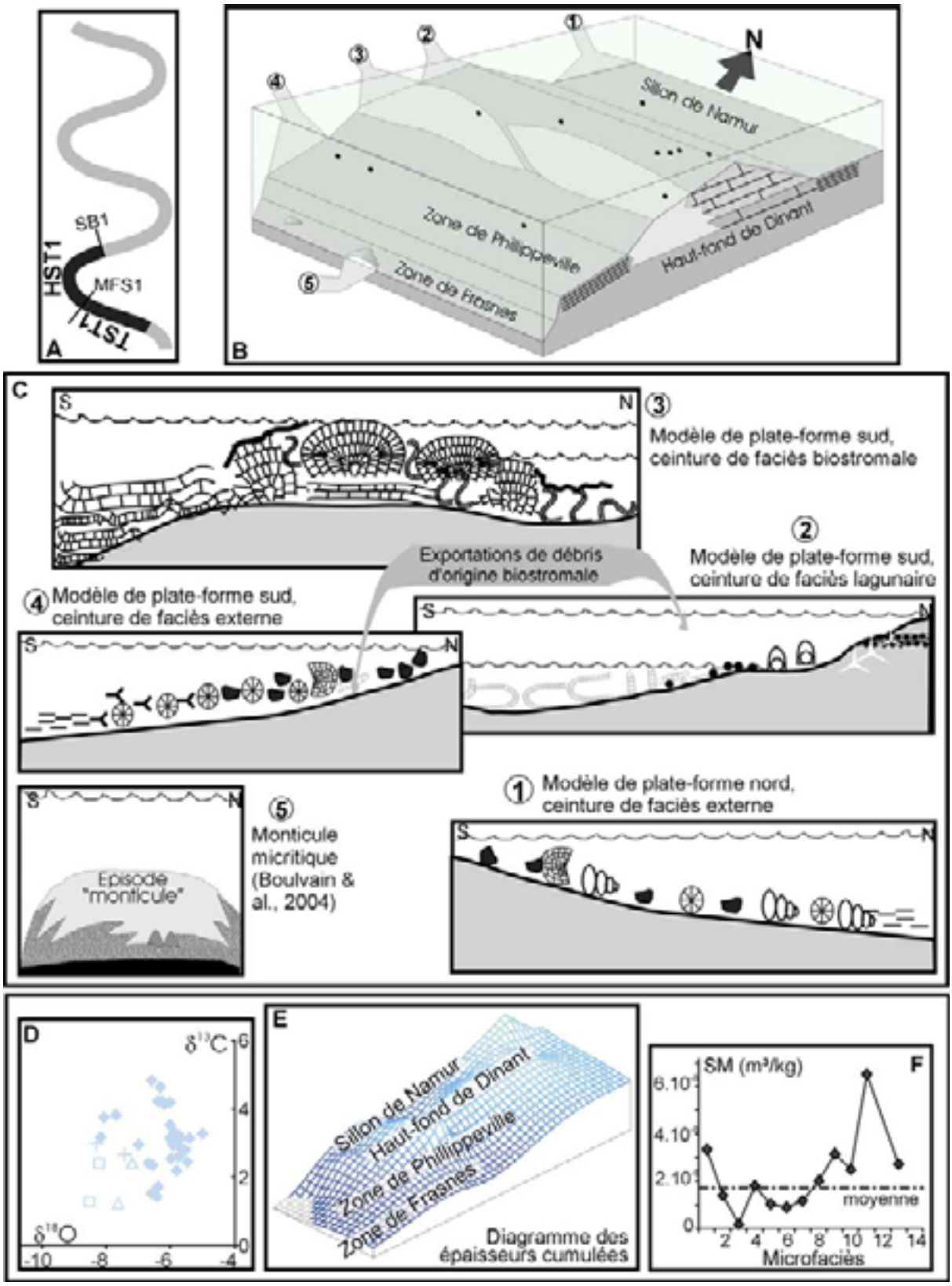


Figure X.3: reconstitution paléogéographique et variations géochimiques au cours du cortège transgressif 1 (TST1) et du cortège de haut niveau 1 (HST1). A. Courbe de variation du niveau marin, B. Reconstitution du bassin sédimentaire frasnien, C. Reconstitution à plus petite échelle des différentes ceintures de faciès, D. Rapports isotopiques du C et de l'O sur les boues, E. Epaisseurs de sédiments et F. Evolution de la susceptibilité magnétique.

Ces cortèges transgressif (TST1) et de haut niveau (HST1), durant lesquels l'accommodation est élevée, montrent une évolution similaire (Figure X.3) et sont regroupés au sein de l'unité sédimentaire biostromale. Ainsi, les faciès et la cyclicité présentent un comportement identique dans le TST1 et le HST1. La susceptibilité magnétique montre des valeurs moyennes faibles (proche de $1{,}8.10^{-8}m^3/kg$) et évolue en fonction de différents paramètres tels que (a) les séquences de 4ème ordre avec une hausse des valeurs de SM lorsque l'évolution est régressive, (b) les microfaciès, les environnements les plus proximaux montrant des valeurs plus élevées et (c) la position de la coupe, les coupes les plus proximales montrant des valeurs plus élevées. Ces relations traduisent nettement la liaison de la susceptibilité magnétique avec les variations du niveau marin. Concernant les variations des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone, les valeurs sont proches de celles du signal marin, ce qui veut dire qu'il n'y a pas eu de réajustement diagénétique de la boue calcaire.

Le cortège de haut niveau se termine par une chute importante du niveau marin (SB1) qui provoque certainement des émersions locales. Cette émersion a été montrée indirectement sur les monticules micritiques de la « zone de Frasnes » (Boulvain et al., 2004). Au niveau du « haut-fond de Dinant », entre autres dans les coupes de Tailfer et d'Aywaille, l'émersion n'a pas dû être très importante car la cimentation ne montre aucune particularité par rapport à la partie supérieure du Frasnien. Cependant, une érosion reliée à l'émersion a peut-être provoqué la disparition des dépôts de la partie moyenne du Frasnien au sein des sondages de Bolland et de Soumagne.

Au cours du cortège transgressif suivant (TST2), les différences de subsidence entre blocs s'atténuent et les différences sédimentaires et géochimiques sont moindres (Figure X.4). Dans la « zone de Frasnes », les monticules carbonatés sont surmontés d'une couronne atollienne au sein de laquelle se déposent des calcaires lagunaires de très faible profondeur d'eau (Boulvain & al., 2004). Dans la « zone de Philippeville » et la « zone de Namur », se déposent des calcaires lagunaires subtidaux à intertidaux et dans la « zone de Dinant » des calcaires sub- à supratidaux. Ces sédiments lagunaires s'agencent sous forme de cycles de cinquième et quatrième ordres.

L'évolution de la susceptibilité magnétique est toujours liée aux faciès et aux séquences de 4ème ordre, mais les valeurs moyennes sont plus élevées au cours de cette première partie du cortège transgressif (valeurs moyennes de $5{,}6.10^{-8}m^3/kg$). Cette augmentation se marque brutalement au niveau de la limite de séquence (SB1).

Les rapports isotopiques de l'oxygène restent proches des valeurs moyennes admises pour les carbonates frasniens (ce qui indique qu'il n'y a pas eu de réajustement isotopique) mais les rapports isotopiques du carbone varient fortement avec les faciès et les séquences, probablement en relation avec la pédogenèse.

Au point d'inflexion de hausse du niveau marin, lorsque la vitesse d'élévation est la plus rapide, la productivité carbonatée est interrompue suite à un phénomène de type « give-up » et des fonds durcis se forment (Boulvain, 1993). Cela conduit à une lacune probablement relativement importante entre les Formations de Lustin et Philippeville et les Formations d'Aisemont et de Neuville.

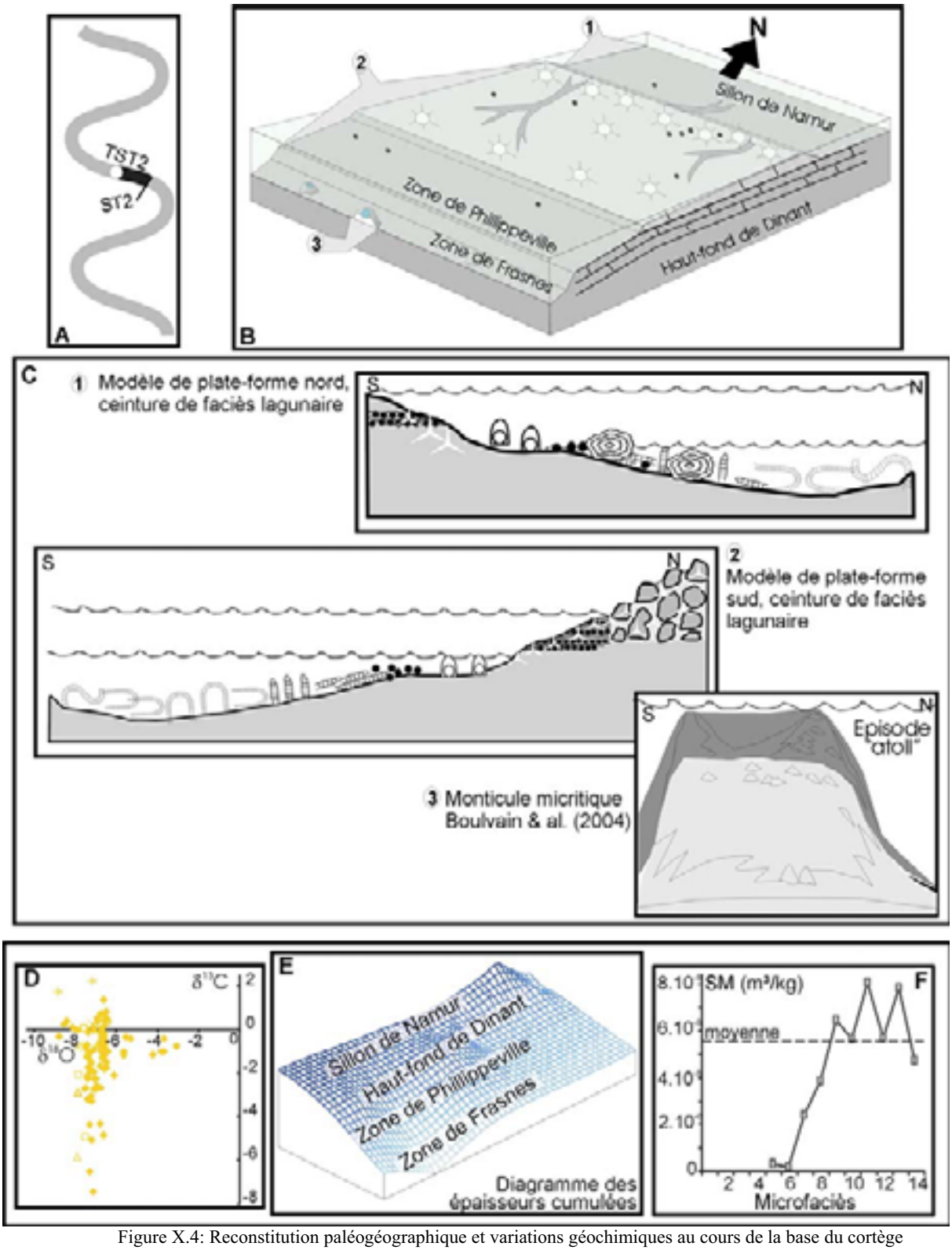


Figure X.4: Reconstitution paléogéographique et variations géochimiques au cours de la base du cortège transgressif 2 (TST2). A. Courbe de variation du niveau marin, B. Reconstitution du bassin sédimentaire frasnien, C. Reconstitution à plus petite échelle des différentes ceinture de faciès, D. Rapports isotopiques du C et de l'O sur les boues, E. Epaisseurs de sédiments et F. Evolution de la susceptibilité magnétique

1.3.3 La partie supérieure du Frasnien

Au cours de la lacune sédimentaire entre les Formations de Lustin et d'Aisemont, le niveau marin continue de monter et les apports détritiques augmentent drastiquement. La tectonique provoque probablement la surrection d'un bloc au nord, au niveau du Massif du Brabant (Tsien, 1988). Lorsque la vitesse de hausse du niveau marin ralentit, la production carbonatée reprend, mais toute la plate-forme a été transformée. L'augmentation des apports détritiques associée au niveau marin toujours très haut ne permet plus le développement optimal des organismes euphotiques mais plutôt la prolifération d'organismes qui nécessitent moins de lumière (hétérophotiques à oligophotiques) tels les crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires. Ce changement biologique s'accompagne d'un changement de morphologie de la plate-forme, qui passe à une morphologie de rampe (le lien entre la nature des organismes euphotiques, oligophotiques et hétérophotiques et la morphologie de la plate-forme est proposé par Pomar, 2001, les organismes hétérophotiques étant généralement liés à des rampes). Lors de la réapparition des rugueux, qui seraient probablement capables d'édifier une morphologie de plate-forme, la fréquence des tempêtes et l'abondance des apports détritiques ne leur permet pas une croissance optimale.

Lorsque le niveau marin est maximal (MFS2) et au cours du cortège de haut niveau (HST2), le dépôt d'argile est généralisé sur la plate-forme. Seuls quelques monticules micritiques subsistent dans la « zone de Philippeville ».

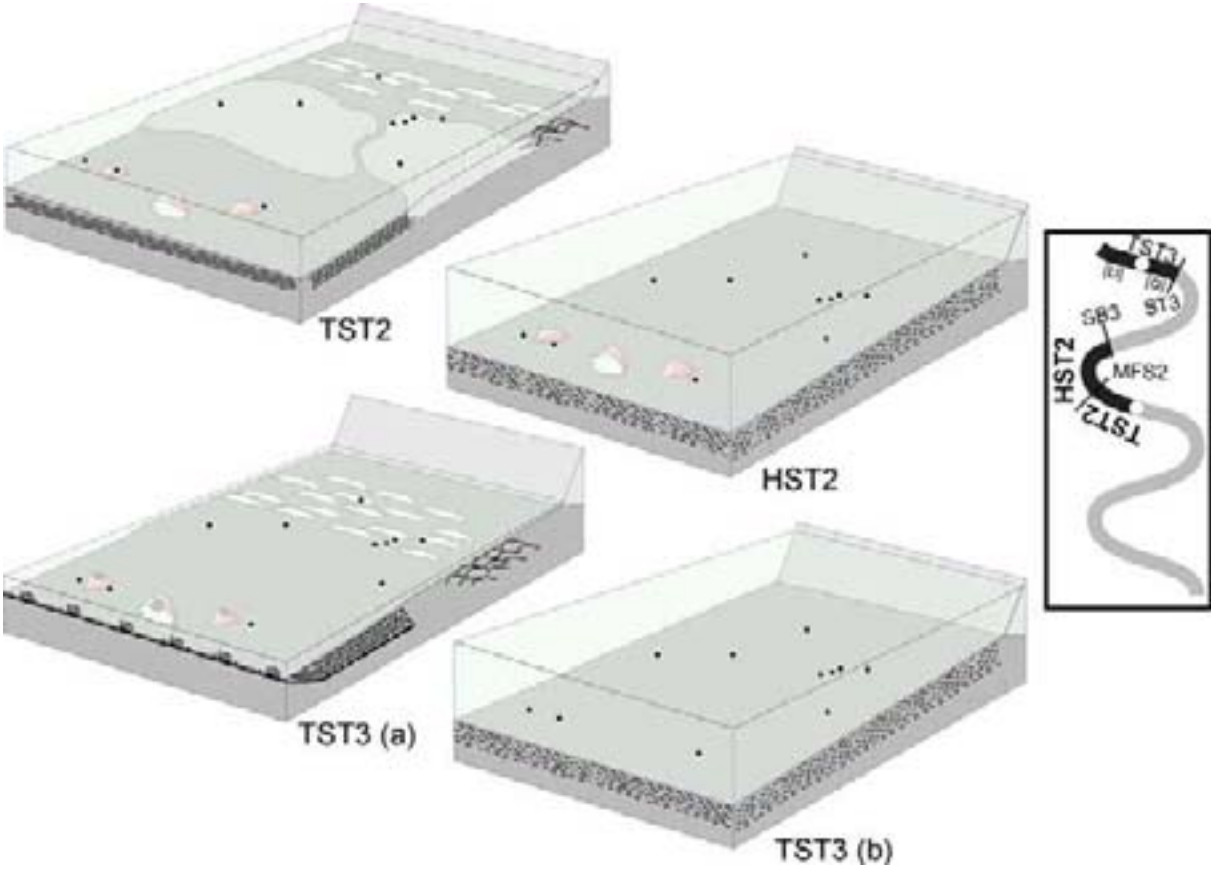


Figure X.5 : reconstitution paléogéographique et variations géochimiques au cours du dépôt de la Formation d'Aisemont (partie supérieure du TST2, HST2 et TST3). A. Reconstitution du bassin sédimentaire frasnien, B. Courbe d'évolution de la SM et lien avec les séquences et C. Courbe de variation du niveau marin.

Ensuite, une régression importante (SB2) permet à la productivité carbonatée de reprendre, lors d'un nouveau cortège transgressif (TST3) (ou d'un cortège de bas niveau). Dans les zones de Namur et de Dinant se forment essentiellement des shoals à oncoïdes ou à pelloïdes alors que, dans la zone de Philippeville, les monticules du Membre du Petit-Mont développent des faciès gris beaucoup moins profonds (Boulvain & al., 1999). Dans la zone de Frasnes s'observent des niveaux de condensation biologique. Lorsque la transgression s'accélère, la sédimentation argileuse redevient omniprésente.

1.4 Susceptibilité magnétique

Dans ce travail, nous avons pu déterminer un lien direct entre les variations de susceptibilité magnétique au sein de sédiments calcaires de plate-forme et les variations du niveau marin. En effet, la susceptibilité est généralement liée aux faciès, aux cyclicités de quatrième ordre et aux séquences de troisième ordre. Pour les séquences de troisième ordre, lors de la première partie d'un TST, avant le point d'inflexion de hausse, les valeurs sont élevées ; ensuite, après le point d'inflexion, les valeurs deviennent très faibles, avec parfois un pic important lié à une condensation au niveau de la surface d'inondation maximale (MFS). Lors du dépôt du cortège de haut niveau (HST), les valeurs restent très faibles. Il faut attendre une régression importante et le retour aux faciès moins profonds de la première partie du cortège transgressif suivant pour retrouver des valeurs élevées.

Grâce aux analyses d'hystérésis, le minéral porteur du signal magnétique dans les calcaires a été identifié : il s'agit de la magnétite. Celle-ci a probablement une origine majoritairement liée aux apports détritiques.

L'intérêt majeur de l'analyse de la susceptibilité magnétique se voit ici confirmé, même pour les faciès lagunaires carbonatés qui sont, a priori, relativement protégés des apports détritiques.

1.5 Diagenèse

L'analyse diagénétique réalisée ici est préliminaire et les résultats encore fragmentaires. Cette analyse permet cependant de déterminer une succession de phases diagénétiques. Lors du passage à un environnement météorique, un ciment sparitique zoné (en cathodoluminescence) se met en place dans certaines cavités, il est suivi d'un ciment sparitique non zoné correspondant probablement à un environnement diagénétique d'enfouissement. Cet enfouissement s'accompagne de la formation de stylolithes et d'une dolomitisation locale. Les analyses isotopiques réalisées sur certains ciments qui semblent reliés à un environnement diagénétique météorique montrent des valeurs similaires à celles des brachiopodes et des valeurs admises pour les carbonates marins frasniens. Cela pourrait être en relation avec un système diagénétique relativement fermé.

1.6 Considérations générales

Ce travail montre l'intérêt d'une analyse pluridisciplinaire, par la mise en oeuvre combinée d'une étude de terrain, d'une analyse microscopique, d'une analyse séquentielle et diagénétique et de mesures de la susceptibilité magnétique et des rapports isotopiques.

Il semble, en ce qui concerne cette plate-forme carbonatée frasnienne, que les variations sédimentaires soient essentiellement liées aux variations eustatiques, mais également aux mouvements tectoniques qui influencent l'accommodation et les apports détritiques.

Les variations eustatiques sont le moteur principal de la sédimentation. En effet, le développement en trois temps des plates-formes frasniennes est une évolution largement reconnue dans le monde. Son caractère global permet une relation directe avec les variations eustatiques (Copper, 2002b). L'évolution des faciès au cours du temps, la cyclicité de quatrième et troisième ordre, la productivité carbonatée entre autres sont directement liées aux variations du niveau marin.

La tectonique influence la répartition latérale des faciès par le jeu de la tectonique de blocs, influant sur la morphologie de la plate-forme et sans doute les apports détritiques.

Les effets combinés de la tectonique de bloc et des variations eustatiques ont probablement eu une forte influence sur le passage d'une plate-forme à une rampe et sur les grandes variations d'ensembles faunistiques et d'apports détritiques.

2 Perspectives

Le sillon de Namur défini dans ce travail n'est contraint que par une seule coupe ; il serait particulièrement intéressant d'analyser d'autres coupes (mêmes si dans cette zone les affleurements sont plus fragmentaires) dans la partie ouest du Synclinorium de Namur (vallées de la Samme, de la Sennette et de l'Orneau). De même, il serait intéressant d'étudier d'autres coupes au bord sud du Synclinorium de Dinant, à la limite entre les Formations de Philippeville et de Lustin.

Pour mieux contraindre le modèle de stratigraphie séquentielle, pour lequel des interrogations subsistent, essentiellement en ce qui concerne la Formation d'Aisemont et ses équivalents latéraux, il serait important d'étudier d'autres affleurement qui exposent la Formation de Neuville ainsi que des coupes localisées au nord-est du bassin, en position plus proximale, pour mieux percevoir les variations latérales.

Les changements brusques au niveau du passage de la Formation de Lustin à la Formation d'Aisemont, bien que probablement en relation avec la tectonique et les variations du niveau marin, sont peut-être liés à d'autres facteurs qui seraient des précurseurs de la grande extinction de la limite Frasnien-Famennien. Des analyses isotopiques sur les brachiopodes à la transition entre les deux formations et sur la Formation d'Aisemont seraient certainement très instructives, entre autres en ce qui concerne la productivité carbonatée et les changements de température. Si les brachiopodes n'étaient pas suffisamment représentés dans la Formation de Lustin, peut-être que la quantité de conodontes récoltés dans cette formation pourrait être suffisante (entre 3 et 10 conodontes pourraient suffire, Wenzel et al., 2000), pour

appliquer la technique de Joachimski & Buggisch (2002) afin de déterminer si des changements de température se sont produits à ce moment).

En ce qui concerne la susceptibilité magnétique, pour s'assurer de la nature de la magnétite (détritique ou bactérienne), il serait probablement déterminant d'isoler ces minéraux pour les observer au microscope électronique à balayage. Compte tenu de la très faible quantité de magnétite au sein des calcaires (inférieure à un pour-cent) il est très difficile de l'isoler du résidu sec. La technique proposée par Hounslow et Maher (1996) appliquée à ces calcaires devrait peut-être permettre la mise en œuvre de telles extractions. Il serait également intéressant d'effectuer des analyses de susceptibilité magnétique avec un pas d'échantillonnage plus fin, afin de tester un lien éventuel avec les cyclicités du cinquième ordre qui semblent plus liées à des processus autocycliques qu'allocycliques. La compréhension de la technique de susceptibilité magnétique et des processus qui gèrent le signal est primordiale alors que l'engouement pour ce type de mesure est en constante augmentation.

L'étude diagénétique proposée dans ce travail devrait être complétée par de plus amples analyses isotopiques entre autres sur les ciments. Il serait intéressant également de réaliser des observations de géologie structurale et d'effectuer des mesures de direction des fractures F1 et F2 pour déterminer si les premières, qui sont considérées comme précoces, montrent effectivement des directions différentes et si ces directions pourraient être liées à de la tectonique de bloc.

Ce travail s'intègre également dans l'intérêt particulier que de nombreux scientifiques portent actuellement aux plates-formes carbonatées, pour la compréhension de la dynamique de cette usine à carbonates. Cela devrait permettre de mieux évaluer leur rôle de piège à carbone et leur influence dans les processus globaux.

Chapitre XI

REFERENCES

A

- Aigner, T. (1985). Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences. *Springer-Verlag*, Berlin, 174pp.

- Aitken, J.D. (1967). Classification and environmental significance of cryptalgal limestone and dolomites, with illustration from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 1163-1178.

- Amieux, P. (1982). La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, 6: 437-483.

- André, L. (1991). The concealed crystalline basement in Belgium and the "Brabantia" microplate concept: constraints from the Caledonian magmatic and sedimentary rocks. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114: 117-139.

- 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.

- Ayora, C., Taberner, C., Saaltink, N.W. & Carrera, J. (1998). The genesis of dedolomites: a discusion based on reactive transport modeling. *Journal of Hydrology*, 209: 346-365.

B

- Bathurst, R.G.C. (1966). Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, 5: 15-32.

- Bathurst, R.G.C. (1975). Carbonate sediments and diagenesis. *Elsevier*, 658 pp.

- Bhattacharyya, A. & Chakraborty, C. (2000). Analysis of Sedimentary Successions. A field manual. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield/, Rotterdam, 408pp.

- Bityukova, L., Shogenova, A. & Goetze, H.J. (1998). Influence of chemical composition on petrophysical properties of early Paleozoic carbonate rocks in Estonia. *In*: Goetze, H.J. & Schmidt, S. (Eds): Modelling Techniques in Geology and Geophysics by the Aid of Geoscientific Information Systems (GIS). *Physics and Chemistry of the Earth*, 23: 309–316.

- Blakemore, R. (1975). Magnetotactic Bacteria. *Science*, 190: 377-379.

- **Borradaile, G.J. & Lagroix, F.** (2000). Magnetic characterization using a three-dimensional hysteresis projection, illustrated with a study of limestones. *Geophysical Journal International*, 141: 213-226.

- **Borradaile, G.J., Chow, N. & Werner, T.** (1993). Magnetic hysteresis of limestones: facies control ? *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 76: 241-252.

- **Boulvain, F.** (1993). Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de l'Ardenne. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 260, 427 pp.

- **Boulvain, F.** (2001). Facies architecture and diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds. *Sedimentary Geology*, 145: 269-294.

- **Boulvain, F. & Herbosch, A.** (1996). Anatomie des monticules micritques du Frasnien belge et contexte eustatique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 197: 391-398.

- **Boulvain, F. & Coen-Aubert, M.** (1997). Le monticule Frasnien de la carrière du Nord à Frasnes (Belgique) : Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et coraux. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 285: 47p.

- **Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Helsen, S., Lacroix, D., Laloux, M., Casier, J.G., Dejonghe, L., Dumoulin, V., Ghysel, P., Godefroid, J., Mouravieff, N., Sartenaer, P., Tourneur, F. & Vanguestaine, M.** (1999). Les formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 44: 125pp.

- **Boulvain, F., Cornet, P., da Silva, A.C., Delaite, G., Demany, B., Humblet, M., Renard, M. & Coen-Aubert, M.** (2004). Reconstructing atoll-like mounds from the Frasnian of Belgium. *Facies*, In press.

- **Brand, U.** (1989). Global climatic changes during the Devonian-Mississippian: stable isotope biochemistry of brachiopods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecolgy*, 75: 311-329.

- **Brett, C.E.** (1995). Sequence stratigraphy, biosratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. *SEPM*, 10: 597-616.

- **Brett, C.E., Boucot, A.J. & Jones, B.** (1993). Absolute depths of Silurian benthic assemblages. *Lethaia*, 26: 25-40.

- **Brett, C.E. & Baird, G.C.** (1996). Middle Devonian sedimentary cycles and sequences in the northern Appalachian Basin. *Geological Society of America, Special Paper*, 306: 213-241.

- **Brookfield, M.E. & Brett, C.E.** (1988). Paleoenvironments of the Mid-Ordovician (Upper Caradocian) Trenton limestones of southern Ontario, Canada: Storm sedimentation on a shoal-basin shelf model. *Sedimentary Geology*, 57: 75-105.

- **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. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225: 91-114.

- **Burchette, T.P.** (1981). European Devonian reefs ; a review of currents concepts and models. *SEPM, Special Publication*, 30: 85-142.

- **Burkhalter, R.M.** (1995). Ooidal ironstone and ferriginous microbialites : origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology*, 42: 57-74.

C

- Chafetz, H.S. (1986). Marine peloids : a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Geology*, 56: 812-817.

- Chang, S.B.R., Kirschvink, J.L. & Stolz, J.F. (1987). Biogenic magnetite as a primary remanence carrier in limestone deposits. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 46: 289-303.

- Chen, D., Tucker, M.E., Jiang, M. & Zhu, J. (2001). Long distance correlation between tectonic controlled, isolated carbonate platforms by cyclostratigraphy and sequence stratigraphy in the Devonian of South China. *Sedimentology*, 48: 57-78.

- Chen, D., Tucker, M.E., Shen, Y., Yans, J. & Préat, A. (2002). Carbon isotope excursions and sea-level change: implications for the Frasnian-Famennian biotic crisis. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 623-626.

- Clari, P.A., Dela Pierre, F. & Martire, L. (1995). Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, 100: 97-121.

- Clark, D.A. (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology : aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17: 83-103.

- Cloetingh, S. (1988). Intraplate stresses : a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level. In, Sea level changes and integrated approach. *SEPM, special publication*, 42, 19-29 pp.

- Cnudde, C., Dejonghe, L. & Mamet, B. (1986). Paléogéographie des formations givetiennes et frasniennes du Synclinorium de Verviers. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 1986: 45p.

- Coen, M. (1968). Précision stratigraphique et écologique sur le Frasnien dans la région de l'Amblève. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 91: 337-346.

- Coen, M. (1972). Faciès, conodontes et stratigraphie du Frasnien de l'est de la Belgique pour servir à une révision de l'étage. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 95: 239-253.

- Coen, M. (1974). Le Frasnien de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 92: 383-395.

- Coen-Aubert, M. (1973). Le Givetien et le Frasnien de la vallée du Hoyoux. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 1973: 12.

- Coen-Aubert, M. (1974). Le Givetien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. Stratigraphie et paléoécologie. *Mémoire de l'académie royale de Belgique*, 18, 146 pp.

- Coen-Aubert, M. & Coen, M. (1974). Le Givetien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (bord nord du bassin de Dinant). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 97: 499-524.

- Coen-Aubert, M. & Lacroix, D. (1979). Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 101: 269-279.

- Cojan, I. & Renard, M. (1999). Sédimentologie. *Dunod*, Paris, 418 pp.

- **Copper, P.** (2002a). Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecolgy*, 181: 27-65.

- **Copper, P.** (2002b). Silurian and devonian reefs : 80 million years of global greenhouse between two ice ages. *SEPM, Special Publication, Phanerozoic Reef Patterns*, 72: 181-238.

- **Cornet, P.** (1975). Morphogenèse, caractères écologiques et distribution des stromatoporoïdes dévoniens au bord sud du bassin de Dinant (Belgique). Thèse Inédite, Université Catholique de Louvain, Leuven.

- **Crick, R.E. & Ellwood, B.B.** (1997). Magnetoscusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC). *Subcommission on Devonian Stratigraphy, newsletter*, 14: 35-50.

- **Crick, R.E., Ellwood, B.B. & El Hassani, A.** (1994). Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change: A new look at high resolution correlation. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, newsletter*, 11: 59-66.

- **Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hladil, J., El Hassani, A., Feist, R. & Hladil, J.** (1997). Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the eifelian-givetian GSSP and associated boudary sequences in north Africa and Europe. *Episodes*, 20: 167-175.

- **Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A. & Feist, R.** (2000). proposed magnetostratigraphy susceptibility magnetostratoype for the Eifelian-Givetian GSSP (Anti-Atlas, Morocco). *Episodes*, 23: 93-101.

- **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) and coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecolgy*, 167: 73-100.

- **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, Palaeoecolgy*, 181: 67-90.

- **Cumings, E.R.** (1932). Reef or bioherms ? *Geological Society of America, Bulletin*, 43: 331-352.

- **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.** (2003). Sedimentology, magnetic susceptibility and correlations of Middle Frasnian platform limestone (Tailfer and Aywaille sections, Belgium). *Geologica Belgica*, 6/3-4: 81-96.

- **Delcambre, B. & Pingot, J.L.** (2000a). Fontaine l'Evèque-Charleroi. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 46/7-8: 114pp.

- **Delcambre, B. & Pingot, J.L.** (2000b). Gozée-Nalinnes. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 52/3-4: 105pp.

- **Devleeschouwer, X.** (1999). La transition Frasnien-Famennien (Dévonien Supérieur) en Europe: Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et susceptibilité magnétique, Thèse inédite de Doctorat en Sciences présenté à l'Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, 411pp.

- **Dewalque, G.** (1882). Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique - Réplique à M.E. Dupont. *Bulletin de l'Académie Royale de Belgique*, 3ème série: 5-9.

- **Dickson, J.A.D.** (1965). A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 4971: 587.

- **d'Omalius d'Halloy, J.G.J.** (1862). Abrégé de géologie, 7ème édition, Bruxelles, Leipzig, Paris, 626pp.

- **Donovan, D.T. & Jones, E.J.W.** (1979). Causes of world-wide changes in sea level. *Journal of the Geological Society of London*, 136: 187-192.

- **Doremus, P. & Hennebert, M.** (1995a). Blicquy-Ath. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 38/5-6: 50pp.

- **Doremus, P. & Hennebert, M.** (1995b). Lens-Soignies. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 38/7-8: 54pp.

- **Dreesen, R.J.M.** (1987). Event-Stratigraphy of the Belgian Famennian (Upper-most Devonian, Ardennes Shelf). *In*: Vogel, A., Miller, H. & Greiling, R. (Eds): The Rhenish Massif : Structure, Evolution, Mineral Deposits and present geodynamics. *International Monograph series on interdisciplinary earth science research and applications. Braunschweig.*160pp.

- **Dumon, P.** (1929). Etude du Frasnien de Belgique. *Publication de l'Assemblée des Ingénieurs de l'école des Mines de Mons*, 30: 119-230.

- **Dumoulin, V.** (2001). Grandrieu-Beaumont. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 52/5-6: 70pp.

- **Dumoulin, V. & Marion, J.-M.** (1997a). Silenrieux-Walcourt. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 52/7-8: 75pp.

- **Dumoulin, V. & Marion, J.-M.** (1997b). Sautour-Surice. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 58/1-2: 70pp.

- **Dumoulin, V. & Marion, J.-M.** (1998). Froidchapelle-Senzeille. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 57/3-4: 48pp.

- **Dumoulin, V., Marion, J.-M., Boulvain, F., Coen-Aubert, M. & Coen, M.** (1998). Nouvelles données lithostratigraphiques sur le Frasnien de l'Anticlinorium de Philippeville. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 6: 79-85.

- **Dumoulin, V., Bertrand, M. & Préat, A.** (1999). Microfaciès et cyclicité au sein d'un complexe biostromal de la partie moyenne du Frasnien à Cerfontaine "Massif de Philippeville", Synclinorium de Dinant (Belgique). *Bulletin de la Société belge de géologie*, 105: 99-118.

- **Dunham, R.J.** (1970). Stratigraphic Reefs versus ecologic reefs. *The American Association of Petroleum geologists, Bulletin*, 54: 1931-1950.

- **Dunlop, D.J.** (1995). Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2161-2174.

- **Dupont, E.** (1881). Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *Bulletin de l'Académie Royale de Belgique*, 3ème série: 264-280.

E

- Ellwood, B.B., Crick, R.E. & El Hassani, A. (1999). Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco. *The American Association of Petroleum geologists, Bulletin*, 83: 1119-1134.

- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L. & Young, R.H. (2000). Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks : detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28: 1135-1138.

- Ellwood, B.B., Crick, R.E., Garcia-Alcade Fernandez, J.L., Soto, F.M., Truyóls-Massoni, M., El Hassani, A. & Kovas, E.J. (2001). Global correlation using magnetic susceptibility data from Lower Devonian rocks. *Geological Society of America, Bulletin*, 29: 583-586.

- Ellwood, B.B., Benoist, S.L., El Hassani, A., Wheeler, C. & Crick, R.E. (2003a). Impact ejecta layer from the Mid-Devonian: possible connection to global mass extinctions. *Science*, 300: 1734-1737.

- Ellwood, B.B., MacDonald, W.D., Wheeler, C. & Benoist, S.L. (2003b). The K-T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical confirmation. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 529-540.

- Elrick, M. & Read, J.F. (1991). Cyclic ramp-to-basin carbonate deposits, Lower Mississippian Wyoming and Montana : a combined field and computer modeling study. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 1194-1224.

- Elrick, M. (1995). Cyclostratigraphy of Middle Devonian carbonates of the eastern great basin. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 61-79.

- Elrick, M. (1996). Sequence stratigraphy and platform evolution of Lower-Middle Devonian carbonates, eastern Great Basin. *Geological Society of America, Bulletin*, 108: 392-416.

- Embry, A.F. & Klovan, J.E. (1972). Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau*, 61: 672-686.

- English, L.T.P. (1999). The use of magnetic susceptibility and trace element geochemistry for the correlation of fine-grained siliciclastic sequences : a Late Llandovery example from northwest England. *Geological Magazine*, 136: 423-436.

F

- Fielitz, W. & Mansy, J. (1999). pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309: 227-256.

- Fischbuch, N.R. (1968). Stratigraphy, Devonian Swan Hills reef complexes of central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 16: 444-556.

- Fischer, A.G. (1964). The lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 169: 107-149.

- Flügel, E. (1972). Microfazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud*, 21: 9-64.

- Flügel, E. (1982). Microfacies analysis of limestones. *Springer-Verlag*, Berlin, 633 pp.

- Frakes, L.A., Francis, J.E. & Syktus, J.I. (1992). Climate modes of the Phanerozoic. The history of the Earth's climate over the past 600 million years. *Cambridge University Press*, 274 pp.

- Friedman, G.M., Amiel, A.J., Braun, M. & Miller, D.S. (1973). Generation of carbonates particles and laminites in algal mats - example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea. *The American Association of Petroleum geologist, Bulletin*, 57: 541-557.

G

- Garland, J., Tucker, M.E. & Scrutton, C.T. (1996). Microfacies analysis and metre-scale cyclicity in the Givetian back-reef sediments of south-east Devon. *Read at the Annual Conference of the Ussher Society, January 1996,* 31-36.

- Ginsburg, R.N. (1971). Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (Abstract). *The American Association of Petroleum geologists, Bulletin*, 55: 340.

- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J. & Dunn, P.A. (1993). The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso GP, West Texas): Constraints from outcrop data and stratigraphy modelling. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 318-359.

- Gouwy, S. & Bultynck, P. (2000). Graphic correlation of Frasnian sections (Upper Devonian) in the Ardenns, Belgium. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 70: 25-52.

- Groessens, E. (1971). Le Frasnien moyen de la coupe de "la corniche" à Godinne. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 1971: 15.

- Grover, G.J. & Read, J. (1978). Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician new market limestone, Southwestren Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 453-473.

H

- Han, G., Préat, A., Chamley, H., Deckoninck, J.F. & Mansy, J.L. (2000). Paleozoic clay mineral sedimentation and diagenesis in the Dinant and Avesnes Basins (Belgium, France) : relationships with Variscan tectonism. *Sedimentary geology*, 136: 217-238.

- Handford, C.R. & Loucks, R.G. (1993). Carbonate Depositional sequences and systems tract - Responses of Carbonate Platforms to relative sea-level changes. *In*: Loucks, R.G. & Sarg, J.F. (Eds): Carbonate sequence stratigraphy. Recent developments and applications. *The American Association of Petroleum geologist, Memoir,* 57: 3-41.

- Hardie, L.A. (1977). Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of nothwest Andros Island, Bahamas. *The J. Hopkins University Press*, Baltmores and London, 202 pp

- Harris, P.M., Kendall, C.G.S. & Lerche, I. (1985). Carbonate cementation - a brief review. *In*: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds): Carbonate cements. *SEPM Special Publication*, 36: 79-95.

- Heckel, P.H. (1972). Carbonate buildups in the geological record: A review. *In*: Laporte, L.F. (Eds): Reefs in time and Space. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 18: 89-154.

- Helsen, S. (1992). Conodont colour alteration maps for Paleozoic strata in Belgium, Northern France and Westernmost Germany - Preliminary results. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 115: 135-143.

- Helsen, S. (1995). Burial history of Paleozoic strata in Belgium as revealed by conodont colour alteration data and thickness distributions. *Geologische Rundschau*, 84: 738-747.

- Hennebert, M. & Doremus, P. (1997a). Antoing-Leuze. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 37/7-8: 74pp.

- Hennebert, M. & Doremus, P. (1997b). Hertain-Tournai. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 37/5-6: 66pp.

- Hennebert, M. & Eggermont, B. (2002). Braine-le-Compte - Feluy. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 39/5-6: 63pp.

- Henshaw, P.C. & Merril, R.T. (1980). Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Reviews of geophysics and space physics*, 18: 483-504.

- Hladil, J. (1986). Trends in the development and cyclic patterns of the Middle and Upper Devonian Buildsups. *Facies*, 15: 1-34.

- Hladil, J., Slavik, L., Carew, J.L., Mylroie, J.E. & Gersl, M. (2003). Early diagenetic origin and persistence of gamma-ray and magnetosusceptibility patterns in platform carbonates: comparison of Devonian and Quaternary sections. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28: 719-727.

- Homewood, P.W., Guillocheau, F., Eschard, R. & Cross, T.A. (1992). Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin du Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, 16: 357-381.

- Hounslow, M.W. & Maher, B.A. (1996). Quantitative extraction and analysis of carriers of magnetization in sediments. *Geophysical Journal International*, 124: 57-74.

- Hurley, N.F. & Lohmann, K.C. (1989). Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 127-146.

J

- James, N.P. (1983). Reef environment in carbonate depositional environments. *In*: Scholle, P.A., Bedout, D.G. & Moore, C.H. (Eds): Carbonate depositional environment. *The American Association of Petroleum geologist, Memoir*, 33: 345-440, Tusla.

- James, N.P. (1984). Shallowing-upward sequences in carbonates. *In*: Walker, R.G. (Eds): Facies models. *2nd edition, Geoscience Canada, Reprint series 1*: 213-228.

- Jervey, M.T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.G. (Eds): Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 47-69.

- Joachimski, M. (1994). Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, 41: 805-824.

- Joachimski, M. & Buggisch, W. (2002). Conodont apatite $\delta^{18}O$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, 30: 711-714.

- Johnson, J.G., Klapper, G. & Sandberg, C.A. (1985). Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America, Bulletin*, 96: 567-587.

K

- Keith, M.L. & Parker, R.H. (1965). Local variations of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ content of mollusk shells and relatively minor temperature effect in marginal marine environement. *Marine Geology*, 3: 115-129.

- Kerans, C., Hurley, N.F. & Playford, P.E. (1986). Marine diagenesis in Devonian Reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. *In*: Schroeder, J.H. & Purser, B.H. (Eds): Reef diagenesis. *Springer-Verlag*: 357-380.

- Kershaw, S. (1993). Sedimentation control on growth of stromatoporoid reefs in the Silurian of Gotland, Sweden. *Journal of the geological Society of London*, 150: 127-205.

- Kershaw, S. (1994). Classification and geological significance of Biostromes. *Facies*, 31: 81-92.

- Kershaw, S. (1998). The application of stromatoporoid palaeobiology in palaeoenvironmental analysis. *Palaeontology*, 41: 509-544.

- Kershaw, S. & Keeling, M. (1994). Factors controlling the growth of stromatoporoid biostromes in the Ludlow of Gotland, Sweden. *Sedimentary Geology*, 89: 325-335.

- Kiessling, W., Flugel, E. & Golonka, J. (1999). Paleoreef maps : evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs. *The American Association of Petroleum geologists, Bulletin*, 83: 1552-1587.

- Kirschvink, J.L. & Chang, S.B.R. (1984). Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments: possible bacterial magnetofossils. *Geology*, 12: 559-562.

- Kirschvink, J.L. & Lowenstam, H.A. (1979). Mineralization and magnetization of chiton teeth: paleomagnetic, sedimentologic, and biologic implications of organic magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, 44: 193-204.

- Klapper, G. (1997). Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in Montagne Noire, France and western Canada. *In*: Klapper, G., Murphy, M.A. & Talent, J.A. (Eds): Paleozoic sequence stratigraphy biostratigraphy and biogeography : studies in honor of J. Granville ("Jess") Johnson. *Geological Society of America, Special Paper*, 321: 113-129.

L

- Lacroix, D. (1974). Sur la stratigraphie du Mésodévonien et du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Namur. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 97: 11-21.

- Laloux, M., Dejonghe, L., Geukens, F., Ghysel, P., Hance, L. & Polrot, F. (1996a). Limbourg-Eupen. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 43/5-6: 192pp.

- Laloux, M., Dejonghe, L., Ghysel, P. & Hance, L. (1996b). Fléron - Verviers. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 43/7-8 : 150pp.

- Lean, C.M.B. & McCave, I.N. (1998). Glacial to interglacial mineral magnetic and palaeoceanographic changes at Catham Rise, SW PAcific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 247-260.

- Lecompte, M. (1936). Contribution à la connaissance des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne. *Mém. Inst. Géol. UCL*, X: 30-113.

- Lecompte, M. (1970). Die Riffe im Devon des Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. *Geologica et Palaeontologica*, 4: 25-71.

- Lee, Y.I., Hyeong, K. & Yoo, C.M. (2001). Cyclic sedimentation across a Middle Ordovician Carbonate Ramp (Duwibong Formation), Korea. *Facies*, 44: 61-74.

- Legrand, R. (1964). Le sondage de Booischot. *Annales des Mines de Belgique*, 4: 462-463.

- Legrand, R. (1968). Le Massif du Brabant. *Mémoire Explicatif des Cartes Géologiques et Minières de Belgique*, 9: 148pp.

- Lemonne, E. & Dumoulin, V. (1998). Agimont-Beauraing. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 58/3-4: 66.

- Link, T.A. (1950). Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil. *The American Association of Petroleum geologists, Bulletin*, 34: 263-294.

- Lloyd, M.R. (1964). Variations in the oxygen and the carbon isotope ratios of Florida Bay molluscs and their environmental significance. *Journal of Geology*, 72: 84-111.

- Logan, B.W., Rezaki, R. & Ginsburg, R.W. (1964). Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 68-83.

- **Louks, R.G. & Sarg, J.F.** (1993). Carbonate sequence stratigraphy : recent developments and applications. *The American Association of Petroleum geologists, Memoir*, 57, 545pp.

M

- **Machel, H.G. & Burton, E.A.** (1991). Causes of spatial distribution of anomalous magnetization in hydrocarbon seepage environments. *The American Association of Petroleum geologist, Bulletin*, 75: 1864-1876.

- **Machel, H.G. & Hunter, I.G.** (1994). Facies model for Middle to Late Devonian shallow-marine carbonates, with comparisons to modern reefs : a guide for facies analysis. *Facies*, 30: 155-176.

- **Macintyre, I.A.** (1985). Submarine cements – the peloidal question. *In*: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds): Carbonate cements. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 36: 109–116.

- **Mailleux, E.** (1913). Quelques mots sur les récifs frasniens de la plaine des Fagnes, entre Nismes et Chimay. *Bulletin de la Société belge de géologie*, XXVII: 114-124.

- **Mallamo, M.P. & Geldsetzer, H.H.J.** (1991). The western margin of the Upper Devonian Fairholme Reef Complex, Banff-Kananskis area, southwestern Alberta. *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper*, 91: 59-69.

- **Mamet, B.L.** (1970). Sur les *Umbellaceae*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 1164-1171.

- **Mamet, B. & Boulvain, F.** (1992). Microflore des monticules micritiques frasniens "F2j" de Belgique. *Revue de micropaléontologie*, 35: 283-302.

- **Mamet, B. & Préat, A.** (1986). Algues givetiennes du bord sud du bassin de Dinant et des régions limitrophes. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 109: 431-454.

- **Mamet, B. & Préat, A.** (1992). Algues du Dévonien moyen de Wellin (Synclinorium de Dinant, Belgique). *Revue de micropaléontologie*, 35: 53-75.

- **Marion, J.-M. & Barchy, L.** (1999). Chimay - Couvin. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 57/7-8: 91pp.

- **Marion, J.-M. & Barchy, L.** (2001). Momignies-Séloignes. *Notice explicative, Carte géologique de Wallonie (1:25.000)*, 57/5-6: 75pp.

- **Marshall, J.D.** (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129: 143-160.

- **May, A.** (1992). Paleoecology of Upper Eifelian and Lower Givetian coral limestones in the Northwestern Sauerland (Devonian; Rhenish Massif). *Facies*, 26: 103-116.

- **McKee, E.D. & Gutschick, R.C.** (1969). Histrory of Redwall limestone of northern Arizona. *Geological Society of America, Memoirs*, 114: 726.

- **McKerrow, W.S. & Scotese, C.R.** (1990). Paleozoic palaeogeography and biogeography. *Geological Society of London, Memoir*, 12, 433 pp.

- McLean, D.J. & Mountjoy, E.W. (1994). Allocyclic control on Late Devonian buildup development, Southern Canadian Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 326-340.

- McNeill, D.F., Ginsburg, R.N., Chang, S.B.R. & Kirschvink, J.L. (1988). Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from San Salvador, Bahamas. *Geology*, 16: 8-12.

- Meijers Drees, N.C. & Geldsetzer, H.H.J. (1984). Correlations between upper Devonian surface and subsurface map units in West-Central Alberta. *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, paper*, 84: 337-349.

- Méndez-Bedia, I., Soto, F.M. & Fernández-Martínez, E. (1994). Devonian reef types in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and their faunal composition. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172: 161-183.

- Meyers, W.J. (1978). Carbonate cements : their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology*, 25: 371-400.

- Meyers, W.J. & Lohmann, K.C. (1985). Isotope geochemistry of regional extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico. *In*: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds): Carbonate cements. *SEPM Special Publication*, 36: 223-239.

- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. & Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea leve, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In*: Payton, C.E. (Eds): Seismic stratigraphy - applications to hydorcarbon exploration. *The American Association of Petroleum geologists, Memoir*, 26: 53-62.

- Mojon, P.O. & Strasser, A. (1987). Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). *Eclogae geologicae Helveticae*, 80: 37-58.

- Moore, C.H. (1989). Carbonate diagenesis and porosity. *Developements in Sedimentology*, 46, Elsevier, 338 pp.

- Mörner, N.A. (1994). Internal response to orbital forcing and external cyclic sedimentary sequences. *In*: De Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds): Orbital Forcing and Cyclic Sequences. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 19: 25-33.

- Mountjoy, E.W. & Krebs, W. (1983). Diagenesis of Devonian reefs and buildups, Western Canada and Europe - a Comparison. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 134: 5-60.

N

- Nader, F. (2003). Petrographic and geochemical study of the Kesrouane Formation (Jurassic), Mount Lebanon: Implications on dolomitization and petroleum geology. Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit Leuven, 385 pp.

- Neumann, A.C. & Macintyre, I. (1985). Reef response to sea level rise : Keep-up, Catch-up or Give-up. *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress, Tahiti*, 3: 105-110.

O

- Oncken, O., Von Winterfeld, C.H. & Dittmar, U. (1999). Accretion of a rifted passive margin : The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust beld (Middle European Variscides). *Tectonics*, 18: 75-91.

- Osleger, D. (1991). Subtidal carbonates cycles: implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology*, 19: 917-920.

P

- Peterhänsel, A. & Pratt, B.R. (2001). Nutrient-triggered bioerosion on a giant carbonate platform masking the postextinction Famennian benthic community. *Geology*, 29: 1079-1082.

- Peterhänsel, A. (2003a). Calcareous steinkerns: a major source of "non-skeletal" grains. 12th Bathurst Meeting International Conference of Sedimentologists. Special Publication: p81, Durham.

- Peterhänsel, A. (2003b). Depositional dynamics of a giant carbonate platform - The Famennian Palliser Formation of Western Canada. Unpublished thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, 220pp.

- Pohler, S.M.L. (1998). Devonian Carbonate buildup facies in an intra-oceanic Island Arc (Tamworth Belt, New South-Wales, Australia). *Facies*, 39: 1-34.

- Pomar, L. (2001). Types of carbonate platform: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.

- Potma, K., Weissenberger, J.A.W., Wong, P.K. & Gilhooly, M.G. (2001). Toward a sequence stratigraphic framework for the Frasnian of the Western Canada basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49: 37-85.

- Poty, E. (1997). Devonian and Carboniferous tectonics in the eastern and southern parts of the Brabant Massif (Belgium). *Aardkundige Mededelingen. Belgian Symposium on Structural Geology and Tectonics*, 8: 143-144.

- **Poty, E.** (1999). Famennian and Tournaisian recoveries of shallow water Rugosa following late Frasnian and Late Strunian major crises, southern Belgium and surrounding areas, Hunan (South China) and the Olmon region (NE Siberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecolgy*, 154: 11-26.

- Pratt, B.R. & James, N.P. (1986). The St George Group (Lower Ordovician) of Western Newfoundland : tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *sedimentology*, 33: 313-343.

- Préat, A. & Kasimi, R. (1995). Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eifeliennes-givetiennes franco-belge. Première partie : microfaciès et modèle sédimentaire. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, 13: 47-86.

- Préat, A., Dumoulin, V. & Bertrand, M. (1999). Sédimentologie et analyse séquentielle de la Formation de Philippeville (partie moyenne du frasnien) des coupes de Pry et de Laneffe Synclinorium de Dinant (Belgique). *Bulletin de la Société belge de géologie*, 105: 119-137.

- Purser, B.H. (1980). Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome1 : Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, Ed. Technip, Paris, 367 pp.

R

- Racki, G. (1992). Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37: 87-182.

- 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, Palaeoecolgy*, 181: 251-297.

- Radke, B.H. & Mathis, R.L. (1980). On the formation and occurence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1149-1168.

- Read, J. (1973). Carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. *The American Association of Petroleum geologist, memoirs*, 12: 1-60.

- Reijers, T.J.A. (1984). Devonian carbonate facies patterns in the Dinant synclinorium, Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, 63: 19-29.

- Robardet, M., Blaise, J., Bouyx, E., Gouvernec, R., Lardeux, H., Le Herisse, A., Le Menn, J., Melou, M., Paris, F., Plusquellec, Y., Poncet, J., Regnault, S., Rioult, M. & Weyant, M. (1993). Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164: 683-695.

- Robinson, S.G. (1993). Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores : examples from ODP Leg 115. *In*: Hailwood, E.A. & Kidd, R.B. (Eds): High Resolution stratigraphy. *Geological Society Special Publication*, 70: 65-98.

- Rochette, P. (1987). Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of "magnetic isogrades". *Earth and Planetary Science Letters*, 84: 446-456.

- Roux, A. (1985). Introduction à l'études des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie à la tectonique des plaques). *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, 9: 465-699.

S

- Sarg, J.F. (1988). carbonates sequence stratigraphy. Part II. Sea-Level changes and sequence stratigraphy. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.G. (Eds): Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 155-180.

- Satterley, A.R. (1996). Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachstein limestone, Austria : the role of patterns of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basin system. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 307-323.

- Schlager, W. (1999). Type 3 sequence boundary. *In*: Harris, P.M, Saller, A.H. & Simo, J.A. (Eds.) Advances in carbonate sequence stratigraphy: applications to reservoirs, outcrops and models. *SEPM, Special Publication*, 63: 35-45.

- Schneider, J., de Wall, H., Kontny, A. & Bechstädt, T. (2004). Magnetic susceptibility variations in carbonates of the La Vid Group (Cantabrian Zone, NW-Spain) related to burial diagenesis. *Sedimentary Geology*, 166: 73-88.

- Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. (1990). revised maps and introduction. *In*: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R. (Eds): Paleozoic palaeogeography and biogeography. *The Geological Society Memoir*, 1-12.

- Shen, J.-W. & Zhang, S.-L. (1997). A Late Devonian (Frasnian) Coral-Baffelstone Reef at Houshan in Guilin, South China. *Facies*, 37: 86-98.

- Stage, M. (2001). Magnetic susceptibility as carrier of a climatic signal in chalk. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 17-27.

- Stolz, J.F., Chang, S.B.R. & Kirschvink, J.L. (1986). Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments. *Nature*, 321: 849-851.

- Strasser, A. (1988). Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35: 369-383.

- Strasser, A. & Hillgärtner, H. (1998). High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). *Eclogae geologicae Helveticae*, 91: 375-390.

- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. & Pasquier, J.-B. (1999). Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128: 201-221.

- Sun, S.Q. & Wright, V.P. (1989). Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. *Sedimentary Geology*, 65: 165–181.

- Switzer, S.B., Holland, W.G., Christie, D.S., Graf, G.C., Hedinger, A.S., McAuley, R.J., Wiersbicki, R.A. & Packard, J.J. (1994). Devonian Woodbend-Winterburn strata of the Western Canada sedimentary basin. *In*: Mossop, G.D. & Shetsen, I. (Eds): Geological atlas of the Western Canada sedimentary basin. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Core Conference*: 132-147.

T

- The PACE TMR Network Team & Winchester, J.A. (2002). Paleozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360: 5-21.

- Tite, M.S. & Linington, R.E. (1975). Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils. *Nature*, 256: 565-566.

- Tourneur, F., Babin, C., Bigey, F., Boulvain, F., Brice, D., Coen-Aubert, M., Dreesen, R., Dusar, M., Loboziak, S., Loy, W. & Streel, M. (1988). Le Dévonien du sondage de Nieuwkerke (Flandre Occidentale, Belgique - extrémité occidentale du Synclinorium de Namur). *Annales de la Société Géologique du Nord*, CVIII: 85-112.

- Tsien, H.H. (1970). Espèce du genre *Disphyllum* (rugosa) dans le Dévonien moyen et le Frasnien de la Belgique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 93: 159-182.

- Tsien, H.H. (1977). Morphology and development of Devonian reefs and reef complexes in Belgium. *Proceeding, Thrid International Coral Reef Symposium. Rosenstiel Schhol of Marine and Atmospheric Science. University of Miami, May 1977.*191-200.

- Tsien, H.H. (1984). Récifs Dévonien des Ardennes - Paléoécologie et structure. *In*: Geister & Herb (Eds): Géologie et paléoécologie des récifs. *Inst. Géol. Univ. Berne*, 7: 7.1-7.30.

- Tsien, H.H. (1988). Devonian paleogeography and reef development of Northwestern and central Europe. *In*: Mc Millan, N.J., Embry, A.F. & Glass, D.J. (Eds): Devonian of the world. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir*, 14: 341-357.

- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (1990). Carbonate sedimentology. *Blackwell*, 482 pp.

- Tucker, M.E. (1991). Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. Second edition. Geoscience texts. *Blackwell Science*, 260 pp.

- Tucker, M.E., Bradley, D.C., Ver Straeten, C.A., Harris, A.G., Ebert, J.R. & McCutcheon, S.R. (1998). New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. *Earth and planetary science letters*, 158: 175-186.

V

- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr. & Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *In*: Payton, C.E. (Eds): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. *The American Association of Petroleum geologist, Memoir*, 26: 83-97.

- Van Buchem, F.S.P., Chaix, M., Eberli, G.P., Whalen, M.T., Masse, J.-P. & Mountjoy, E.W. (2000). Outcrop to subsurface correlation of the Upper Devonian (Frasnian) in the Alberta basin (W. Canada) based on the comparison of the Miette and Redwater carbonate buildup margins. *In*: Homewood, P.W. & Eberli, G.P. (Eds): Genetic stratigraphy on the exploration and the production scales. Case studies from the Pennsylvanian of the

Paradox basin and the Upper Devonian of Alberta. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine, Mémoire*, 24: 225-252.

- Van Wagoner, J.G., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988). An overview of the Fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Part II. Sea-Level changes and sequence stratigraphy. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.G. (Eds): Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 39-46.

- Vanbrabant, Y. (2001). Evolution géodynamique de la partie orientale de l'allochtone de l'Ardenne. Observations structurales et modélisations numériques. Thèse Inédite, Université de Liège, 350pp.

- Vanderaveroet, P., Averbuch, O., Deconinck, J.-F. & Chamley, H. (1999). A record of glacial / interglacial alternations in Pleistocene sediments of New Jersey expressed by clay mineral, grain size and magnetic susceptibility data. *Marine Geology*, 159: 79-92.

- Veizer, J., Fritz, P. & Jones, B. (1986). Geochemistry of brachiopods, Oxygen and Carbon isotopic records of Paleozoic oceans. *Geochemica & Cosmochimica Acta*, 50: 1679-1696.

- Vennin, E. & Aurell, M. (2001). Stratigraphie séquentielle de l'Aptien du sous-bassin de Galvé (Province de Teruel, NE de l'Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172: 397-410.

- Von Winterfeld, C.H. (1994). Variszische deckentektonik und devonische beckengeometrie des Nordeifel - Ein quantitative model. Profilbilanzierung und strain-analyse im linksrheinischen schiefergebirge). Aachener geowissenschafliche Beiträge, 319 pp.

W

- Wachter, E. & Hayes, J.M. (1985). Exchange of oxygen isotopes in carbon-dioxide - phosphoric acid systems. *Chemical Geology*, 52: 365-374.

- Walden, J., Oldfield, F. & Smith, J. (1999). Environmental magnetism: a practical guide. Technical Guide n°6. *Quaternary Research Association*, London, 243 pp.

- Walker, K.R. & Alberstadt, L.P. (1975). Ecological succession as an aspect of structure in fossil commuities. *Paleobiology*, 3: 238-257.

- Walls, R.A. & Burrowes, G. (1985). The role of cementation in the diagenetic history of Devonian Reefs, Western Canada. *In*: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds): Carbonate cements. *SEPM Special Publication*, 36: 185-220.

- Warrlich, G.M.D., Waltham, D.A. & Bosence, D.W.J. (2002). Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward stratigraphic modelling program (CARBONATE 3D). *Basin Research*, 14: 379-400.

- Weissenberger, J.A.W. (1994). Frasnian reef and basinal strata of West Central Alberta: a combined sedimentological and biostratigraphic analysis. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 42: 1-25.

- Weller, H. (1991). Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz Area (Germany). *Facies*, 25: 1-50.

- Wendte, J.C. & Embry, A.F. (2002). Toward a sequence stratigraphic framework for the Frasnian of the Western Canadian Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 50: 328-331.

- Wenzel, B., Lécuyer, C. & Joachimski, M. (2000). Comparing oxygen isotope records of Silurian calcite phosphate - $d^{18}O$ compositions of brachiopods and conodonts. *Geochemica & Cosmochimica Acta*, 64: 1859-1872.

- Whalen, M.T., Eberli, G.P., Van Buchem, F.S.P. & Mountjoy, E.W. (2000). Facies models and architecture of Upper Devonian carbonate platforms (Miette an Ancient wall), Alberta, Canada. *In*: Homewood, P.W. & Eberli, G.P. (Eds): Genetic stratigraphy on the exploration and the production scales. Case studies from the Pennsylvanian of the Paradox basin and the Upper Devonian of Alberta. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine, Mémoire*, 24: 139-178.

- Wilson, J.L. (1975). Carbonate Facies in geologic history. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 473 pp.

- Wolf, K.H. (1965). Gradational sedimentary products of calcareous algae. *Sedimentology*, 5: 1-37.

- Wood, R. (2000). Palaeoecology of a late Devonian back reef : Canning Basin, Western Australia. *Palaeontology*, 43: 671-703.

- Worsley, T.R. & Davies, T.A. (1979). Sea-level fluctuation and deep-sea sedimentation rates. *Science*, 203: 455-456.

- Wright, V.P. (1994). Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews*, 35: 367-395.

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.P. (1982). Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell Internationale Petroleum Maatschappij*, 130 pp.

TABLE DES MATIERES

ANNEXE 1 : FICHES DESCRIPTIVES D'AFFLEUREMENTS 1

1. **Introduction** 1
2. **Légende** 1
3. **Liste des figures des fiches descriptives d'affleurements** 5
4. **Les fiches** 10

Fiche descriptive d'affleurement 1 : Aywaille 11
Fiche descriptive d'affleurement 2 : Barse 24
Fiche descriptive d'affleurement 3 : Bolland 33
Fiche descriptive d'affleurement 4 : Chaudfontaine 37
Fiche descriptive d'affleurement 5 : Colonster 44
Fiche descriptive d'affleurement 6 : Huccorgne 52
Fiche descriptive d'affleurement 7 : Netinne 67
Fiche descriptive d'affleurement 8 : Neuville 76
Fiche descriptive d'affleurement 9 : Prayon 85
Fiche descriptive d'affleurement 10 : Soumagne 91
Fiche descriptive d'affleurement 11 : Tailfer 96
Fiche descriptive d'affleurement 12 : Tilff 108
Fiche descriptive d'affleurement 13 : Villers 119
Fiche descriptive d'affleurement 14 : Judy Creek 131
Fiche descriptive d'affleurement 15 : Golden Spike 134
Fiche descriptive d'affleurement 16 : Redwater Reef 138
Fiche descriptive d'affleurement 17 : Door Jamb Mountain 142

5. **Références** 151

ANNEXE 2 : DONNEES ISOTOPIQUES 153

ANNEXE 3 : DONNEES DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE 158

Annexe 1

FICHES DESCRIPTIVES D'AFFLEUREMENTS

1. Introduction

Dans ce travail, les affleurements sont présentés en détail par une fiche descriptive. Les affleurements sont décrits selon le schéma suivant :

- Une fiche avec la bibliographie des travaux réalisés antérieurement sur la coupe concernée, une localisation géographique et géologique sommaire ainsi qu'une description de l'affleurement (orientation des couches, observations structurales et stampe recoupée).
- Une localisation géographique générale sur la carte de Belgique et une localisation géographique régionale
- Une localisation géologique générale sur la carte de Belgique et une localisation géologique régionale
- Une description de l'affleurement, avec l'orientation des couches et les éventuels problèmes structuraux, ainsi que l'épaisseur et la nature des roches recoupées. Cette description est accompagnée d'une vue d'ensemble de l'affleurement grâce à un schéma et/ou des photos lorsque cela a été possible.
- Une description succincte de la lithologie accompagnée d'une colonne lithologique simplifiée et d'une colonne lithologique détaillée (1/25).
- Une colonne lithologique simplifiée accompagnée de la courbe d'évolution des microfaciès brute et, quand cela peut amener un éclaircissement, d'une courbe lissée (lissage par moyenne mobile avec 7 points) accompagnés d'une courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique brute et accessoirement lissée (7 points) non interprétées.
- La même figure que précédemment, accompagnée de l'interprétation en stratigraphie séquentielle.

2. Légende

La légende des cartes géologiques est reprise ci-dessous. Les cartes géologiques étant parfois relativement vieilles, les couleurs peuvent parfois ne plus correspondre. On se réfèrera alors aux sigles lettrés représentant les Etages ou les Formations.

La première légende (Fig.1. ci-dessous) correspond aux cartes réalisées à la fin du dix-neuvième siècle ou au début du vingtième. Ces cartes sont des cartes géologiques biostratigraphiques, c'est à dire que le découpage se fait selon les âges relatifs des différentes couches (subdivision en Assise, Etage, Série et Système).

La deuxième légende (Fig.2. ci-dessous) reprend les cartes réalisées actuellement par la région Wallonne. Ces cartes géologiques sont des cartes lithostratigraphiques, le découpage se faisant selon la lithologie, en tenant compte de la position stratigraphique des différentes couches (subdivision en Membres, Formations et Groupes).

Figure 1: Légende des cartes réalisées à la fin du dix-neuvième siècle et au début du vingtième (figures 2 sur les fiches 1, 2, 4, 5, 6, 7, 11 et 12)

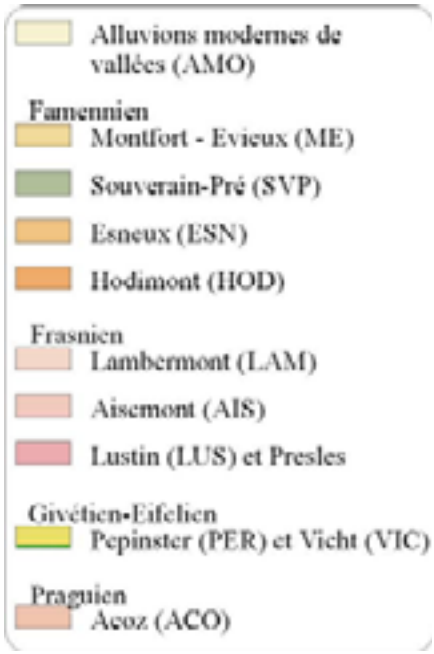


Figure 2: Légende de la carte géologique de Prayon (figure 2 de la fiche 9)

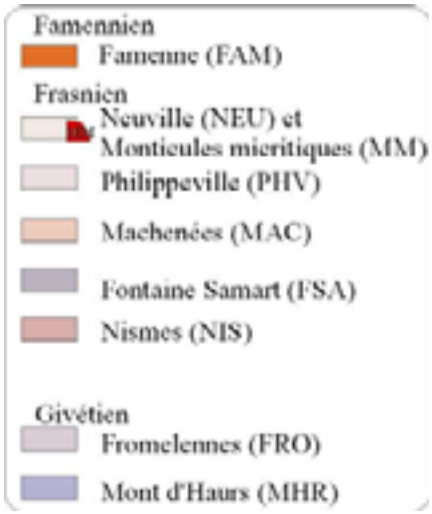


Figure 3 : Légende de la carte géologique de Villers-le-Gambon et de Neuville (Figure 2 des fiches 8 et 13).

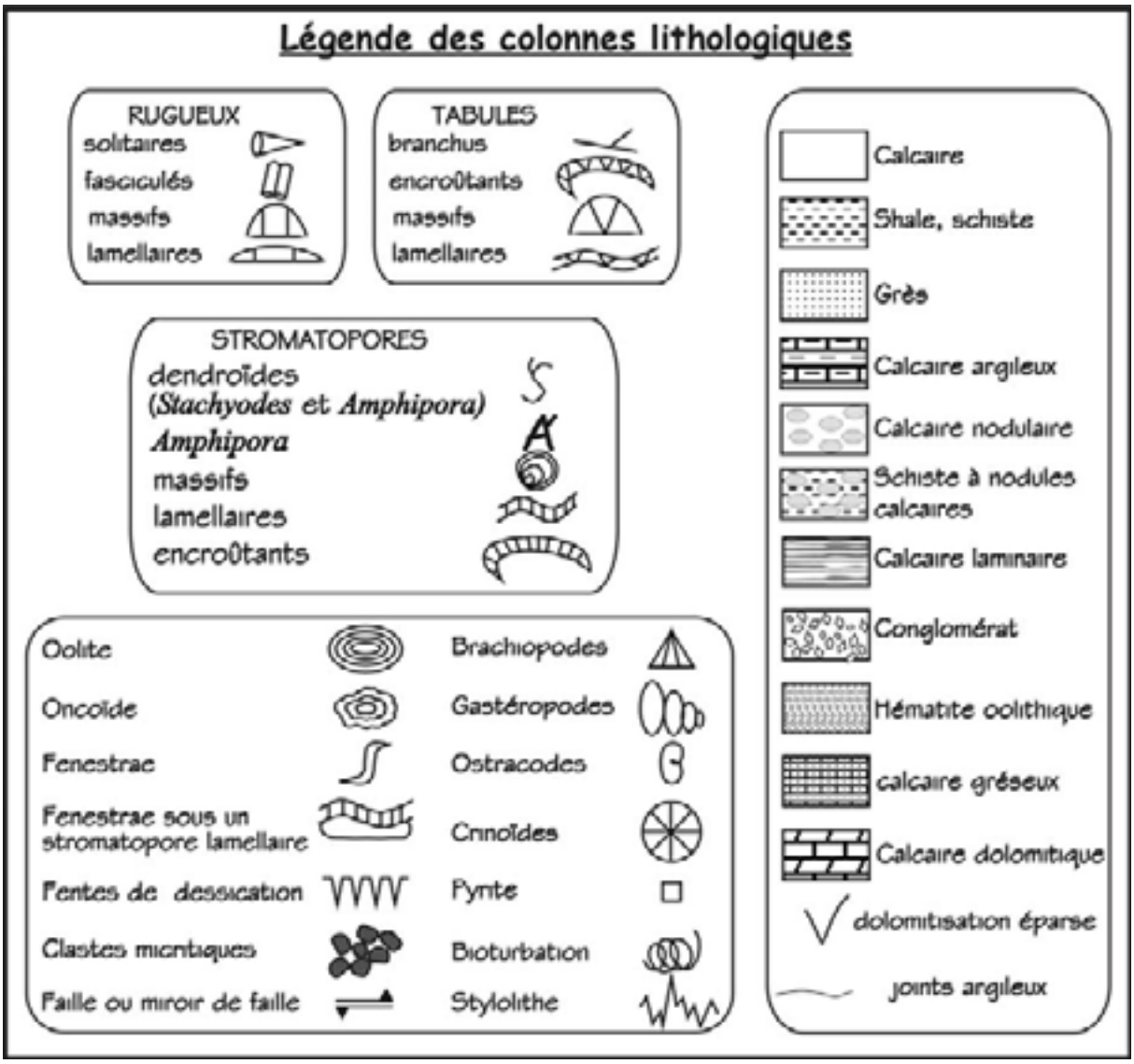


Figure 4: Légende des colonnes lithologiques

Les modèles de faciès utilisés pour les courbes d'évolution des microfaciès (figures 1.6, 1.7, 2.6, 2.7, 3.3, 4.6, 5.6, 5.7, 6.6, 7.5, 7.6, 9.5, 9.6, 10.4, 11.6, 11.7, 12.6, 12.7, 13.6 et 13.7) sont définis au chapitre IV. Il s'agit des modèles de rampe inférieure (RI), de plate-forme sud (PFS), de plate-forme nord et de rampe supérieure (RS). Un tableau général des faciès est présenté ci-dessous (Tableau 1)

Modèle de rampe inférieure	
RI1	Shales
RI2	Packstone à hématite oolithique, crinoïdes et brachiopodes
RI3	Grainstone à packstone à crinoïdes et brachiopodes
RI4	Biostrome à *Disphyllum*

Modèle de plate-forme sud	
Ceinture de faciès externes	
PFS1	Packstone pelloïdique à crinoïdes et spicules d'éponges
PFS2	Packstone microbioclastique à crinoïdes et ostracodes
PFS3	Grainstone à clastes et microbioclastes
PFS4	Floatstone à rudstone à débris de tabulés, stromatopores, crinoïdes et brachiopodes
Ceinture de faciès biostromaux	
PFS5	Biostrome à stromatopores lamellaires
PFS6	Biostrome à « constructeurs » massifs
PFS7	Biostrome à *Stachyodes*
Ceinture de faciès internes subtidaux	
PFS8	Floatstone à *Amphipora*
PFS9	Packstone à wackestone à paléosiphonocladales
PFS10	Packstone à grainstone à pelloïdes
PFS11	Packstone à wackestone à umbelles
Ceinture de faciès internes intertidaux	
PFS12	Mudstone à ostracodes et calcisphères
PFS13	Grainstone à packstone laminaire à pelloïdes
Ceinture de faciès internes supratidaux	
PFS14	Paléosols

Modèle de plate-forme nord	
Ceinture de faciès externes	
PFN1	Shales
PFN2	Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes
Ceinture de faciès biostromaux	
PFN3	Biostromes
Ceinture de faciès internes subtidaux	
PFN4	Packstone à paléosiphonocladales
PFN5	Packstone à boundstone algaire
PFN6	Wackestone à umbelles
Ceinture de faciès internes intertidaux	
PFN7	Mudstone
PFN8	Grainstone laminaire à pelloïdes

Modèle de rampe supérieure	
Ceinture de faciès externes	
RS1	Shales et shales calcareux
RS2	Mudstone à wackestone argileux
Ceinture de faciès à biostromes	
RS3	Floatstone à débris récifaux et *Renalcis*
RS4	Rudstone à rugueux
RS5	Packstone à crinoïdes
Ceinture de faciès internes	
RS6	Grainstone ou packstone à pelloïdes
RS7	Packstone ou wackestone à crinoïdes

Tableau 1 : liste des microfaciès du Frasnien de plate-forme en Belgique (voir Chapitre IV).

3. Liste des figures des fiches descriptives d'affleurements

Fiche descriptive d'affleurement 1 : Aywaille

Figure 1.1: Localisation géographique précise de la coupe d'Aywaille 12
Figure 1.2: Localisation géologique précise de la coupe d'Aywaille 12
Figure 1.3: Schéma de la coupe d'Aywaille 13
Figure 1.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe d'Aywaille 14
Figure 1.5 (pages suivantes incluses) : Colonne lithologique détaillée de la coupe d'Aywaille. 15
Figure 1.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe d'Aywaille et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe d'Aywaille est essentiellement FPS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 22
Figure 1.7: Colonne lithologique simplifiée de la coupe d'Aywaille, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe d'Aywaille est essentiellement FPS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 23

Fiche descriptive d'affleurement 2 : Barse

Figure 2.1: Localisation géographique précise de la coupe de Barse 25
Figure 2.2: Localisation géologique précise de la coupe de Barse 25
Figure 2.3: Schéma de la coupe de Barse 26
Figure 2.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Barse 27
Figure 2.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Barse 30
Figure 2.6 Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Barse et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Barse essentiellement FPS mais il y a un niveau de RI marqué par la flèche noire et la répartition de ces faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 31
Figure 2.7 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Barse, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Barse essentiellement FPS mais il y a un niveau de RI marqué par la flèche noire et la répartition de ces faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 32

Fiche descriptive d'affleurement 3 : Bolland

Figure 3.1: Localisation géographique précise du sondage de Bolland 34
Figure 3.2 : Bolland, partie supérieure du sondage 35
Figure 3.3 : Colonne lithologique simplifiée du sondage de Bolland, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour le sondage de Bolland est essentiellement celui de rampe supérieure (RS). 36

Fiche descriptive d'affleurement 4 : Chaudfontaine

Figure 4.1 : Localisation géographique précise de la coupe de Chaudfontaine 38
Figure 4.2: Localisation géologique précise de la coupe de Chaudfontaine 38
Figure 4.3: Schéma de la coupe de Chaudfontaine - Ninane 39
Figure 4.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Chaudfontaine 40
Figure 4.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Chaudfontaine 42
Figure 4.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Chaudfontaine, courbes des microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et interprétation séquentielle de 3ème ordre. Le modèle de faciès de la coupe de Chaudfontaine est le modèle de rampe supérieure. 43

Fiche descriptive d'affleurement 5 : Colonster

Figure 5.1: Localisation géographique précise de la coupe de Colonster 45
Figure 5.2: Localisation géologique précise de la coupe de Colonster 45
Figure 5.3: Schéma de la coupe de Colonster 46
Figure 5.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Colonster 47
Figure 5.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Colonster 49
Figure 5.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Colonster et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Colonster est essentiellement FPS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 50
Figure 5.7: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Colonster, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Colonster est essentiellement FPS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 51

Fiche descriptive d'affleurement 6 : Huccorgne

Figure 6.1: Localisation géographique précise des coupes de Huccorgne 53
Figure 6.2: Localisation géologique précise des coupes de Huccorgne 53
Figure 6.3a: Schéma de la coupe de Huccorgne, vicinal 54
Figure 6.3b: Schéma de la coupe de Huccorgne, Carrière. Les lignes rouges représentent les prises d'échantillons. La ligne rouge verticale est le levé qui a été réalisé en rappel. Les conditions d'échantillonnage étant plus difficiles pour cette partie, les observations sont de moins bonne qualité. 55
Figure 6.4a: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Huccorgne, Vicinal et Famelette 56
Figure 6.4b: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Huccorgne, Carrière et Château 57
Figure 6.5a: Colonne lithologique de la coupe de Huccorgne, Vicinal 58
Figure 6.5b: Colonne lithologique de la coupe de Famelette 1 59
Figure 6.5c: Colonne lithologique de la coupe de Famelette 2 61
Figure 6.5d: Colonne lithologique de la coupe de Huccorgne Carrière. 62
Figure 6.5e: Colonne lithologique de la coupe de Huccorgne Château. 64
Figure 6.6: colonne lithologique simplifiée de la coupe de Huccorgne, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès sur la Formation de Bovesse et Huccorgne est essentiellement celui de PFN mais il y a un

niveau de RI marqués par une flèche noire et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme nord mais par des carrés gris. La Formation d'Aisemont présente les faciès du modèle de rampe supérieure. 65

Fiche descriptive d'affleurement 7 : Netinne

Figure 7.1: Localisation géographique de la coupe de Netinne 68

Figure 7.2: Localisation géologique précise de la coupe de Netinne 68

Figure 7.3: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Netinne 69

Figure 7.4.a.: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Netinne, Formation de Neuville 70

Figure 7.4.b.: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Netinne, Formation de Philippeville 72

Figure 7.5. : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Netinne et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle sédimentologique utilisé est celui de plate-forme sud. 74

Figure 7.6 Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Netinne, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Netinne est essentiellement FPS. 75

Fiche descriptive d'affleurement 8 : Neuville

Figure 8.1: Localisation géographique précise de la coupe de Neuville 77

Figure 8.2: Localisation géologique précise de la coupe de Neuville 77

Figure 8.3: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Neuville 78

Figure 8.4: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Neuville 82

Figure 8.5: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Neuville et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé est le modèle de plate-forme sud. 83

Figure 8.6 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Neuville, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Neuville est essentiellement FPS. 84

Fiche descriptive d'affleurement 9 : Prayon

Figure 9.1 : Localisation géographique précise de la coupe de Prayon 86

Figure 9.2 : Localisation géologique précise de la coupe de Prayon 86

Figure 9.3 : Schéma de la coupe de Prayon 87

Figure 9.4 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Prayon 88

Figure 9.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Prayon 89

Figure 9.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Prayon, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes non interprétées et interprétation séquentielle de 3ème ordre. La Formation de Lustin est caractérisée par des microfaciès de plate-forme sud et la Formation d'Aisemont par le modèle de rampe supérieure. 90

Fiche descriptive d'affleurement 10 : Soumagne

Figure 10.1 : Localisation géographique précise du Sondage de Soumagne 92

Figure 10.2 : Colonne lithologique du sondage de Bolland 93

Figure 10.3: Colonne lithologique détaillée du sondage de Soumagne 94

Figure 10.4 : Colonne lithologique simplifiée du sondage de Soumagne, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour le sondage de Soumagne est essentiellement celui de rampe supérieure. 95

Fiche descriptive d'affleurement 11 : Tailfer

Figure 11.1: Localisation géographique précise des coupes de Tailfer et de Lustin 97

Figure 11.2: Localisation géologique précise des coupes de Tailfer et de Lustin 97

Figure 11.3: Schéma de la coupe de Tailfer 98

Figure 11.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tailfer 99

Figure 11.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Tailfer 100

Figure 11.6: colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tailfer et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Lustin est celui de PFS ainsi que celui de RI marqués par les trois flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 106

Figure 11.7 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tailfer, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Tailfer est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 107

Fiche descriptive d'affleurement 12 : Tilff

Figure 12.1: Localisation géographique précise de la coupe de Tilff 109

Figure 12.2: Localisation géologique précise de la coupe de Tilff 109

Figure 12.3: Schéma de la coupe de Tilff 110

Figure 12.4: Colonne lithologique de la coupe de Tilff Chapelle et Grotte 111

Figure 12.5a: Colonne lithologique de la coupe de Tilffl. La première colonne de numéro reprend les numéros des échantillons du Service Géologique de Belgique prélevés par Catherine Cnudde qui correspondent aux lames minces utilisées pour la détermination des faciès et la seconde colonne reprend les échantillons prélevés dans le cadre de ce travail pour les mesures de susceptibilité magnétique (SM). 112

Figure 12.5b : Colonne lithologique de la coupe de Tilff, Chapelle 115

Figure 12.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tilff et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Tilff est essentiellement FPS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 118

Figure 12.7 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tilff, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Tilff est essentiellement FPS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 119

Fiche descriptive d'affleurement 13 : Villers

Figure 13.1: Localisation géographique précise de la coupe de Villers-le-Gambon 121
Figure 13.2: Localisation géologique précise de la coupe de Villers-le-Gambon 121
Figure 13.3: Schéma de la coupe de Villers-le-Gambon 122
Figure 13.4 Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Villers-le-Gambon 123
Figure 13.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Villers-le-Gambon 124
Figure 13.6 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Villers et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Villers-le-Gambon est essentiellement FPS mais il y a un niveau de RI marqué par une flèche noire et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 130
Figure 13.7 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Villers, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielles de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Vilers-le-Gambon est essentiellement FPS mais il y a un niveau de RI marqué par une flèche noire et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris. 131

Fiche descriptive d'affleurement 14 : Judy Creek

Figure 14.1: Coupe dans l'atoll de Judy Creek (d'après Potma & al., 2001) 134
Figure 14.2: Colonne lithologique des sondages recoupant l'atoll de Judy Creek 135

Fiche descriptive d'affleurement 15 : Golden Spike

Figure 15.1: Sequence stratigraphic cross-section of the Golden Spike reef (Leduc Formation), d'après Potma & al., 2001 137
Figure 15.2: Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll Golden 1 138
Figure 15.3 : Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll Golden 2. 139

Fiche descriptive d'affleurement 16 : Redwater Reef

Figure 16.1: Sequence stratigraphic cross-section of the Redwater reef (Leduc Formation), d'après Potma & al., 2001 141
Figure 16.2 : Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll de Redwater 1 142
Figure 16.3 : Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll de Redwater 1 143

Fiche descriptive d'affleurement 17 : Door Jamb Mountain

Figure 17.1: Localisation géographique précise de la coupe de Door Jamb Mountain. 145
Figure 17.2: Carte géologique précise de la région de Canmore (coupe de Door Jamb Mountain) 146
Figure 17.3 : Structurale et cadre géologique de la coupe de Door Jamb Mountain 147
Figure 17.4: Colonne lithologique de la coupe de Door Jamb Mountain (en mètres) 148
Figure 17.5: Colonne lithologique simplifiée, courbe d'évolution des macrofaciès et courbe d'évolution de SM 152

4. Les fiches

Fiches	Localisation	Abr.	Formations recoupées	Géologie	Ep.
(1) Belgique					
1	Aywaille	A	Lustin	BESD	120 m
2	Barse	B	Lustin	BNSD	46 m
3	Bolland (sondage)	Bo	Aisemont	SN	
4	Chaudfontaine	Ch	Aisemont	NV	61 m
5	Colonster	C	Presles - Lustin	NV	33 m
6	Huccorgne	Hc	Bovesse-Huccorgne-Aisemont	BNSN	165 m
7	Netinne	N	Lustin	BSSD	
8	Neuville	Nv	Philippeville	MP	70 m
9	Prayon	P	Lustin - Aisemont	NV	20 m
10	Soumagne (sondage)	So	Lustin - Aisemont	NV	
11	Tailfer	T	Presles - Lustin	BNSD	105 m
12	Tilff	Ti	Lustin	BESD	90 m
13	Villers-le-Gambon	V	Philippeville	AP	105 m
(2) Canada					
14	10-24-63-12W5	J1	Fort Vermillon – Swan Hill	Judy Creek	139 m
	04-32-63-11W5	J2	Fort Vermillon – Swan Hill	Judy Creek	129 m
15	11-23-51-27W4	G1	Moberly–Milderd–Leduc–Ireton-Nisku Ireton	Golden Spike	445 m
	15-23-51-27W4	G2	Leduc	Golden Spike	217 m
16	05-36-56-21W4	R1	Beaverhill-Leduc	Redwater Reef	260 m
	01-22-57-22W4	R2	Moberly–Milderd–Leduc–Ireton-Calmar	Redwater Reef	326 m
17	Door Jamb Mountain	Y	Cairn-Peechee		

La Coupe de Aywaille

- **Bibliographie**
  Coen, 1968 et Coen, 1974

- **Localisation géographique**

La coupe de Aywaille se situe à 30km au sud de Liège. (Figure 1.1)

Sa localisation est : IGNB: 49/3 : X: 243.500 ; Y : 130.000

- **Localisation géologique**

La coupe de Aywaille affleure au bord est du Synclinorium de Dinant (Figure 1.2).

- **L'affleurement** (Figure 1.3)

⇒ Orientation des couches : N75°E/70°N.

⇒ Oservations structurales : la coupe est continue, sans lacune, ni faille.

⇒ Stampe recoupée : 120m de la Formation de Lustin, il manque quelques mètres du sommet de la formation. La coupe est répartie sur trois carrières sans interruption entre celles-ci. La carrière 1 (25m) est fortement dolomitisée, les carrières 2 (35m) et 3 (60m) sont d'une très bonne qualité, la carrière 3 présente des parois sciées.

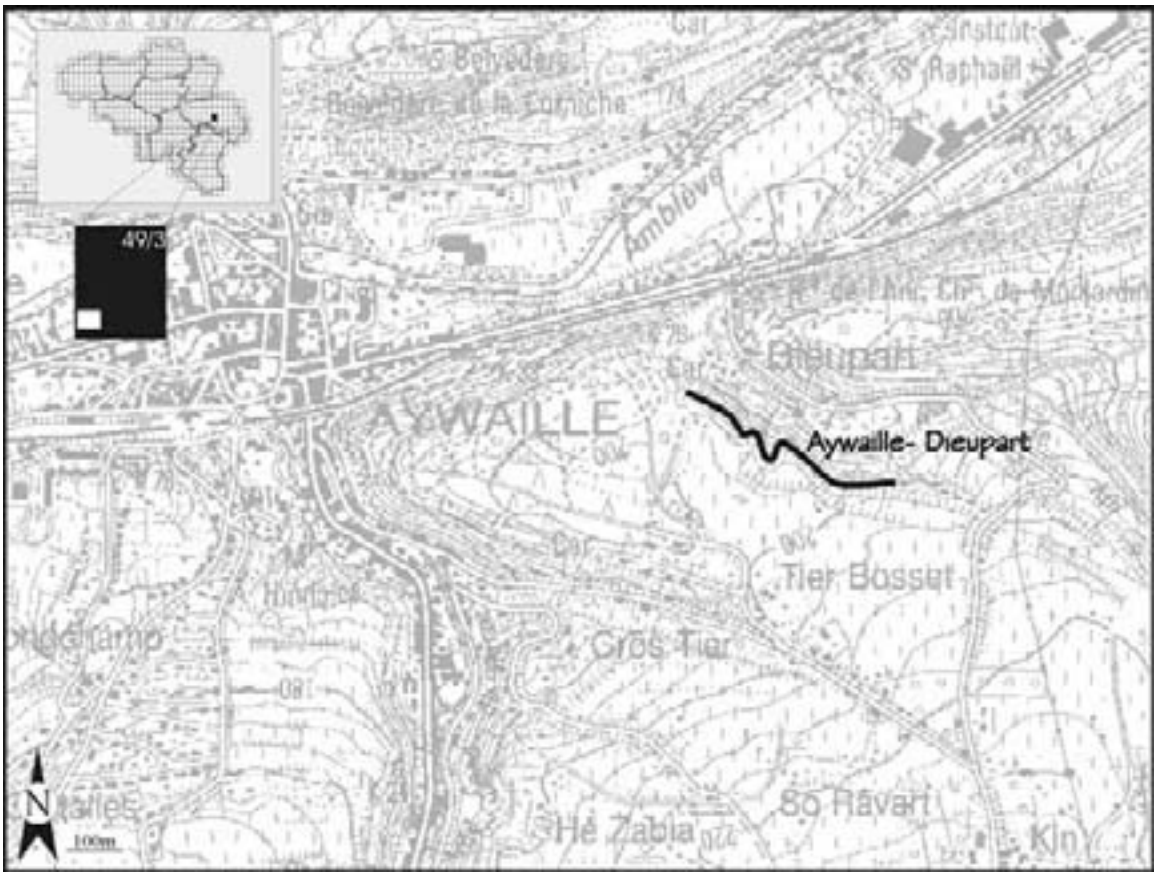


Figure 1.1: Localisation géographique précise de la coupe d'Aywaille

Figure 1.2: Localisation géologique précise de la coupe d'Aywaille

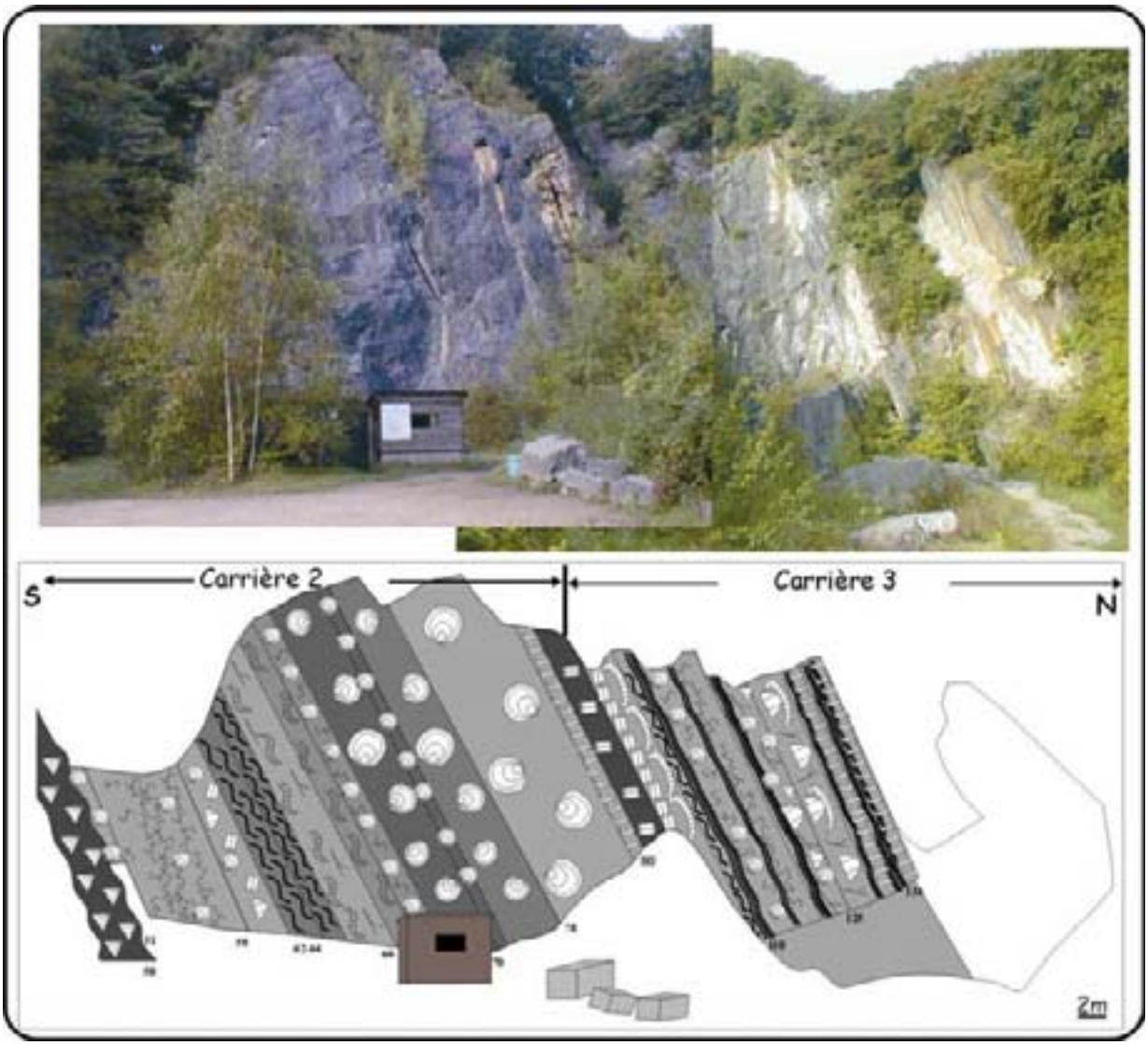


Figure 1.3: Schéma de la coupe d'Aywaille

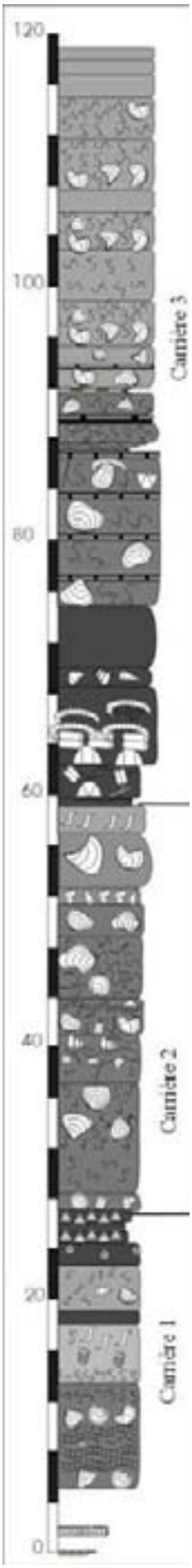


Figure 1.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe d'Aywaille

mudstone gris clair

Alternance de floatstone à *Amphipora* et stromatopores massifs et de mudstone

Alternance de floatstone à *Amphipora* et stromatopores massifs, de mudstones, de calcaires laminaires et de paléosols

Calcaire foncé argileux non bioclastique ou avec quelques rugueux massifs

Coverstone ou floatstone à stromatopores lamellaires et encroûtants et rugueux et tabulés massifs ou solitaires.

Niveau riche en *Disphyllum* et en rugueux massifs

Calcaire mudstone

Calcaire dolomitisé à stromatopores massifs

Floatstone à stromatopores massifs et tabulés et stromatopores branchus

Floatstone à stromatopores massifs et lamellaires, tabulés et stromatopores branchus

Calcaire pseudonodulaire à gastéropodes et rugueux fasciculés

Floatstone à stromatopores massifs et branchus

Calcaire argileux à brachiopodes

Floatstone à stromatopores branchus

Alternance de floatstone à stromatopores et de mudstone. Souvent dolomitisé

Coverstone à stromatopores lamellaires

Bafflestone à *Disphyllum*

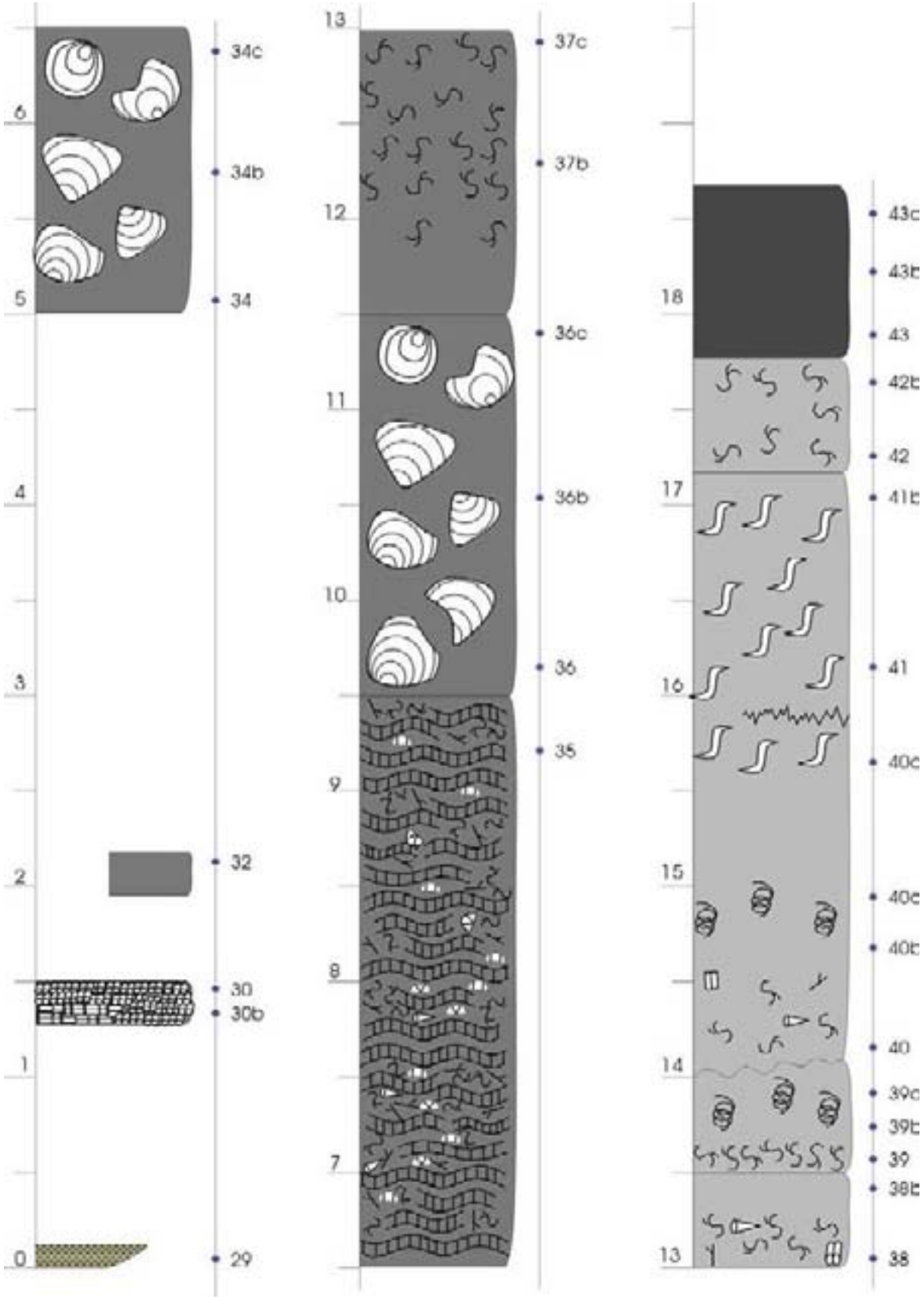
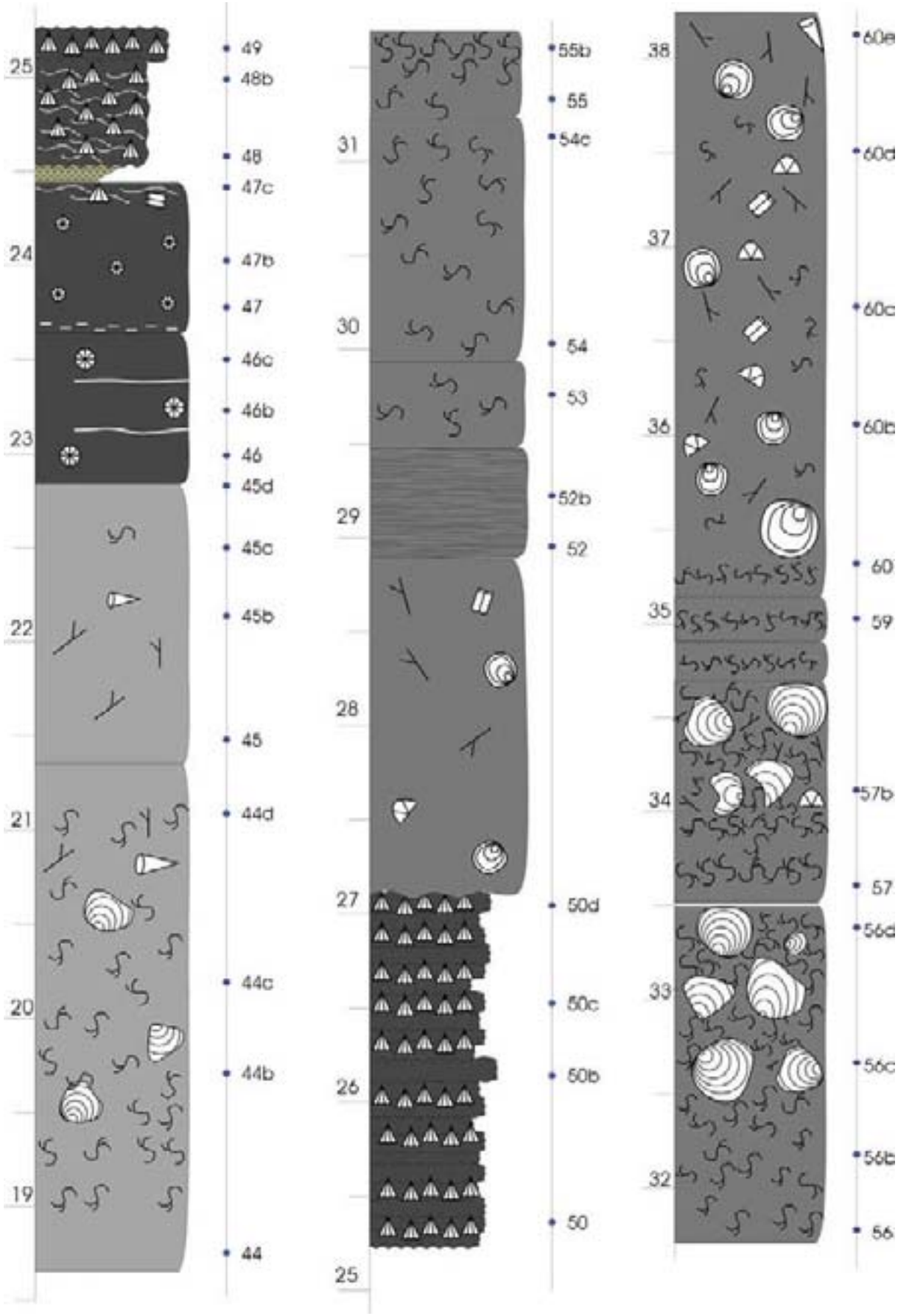
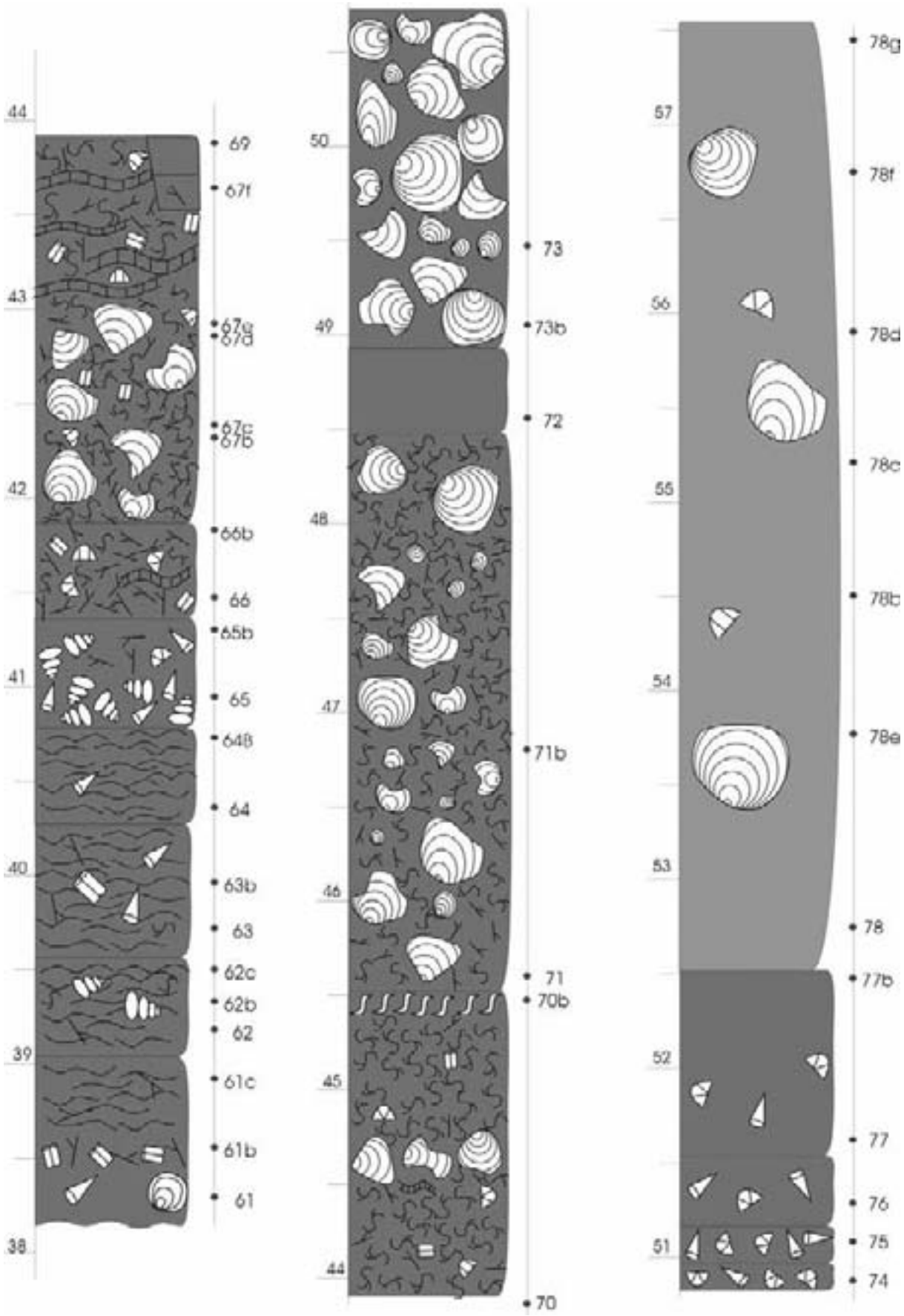
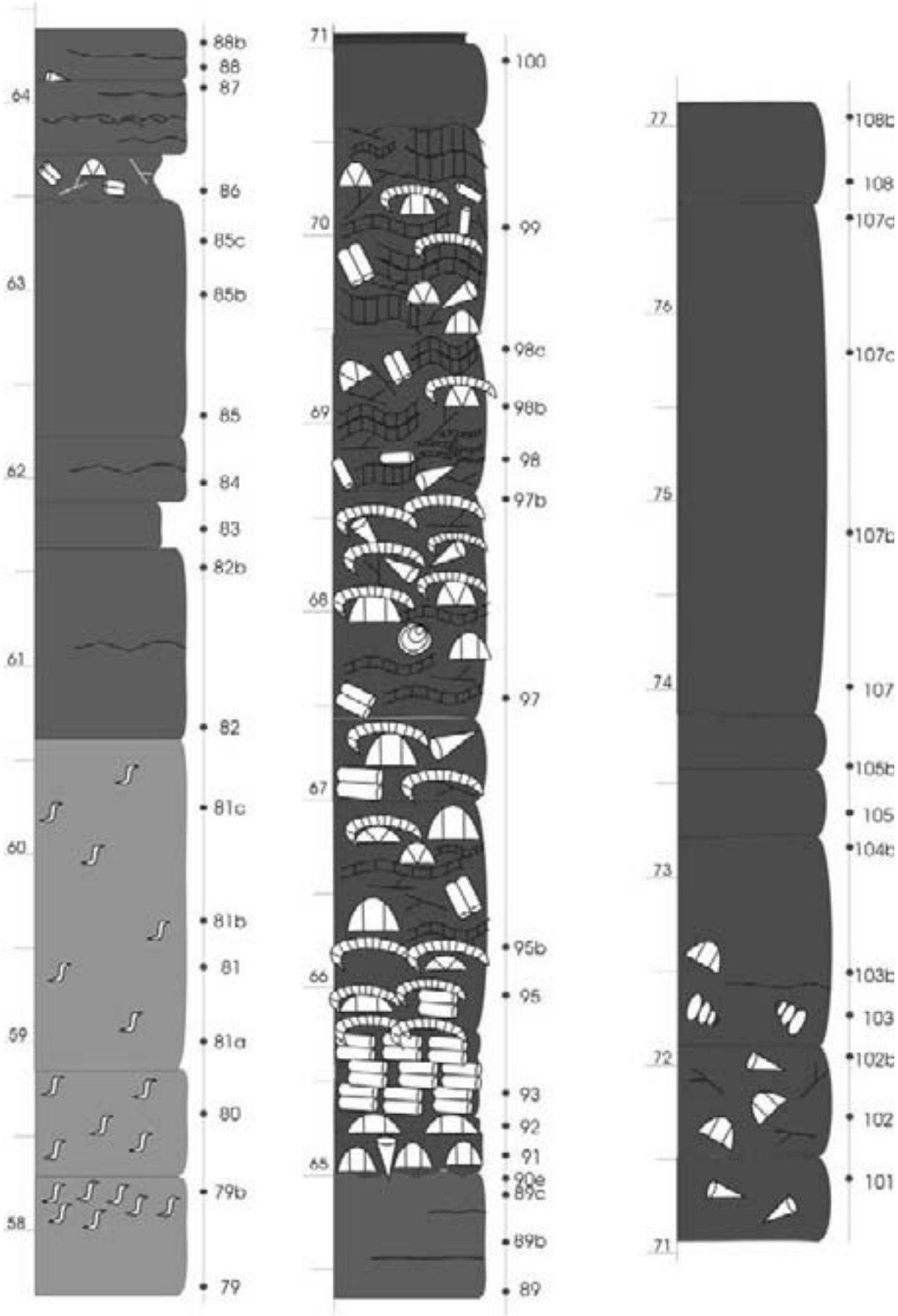
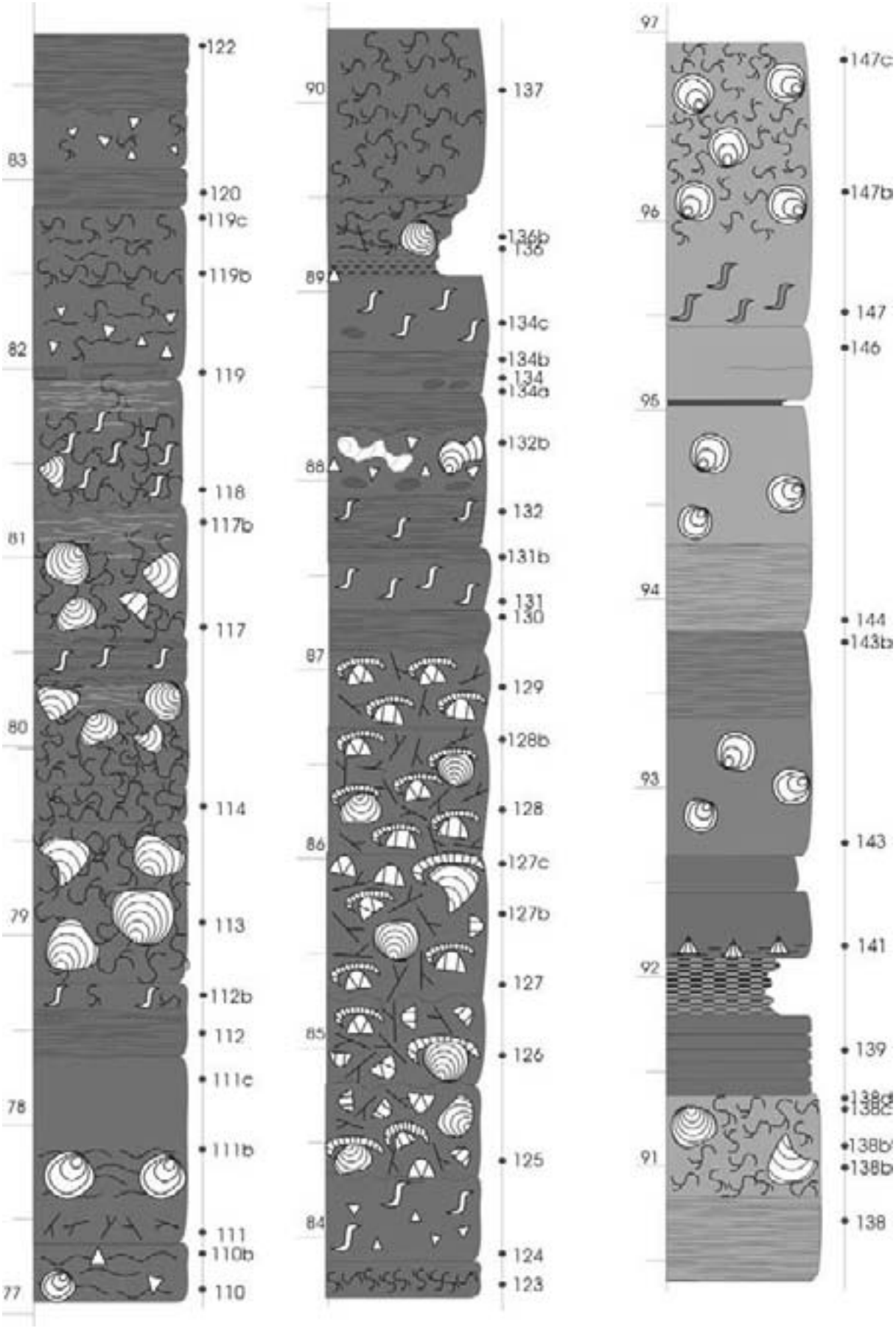


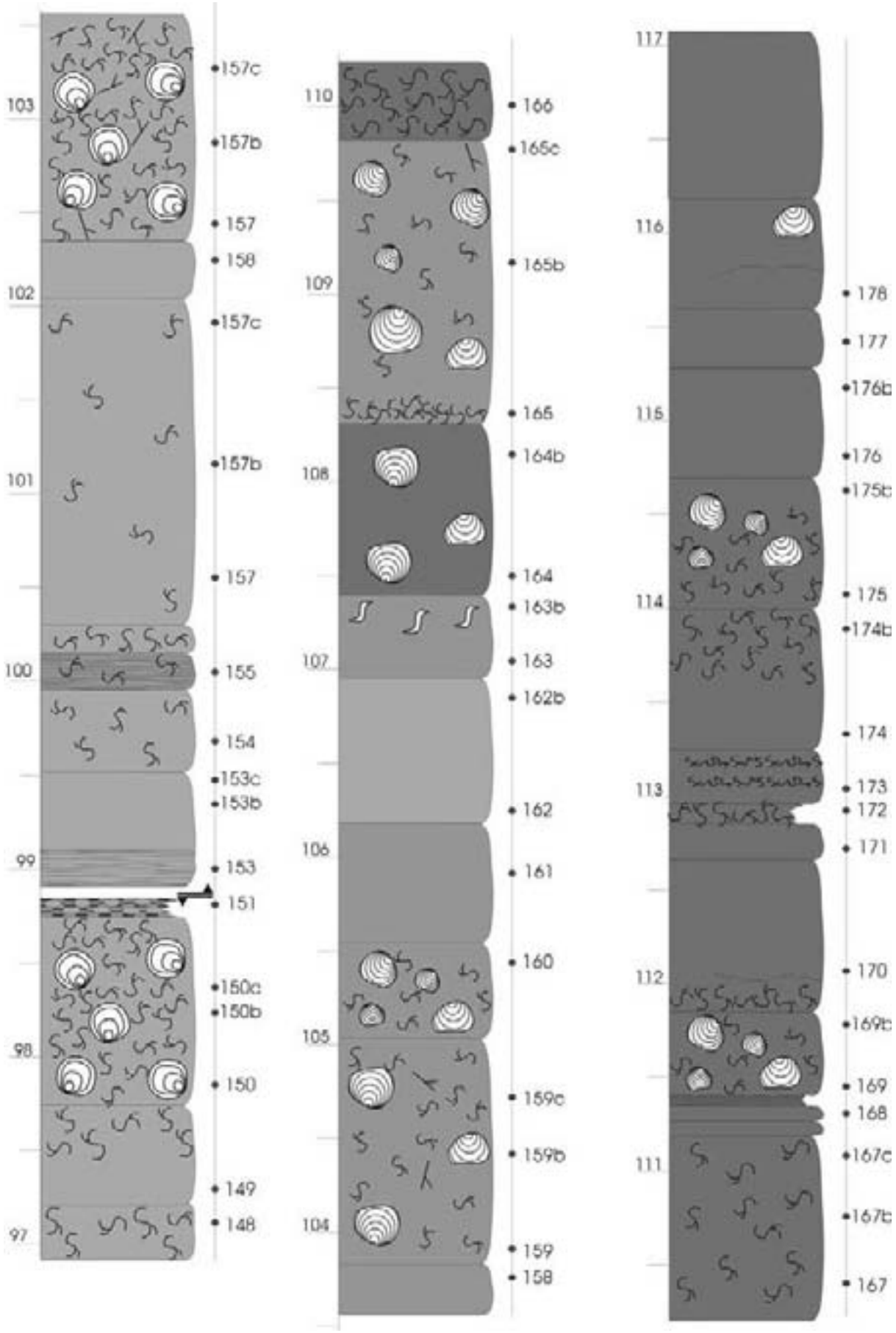
Figure 1.5 (pages suivantes incluses) : Colonne lithologique détaillée de la coupe d'Aywaille.

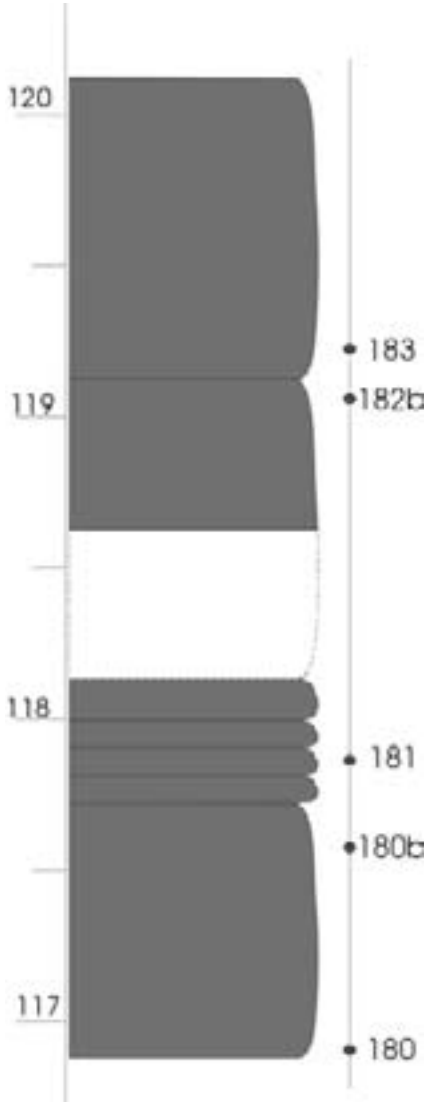

25
24
23
22
21
20
19
49
48b
48
47c
47b
47
46c
46b
46
45d
45c
45b
45
44d
44c
44b
44
31
30
29
28
27
26
25
55b
55
54c
54
53
52b
52
50d
50c
50b
50
38
37
36
35
34
33
32
60e
60d
60c
60b
60
59
57b
57
56d
56c
56b
56


44
43
42
41
40
39
38
69
67f
67e
67d
67c
67b
66b
66
65b
65
64B
64
63b
63
62c
62b
62
61c
61b
61
50
49
48
47
46
45
44
73
73b
72
71b
71
70b
70
57
56
55
54
53
52
51
78g
78f
78d
78c
78b
78e
78
77b
77
76
75
74


64
63
62
61
60
59
58
88b
88
87
86
85c
85b
85
84
83
82b
82
81c
81b
81
81a
80
79b
79
71
70
69
68
67
66
65
100
99
98c
98b
98
97b
97
95b
95
93
92
91
90e
89c
89b
89
77
76
75
74
73
72
71
108b
108
107c
107c
107b
107
105b
105
104b
103b
103
102b
102
101


122
83
120
119c
119b
82
119
118
117b
81
117
80
114
79
113
112b
112
111c
78
111b
111
110b
77
110
90
137
136b
136
89
134c
134b
134
134a
132b
88
132
131b
131
130
87
129
128b
128
86
127c
127b
127
85
126
125
84
124
123
97
147c
147b
96
147
146
95
144
143b
94
93
143
141
92
139
138d
138c
138b'
138b
91
138


103
102
101
100
99
98
97
157c
157b
157
158
157c
157b
157
155
154
153c
153b
153
151
150c
150b
150
149
148
110
109
108
107
106
105
104
166
165c
165b
165
164b
164
163b
163
162b
162
161
160
159c
159b
159
158
117
116
115
114
113
112
111
178
177
176b
176
175b
175
174b
174
173
172
171
170
169b
169
168
167c
167b
167


120
119
118
117
183
182b
181
180b
180

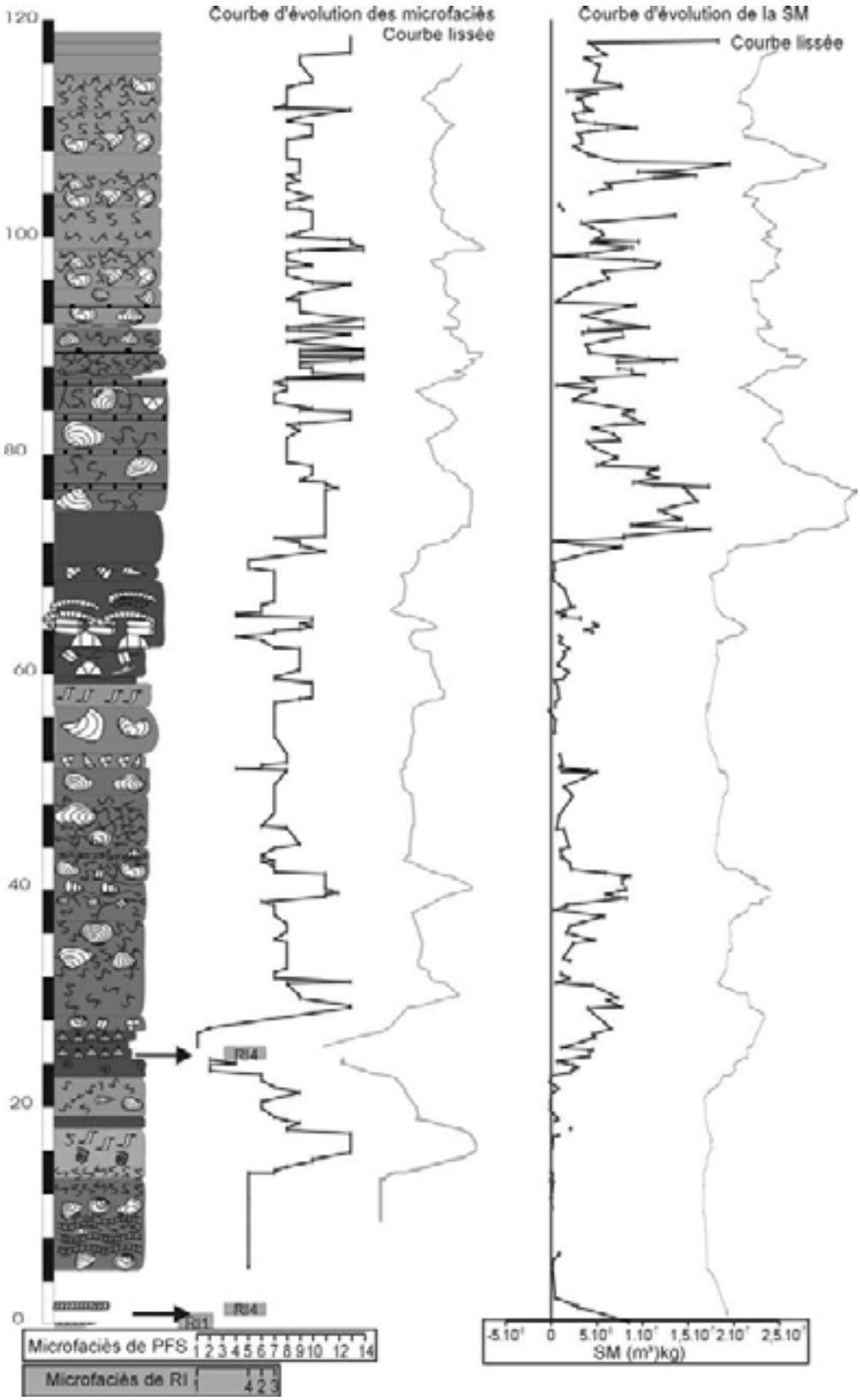


Figure 1.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe d'Aywaille et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe d'Aywaille est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

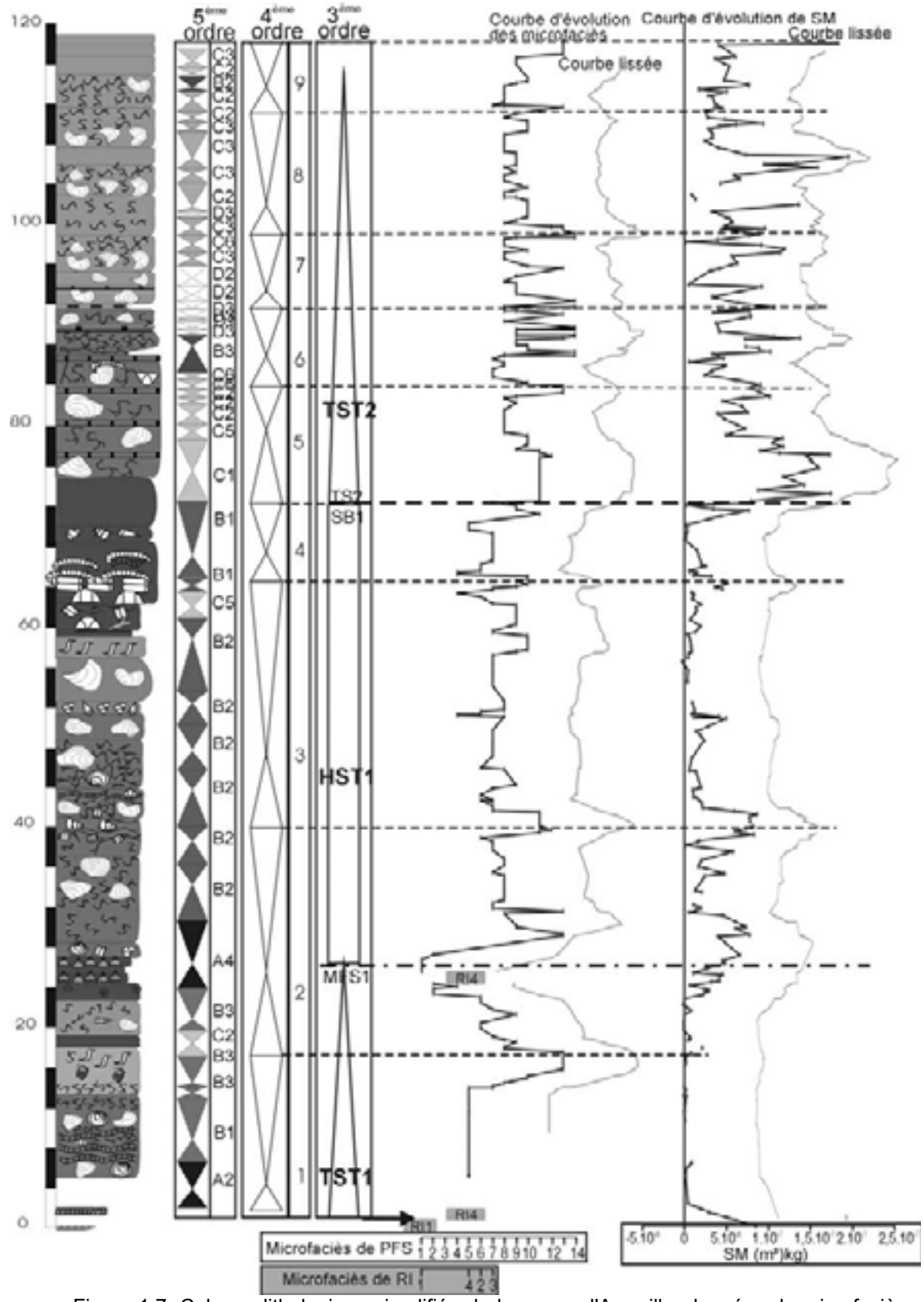


Figure 1.7: Colonne lithologique simplifiée de la coupe d'Aywaille, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe d'Aywaille est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

La Coupe de Barse

- **Bibliographie**

Coen-Aubert, 1973 et un mémoire de fin d'étude de Dujardin, 2002

- **Localisation géographique**

La coupe de Barse se situe à une trentaine de km à l'ouest de Liège (Figure 2.1), à quelques mètres au nord du carrefour entre la N641 Huy-Modave et la route Vierset Barse- Grand Marchin. L'affleurement est exposé du côté est de la route.

Sa localisation est : IGNB: 48/3 :X: 213,9 et Y : 130

- **Localisation géologique**

La coupe de Barse affleure au bord nord du Synclinorium de Dinant. (Figure 2.2).

- **L'affleurement** (Figure 2.3)

⇒ Orientation des couches : N70°/50°S

⇒ Observations structurales : la coupe est continue, sans lacune, ni faille.

⇒ Stampe recoupée : 50m de la Formation de Lustin, il manque quelques mètres du sommet de la formation.

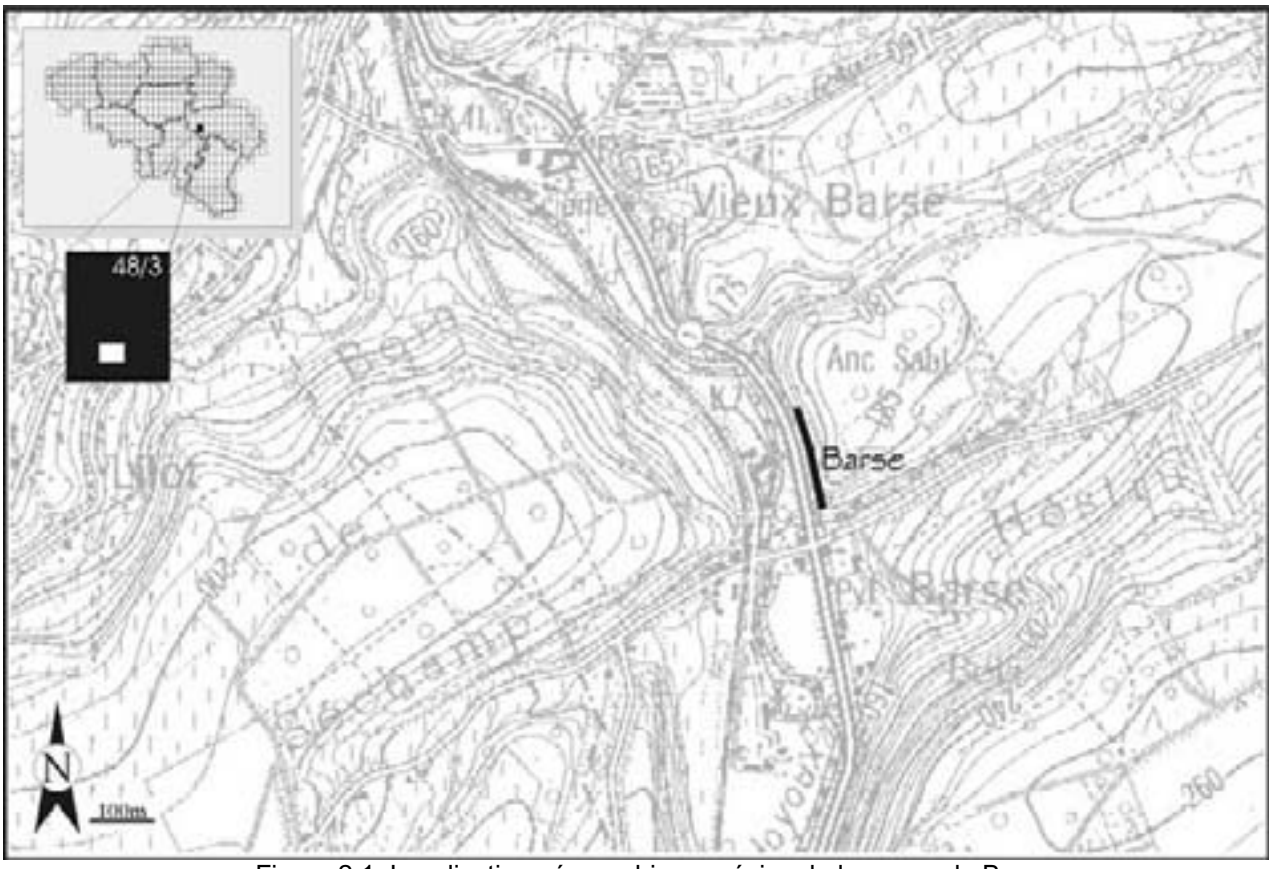


Figure 2.1: Localisation géographique précise de la coupe de Barse

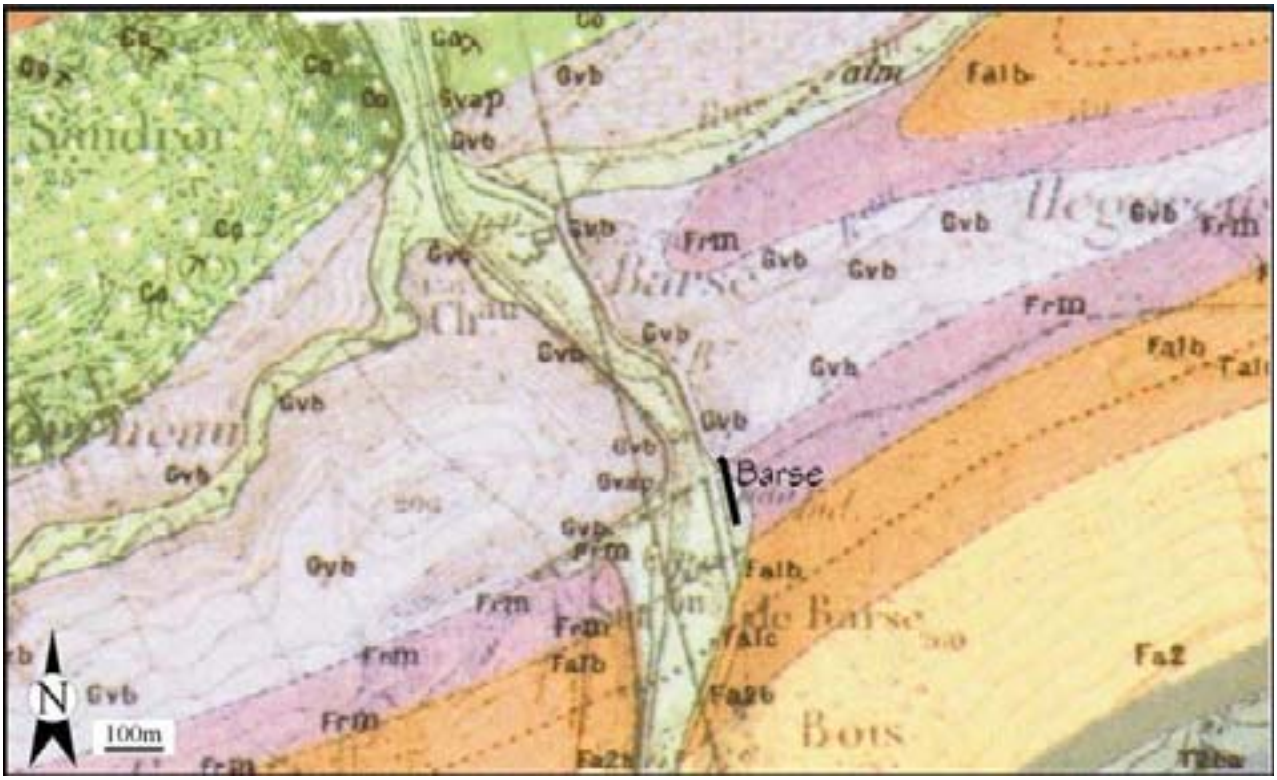


Figure 2.2: Localisation géologique précise de la coupe de Barse

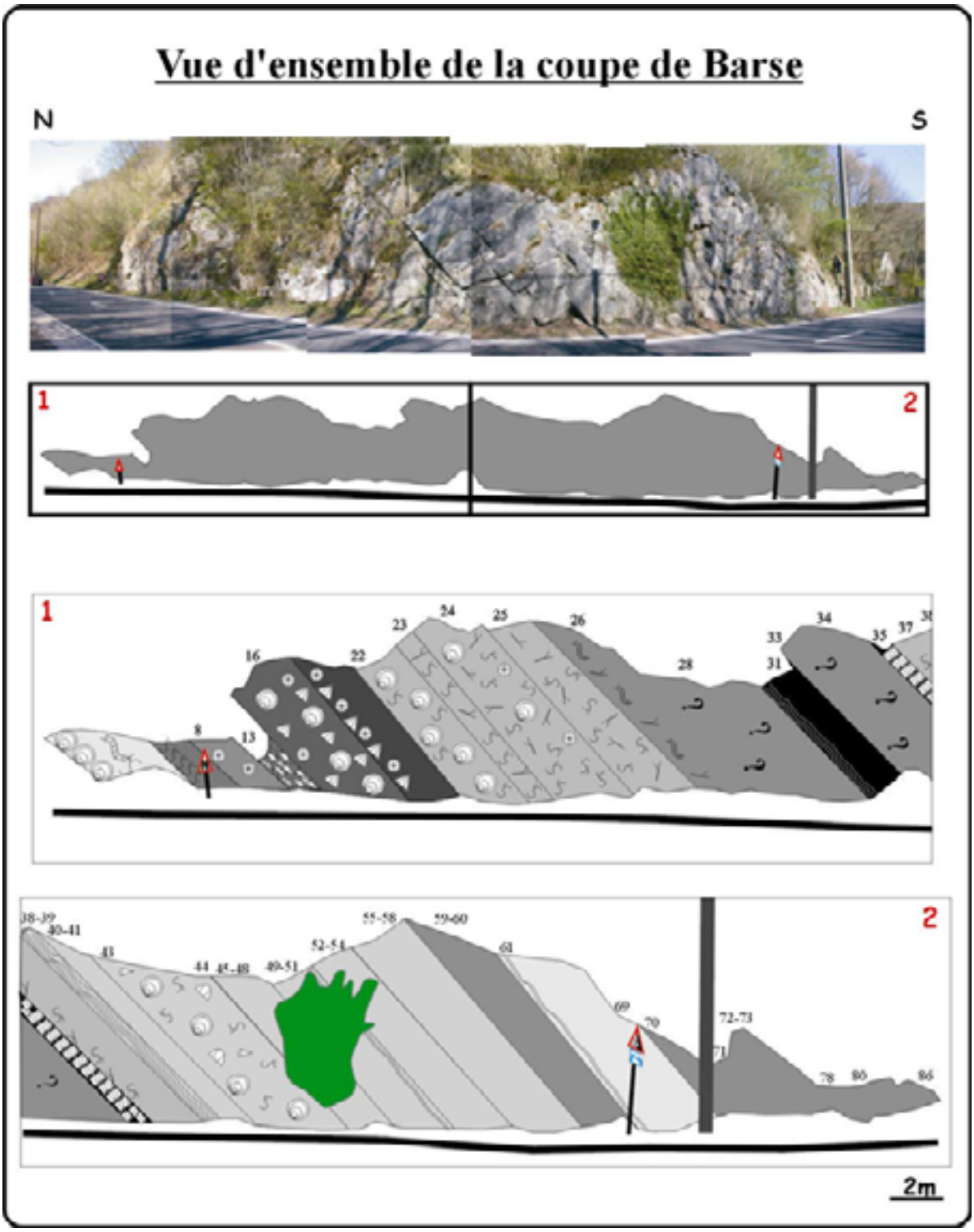


Figure 2.3: Schéma de la coupe de Barse

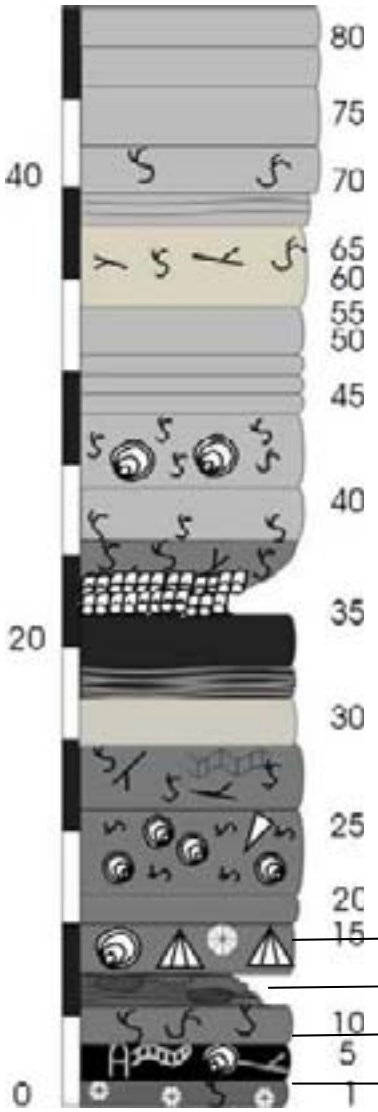


Figure 2.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Barse

Faciès mudstone à taches oranges dolomitiques, localement bréchique (paléosols)

Faciès mudstone ou calcaires laminaires, localement présence de stromatopores branchus (*Amphipora*)

Alternance mudstones – calcaires laminaires

Biostromes à stromatopores essentiellement massifs et branchus. Mudstone

Banc argileux à *Disphyllum*

Calcaires noirs, argileux

Biostromes clairs, recristallisés à stromatopores lamellaires et branchus et brachiopodes

Biostromes à stromatopores massifs, tabulés et stromatopores branchus et crinoïdes

Bancs fortement recristallisés (mauvaise visibilité) à crinoïdes et brachiopodes

Calcaire nodulaire à crinoïdes et brachiopodes

Calcaire à *Amphipora*

Biostromes à stromatopores massifs ou lamellaires

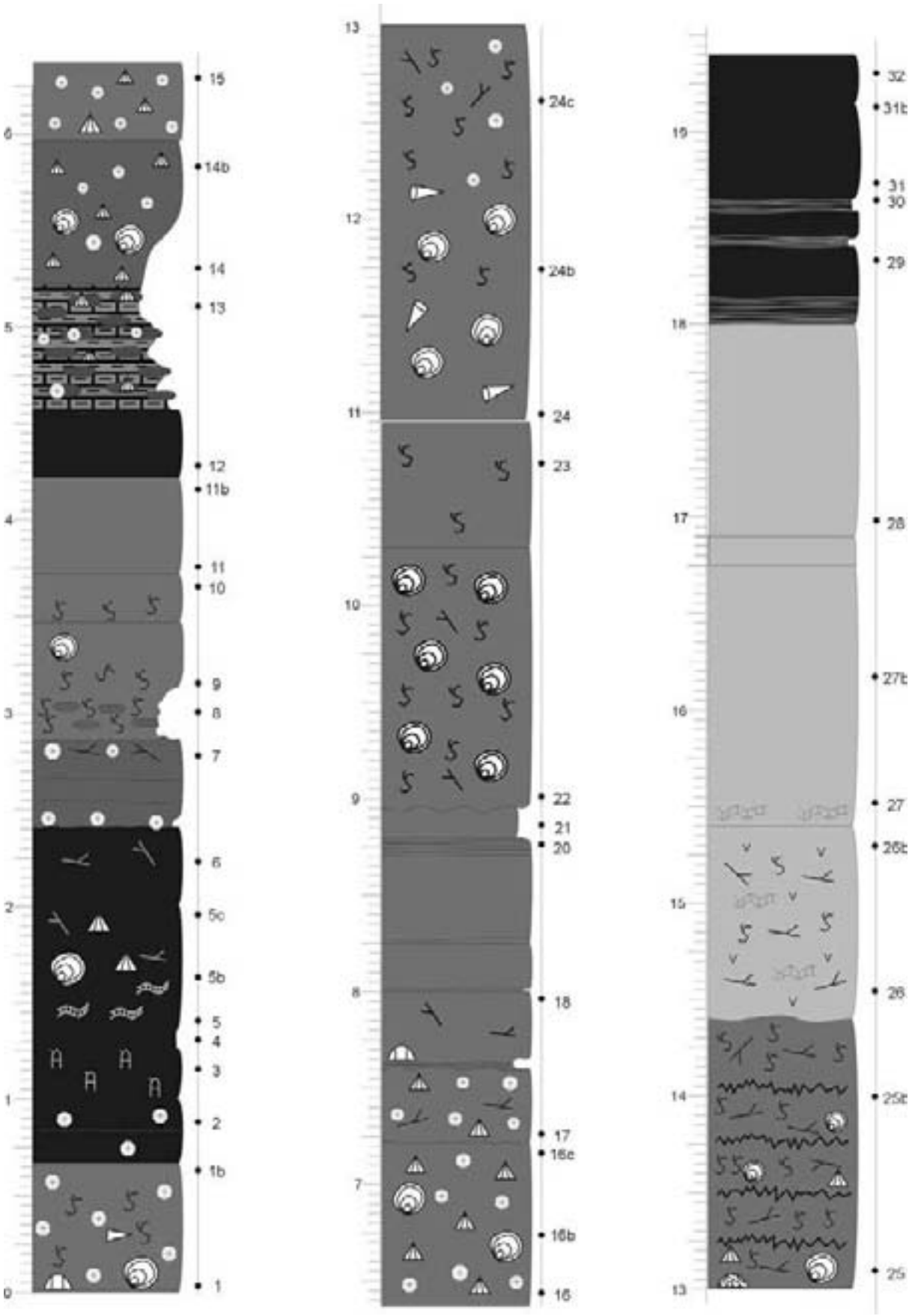
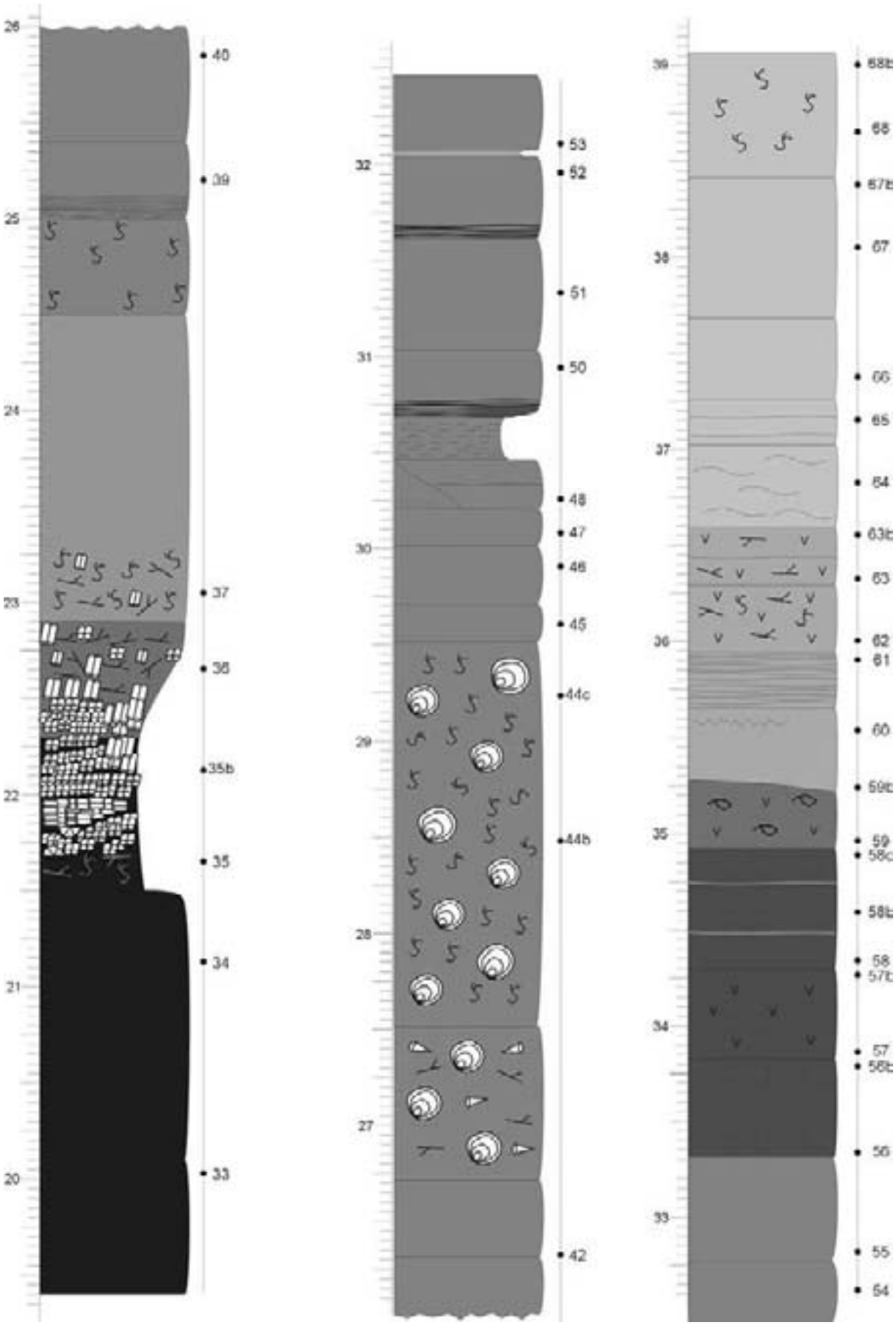
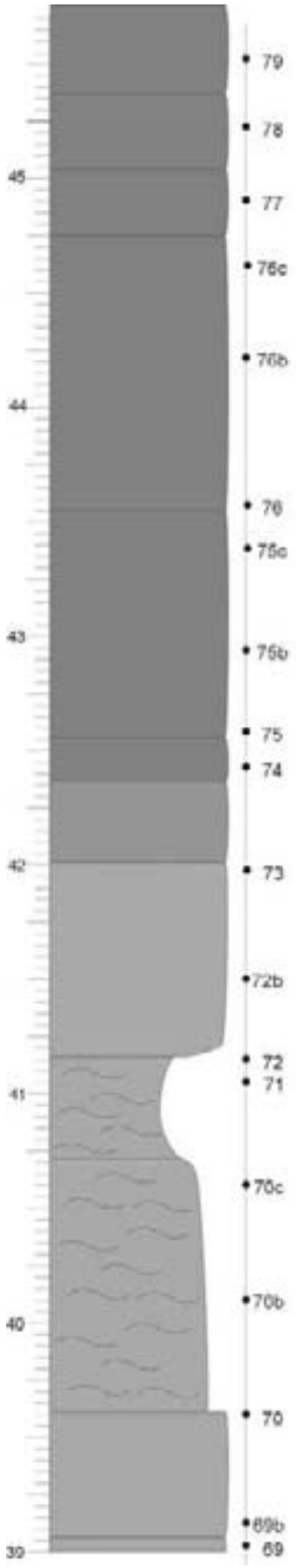
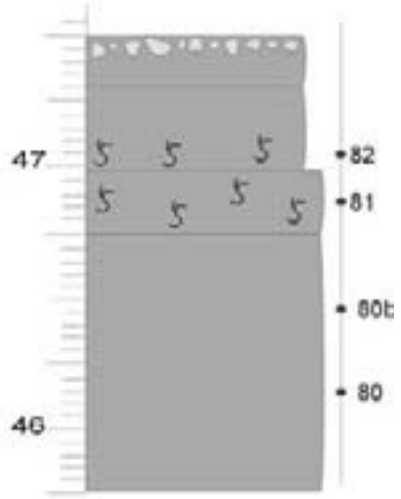


Figure 2.5: colonne lithologique détaillée de la coupe de Barse


26
25
24
23
22
21
20
40
39
37
36
35b
35
34
33
32
31
30
29
28
27
53
52
51
50
48
47
46
45
44c
44b
42
39
38
37
36
35
34
33
68b
68
67b
67
66
65
64
63b
63
62
61
60
59b
59
58c
58b
58
57b
57
56b
56
55
54


79
78
45
77
76c
76b
44
76
75c
43
75b
75
74
42
73
72b
72
71
41
70c
70b
40
70
69b
39
69


47
82
81
80b
80
46

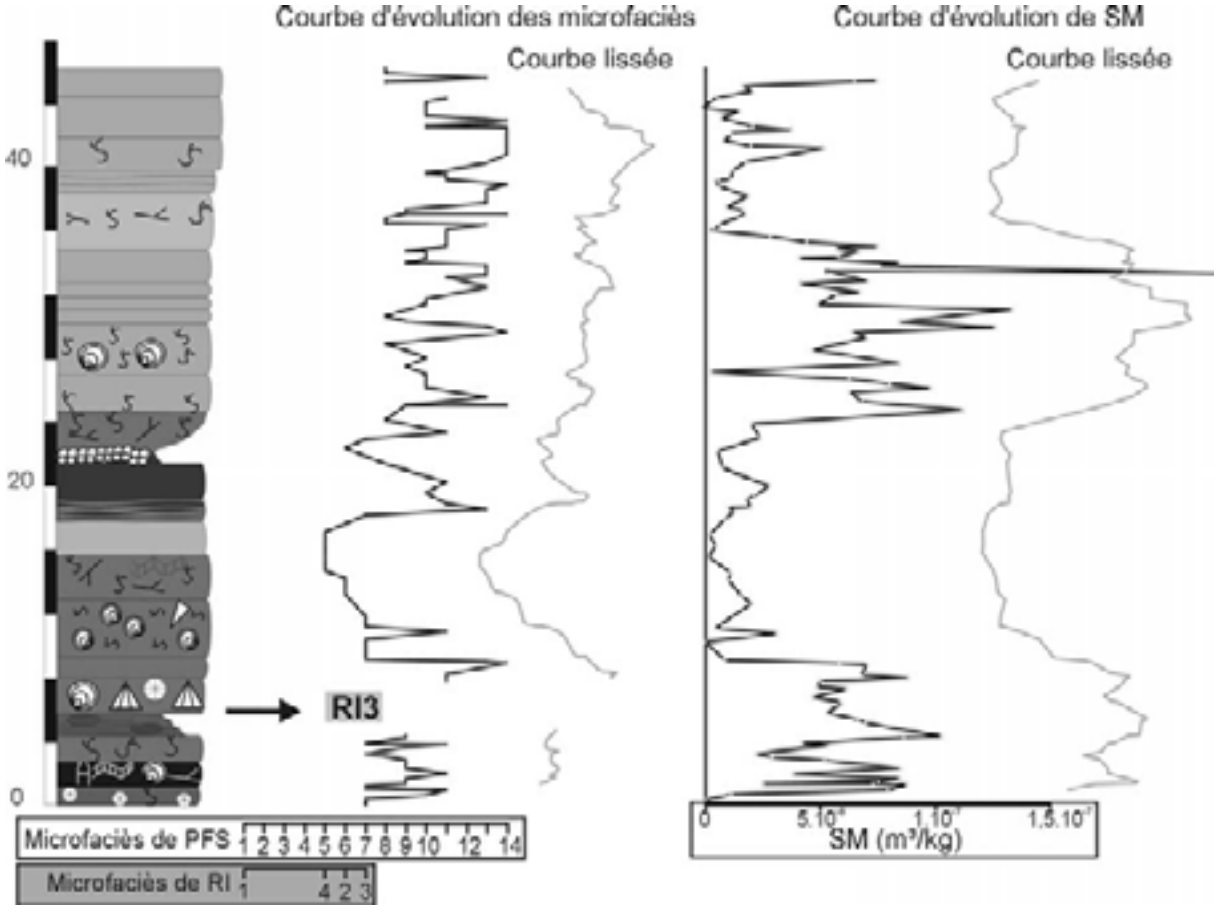


Figure 2.6 Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Barse et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Barse essentiellement PFS mais il y a un niveau de RI marqué par lune flèche noire et la répartition de ces faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

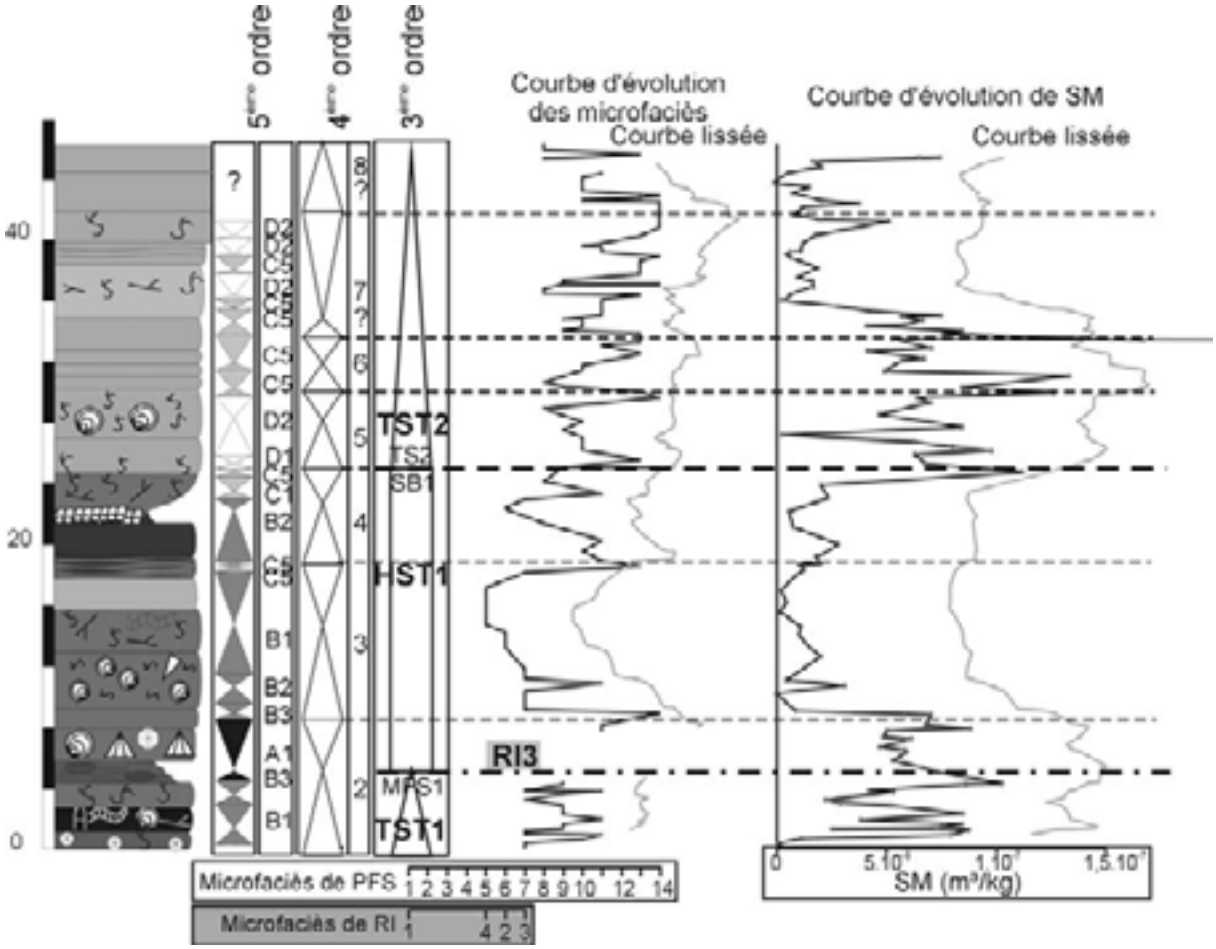


Figure 2.7 : colonne lithologique simplifiée de la coupe de Barse, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Barse essentiellement PFS mais il y a un niveau de RI marqué par une flèche noire et la répartition de ces faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

Le sondage de Bolland

- **Bibliographie**

Description complète du sondage : Graulich (1975 et 1984), paléontologie du sondage (du Frasnien en particulier): Coen-Aubert, 1974.

- **Localisation géographique**

Le sondage de Bolland se situe à environ 13km à l'est de Liège, dans la commune de Bolland, à proximité de la chapelle de Noblehaye. Figure 3.1

Sa localisation est : IGNB: 42/3 : X: 248.618 ;Y : 149.817

- **Localisation géologique**

Le sondage de Bolland affleure dans la prolongation orientale du Synclinorium de Namur, le «Massif de Herve »

- **Le sondage**

⇒ Stampe recoupée : le sondage recoupe le Frasnien à deux profondeurs, séparées par une faille de grande importance. Le Frasnien de la base du sondage est recoupé entre 1289,35 et 1335m de profondeur. Il s'agit de calcaires de la Formation d'Aisemont du premier biostrome qui surmonte en discordance de stratification le Dévonien inférieur. Le Frasnien du sommet du sondage, entre 844 et 886,4m recoupe le second biostrome et les schistes supérieurs (Coen-Aubert, 1974, Graulich, 1984 et observations personnelles).

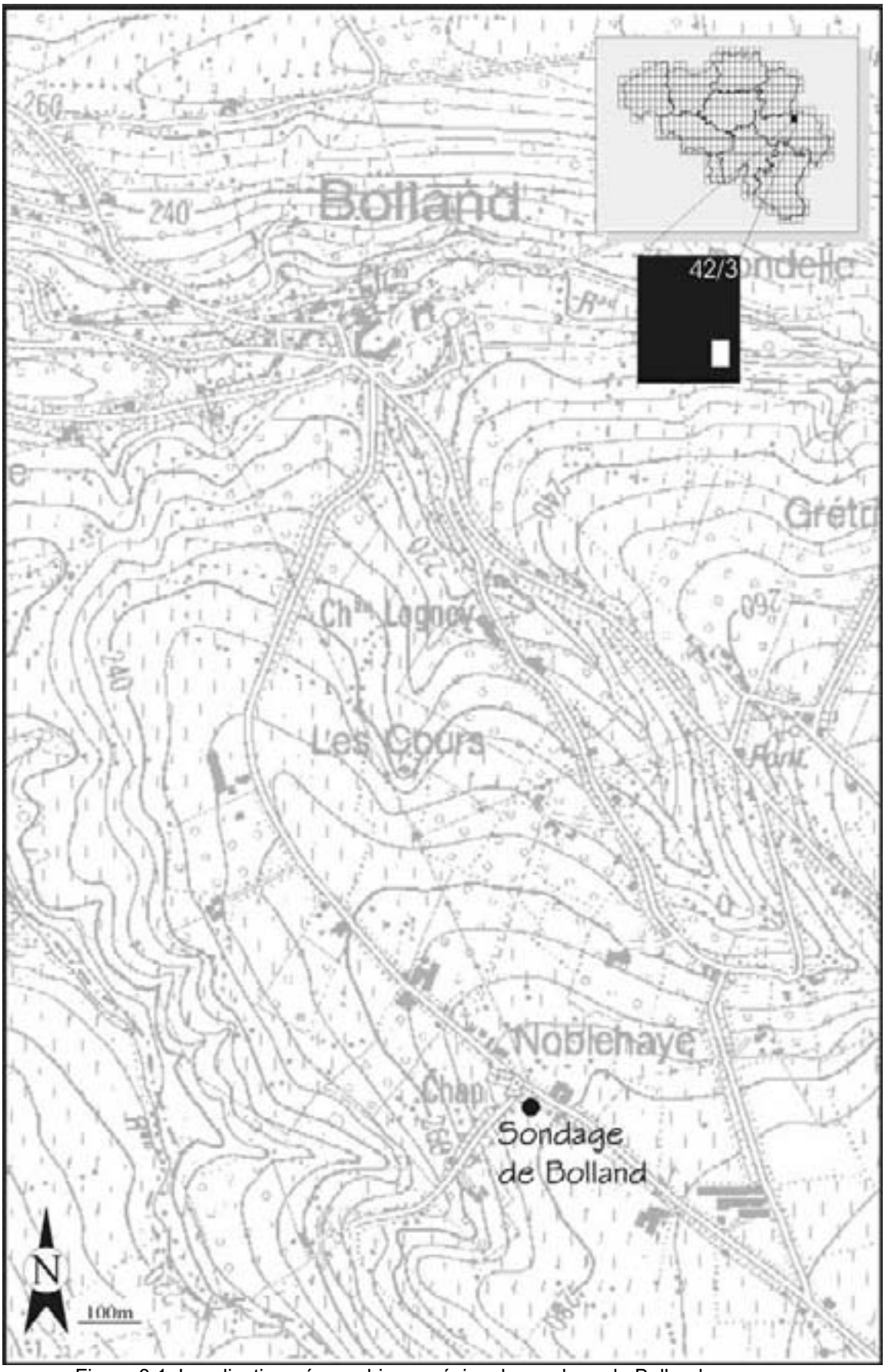


Figure 3.1: Localisation géographique précise du sondage de Bolland

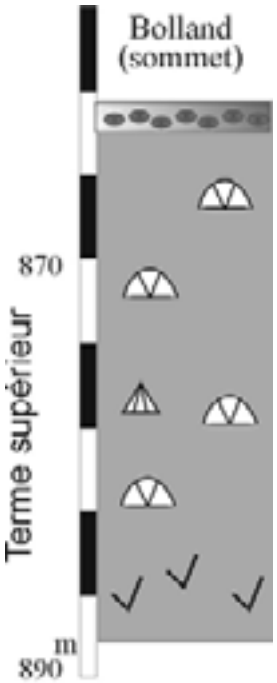


Figure 3.2 : Colonne lithologique simplifiée du sondage de Bolland

Bolland, partie supérieure du sondage

Niveau d'hématite oolitique

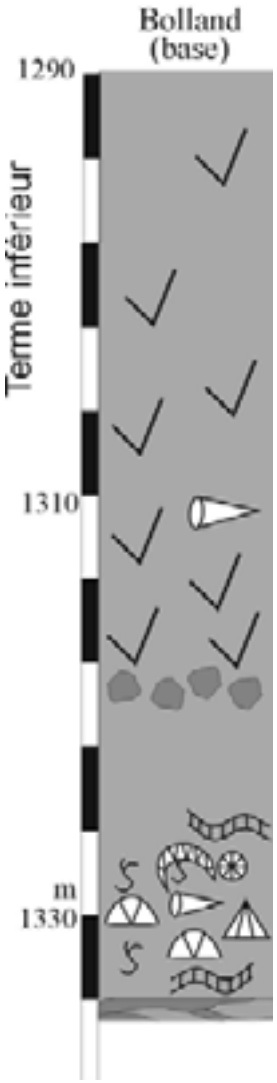
Dolomite grise

Calcaires à tabulés abondants, massifs et souvent brisés.

Présence également de crinoïdes

Dolomite

Bolland, partie inférieure du sondage



Dolomite

Calcaire à fenestrae
Calcaire argileux à rugueux

Calcaire argileux, nodulaire

Calcaire argileux biostromal, rudstone, tabulés et stromatopores massifs ou lamellaires, brachiopodes, crinoïdes. Tous les fossiles sont fortement brisés.

Calcaire argileux nodulaire

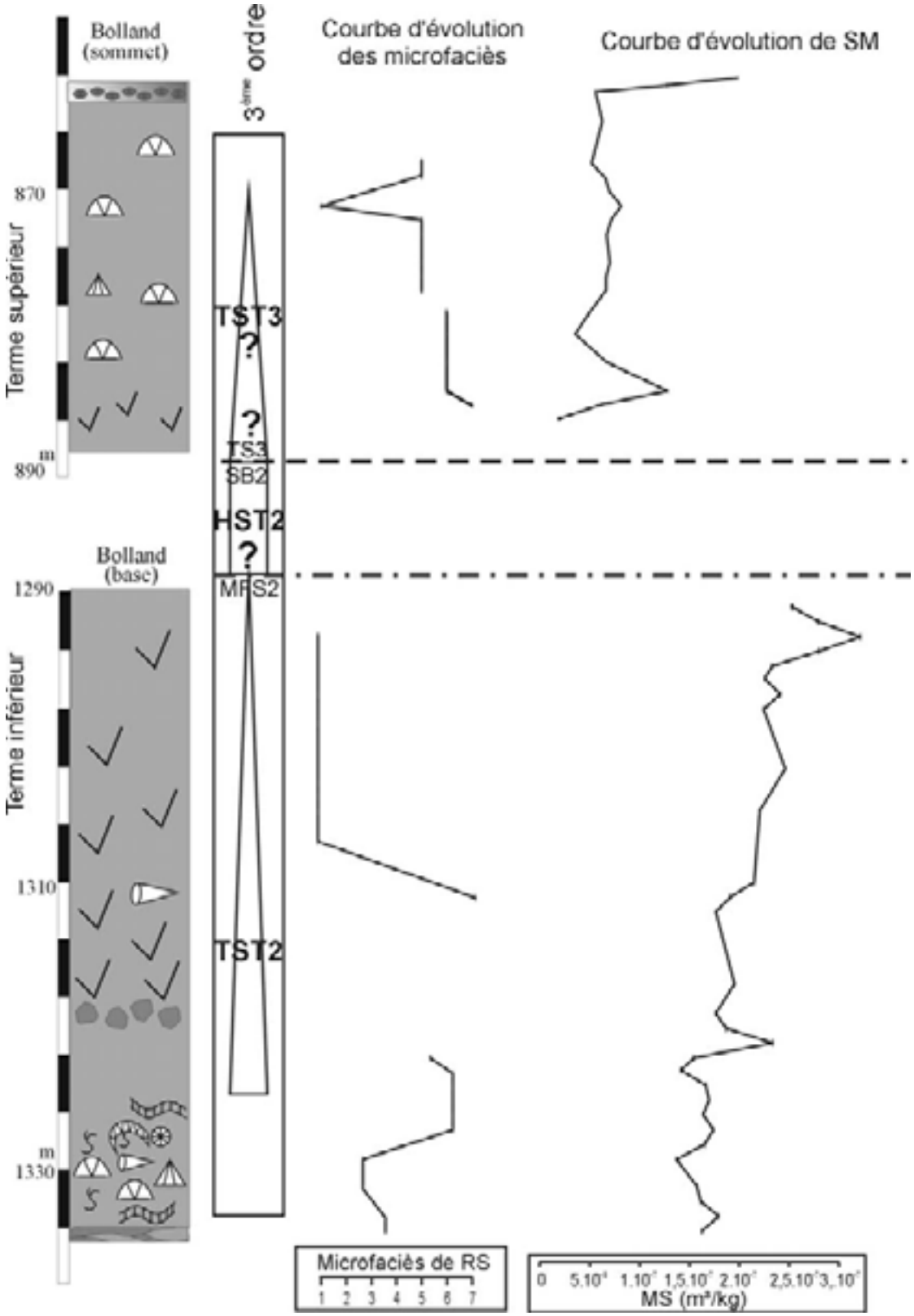


Figure 3.3 : Colonne lithologique simplifiée du sondage de Bolland, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour le sondage de Bolland est essentiellement celui de rampe supérieure (RS).

La coupe de Chaudfontaine

- **Bibliographie**

Coen-Aubert, 1974

- **Localisation géographique**

La coupe de Chaudfontaine se situe à une dizaine de kilomètres au sud de Liège. Il s'agit d'une série de carrières dans le ravin du Fond des Cris qui se trouve dans le village de Ninane, route des carrières. (Figure 4.1)

Sa localisation est : IGNB: 42/6 :X: IGN 42/5-6 X239.150 Y142.600

- **Localisation géologique**

La coupe de Chaudfontaine affleure dans la Nappe de la Vesdre (Figure 4.2)

- **L'affleurement** (Figure 4.4)

⇒ Orientation des couches : N95°E/72°N

⇒ Observations Structurales : le levé commence au flanc nord d'un anticlinal faillé, juste après la faille.

⇒ Stampe recoupée : 3m de la partie supérieure de la Formation de Lustin et 58m de la Formation d'Aisemont, jusqu'aux schistes supérieurs. La coupe se divise en deux carrières, les niveaux argileux intermédiaires n'ayant pas été exploités, ils servent de limite entre les carrières mais ils ont pu être échantillonnés.

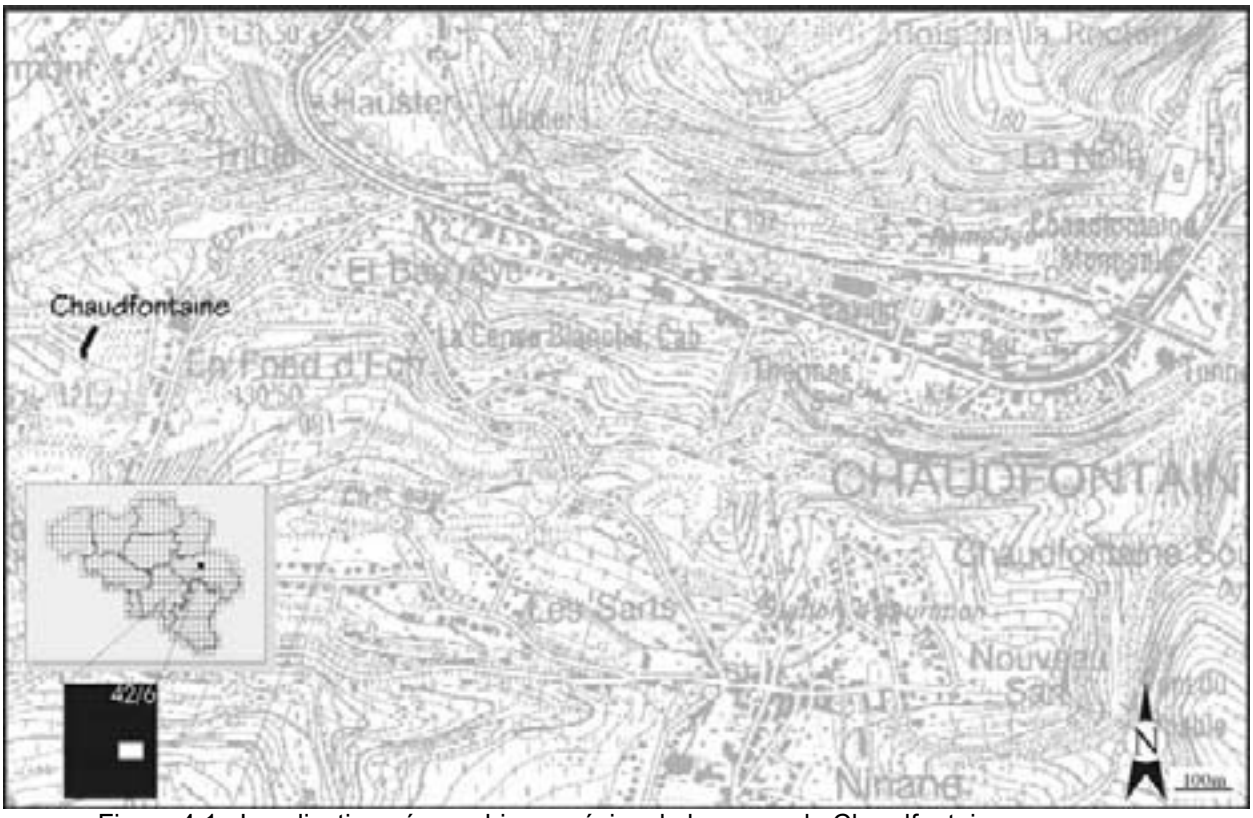


Figure 4.1 : Localisation géographique précise de la coupe de Chaudfontaine

Figure 4.2: Localisation géologique précise de la coupe de Chaudfontaine

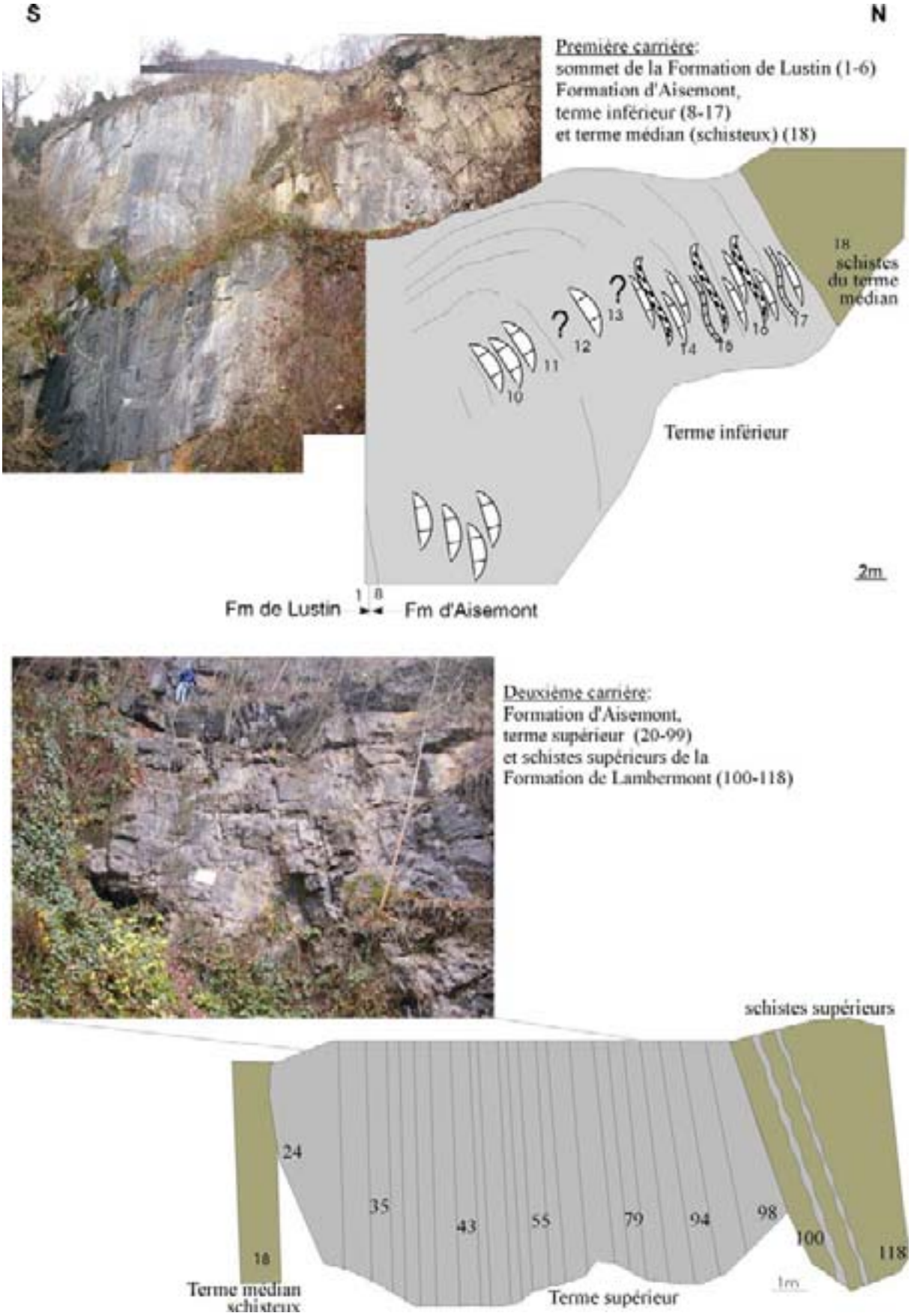


Figure 4.3: Schéma de la coupe de Chaudfontaine - Ninane

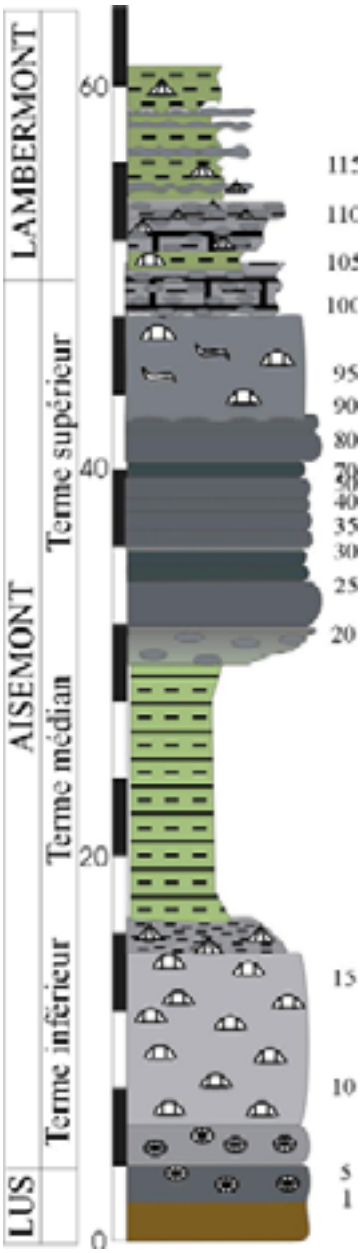


Figure 4.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Chaudfontaine

Argile verdâtre à beige alternant avec quelques niveaux carbonatés ou noduleux. La faune présente se compose essentiellement de crinoïdes et brachiopodes avec quelques rugueux coloniaux.

Calcaire argileux à crinoïdes, brachiopodes, rugueux et tabulés massifs ou solitaires.

Calcaire massif, recristallisé, on distingue quelques tabulés et rugueux

Calcaire en plaquettes décimétriques à brachiopodes essentiellement

Calcaire nodulaire à brachiopodes et tabulés massifs

Argile pauvre en faune, hormis quelques brachiopodes

Calcaire argileux à brachiopodes

Calcaire massif extrêmement riche en rugueux et de tabulés essentiellement lamellaires et massifs. La recristallisation et la présence localement de travertin empêchent des observations de bonne qualité

Calcaire à crinoïdes et localement à rugueux lamellaires

Calcaire recristallisé beige.

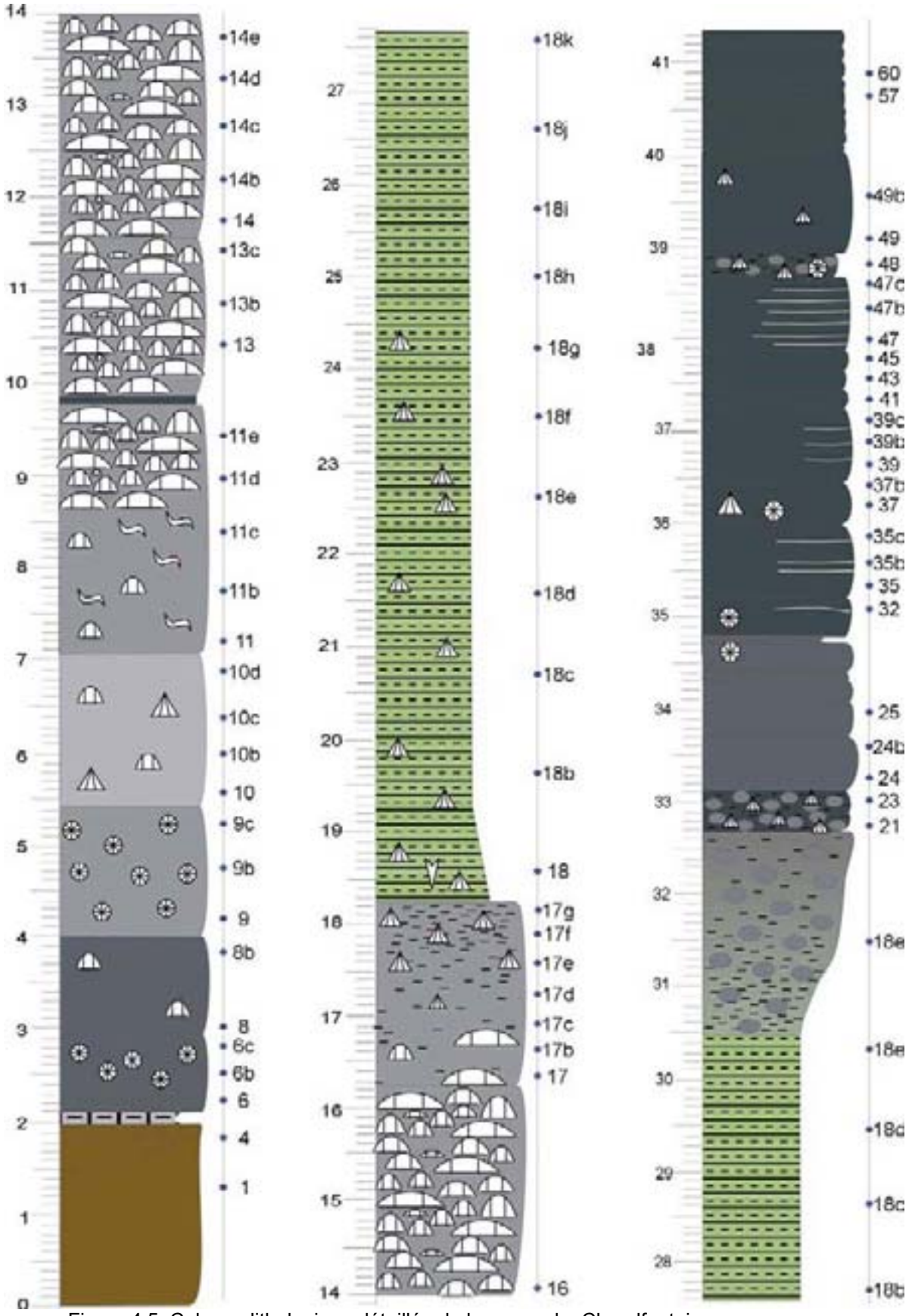
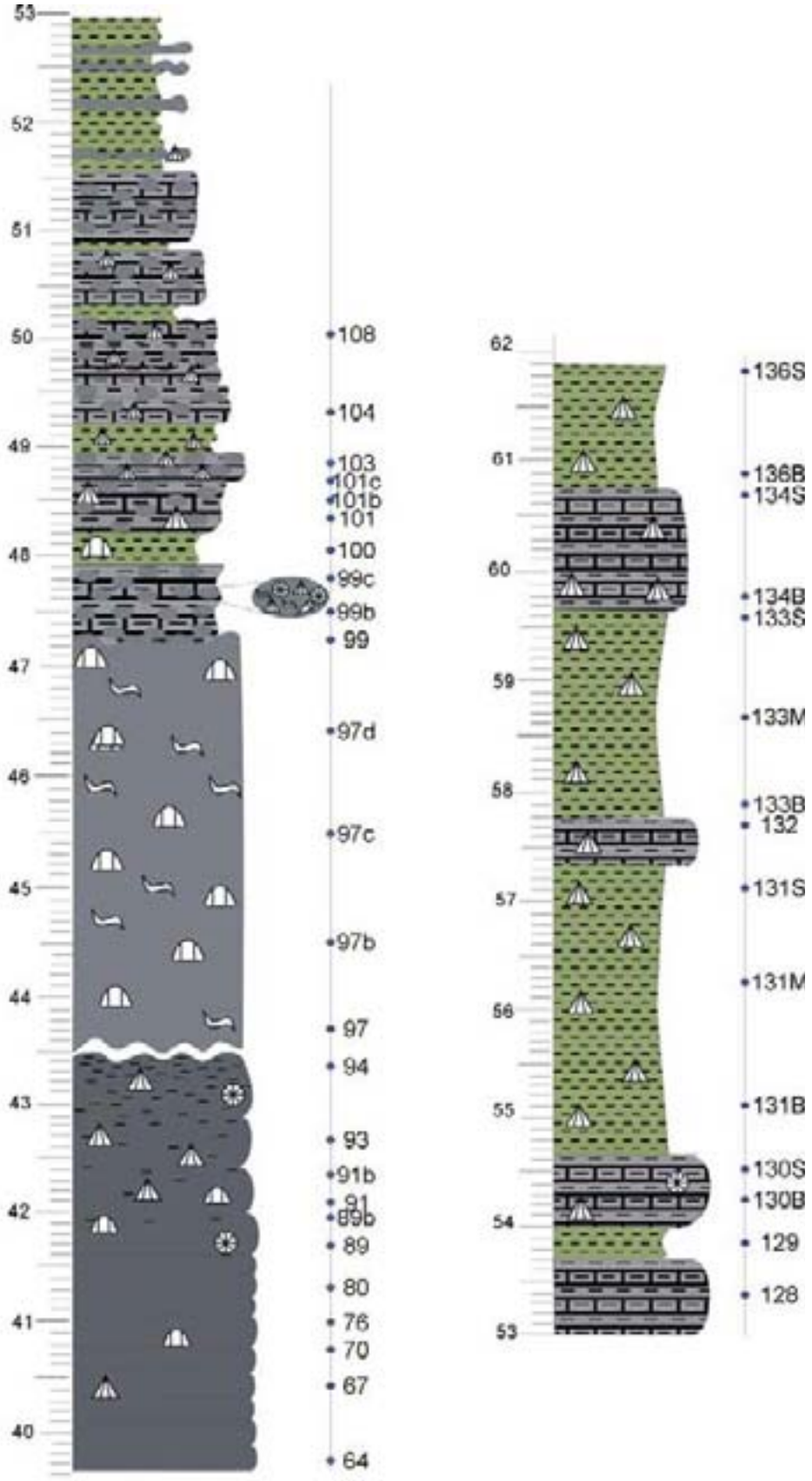


Figure 4.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Chaudfontaine


53
52
51
50
49
48
47
46
45
44
43
42
41
40
108
104
103
101c
101b
101
100
99c
99b
99
97d
97c
97b
97
94
93
91b
91
89b
89
80
76
70
67
64
62
61
60
59
58
57
56
55
54
53
136S
136B
134S
134B
133S
133M
133B
132
131S
131M
131B
130S
130B
129
128

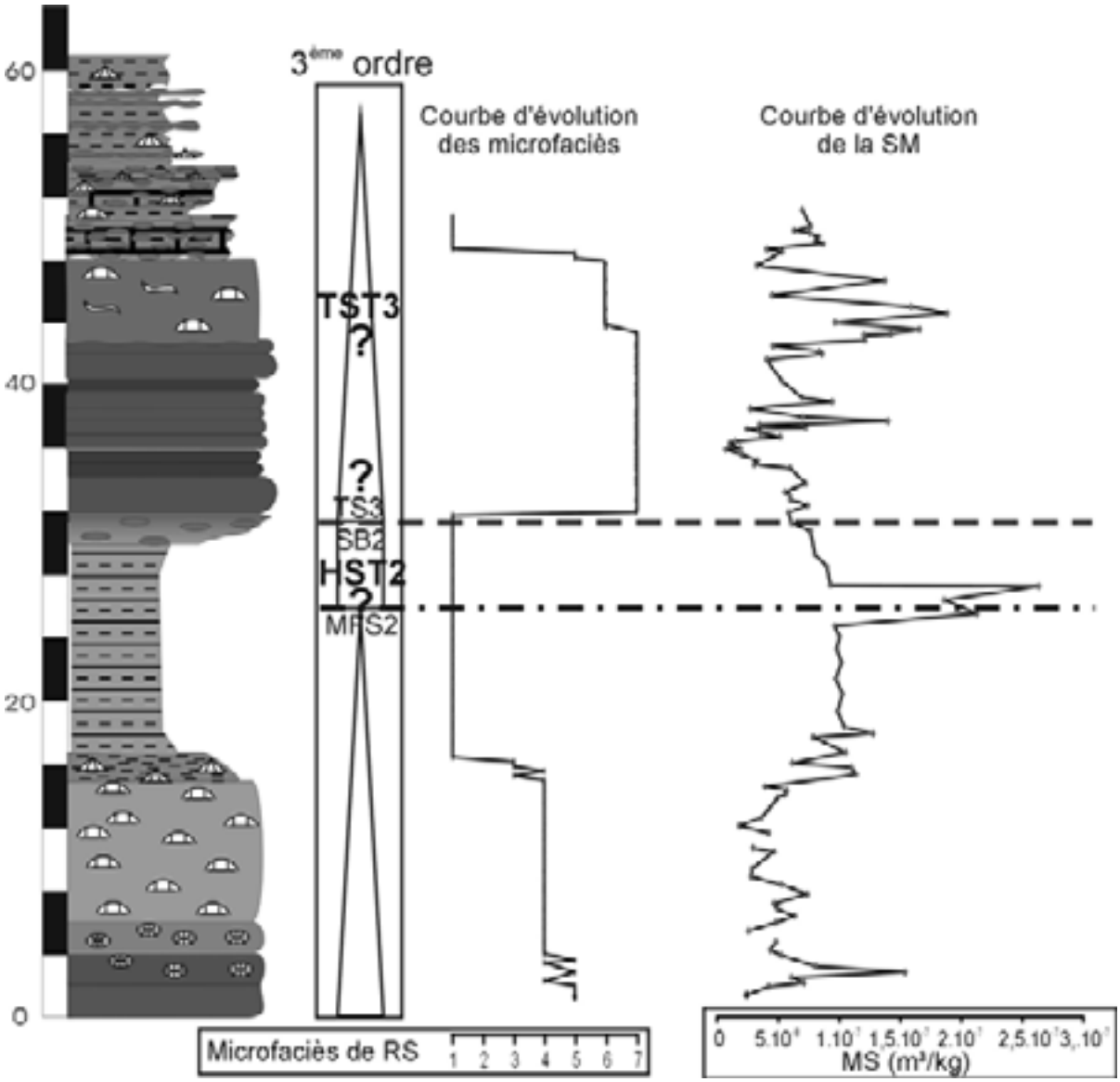


Figure 4.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Chaudfontaine, courbes des microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et interprétation séquentielle de 3ème ordre. Le modèle de faciès de la coupe de Chaudfontaine est le modèle de rampe supérieure.

La coupe de Colonster

- **Bibliographie**

Coen-Aubert, 1974 et un mémoire de fin d'étude de l'U.R. de Pétrologie sédimentaire par Dekerschieter, 2000

- **Localisation géographique**

La coupe de Colonster se situe à une dizaine de km au sud de Liège. (Figure 5.1)

Sa localisation est : IGNB: 42/6 : X: 237.500 et Y : 141.900

- **Localisation géologique**

La coupe de Colonster affleure dans la bordure ouest de la Nappe de la Vesdre. (Figure 5.2)

- **L'affleurement** (Figure 5.4)

⇒ Orientation des couches : N60°E/45°S

⇒ Observations structurales : le levé a été effectué sur le flanc sud d'un anticlinal.

⇒ Stampe recoupée : 1m de la Formation de Presles au complet, suivi de 29m de la Formation de Lustin. La Formation de Lustin est interrompue par une faille et la suite de la coupe est parcourue de failles. La suite du levé n'a donc pas pu être réalisée.

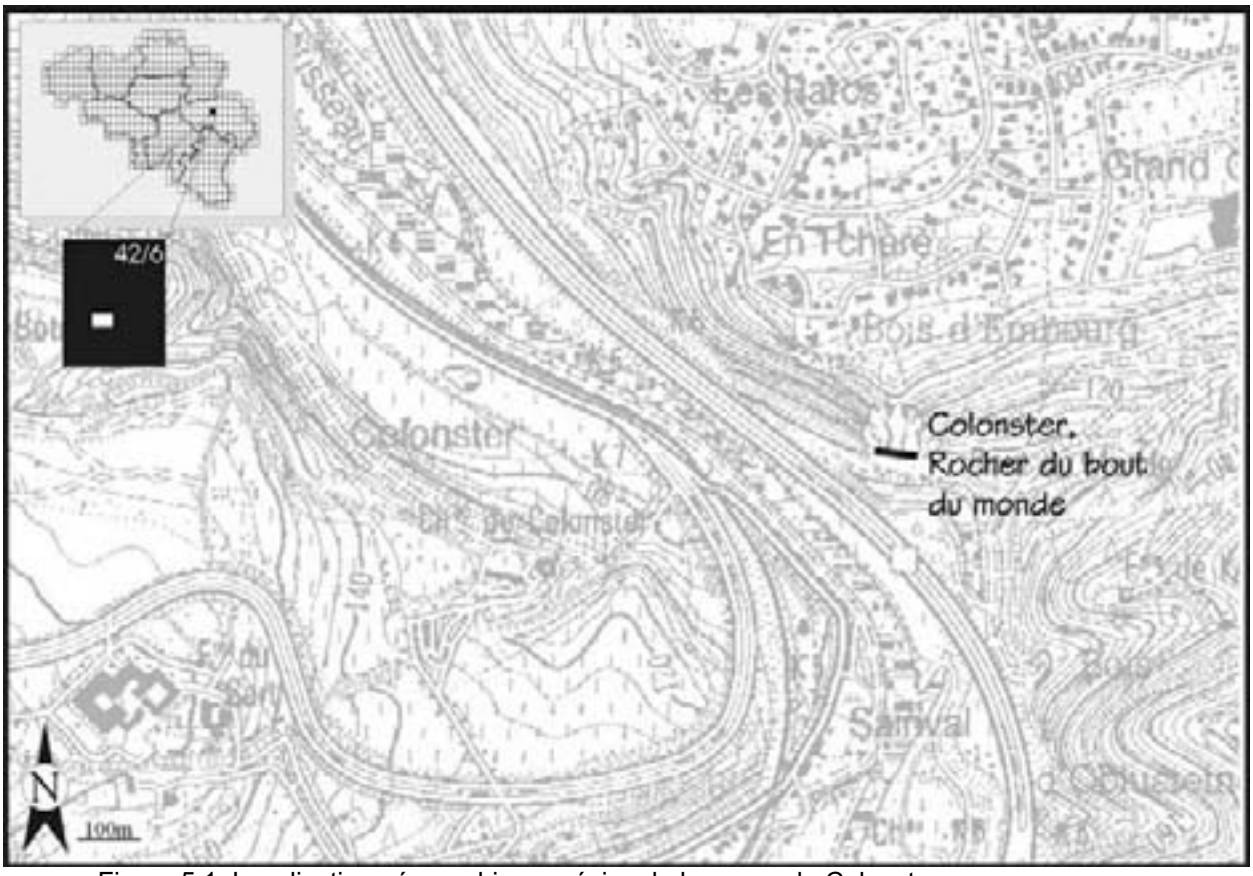


Figure 5.1: Localisation géographique précise de la coupe de Colonster

Figure 5.2: Localisation géologique précise de la coupe de Colonster

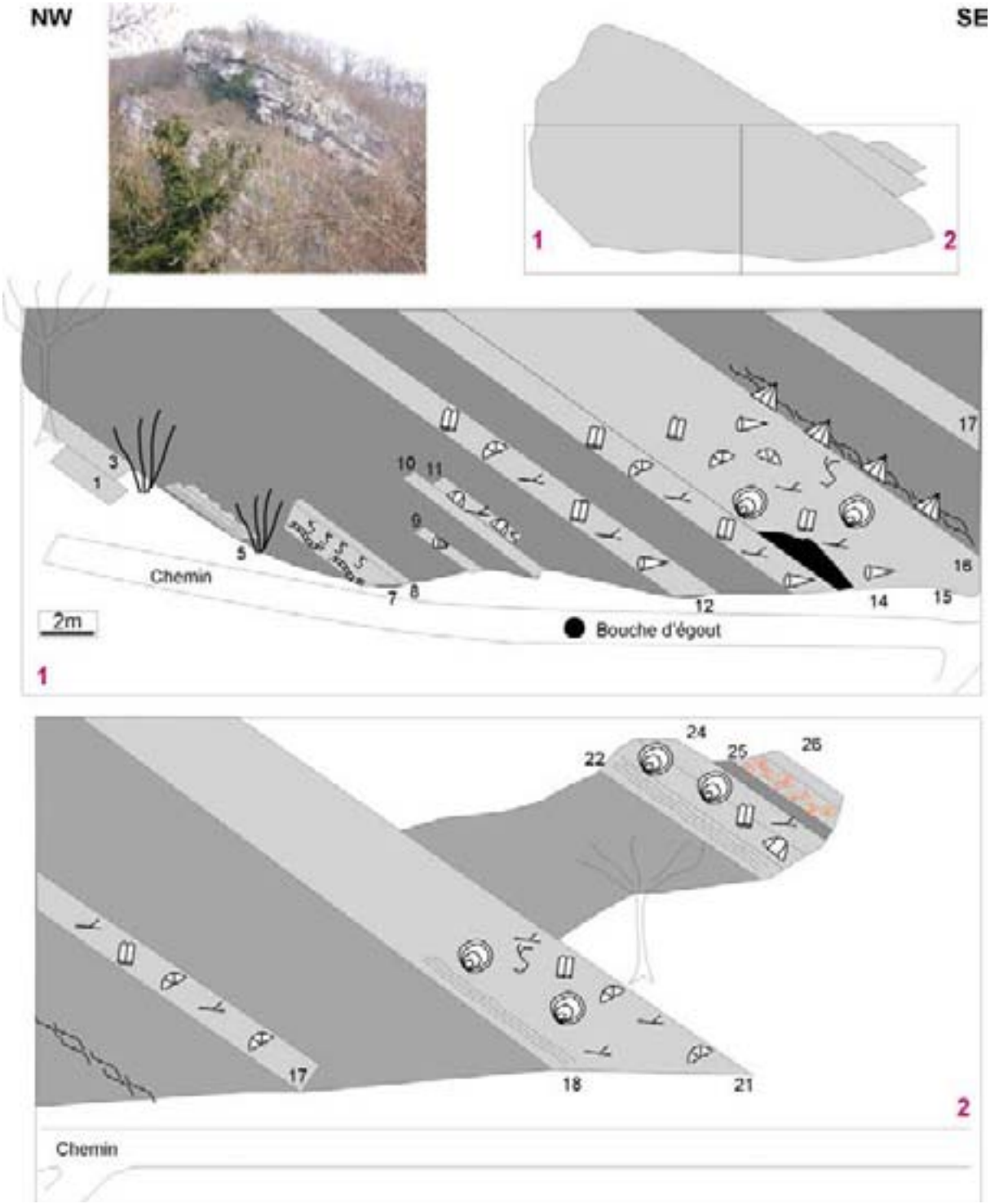


Figure 5.3: Schéma de la coupe de Colonster

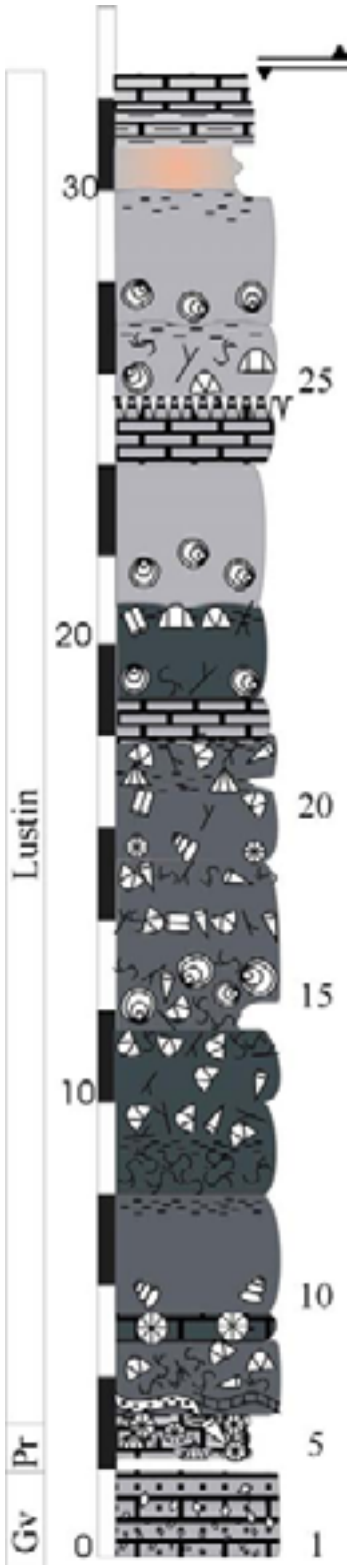


Figure 5.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Colonster

Calcaire argileux

Calcaire rose à caractère bréchique (paléosol)

Calcaire argileux

Calcaire à stromatopores massifs
Calcaire argileux
Calcaire à stromatopores et rugueux massifs

Calcaire laminaire

Mudstone

Calcaire massif à stromatopores massifs, rugueux et tabulés branchus

Calcaire à stromatopores massifs

Calcaire laminaire

Floatstone à rugueux solitaires, tabulés, stromatopores branchus et stromatopores massifs

Floatstone à rugueux solitaires, tabulés et stromatopores branchus et stromatopores massifs

Calcaire argileux au sommet de bancs, mudstone à gastéropodes

Calcaire à crinoïdes

Tabulés et rugueux branchus

Calcaire à crinoïdes et brachiopodes

Calcaire bréchique (paléosols)

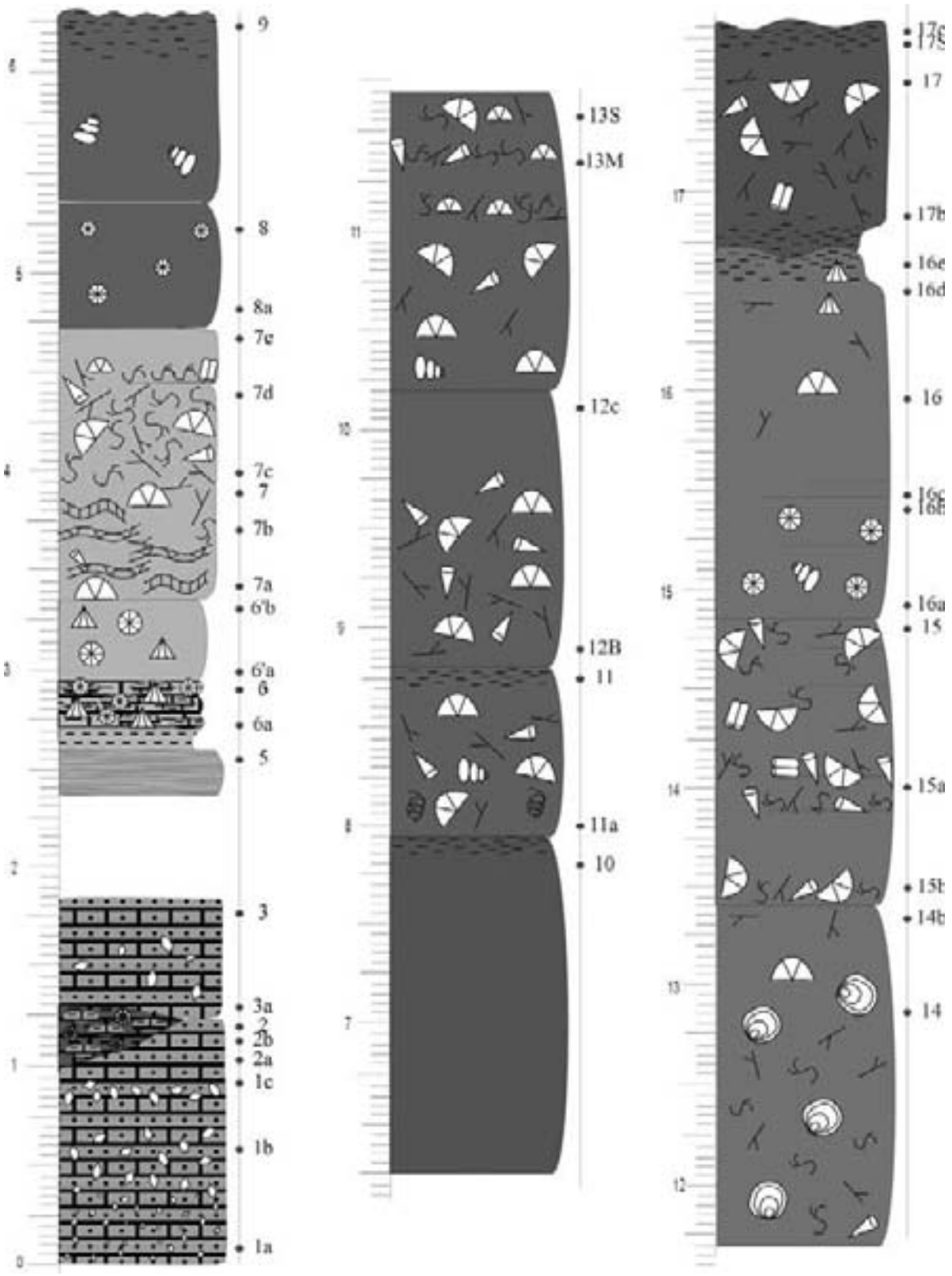
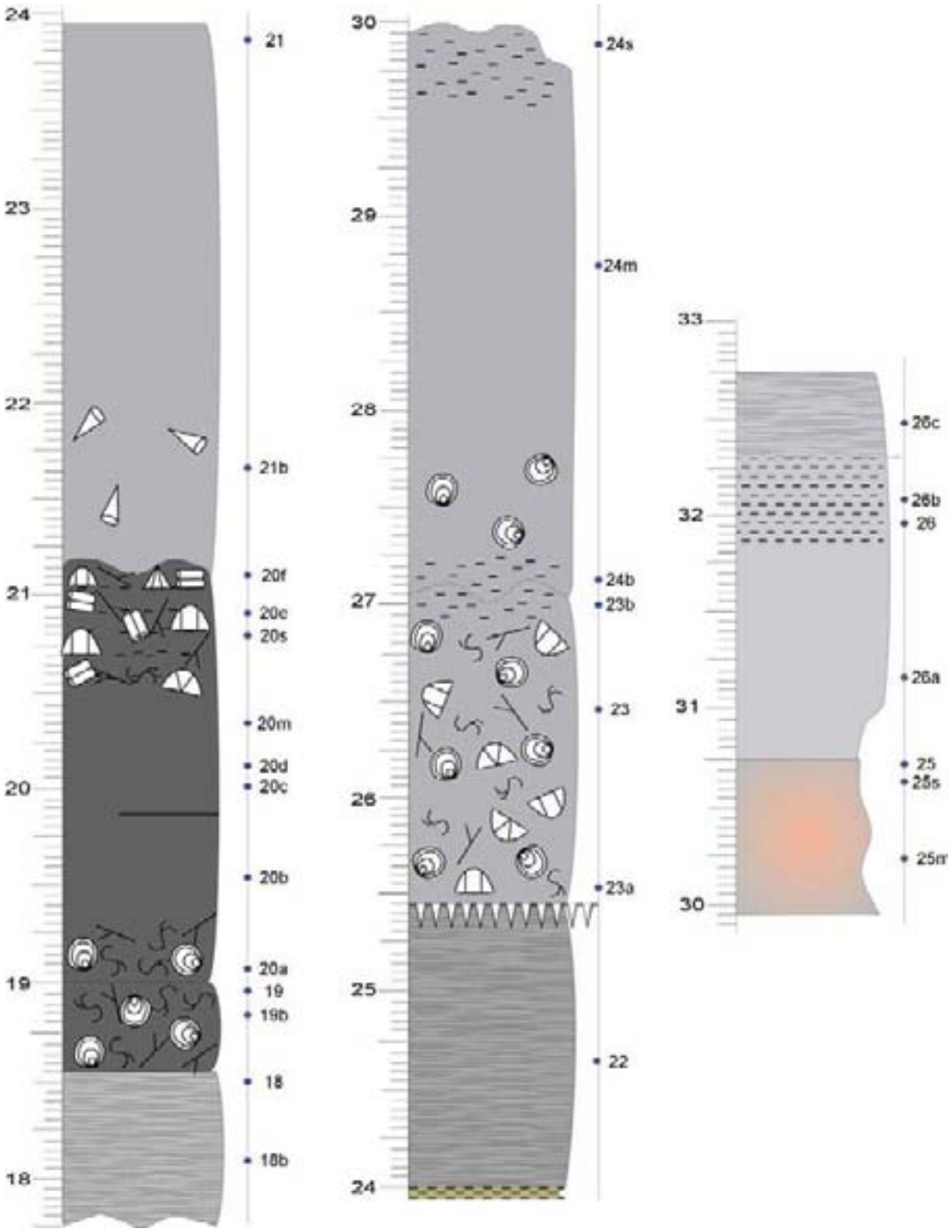


Figure 5.5. Colonne lithologique détaillée de la coupe de Colonster


24
23
22
21
20
19
18
21
21b
20f
20e
20s
20m
20d
20c
20b
20a
19
19b
18
18b
30
29
28
27
26
25
24
24s
24m
24b
23b
23
23a
22
33
32
31
30
26c
26b
26
26a
25
25s
25m

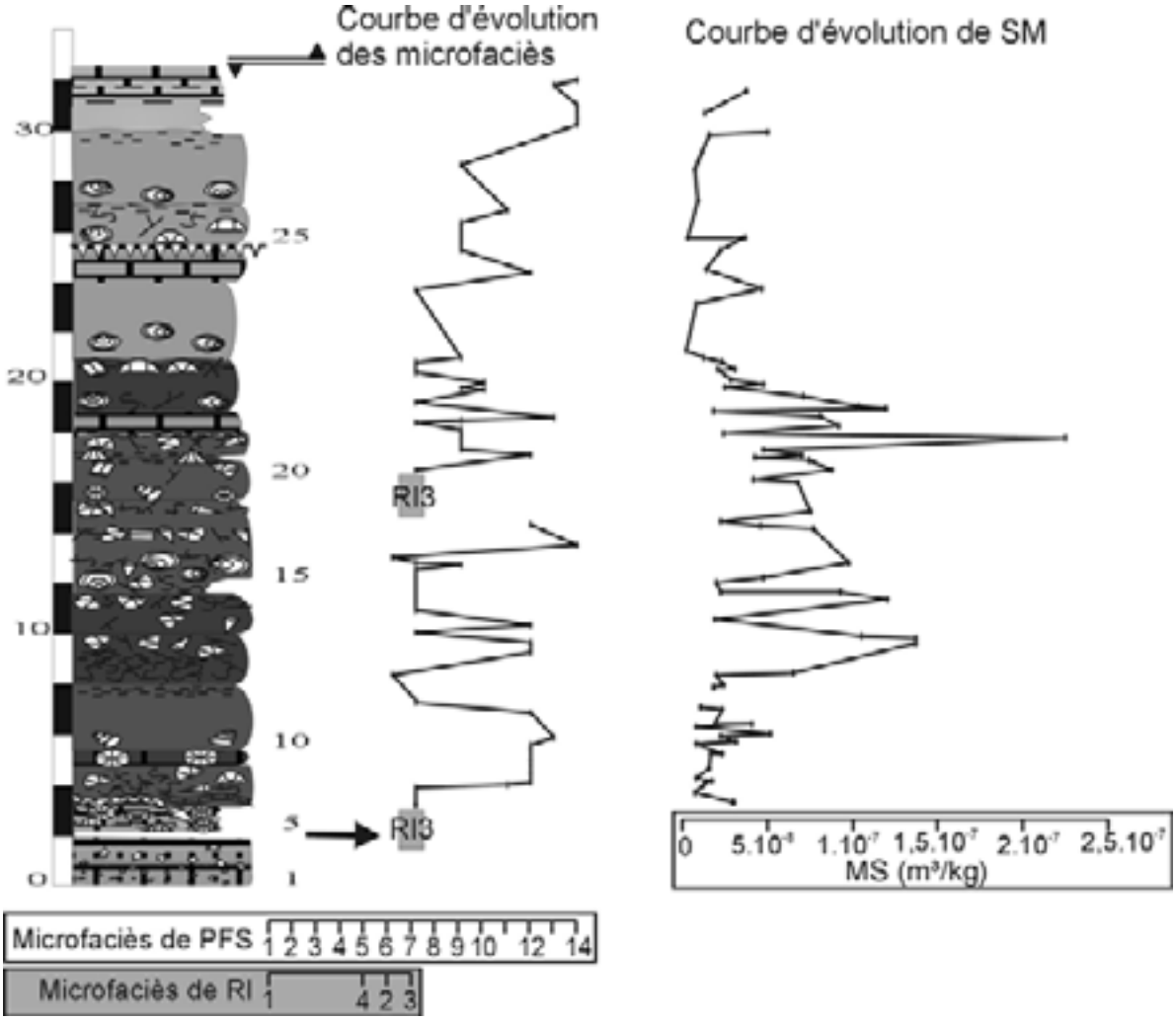


Figure 5.6 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Colonster et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Colonster est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

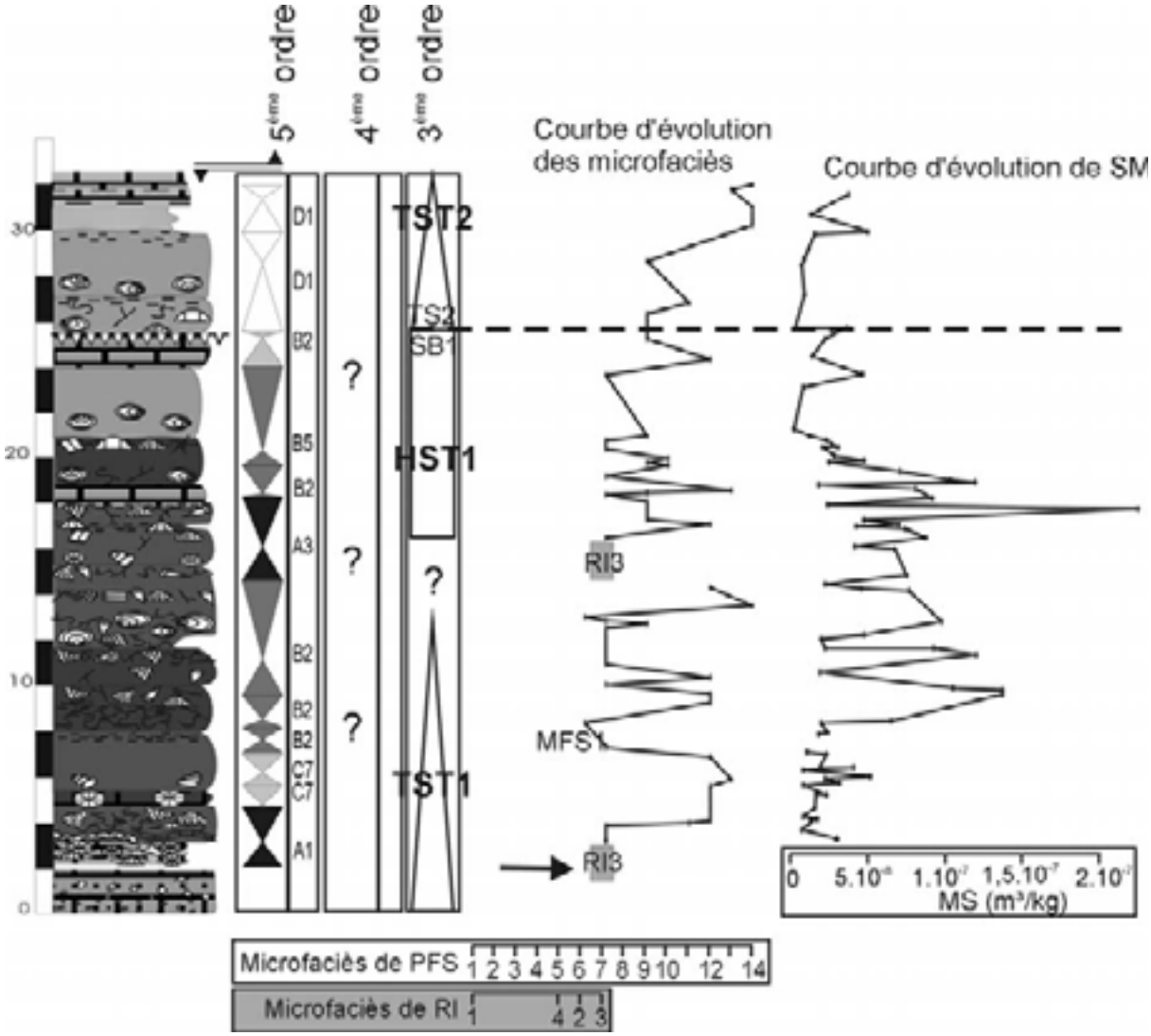


Figure 5.7 : colonne lithologique simplifiée de la coupe de Colonster, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Colonster est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

La coupe de Huccorgne

- **Bibliographie**

Pel & Monjoie, 1964 ; Coen-Aubert & Lacroix, 1985

- **Localisation géographique**

La coupe de Huccorgne se situe à une trentaine de kilomètres à l'ouest de Liège et à environ 5km au nord de Huy. (Figure 6.1).

Sa localisation est : IGNB: 41/6 : Vicinal : X :206.500 et Y : 140.250 ; Famelette 1 et 2 : X : 206.750 et Y : 140.000 ; Carrière : X : 207.200 et Y : 139.800 et Château : X : 207.300 et Y : 139.700.

- **Localisation géologique**

La coupe de Huccorgne affleure au bord nord du Synclinorium de Namur. (Figure 6.2).

- La coupe du Vicinal se trouve dans l'ancienne tranchée du vicinal
- Les coupes de Famelettes 1 et 2, se trouvent dans le talus parallèle à la Route de l'Etat
- La coupe de la Carrière : carrière Route de l'Etat
- La coupe du Château : rue Famelette, en direction du château de Huccorgne

- **La coupe** (Figure 6.3a, 6.3.b, 6.4.a, 6.4.b, 6.5.a à d)

⇒ Orientation des couches : variable

⇒ L'affleurement est divisé en 4 parties:

- La coupe du vicinal recoupe la base de la Formation de Bovesse.
- Les coupes de Famelettes 1 et 2 sont séparées par une lacune d'environ 15 mètres. Famelette 1 recoupe la Formation de Bovesse et Famelette 2, la base de la Formation de Huccorgne.
- La coupe de la Carrière : sommet de la Formation de Huccorgne
- La coupe du Château : recoupe la deuxième partie de la Formation d'Aisemont.

⇒ Observations structurales : il y a plusieurs failles dans la coupe du vicinal mais les autres coupes ne semblent pas faillées.

⇒ Stampe recoupée : Au total 170m mais l'affleurement est très discontinu et les lacunes nombreuses. Les épaisseurs des lacunes sont des estimations personnelles combinées aux données d'études antérieures (Coen-Aubert & Lacroix, 1985) : 18m de Bovesse – lacune de 12m – 20m de Bovesse – lacune de 22m - 16m de Huccorgne – lacune de 16m – 38m de Huccorgne - 8m de lacune et 20m d'Aisemont.

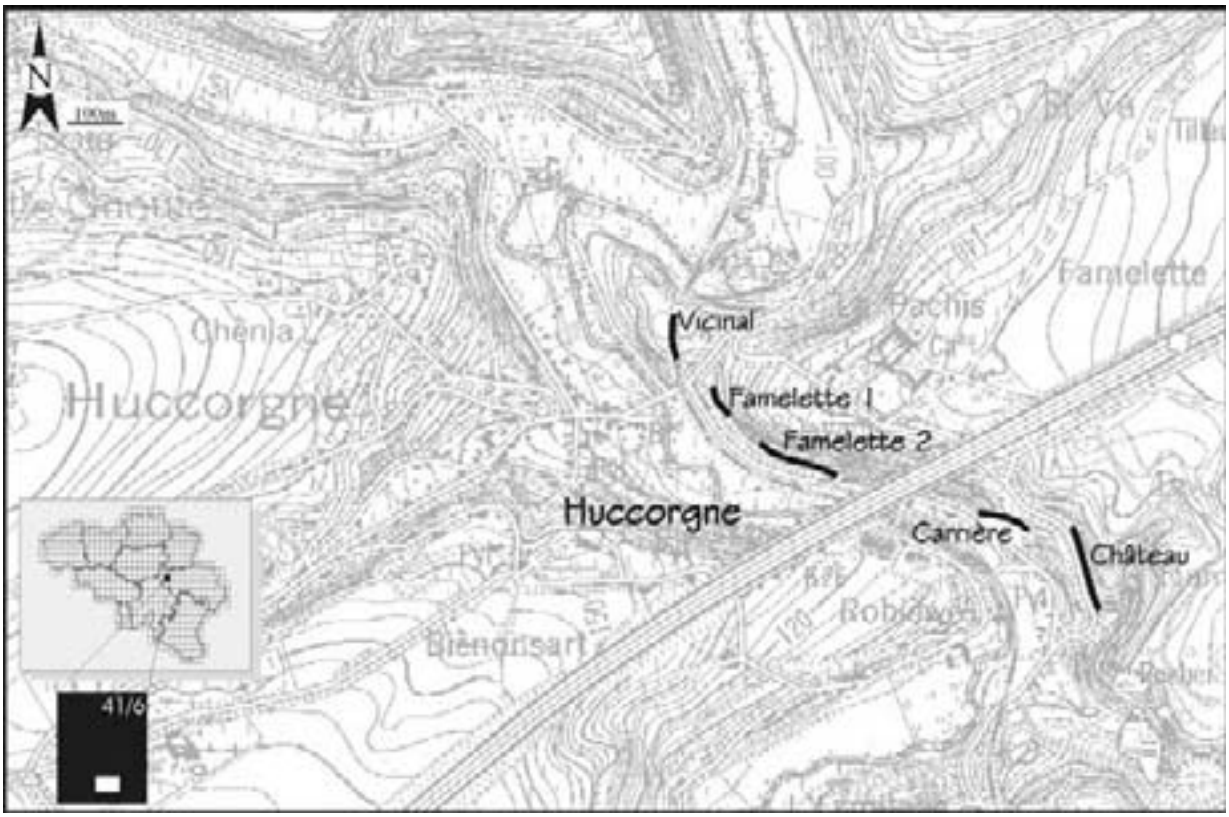


Figure 6.1: Localisation géographique précise des coupes de Huccorgne

Figure 6.2: Localisation géologique précise des coupes de Huccorgne

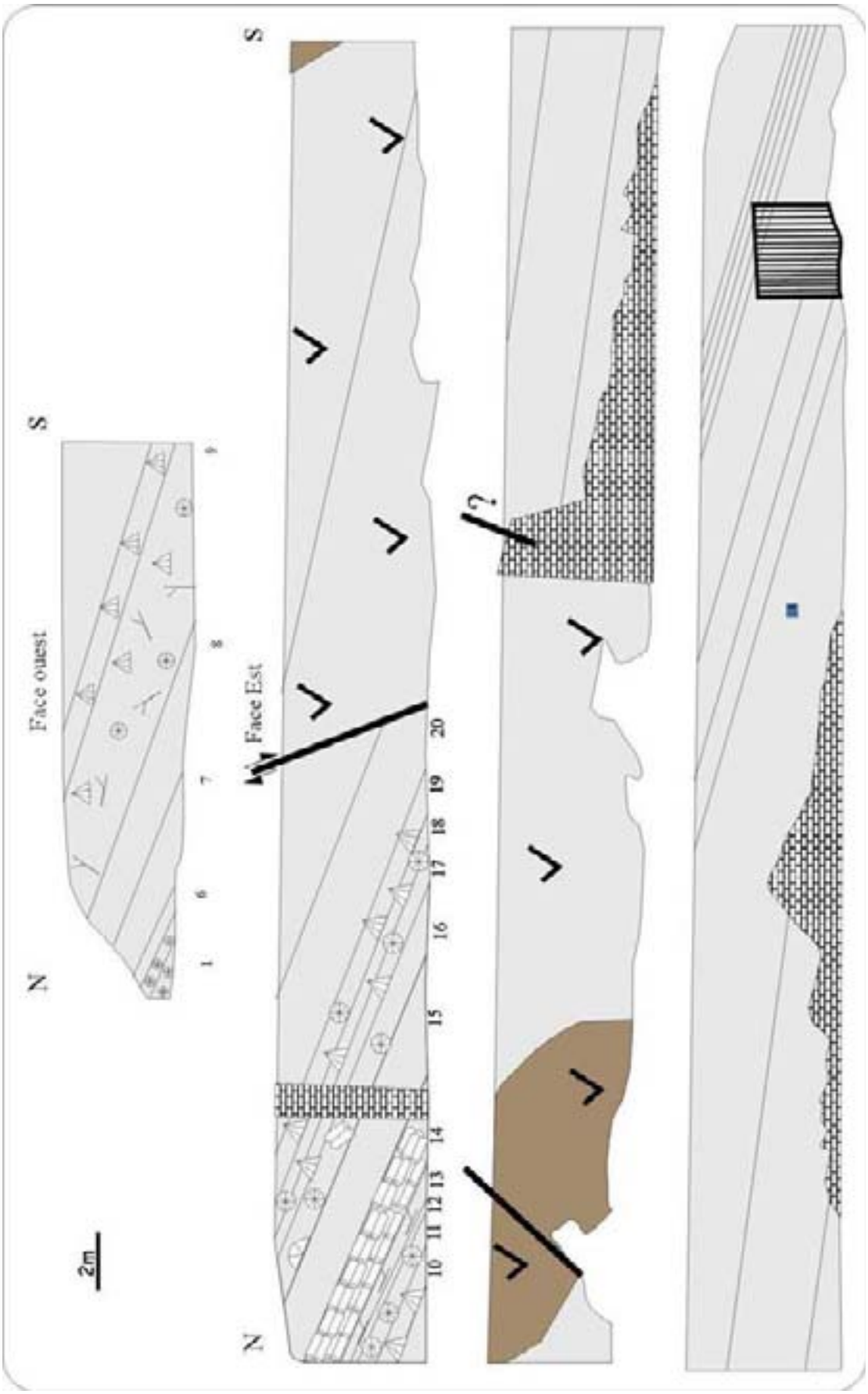


Figure 6.3a: Schéma de la coupe de Huccorgne, Vicinal

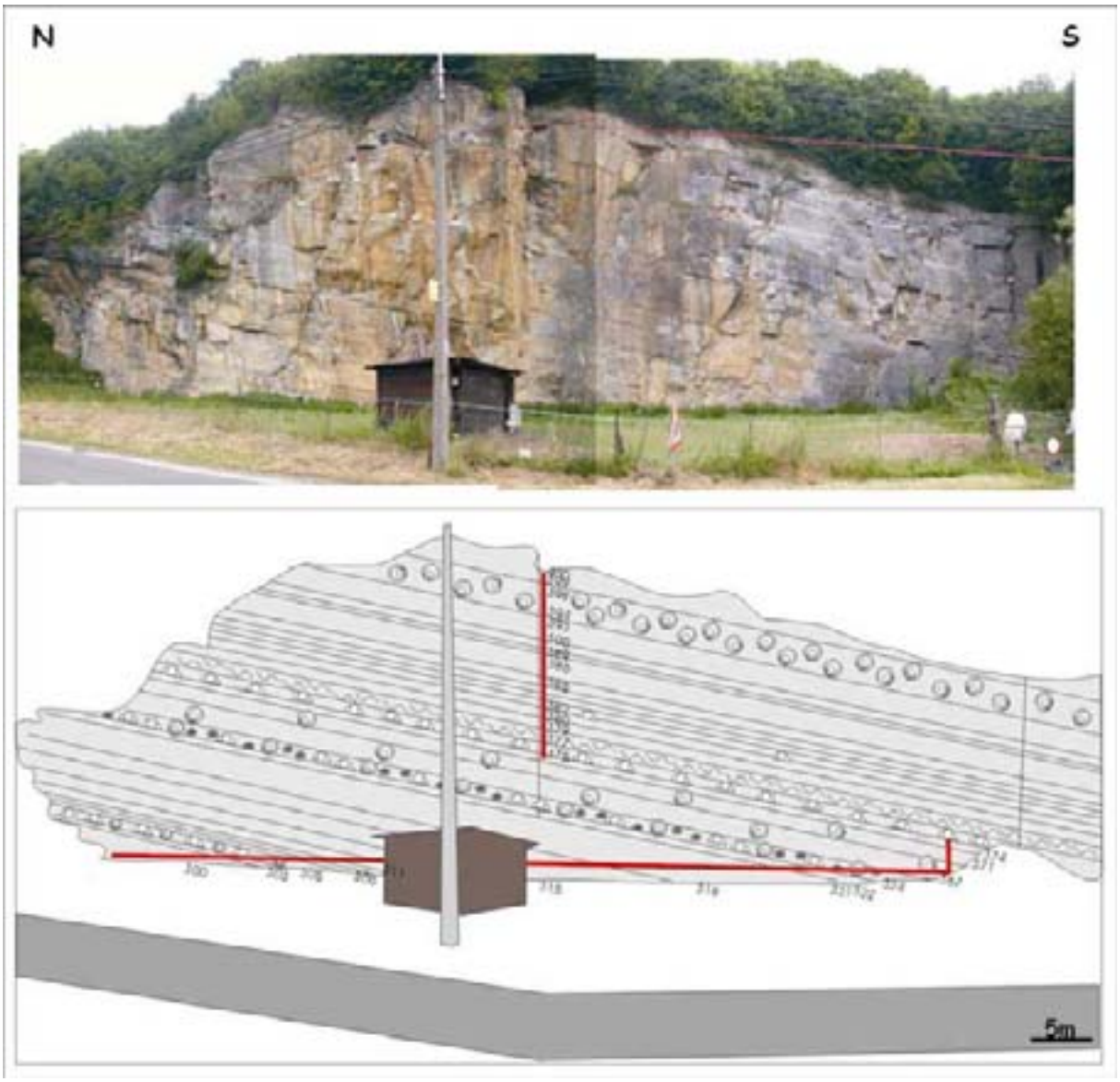


Figure 6.3b: Schéma de la coupe de Huccorgne, Carrière. Les lignes rouges représentent les prises d'échantillons. La ligne rouge verticale est le levé qui a été réalisé en rappel. Les conditions d'échantillonnage étant plus difficiles pour cette partie, les observations sont de moins bonne qualité.

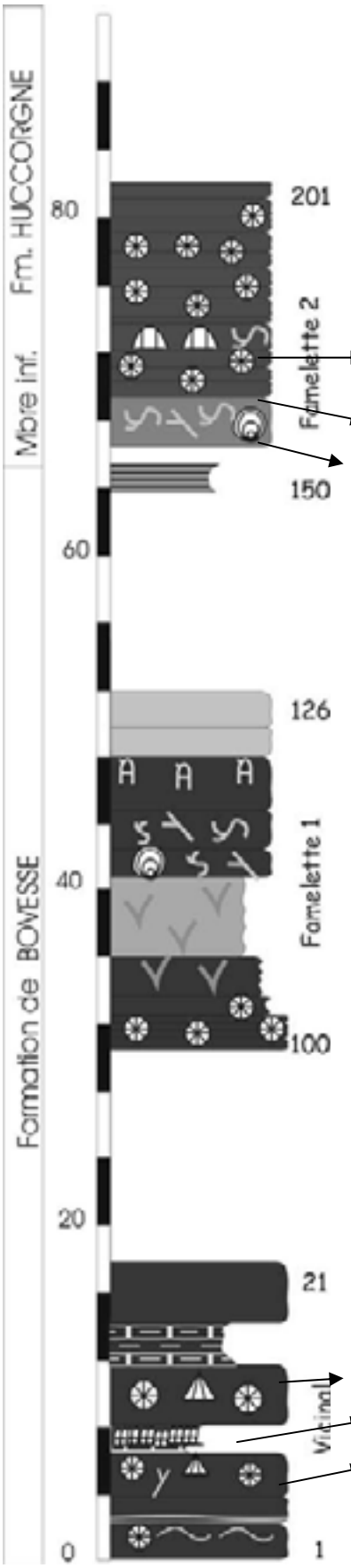


Figure 6.4a: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Huccorgne, Vicinal et Famelette

Calcaire en bancs décimétriques à crinoïdes et localement à brachiopodes

Banc à rugueux massifs, stromatopores branchus, crinoïdes et brachiopodes

Calcaire en bancs décimétriques à crinoïdes et localement brachiopodes

Biostrome gris clair à stromatopores et tabulés branchus, rugueux et stromatopores massifs et rugueux fasciculés.

Calcaire dolomitique clair

Floatstone à *Amphipora*

Biostrome à stromatopores et tabulés branchus, rugueux solitaires et stromatopores massifs.

Dolomie beige cariée

Dolomie foncée cariée à crinoïdes

Bancs décimétriques à crinoïdes

Calcaire argileux massif

Calcaire fortement argileux

Calcaire massif à brachiopodes et crinoïdes et localement à rugueux massif

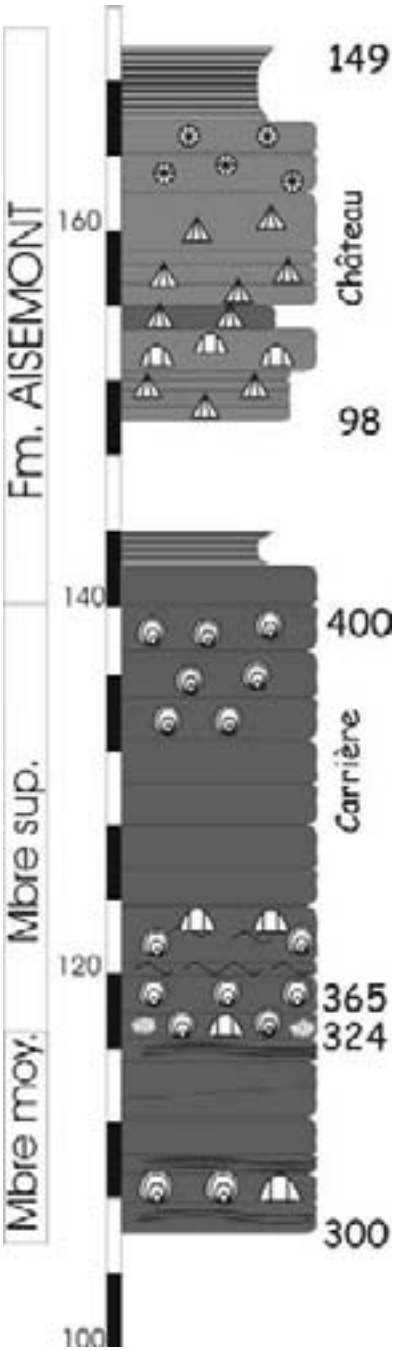
Niveau métrique à *Disphyllum*

Calcaire à crinoïdes, tabulés et stromatopores branchus et rugueux solitaires

Mudstone

Calcaire pseudonodulaire à crinoïdes

Figure 6.4b: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Huccorgne, Carrière et Château



Shale brun

Calcaire gris en bancs pluridécimétriques à crinoïdes

Calcaire à brachiopodes et crinoïdes

Calcaire argileux à brachiopodes, peu de faune

Calcaire avec quelques rugueux massifs
Calcaire en bancs centimétriques à brachiopodes

Calcaire massif peu visible

Calcaire massif à stromatopores massifs brisés

Calcaire mudstone de type lagunaire, localement plus argileux

Calcaire massif à rugueux massifs fortement brisés

Calcaire massif à stromatopores et rugueux fortement brisés et oncoïdes centimétriques.

Calcaire mudstone

Niveau à stromatopores massifs

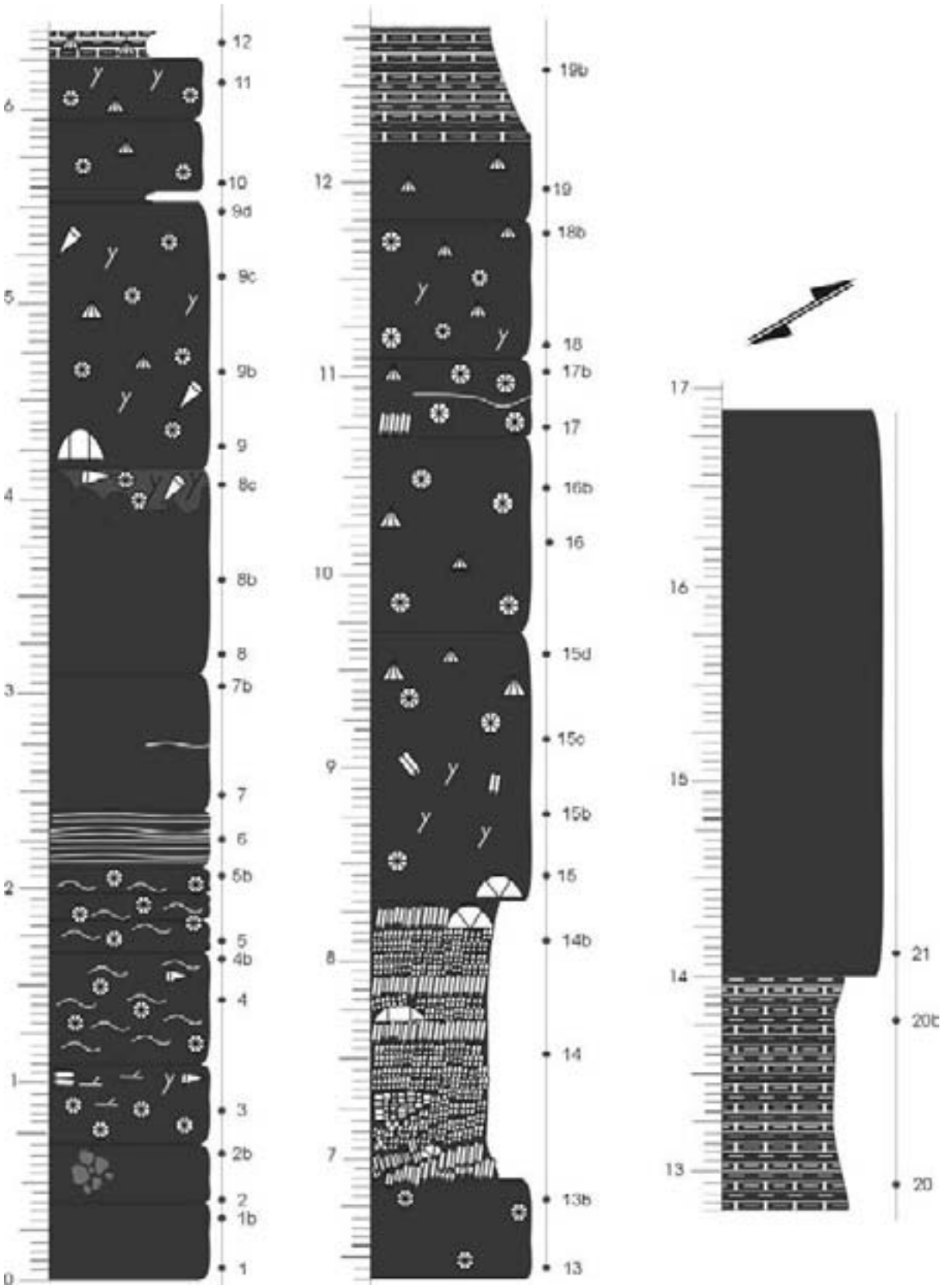


Figure 6.5a: Colonne lithologique de la coupe de Huccorgne Vicinal

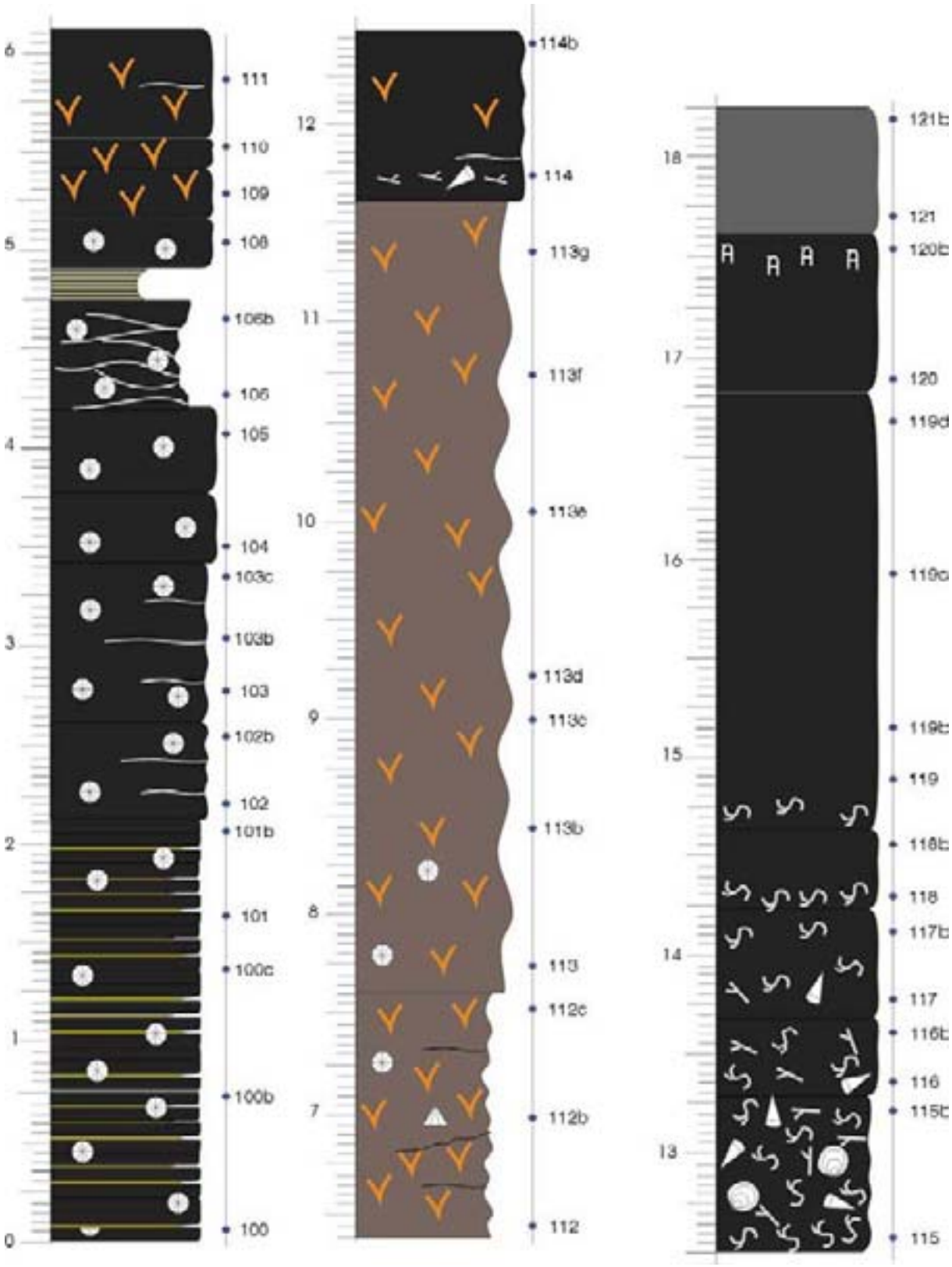
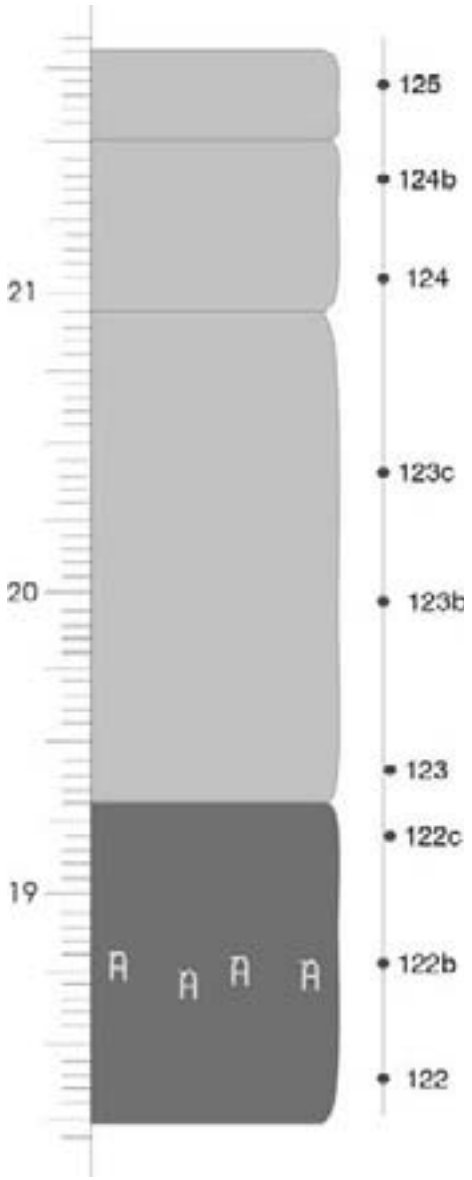


Figure 6.5b: Colonne lithologique de la coupe de Famelette 1


125
124b
124
21
123c
20
123b
123
122c
19
122b
122

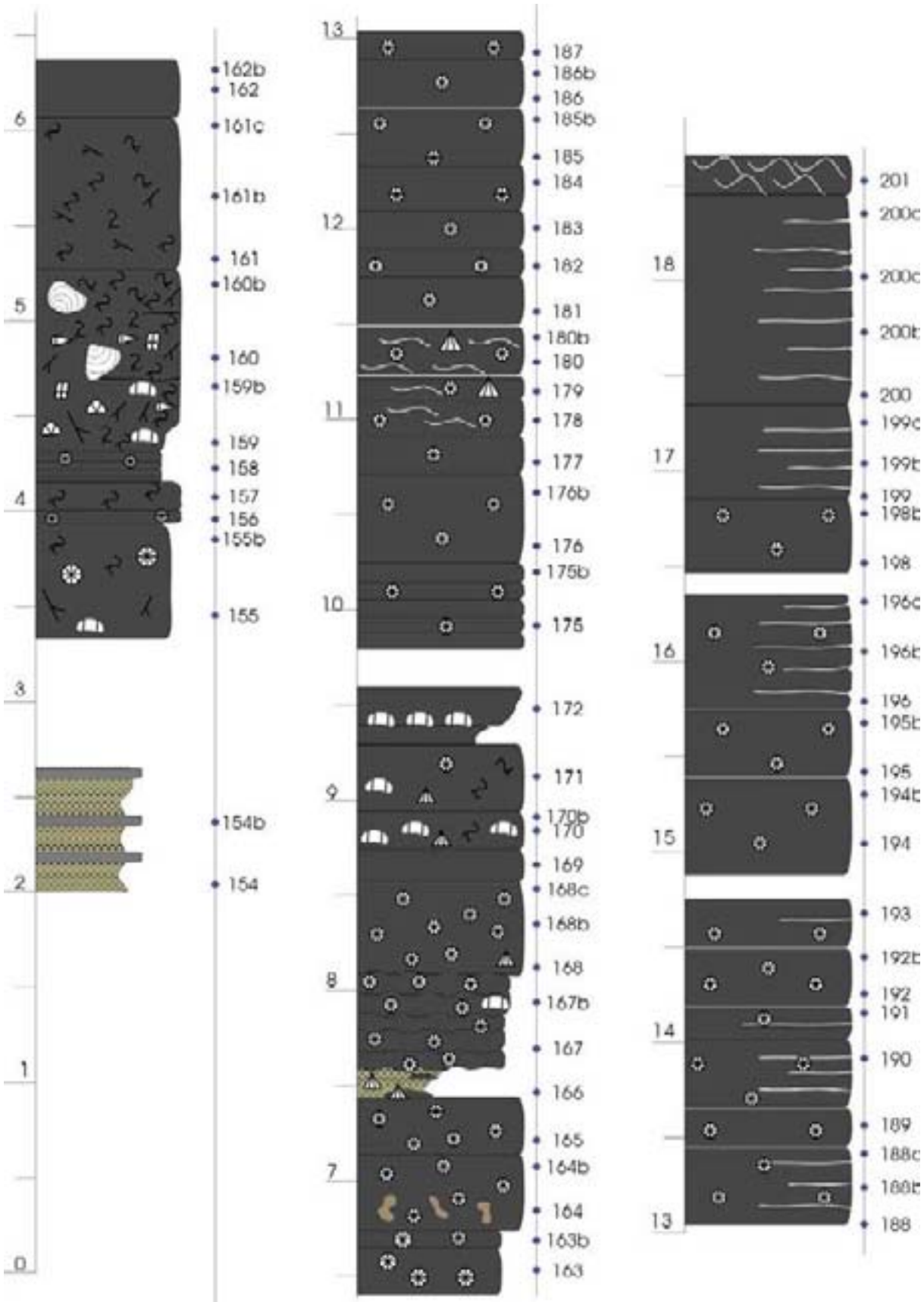


Figure 6.5c: Colonne lithologique de la coupe de Famelette 2

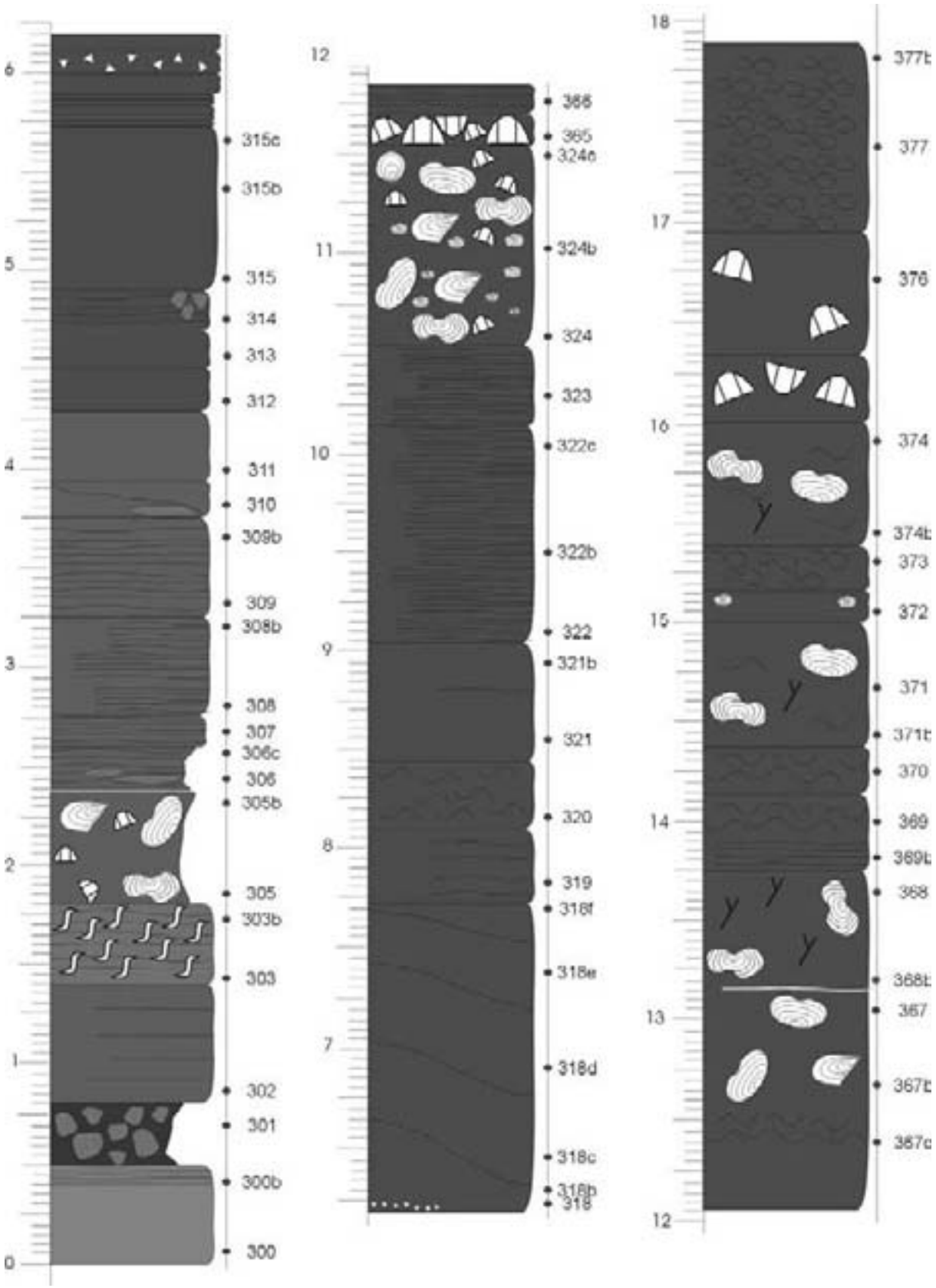
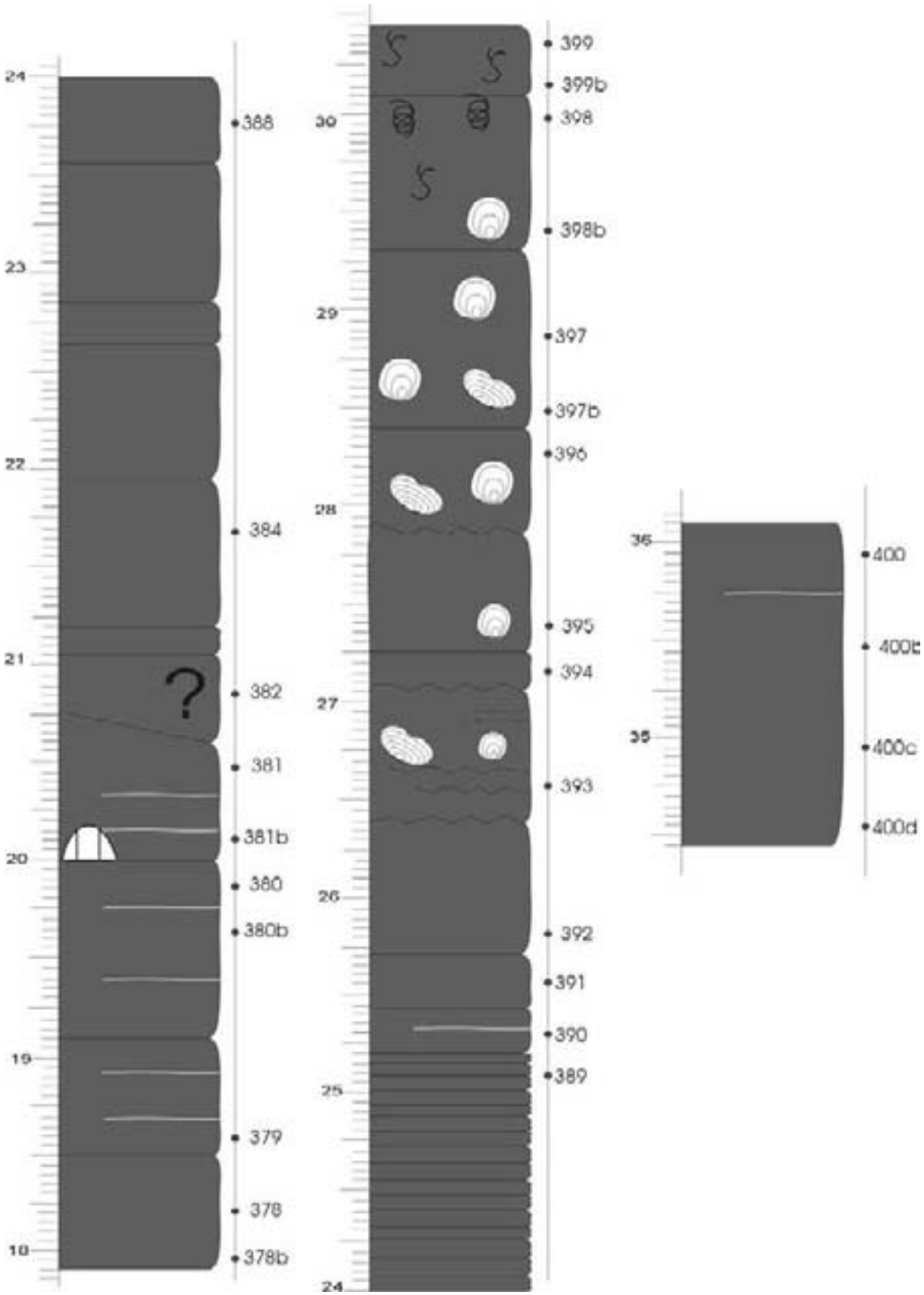


Figure 6.5d: Colonne lithologique de la coupe de Huccorgne Carrière.


24
23
22
21
20
19
18
388
384
382
381
381b
380
380b
379
378
378b
?
30
29
28
27
26
25
24
399
399b
398
398b
397
397b
396
395
394
393
392
391
390
389
36
35
400
400b
400c
400d

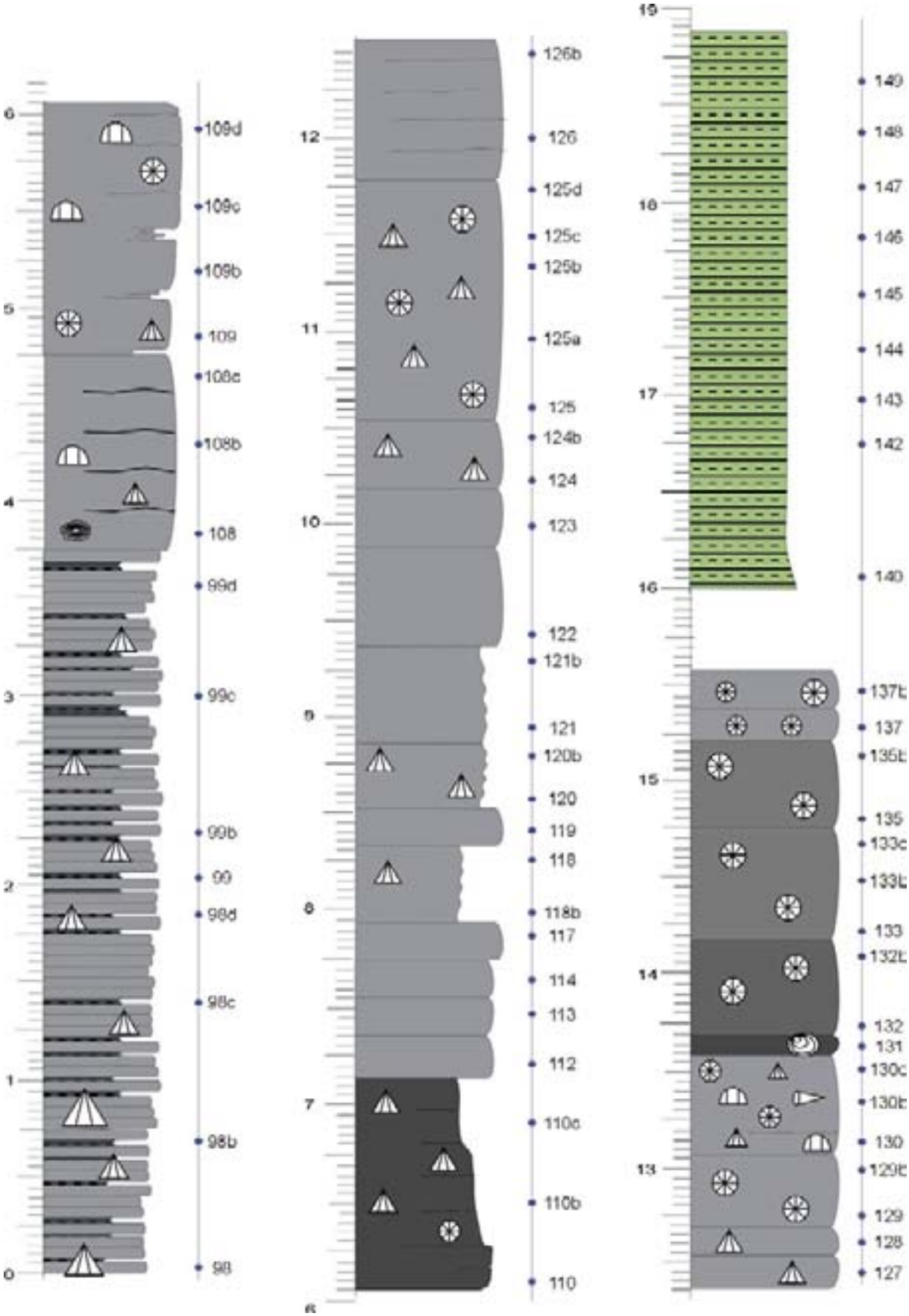


Figure 6.5e: Colonne lithologique de la coupe de Huccorgne Château.

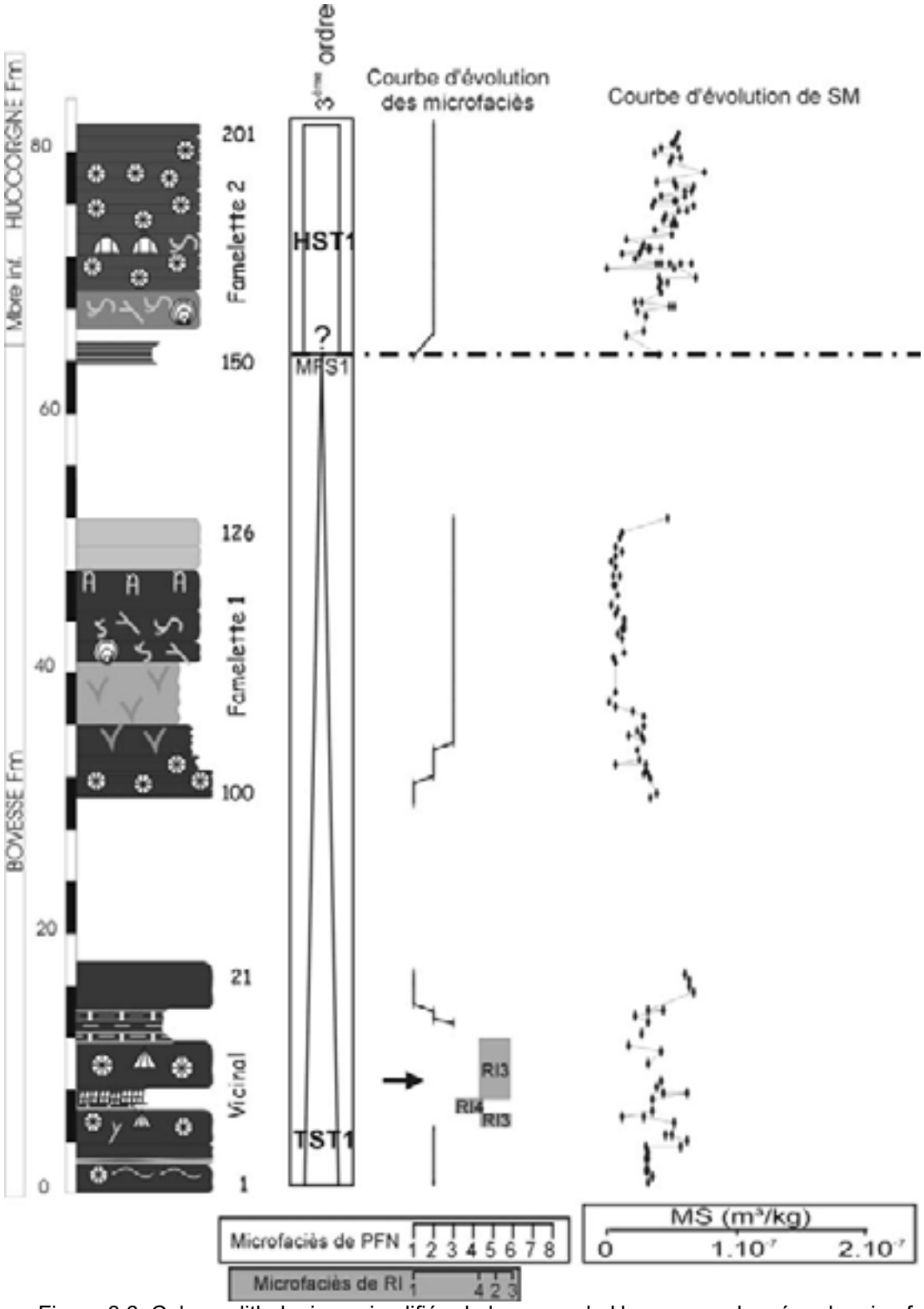
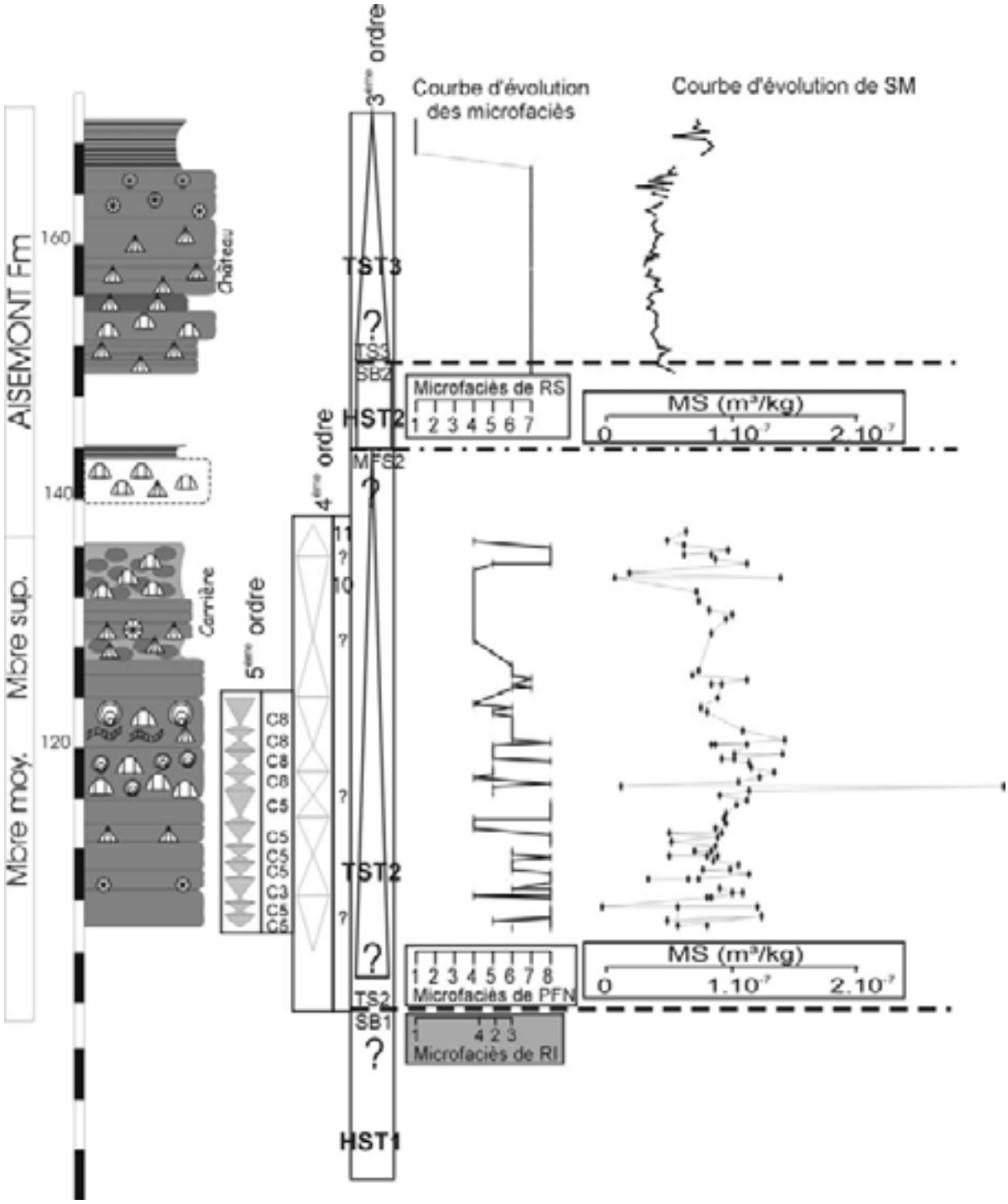


Figure 6.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Huccorgne, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès sur la Formation de Bovesse et Huccorgne est essentiellement celui de PFN mais il y a un niveau de RI marqué par une flèche noire et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme nord mais par des carrés gris. La Formation d'Aisemont présente les faciès du modèle de rampe supérieure.


AISEMONT Fm
Mbre sup.
Mbre moy.
160
140
120
château
Carrière
3ème ordre
4ème ordre
5ème ordre
TST3
TS3
SB4
HST2
MFS2
TST2
TS2
SB1
HST1
C8
C5
C3
Courbe d'évolution des microfaciès
Courbe d'évolution de SM
Microfaciès de RS
1 2 3 4 5 6 7
MS (m³/kg)
0
1.10⁻⁷
2.10⁻⁷
1 2 3 4 5 6 7 8
Microfaciès de PFN
1 4 2 3
Microfaciès de RI

Les Coupes de Netinne

- **Bibliographie**

Mémoire de Frédéric Dujardin, 2002

- **Localisation géographique**

La coupe de Netinne 1 se situe dans la région de Somme-Leuze – Marche-en-Famenne (Fig.7.1). Les deux coupes se situent le long de la route N929 entre Heure et Netinne

La localisation de Netinne 1 est : IGNB: 54/3 : X : 214,8 et Y : 109,4 et la localisation de Netinne 2 est X : 215 et 109,5.

- **Localisation géologique**

La coupe de Netinne affleure dans la bordure sud est du Synclinorium de Dinant (Fig.7.2).

- **L'affleurement**

⇒ Orientation des couches : N40°E / 50°SE.

⇒ Structurale : il ne semble pas y avoir de faille importante qui recoupe la stampe.

⇒ Stampe recoupée : Environ 45m de calcaires stratifiés de la Formation de Philippeville suivis, après une lacune d'un dizaine de mètres, de 24m de calcaire nodulaire.

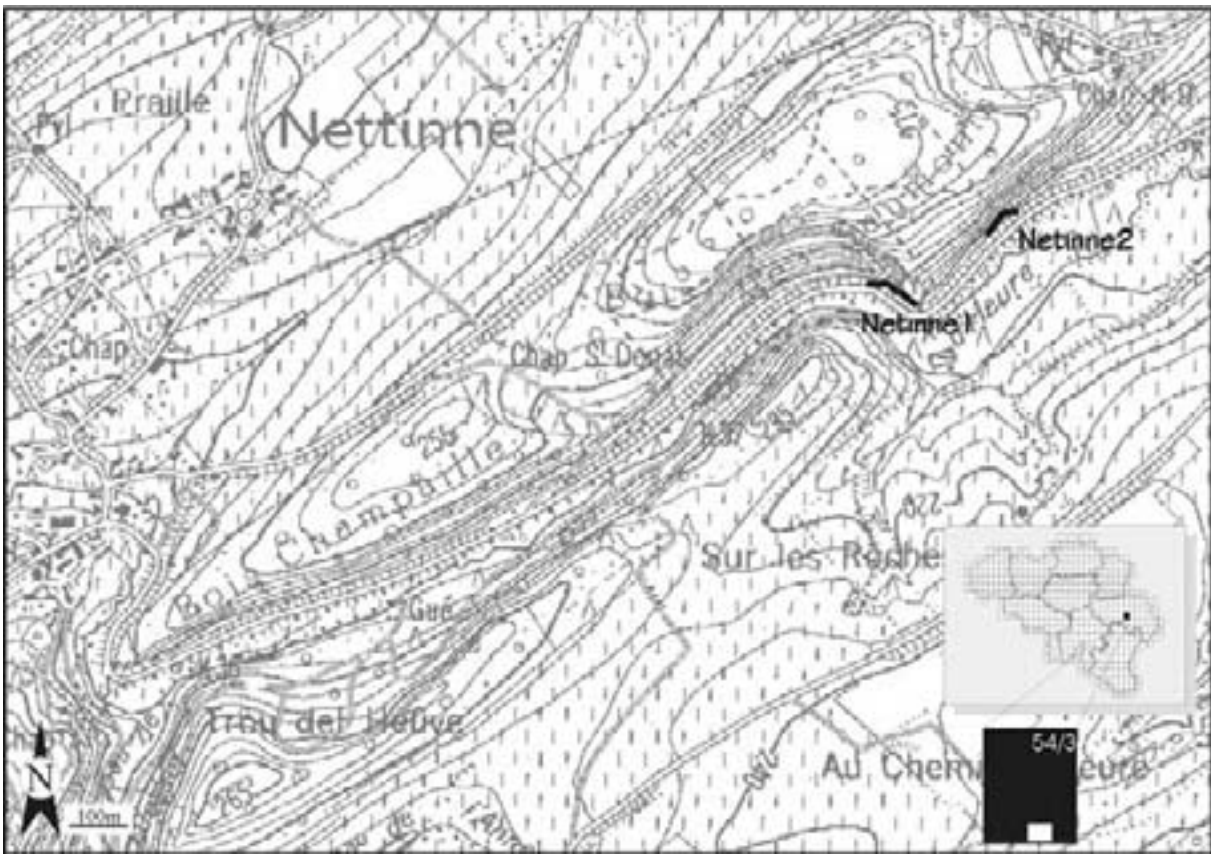


Figure 7.1: Localisation géographique précise de la coupe de Netinne

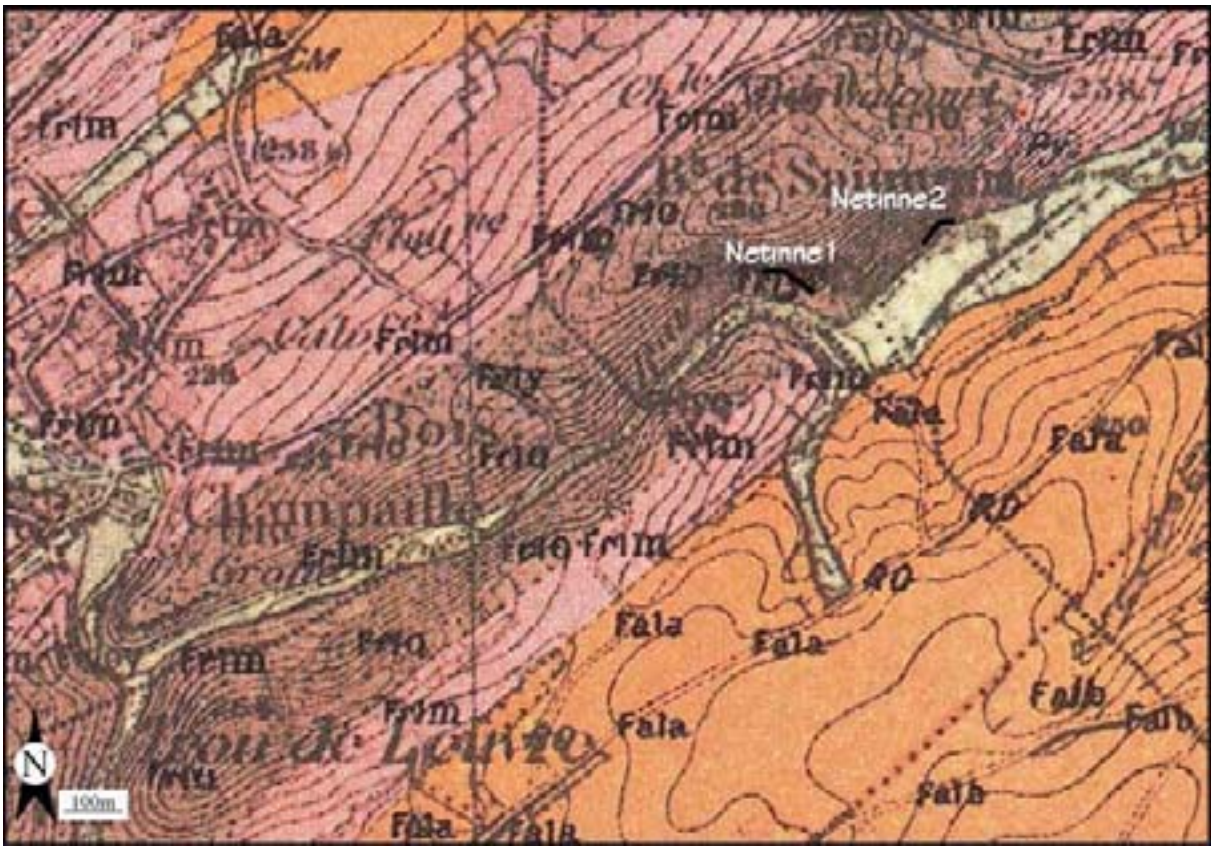
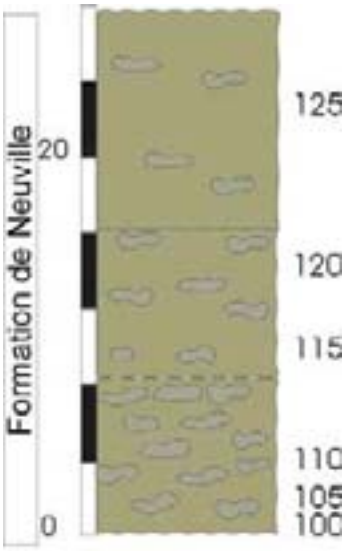
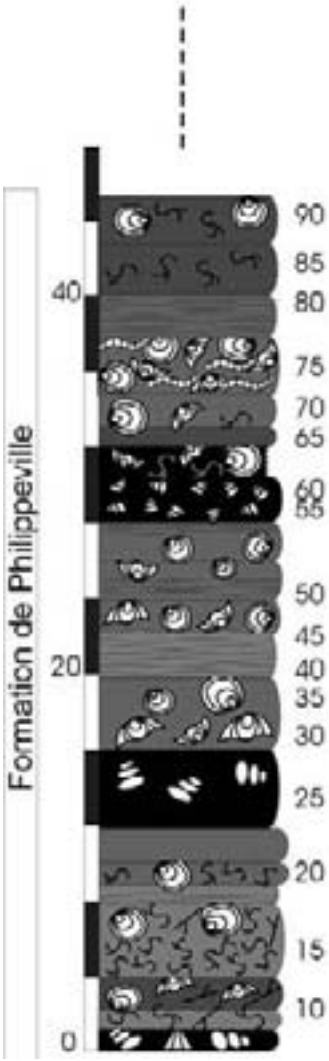


Figure 7.2: Localisation géologique précise de la coupe de Netinne

Figure 7.3: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Netinne



Calcaire nodulaire ou shale à nodules calcaires.



Biostromes à stromatopores massifs et branchus alternant avec des mudstone et des calcaires laminaires

Biostrome à stromatopores lamellaires et massifs

Biostrome à stromatopores massifs
Calcaire noir mudstone ou à gastéropodes

Biostrome à stromatopores massifs

Calcaires laminaires
Alternances de biostromes à stromatopores massifs et de calcaires laminaires

Mudstone noir à gastéropodes

Calcaires à *Amphipora* et mudstone

Biostrome à stromatopores dendroïdes

Calcaire à stromatopores massifs brisés et à stromatopores dendroïdes.

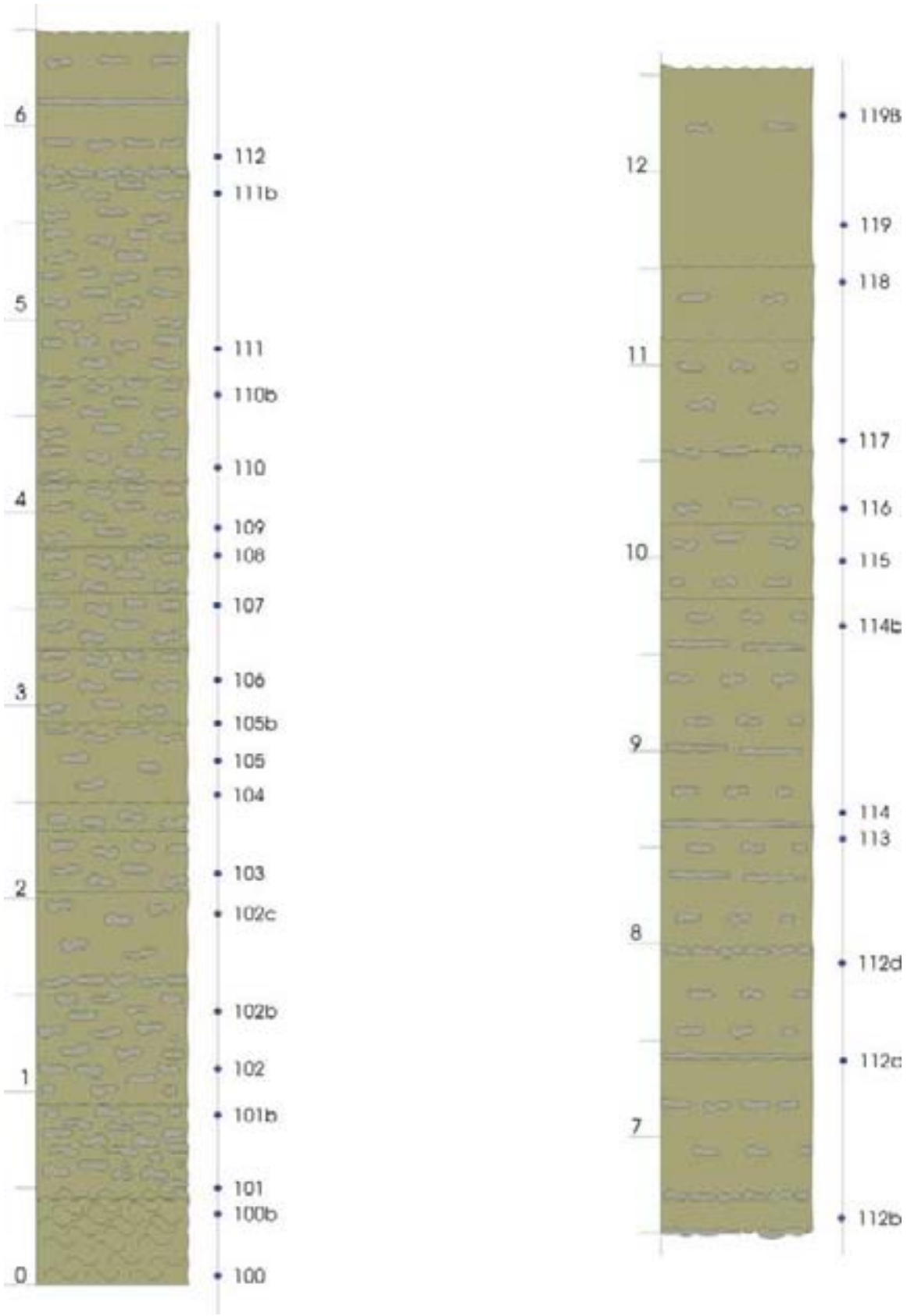
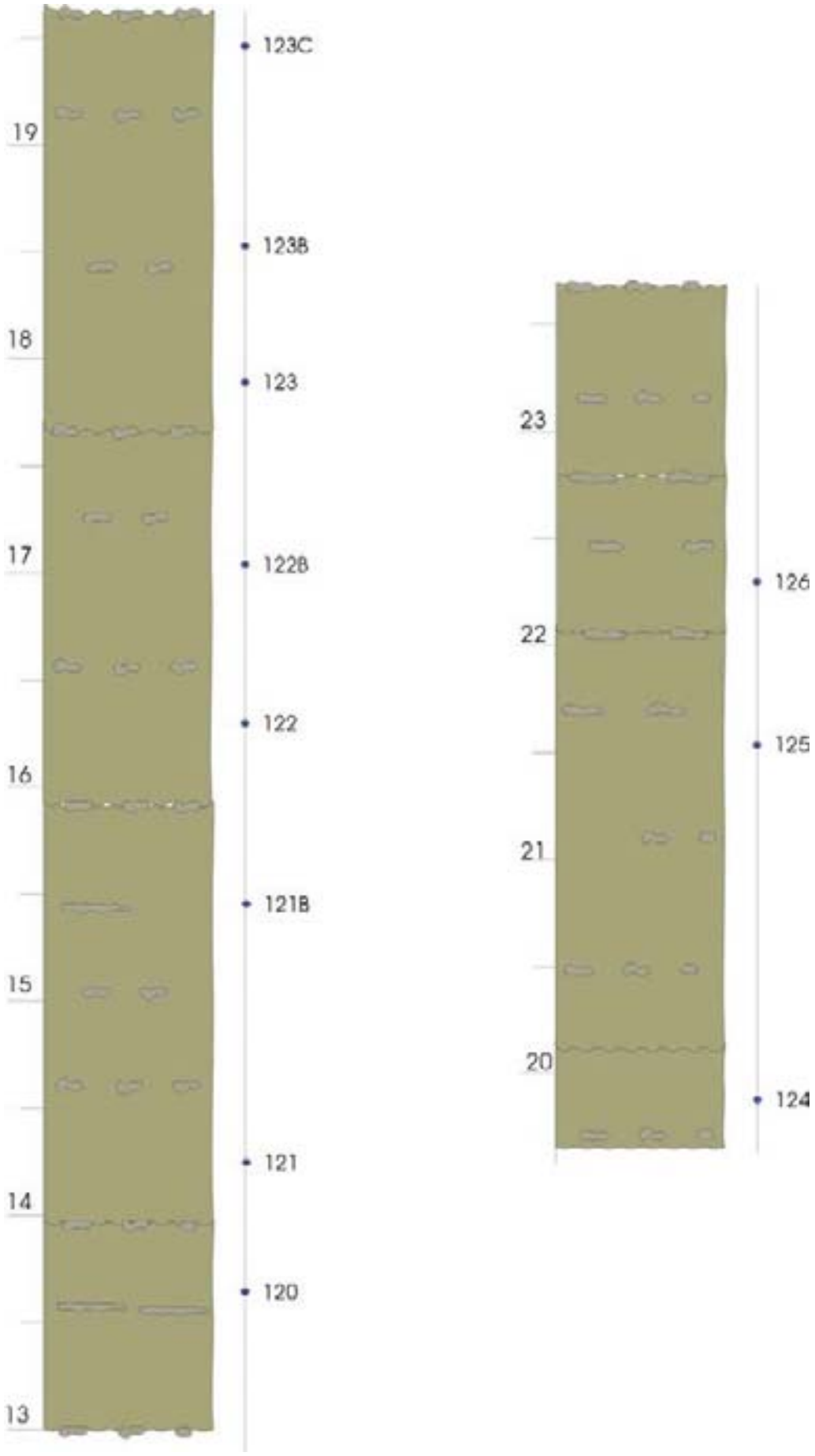


Figure 7.4.a.: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Netinne, Formation de Neuville


123C
19
123B
18
123
17
122B
122
16
121B
15
121
14
120
13
23
126
22
125
21
20
124

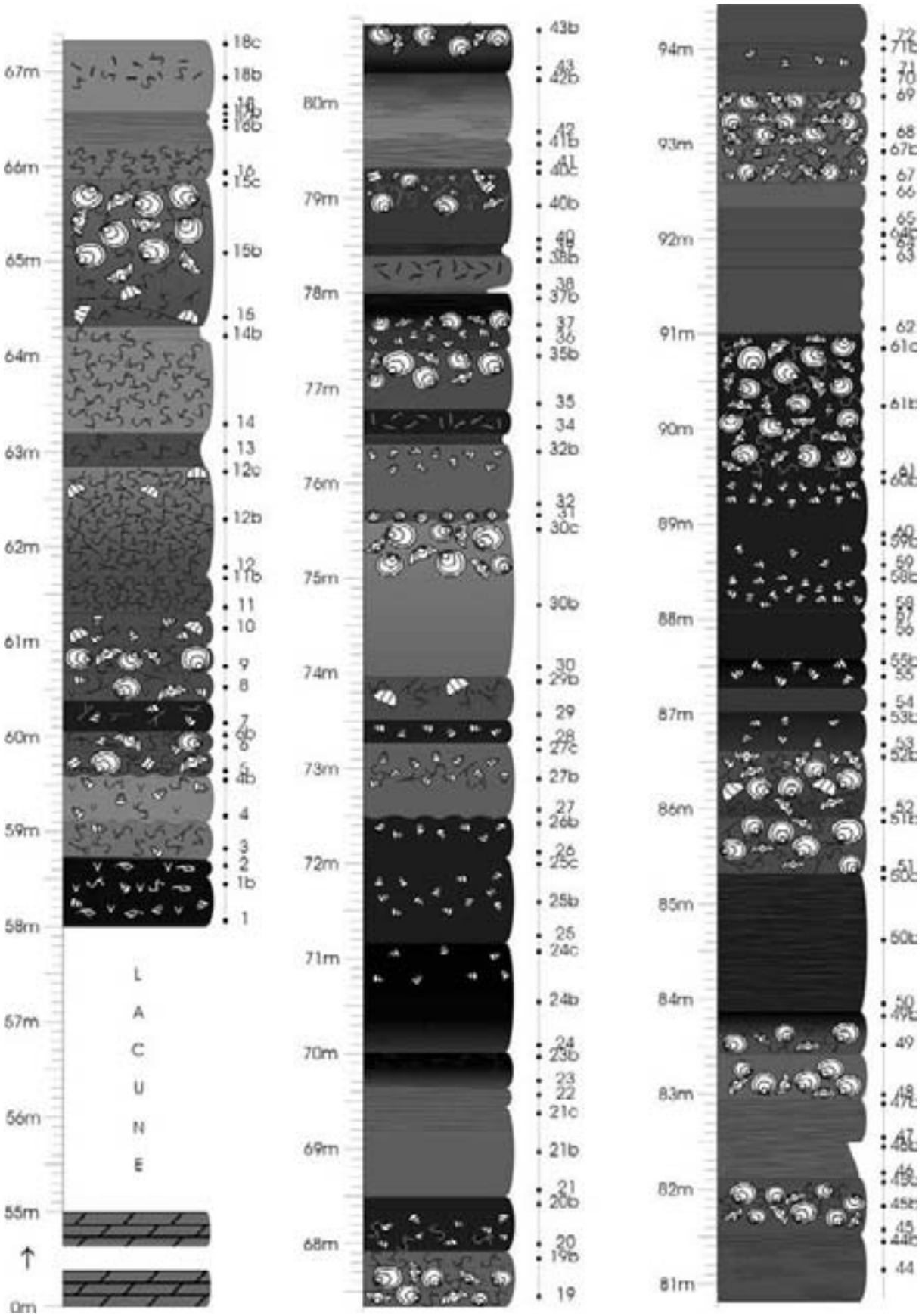
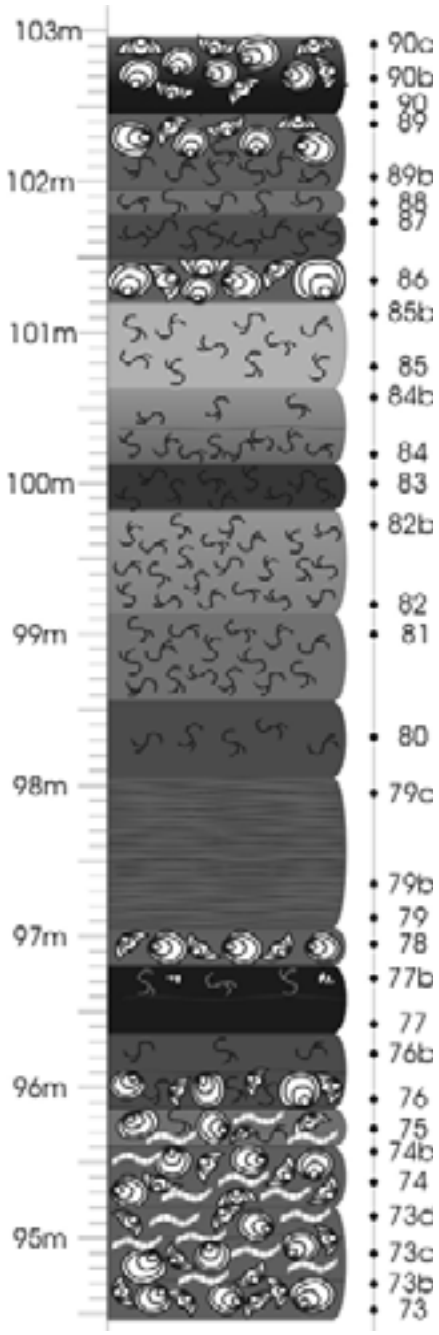


Figure 7.4.b.: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Netinne, Formation de Philippeville


103m
102m
101m
100m
99m
98m
97m
96m
95m
90c
90b
90
89
89b
88
87
86
85b
85
84b
84
83
82b
82
81
80
79c
79b
79
78
77b
77
76b
76
75
74b
74
73c
73c
73b
73

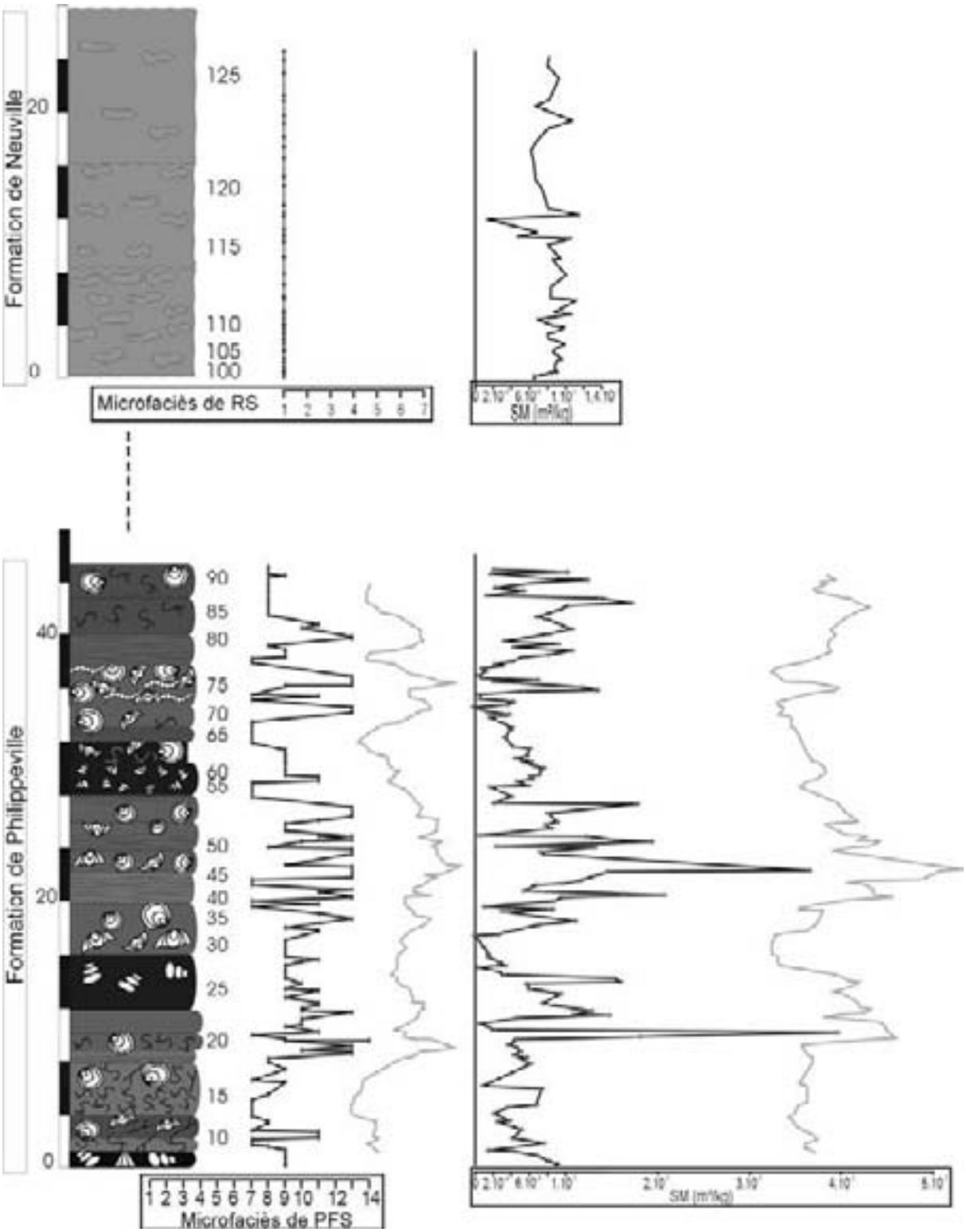


Figure 7.5. : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Netinne et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle sédimentologique utilisé est celui de plate-forme sud.

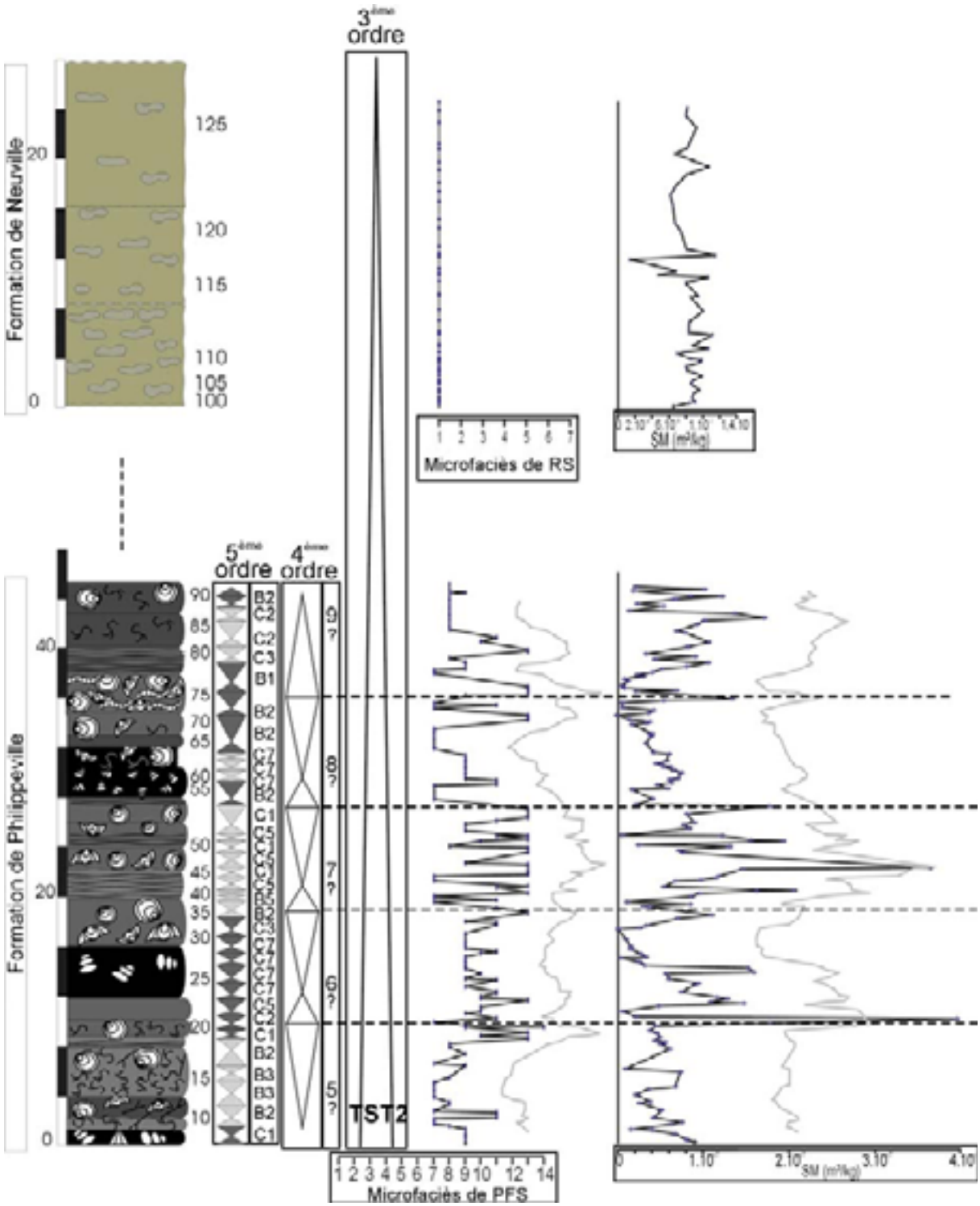


Figure 7.6 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Netinne, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Netinne est essentiellement PFS.

La Coupe de NEUVILLE

- **Localisation géographique**

La coupe de Neuville se situe à une trentaine de km au sud de Charleroi, à 5km au sud de Philippeville. L'affleurement se trouve dans la tranchée du chemin de fer (Figure 8.1.).

Sa localisation est : IGNB: 57/4 : X : 159,83 et Y : 95,7

- **Localisation géologique**

La coupe de Neuville affleure à l'ouest de l'Anticlinorium de Philippeville (Figure 8.2.).

- **L'affleurement**

⇒ Orientation des couches : la coupe est orientée SW-NE et présente une direction des banc N92°E et un pendage de 82° vers le sud.

⇒ Structurale : la coupe est continue, sans lacune importante, ni faille.

⇒ Stampe recoupée : 68m de la Formation de Philippeville, sur sa partie supérieure, jusqu'au premier banc de la Formation de Neuville. Dans cette zone, la Formation de Philippeville ferait 113m.

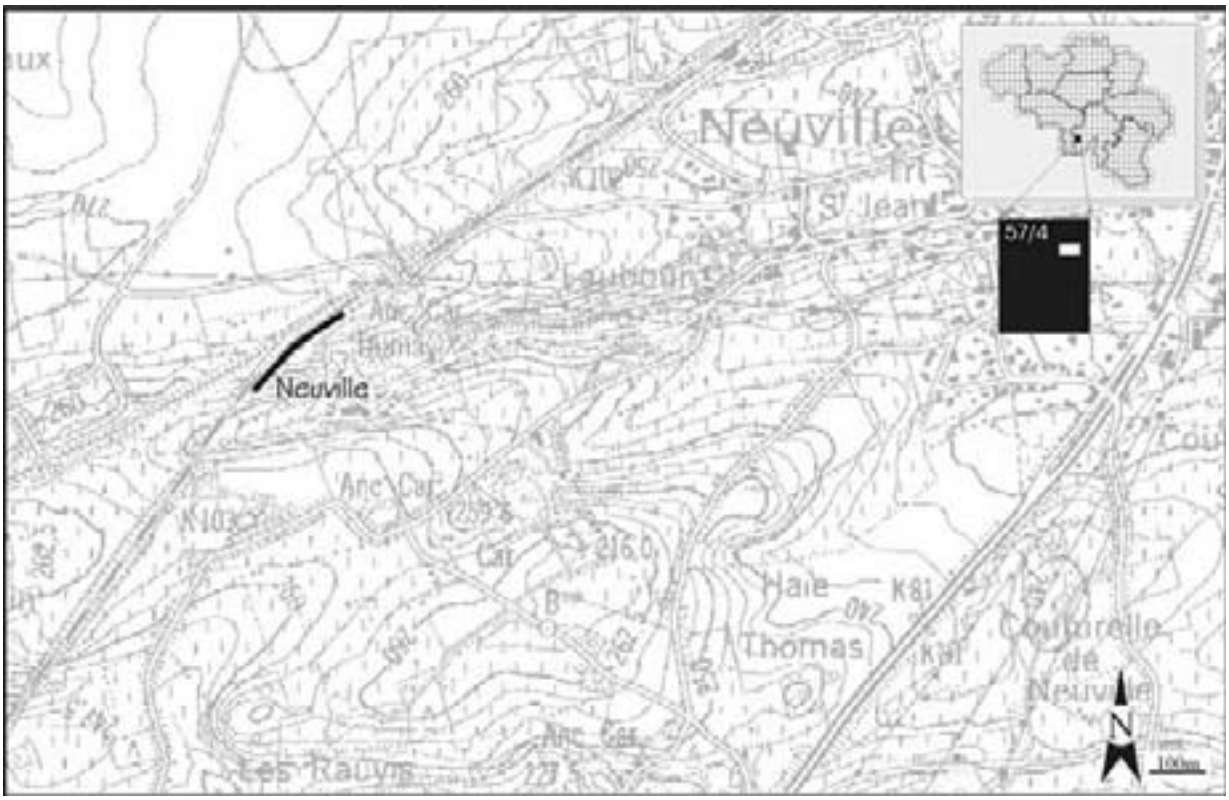


Figure 8.1: Localisation géographique précise de la coupe de Neuville

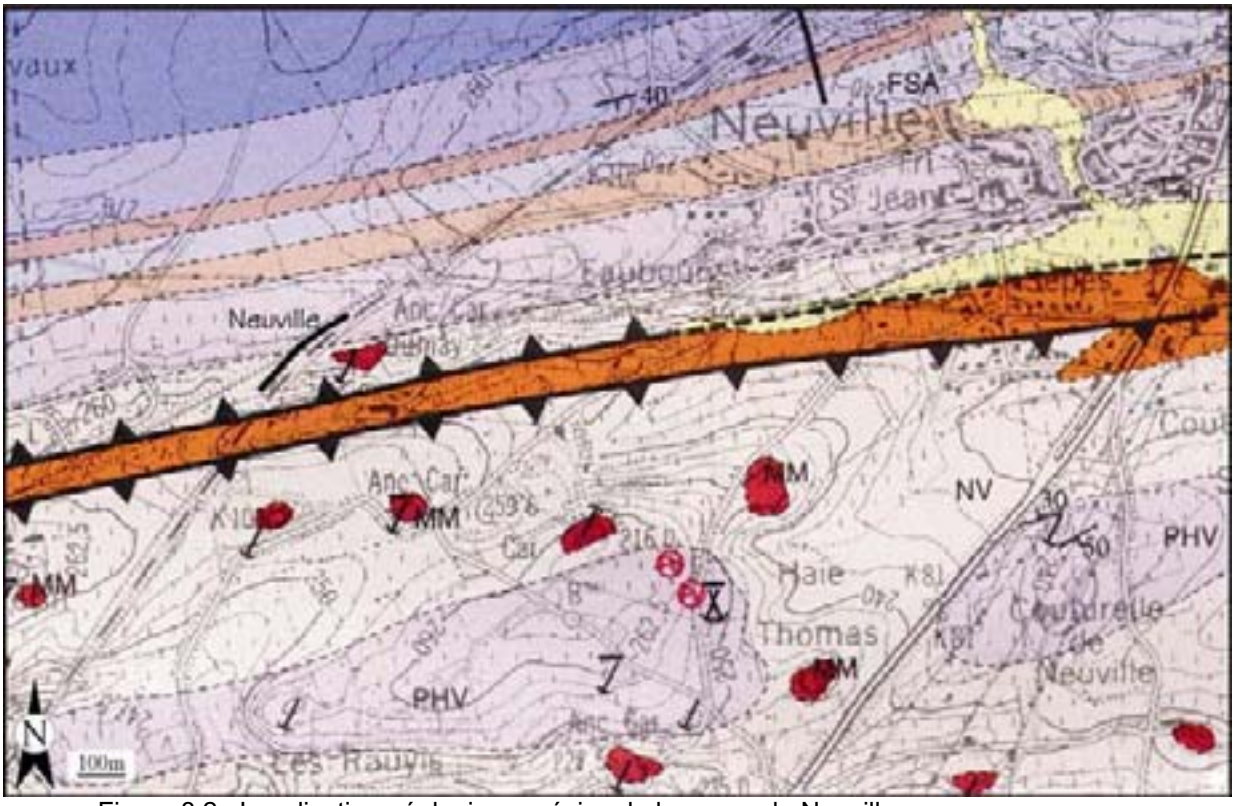


Figure 8.2.: Localisation géologique précise de la coupe de Neuville

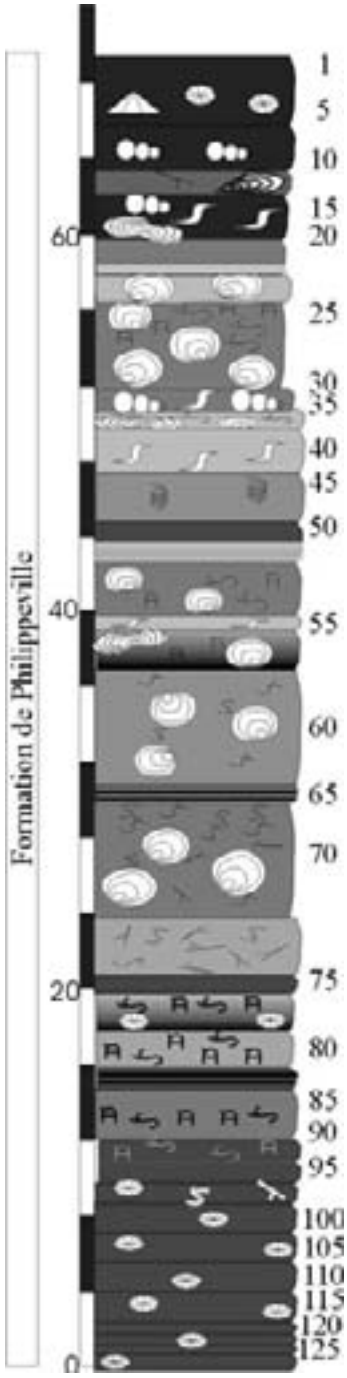


Figure 8.3 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Neuville

Formation de Neuville, calcaires argileux nodulaires à crinoïdes et brachiopodes.

Biostromes à rugueux et à stromatopores massifs, en alternance avec des bancs de mudstone

Biostromes à stromatopores massifs et *Stachyodes* chapeauté par des mudstones ou des calcaires laminaires.

Biostromes à stromatopores massifs, bancs à *Amphipora* et mudstone

Mudstones et calcaires laminaires.

Biostromes à stromatopores massifs

Biostromes à stromatopores massifs

Biostromes à stromatopores massifs

Biostromes à stromatopores dendroïdes

Calcaire à *Amphipora*

Calcaire à *Amphipora* alternant avec des calcaires laminaires

Calcaire sombre à crinoïdes

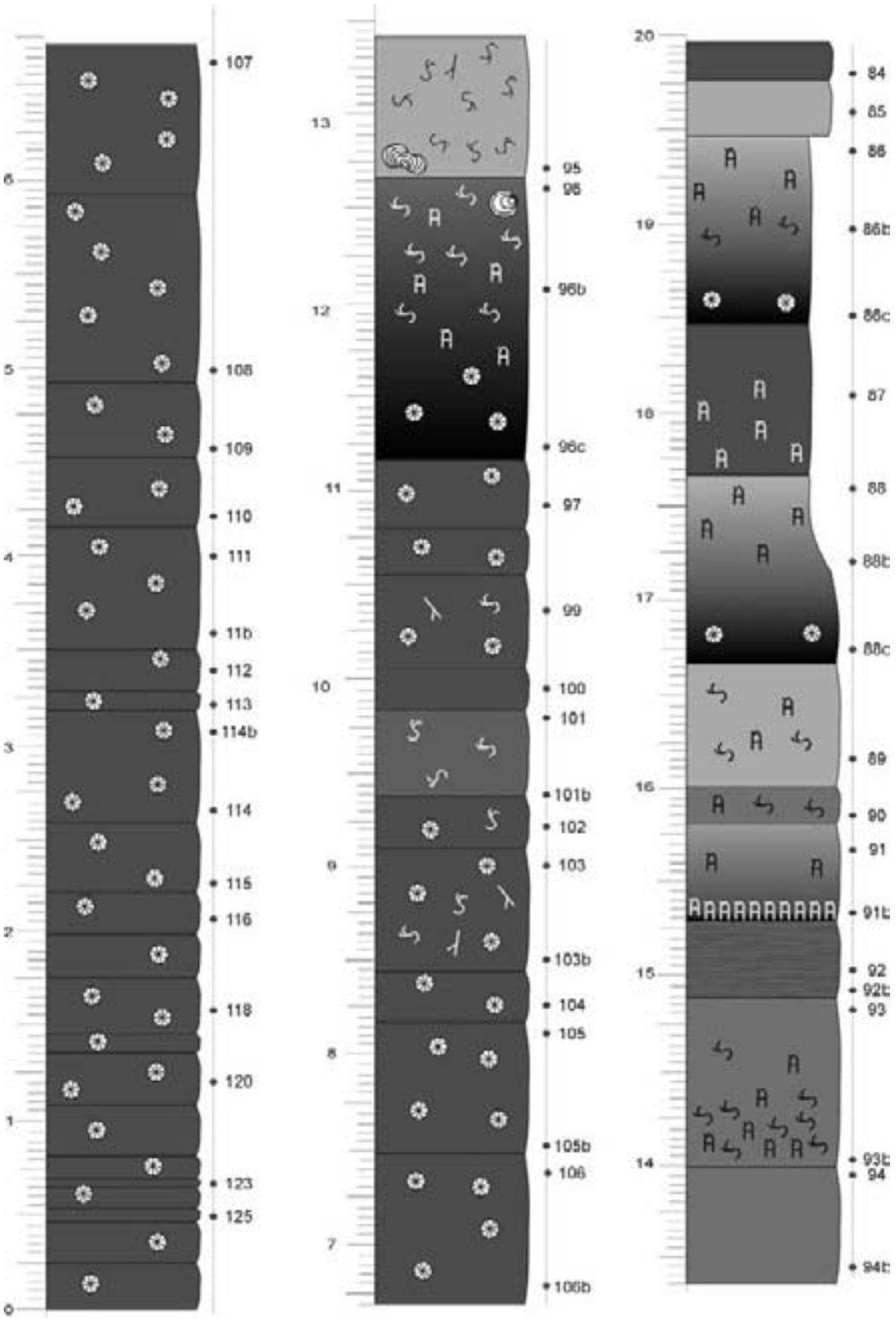
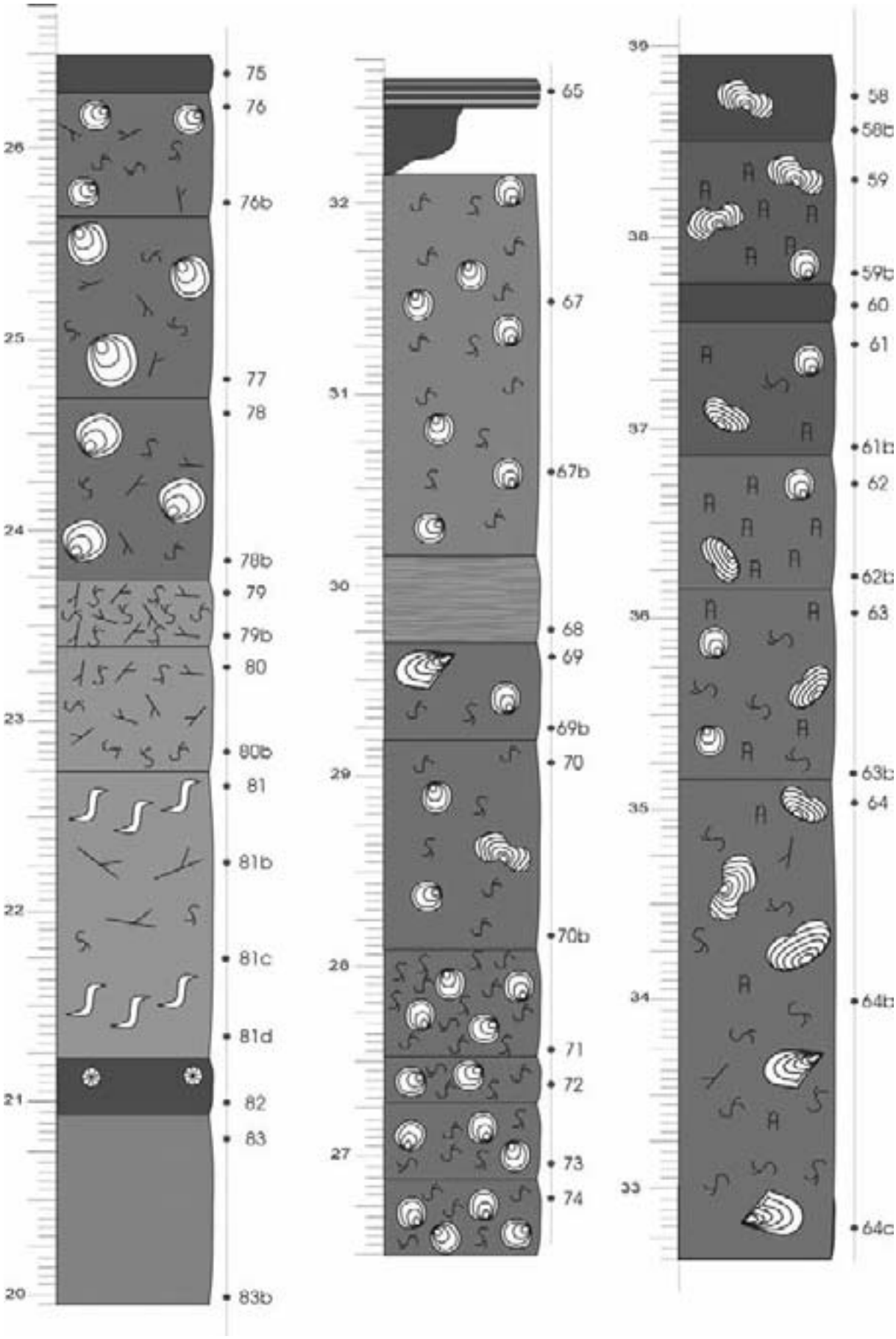
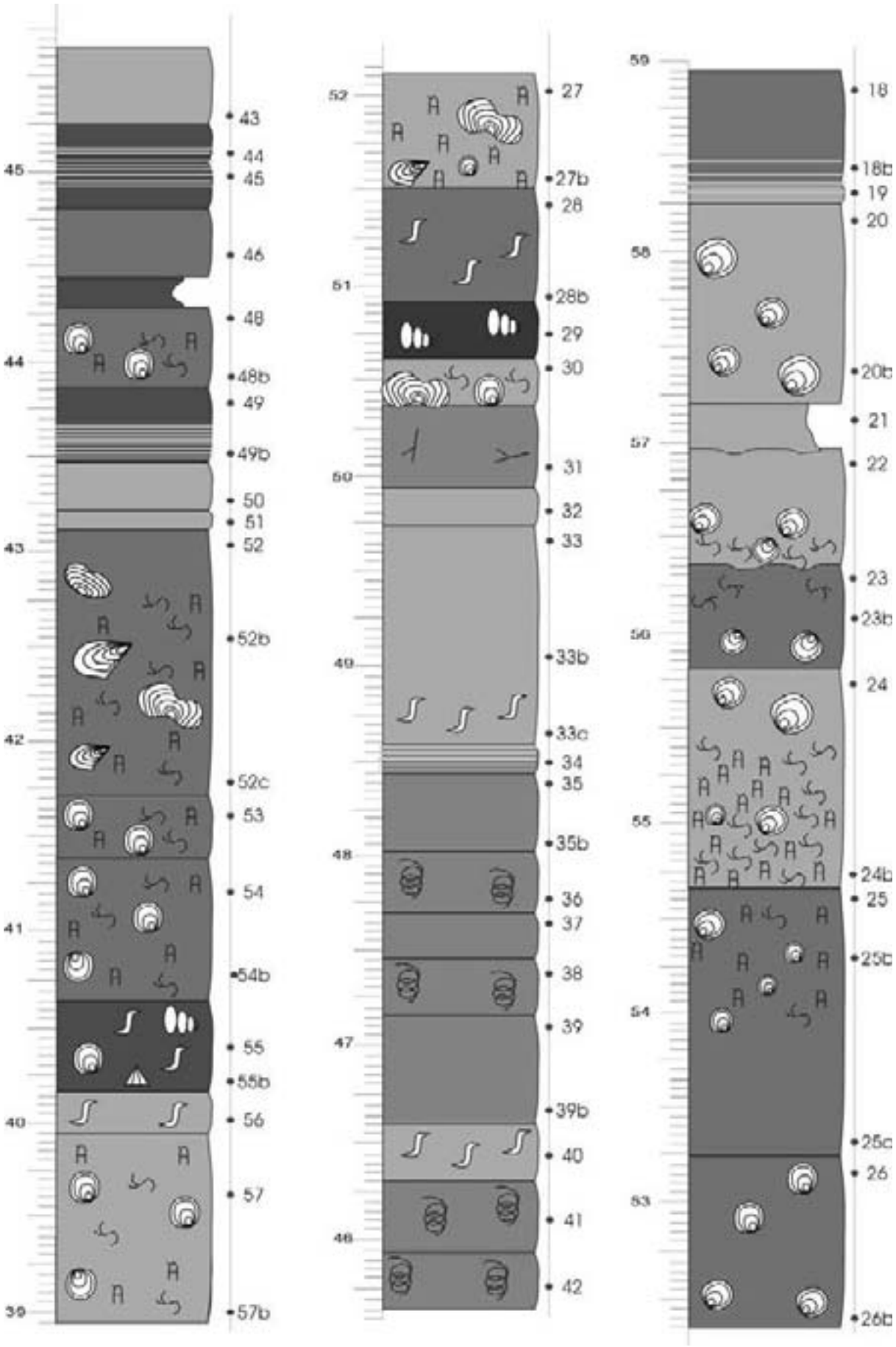
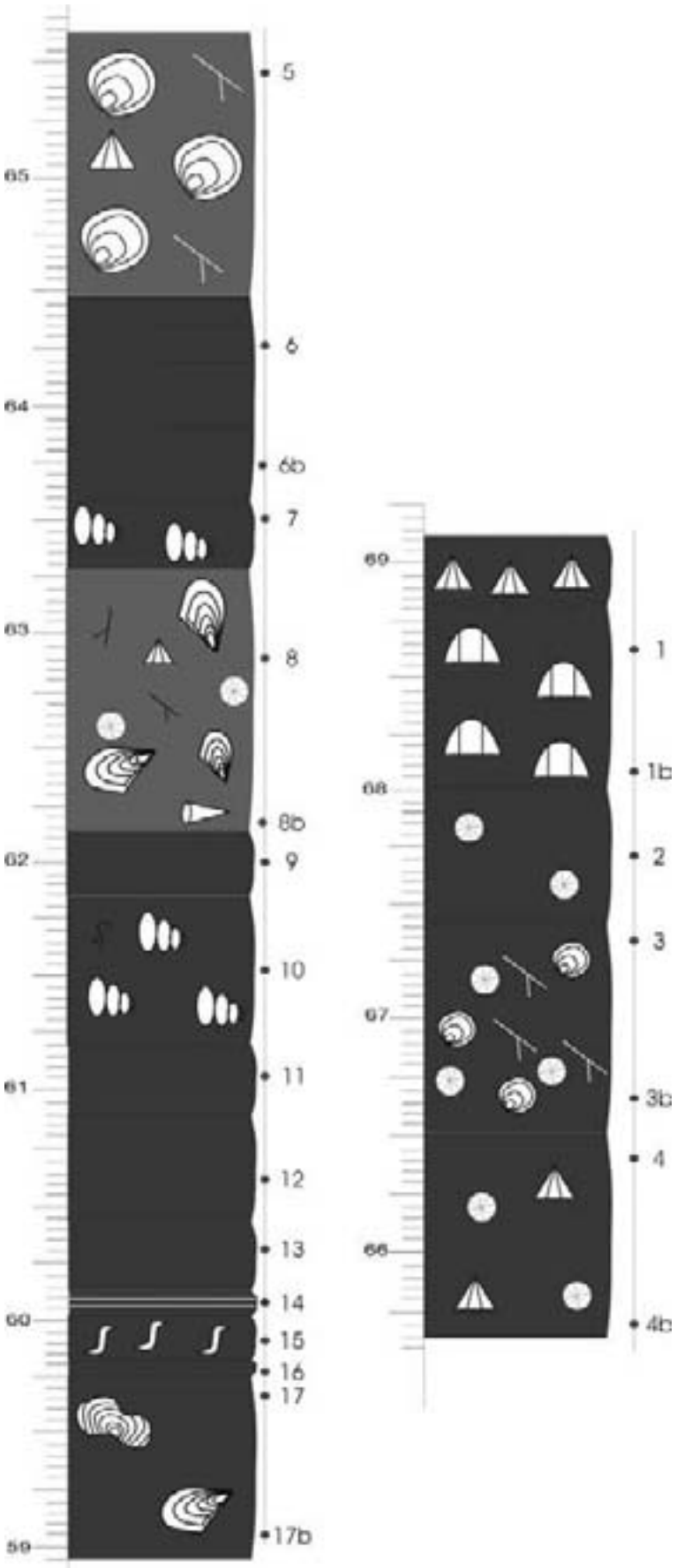


Figure 8.4. : Colonne lithologique détaillée de la coupe de Neuville


26
25
24
23
22
21
20
75
76
76b
77
78
78b
79
79b
80
80b
81
81b
81c
81d
82
83
83b
32
31
30
29
28
27
65
67
67b
68
69
69b
70
70b
71
72
73
74
39
38
37
36
35
34
33
58
58b
59
59b
60
61
61b
62
62b
63
63b
64
64b
64c


43
44
45
46
48
48b
49
49b
50
51
52
52b
52c
53
54
54b
55
55b
56
57
57b
27
27b
28
28b
29
30
31
32
33
33b
33c
34
35
35b
36
37
38
39
39b
40
41
42
18
18b
19
20
20b
21
22
23
23b
24
24b
25
25b
25c
26
26b


5
65
6
64
6b
7
63
8
8b
62
9
10
11
61
12
13
14
60
15
16
17
17b
59
69
1
1b
68
2
3
67
3b
4
66
4b

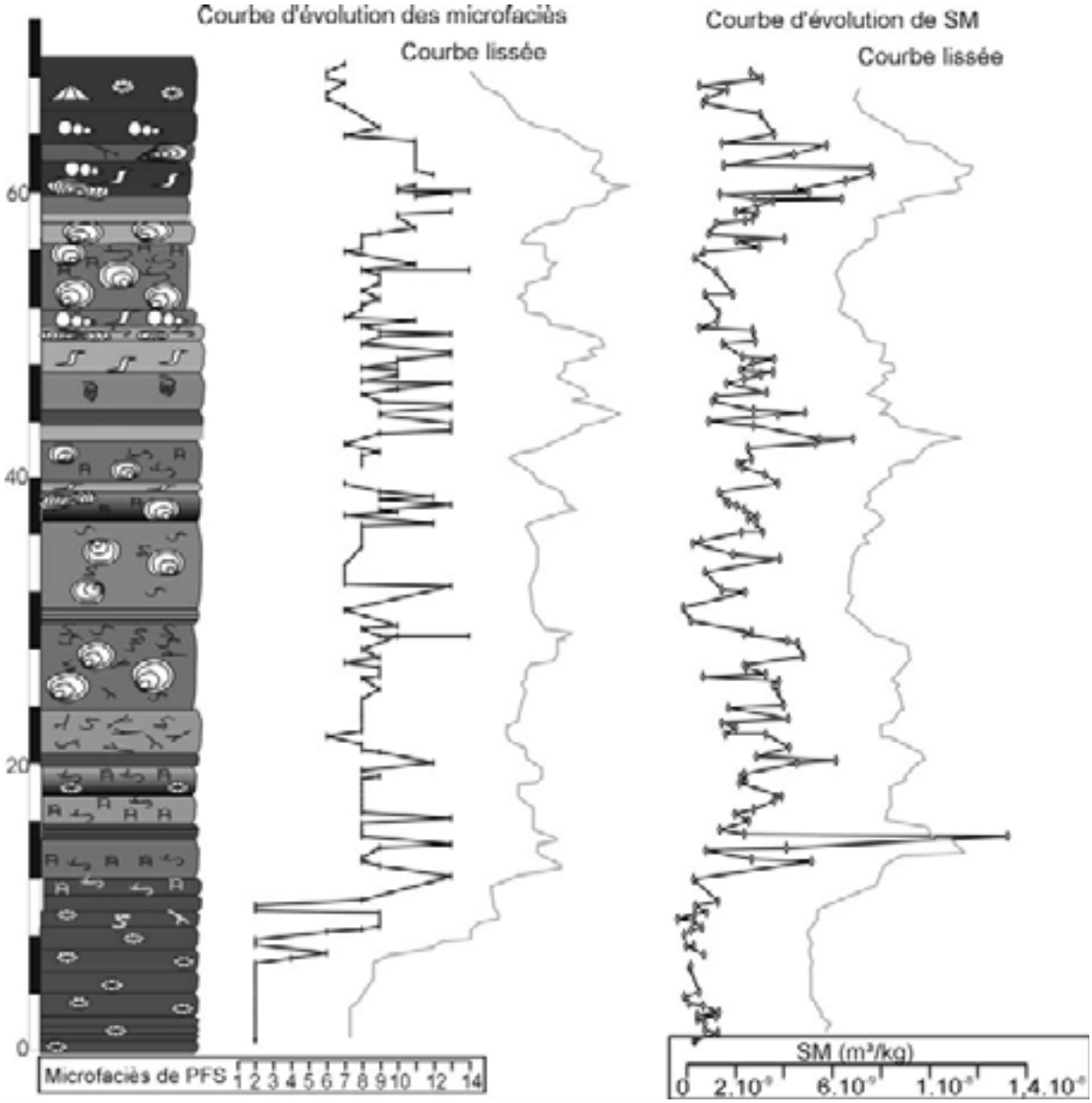


Figure 8.5. : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Neuville et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé est le modèle de plate-forme sud.

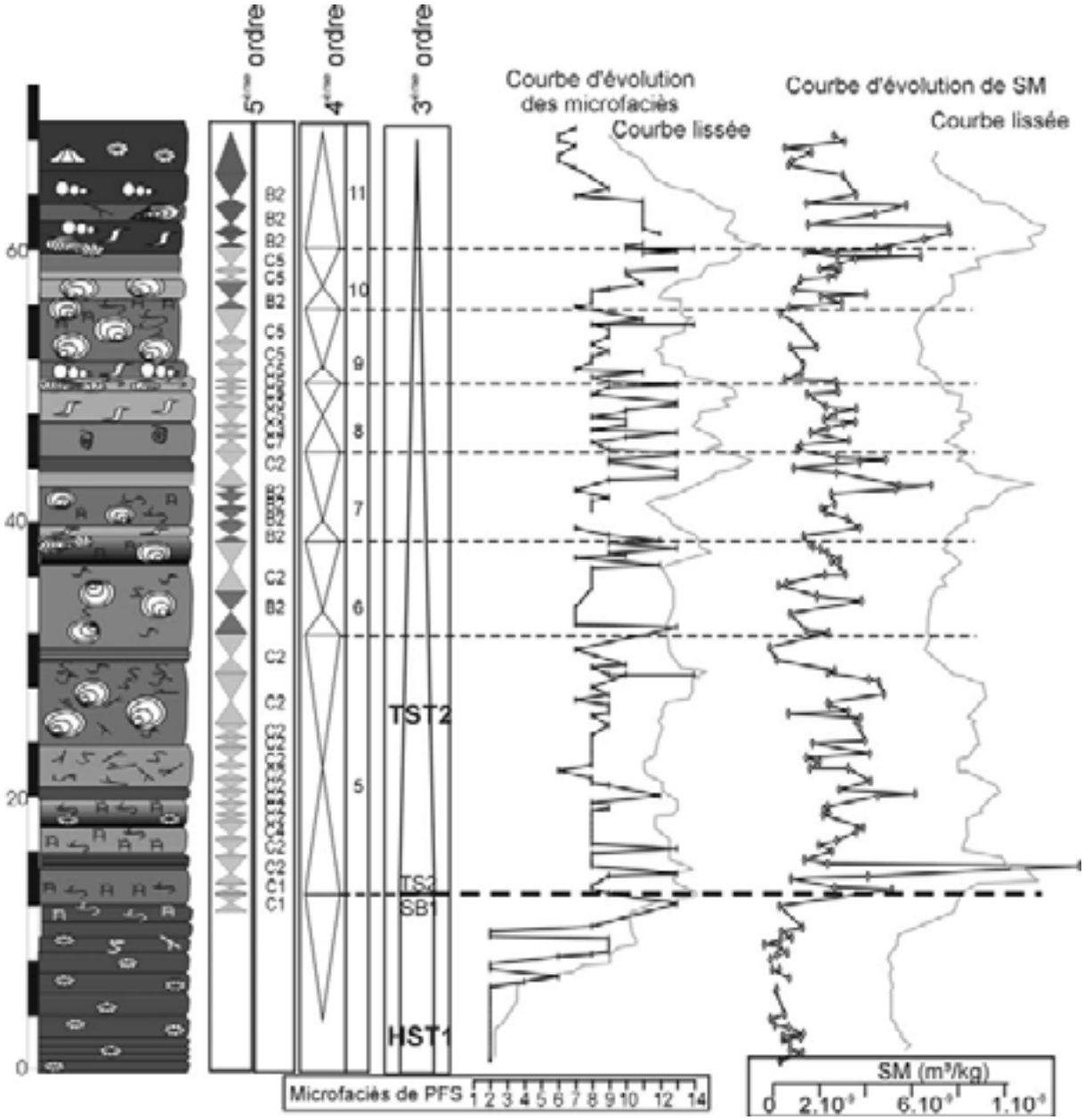


Figure 8.6 : colonne lithologique simplifiée de la coupe de Neuville, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Neuville est essentiellement celui de PFS.

La coupe de Prayon

- **Bibliographie**

Fourmarier, 1955 (étude structurale de la région) et Coen-Aubert, 1974

- **Localisation géographique**

La coupe de Prayon se situe à une quinzaine de kilomètres au sud de Liège. (Figure 9.1.)

Sa localisation est : IGNB: 42/7 X: 242.400 et Y : 142.100

- **Localisation géologique**

La coupe de Prayon affleure dans la Nappe de la Vesdre. (Figure 9.2.).

- **L'affleurement** (Figure 9.3.)

⇒ Orientation des couches et observations structurales : le levé a été réalisé a partir de la charnière d'un dôme anticlinal, l'orientation et surtout le pendage des couches changent donc en cours de levé

⇒ Stampe recoupée : 20m de calcaires frasniens, 9m de la Formation de Lustin, avec une lacune de 2m, suivis de 11m de la Formation d'Aisemont, avec des petites lacunes de moins d'un mètre.

Figure 9.1 : Localisation géographique précise de la coupe de Prayon

Figure 9.2 : Localisation géologique précise de la coupe de Prayon

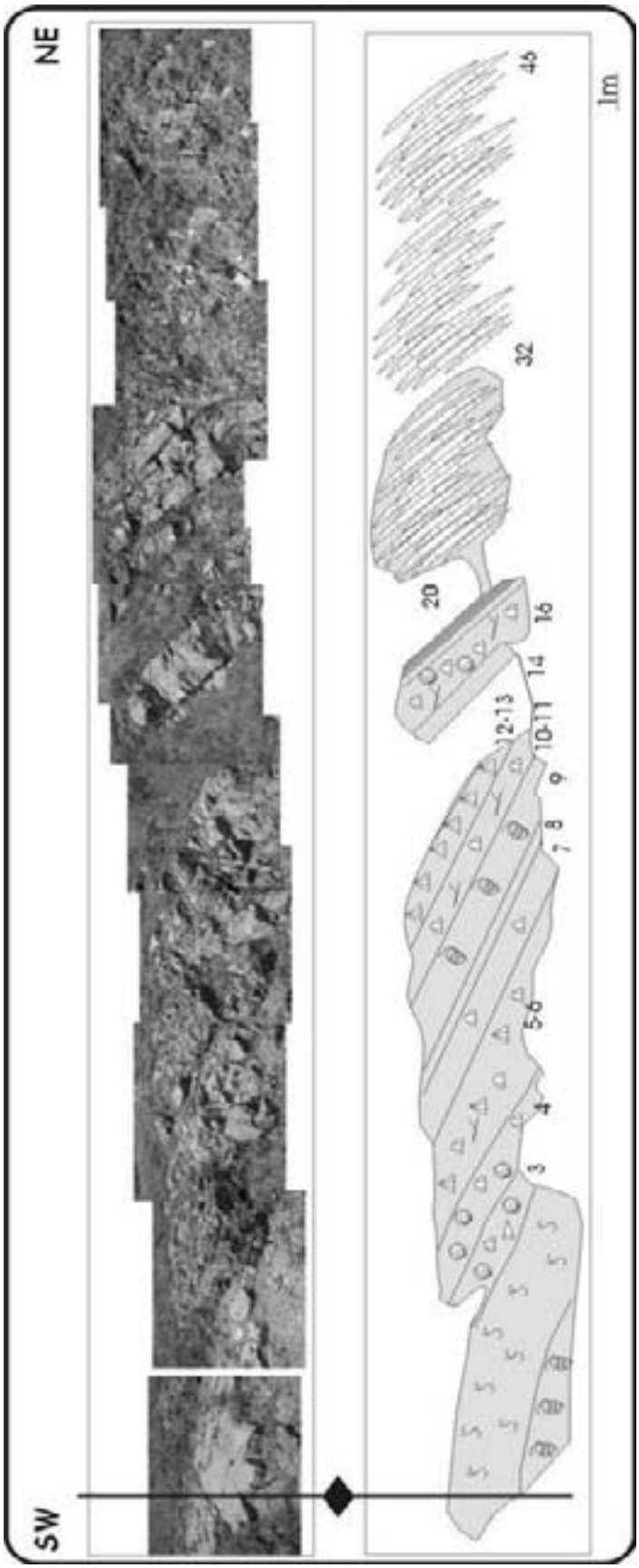


Figure 9.3 : Schéma de la coupe de Prayon

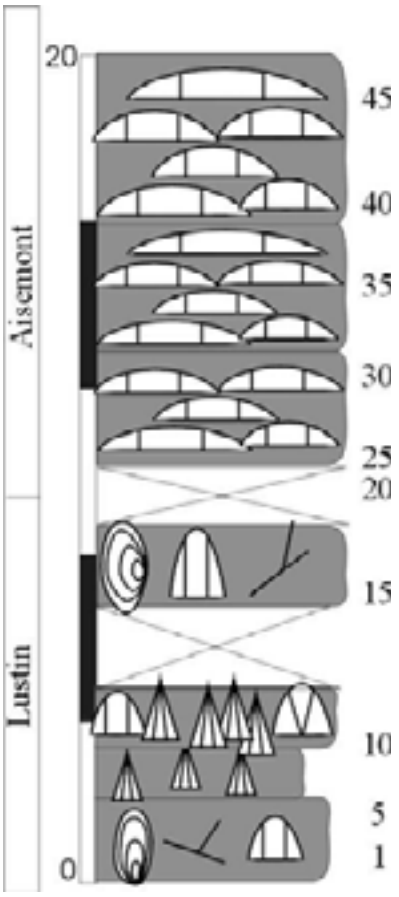


Figure 9.4 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Prayon

Biostromes à stromatopores encroûtants et branchus, tabulés massifs et branchus

Biostrome à rugueux lamellaires, avec quelques tabulés lamellaires

Biostrome à rugueux lamellaires et fortement brisés et stromatopores lamellaires

Biostrome à rugueux et stromatopores massifs fortement brisés

Calcaire à accumulations de brachiopodes en lentilles

Calcaire à niveaux de rugueux et tabulés fortement brisés

Calcaire à brachiopodes, rugueux et stromatopores décimétriques fortement brisés.

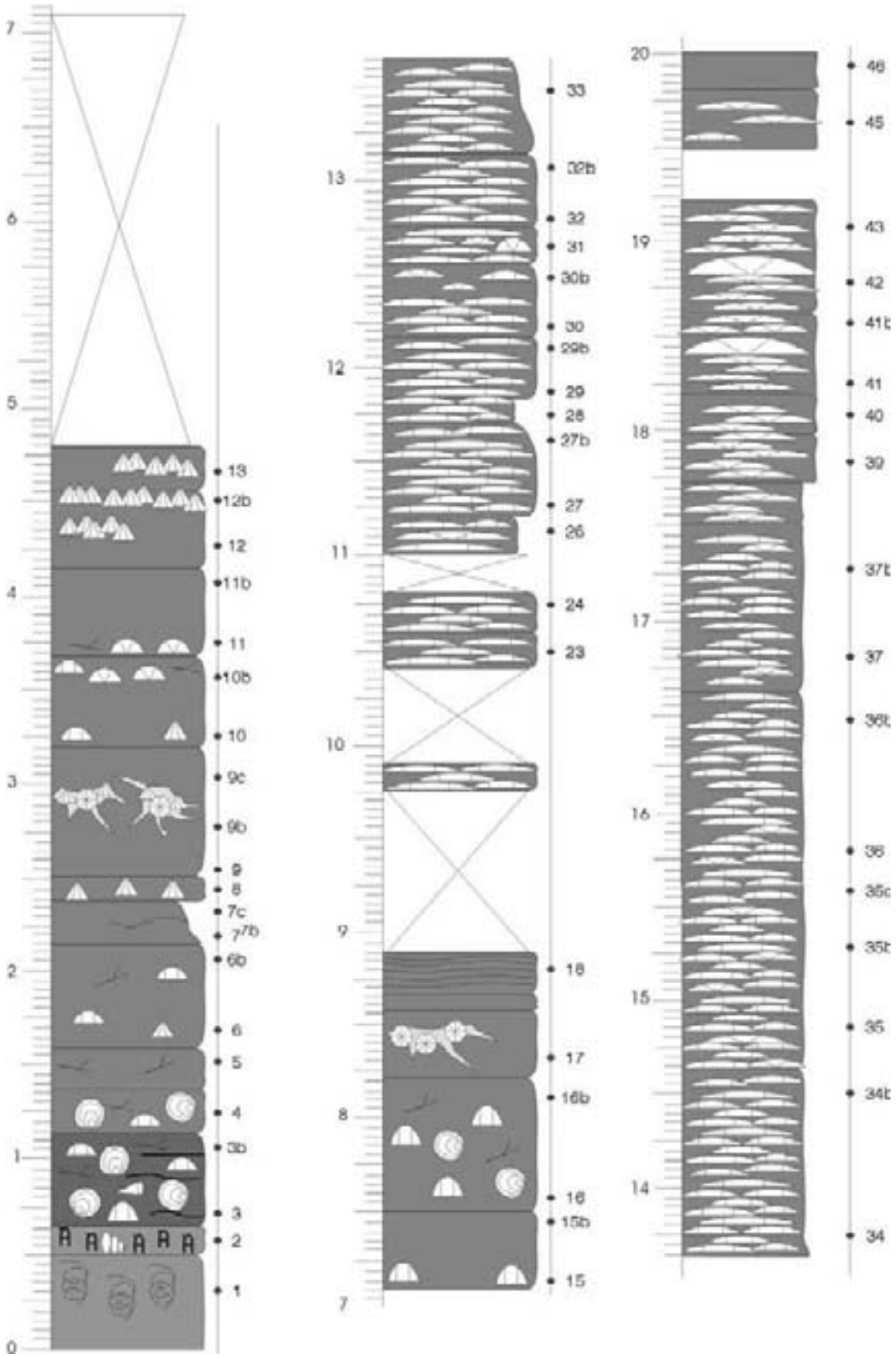


Figure 9.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Prayon

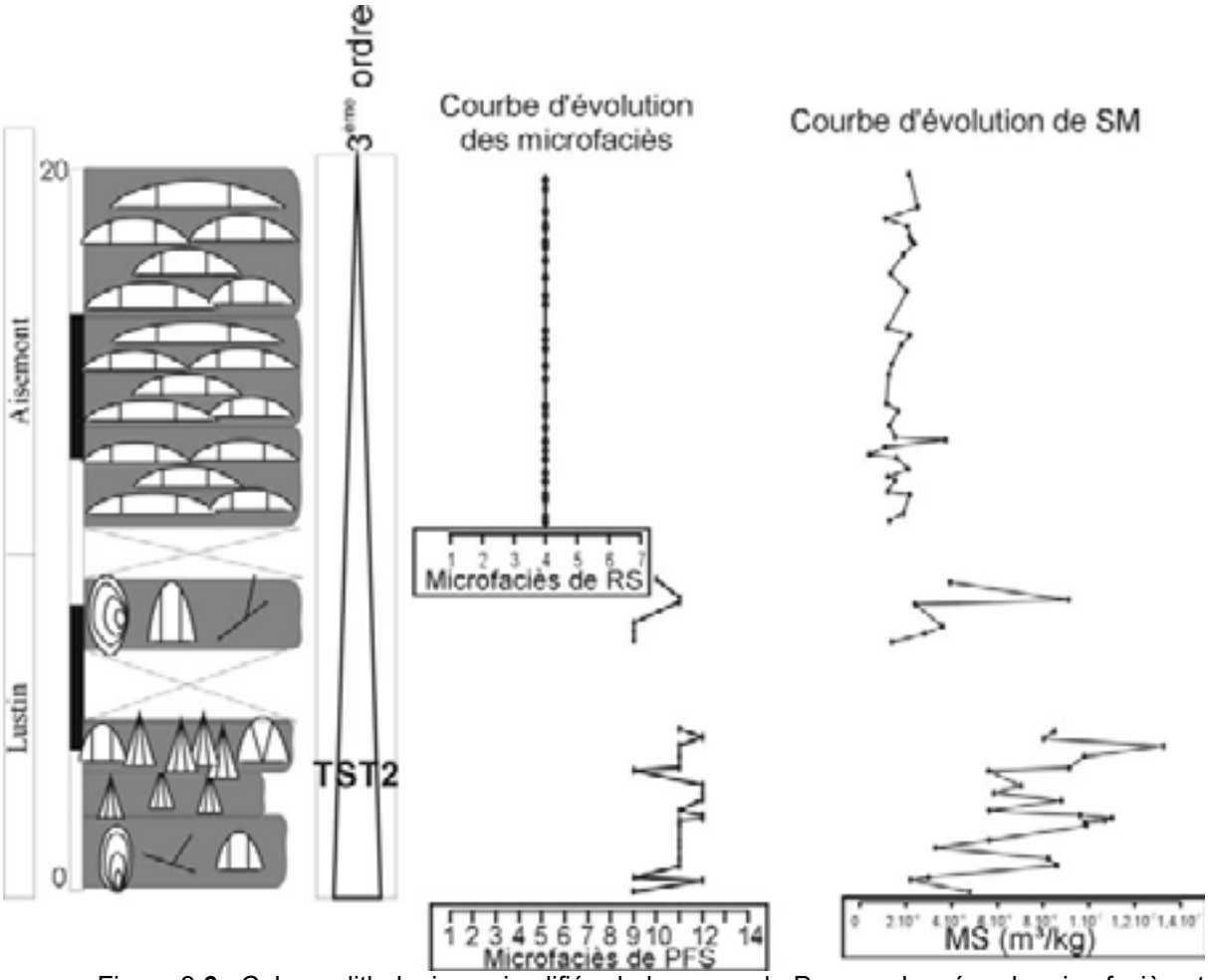


Figure 9.**6** : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Prayon, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes non interprétées et interprétation séquentielle de 3ème ordre. La Formation de Lustin est caractérisée par des microfaciès de plate-forme sud et la Formation d'Aisemont par le modèle de rampe supérieure.

Le sondage de Soumagne

- **Bibliographie**

Le sondage de Soumagne a été décrit par Graulich (1956, 1963a, 1963b, 1977, 1984), dans le but de comprendre les structures profondes du Synclinorium de la Vesdre. Coen-Aubert (1974) réalise l'identification des coraux et identifie les différentes Formations frasniennes traversées par le sondage.

- **Localisation géographique**

Le sondage de Soumagne se situe à environ 20 kilomètres à l'est de Liège, dans la commune de Soumagne. Figure 10.1.

Sa localisation est : IGNB: 42/7 :
X: 248.472 ; Y : 144.713

- **Localisation géologique**

Le sondage de Soumagne a été réalisé dans la Nappe de la Vesdre.

- **Le sondage**

⇒ Stampe recoupée : le Frasnien est recoupé de 2161,58 à 2113,76m. De 2161,58 à 2158m le sondage recoupe 3,5m de calcaire de Lustin, ensuite, jusqu'à 2113,76 il recoupe la Formation d'Aisemont (Graulich, 1984 ; Coen-Aubert, 1974 et observations personnelles).

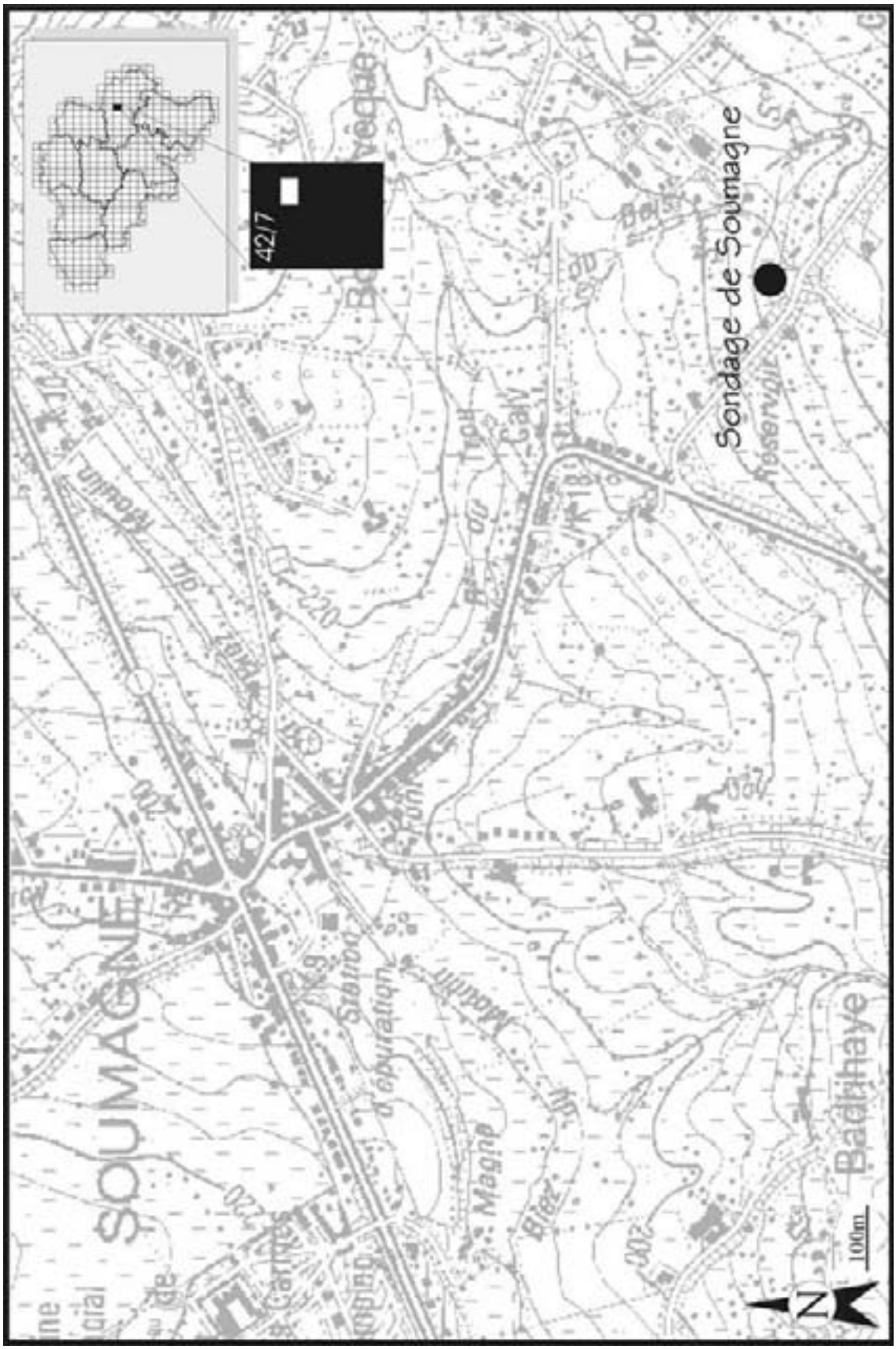
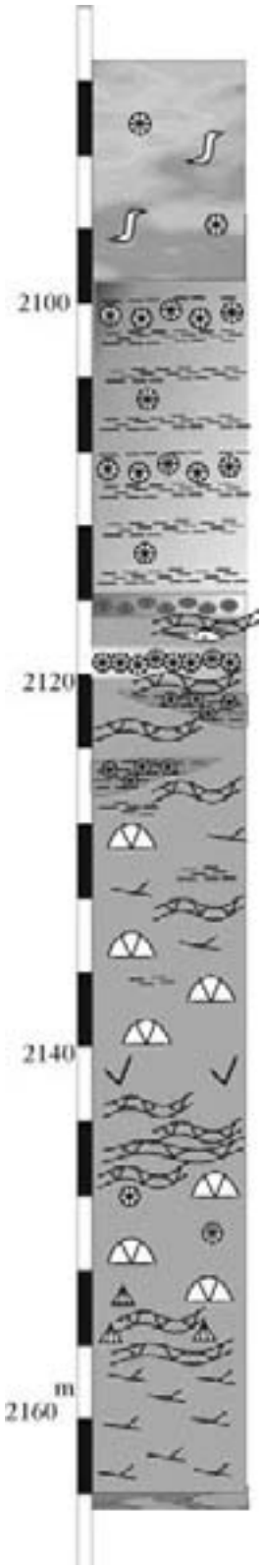


Figure 10.1 : Localisation géographique précise du Sondage de Soumagne

Figure 11.2 : Colonne lithologique du sondage de Bolland



Alternance de niveaux argileux verts et de calcaires blancs à crinoïdes

Sédiments argileux et calcaires rouges et verts famenniens

Niveau oolitique (limite Frasnien – Famennien)
Calcaire à stromatopores et tabulés lamellaires avec sous ceux-ci des fenestrae de grande taille

Calcaire à lentilles de crinoïdes grossières centimétriques
Calcaire argileux à organismes lamellaires brisés et crinoïdes

Calcaire argileux à organismes massifs (stromatopores et tabulés) souvent brisés.

Base de la Formation d'Aisemont

Formation de Lustin : calcaire à tabulés branchus et stromatopores massifs.

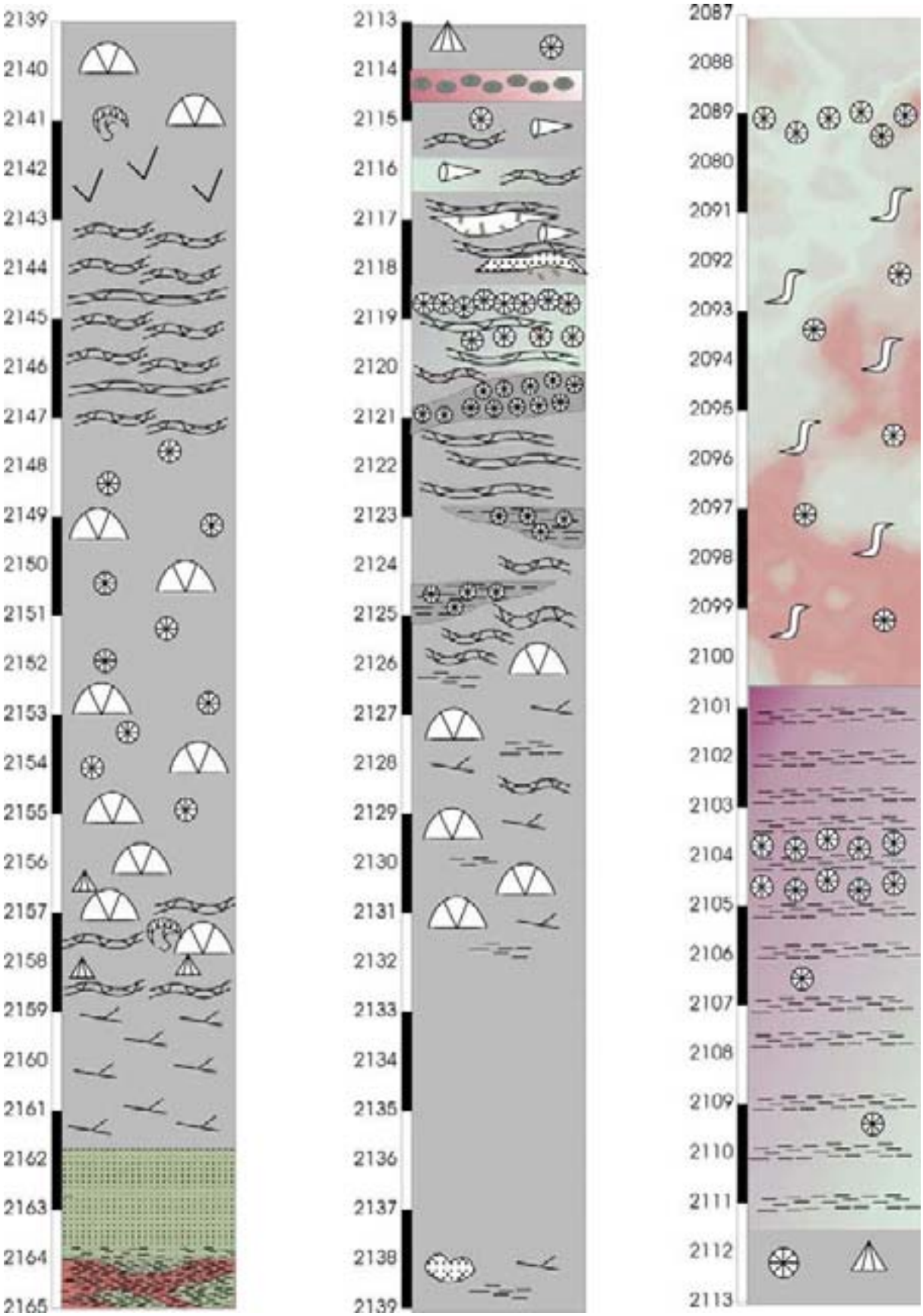


Figure 10.3: Colonne lithologique détaillée du sondage de Soumagne

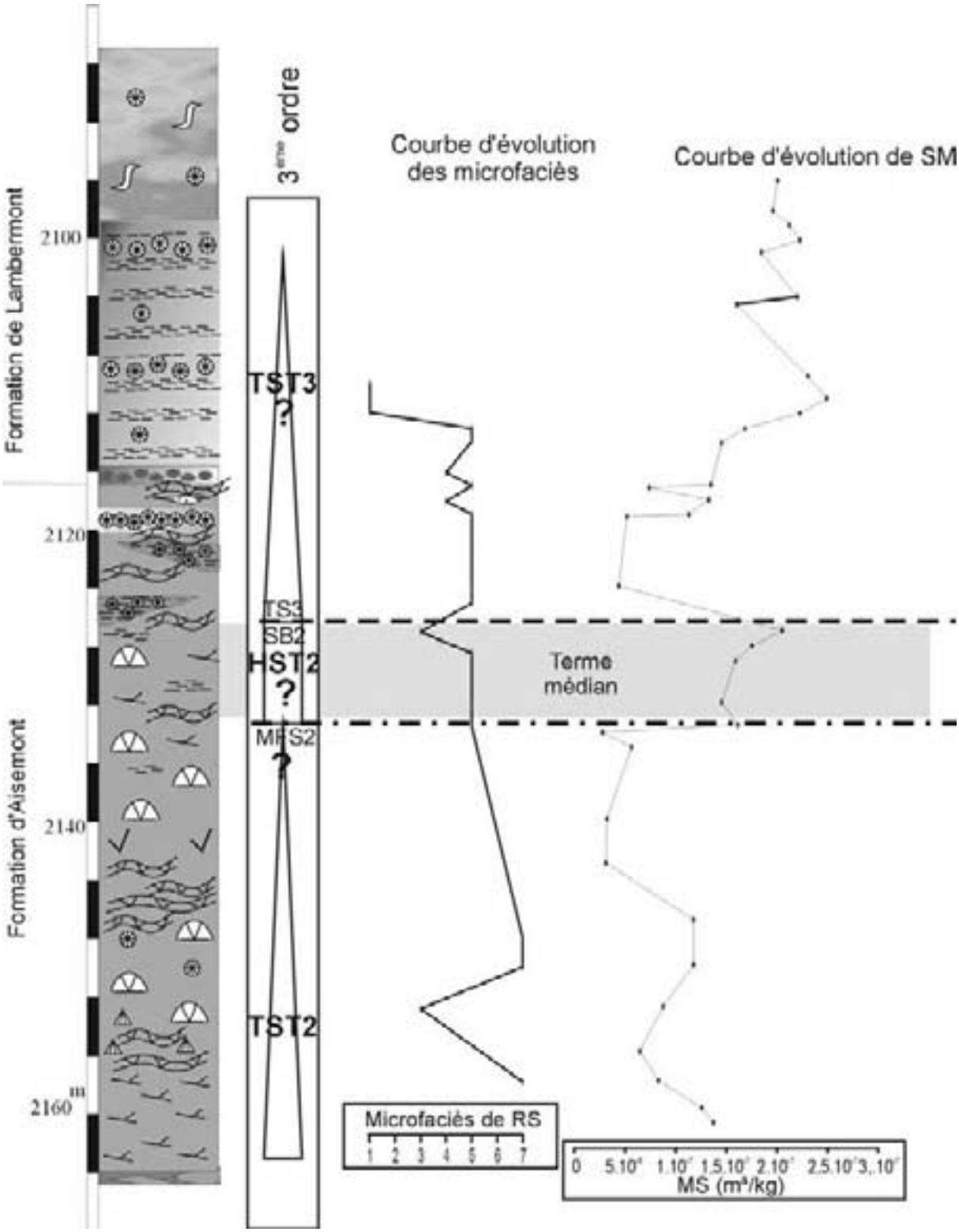


Figure 10.4 : colonne lithologique simplifiée du sondage de Soumagne, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour le sondage de Soumagne est essentiellement celui de rampe supérieure.

La Coupe de Tailfer

- **Introduction**

La coupe de Tailfer est une des coupes principale de ce travail. Elle est géographiquement très proche du stratotype de la Formation de Lustin, qui est la coupe des Rochers de Frênes à Lustin (1km au sud de Tailfer). Elle a cependant été choisie préférentiellement compte tenu de la continuité, la qualité exceptionnelle de l'affleurement (parois sciées) et de la facilité d'accès.

- **Bibliographie**

Lecompte, 1960 ; Tsien & al., 1973 ; Coen-Aubert & Coen, 1974 ; Reijers, 1984 ; Tsien, 1994 et da Silva & Boulvain, 2002

- **Localisation géographique**

La coupe de Tailfer se situe à une quinzaine de kilomètres au sud de Namur, sur la rive droite de la Meuse, dans la localité de Tailfer, le long de la route Namur-Dinant (rue de Tailfer). L'affleurement débute dans le talus de la route, une dizaine de mètres au sud du café des Rochers et se termine aux derniers niveaux calcaires dans la carrière de Lustin (Gralex s.a.) (Figure 11.1). Sa localisation est : IGNB: 47/8 X: 186.450; Y: 119.700

- **Localisation géologique**

La coupe de Tailfer affleure au Bord nord du Synclinorium de Dinant. Elle représente le flanc sud d'une vaste structure Synclinale (Synclinal de Walgrappe) dont le cœur famennien est exploité dans la carrière de Lustin (Figure11.2)

- **L'affleurement** (Figure 11.3)

⇒ Orientation des couches : N100°E/50°S.

⇒ Observations structurales : dans la partie 3, il y a une faille mais le rejet est faible et il est facile de poursuivre les couches de part et d'autre de la faille

⇒ Stampe recoupée (Figure 11.4): 105m, 5m du sommet de la Formation de Presles (1), 100m de la Formation de Lustin (2-5). Il manque quelques mètres du sommet de la formation. De plus, à 11 mètres de la base, il y a une lacune d'une dizaine de m. Cette lacune est comblée grâce à un levé de cette partie manquante au sein de la coupe du stratotype des Rochers de Frênes.

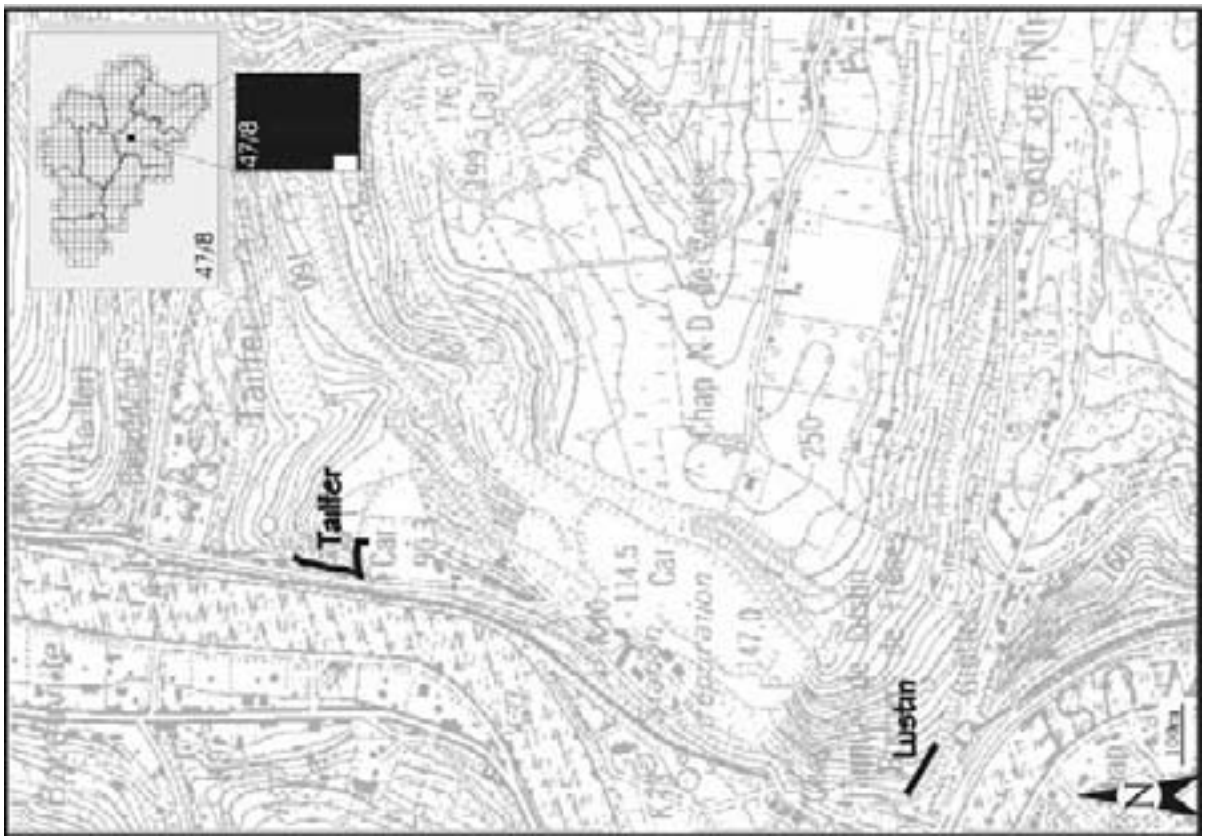


Figure 11.1: Localisation géographique précise des coupes de Tailfer et de Lustin

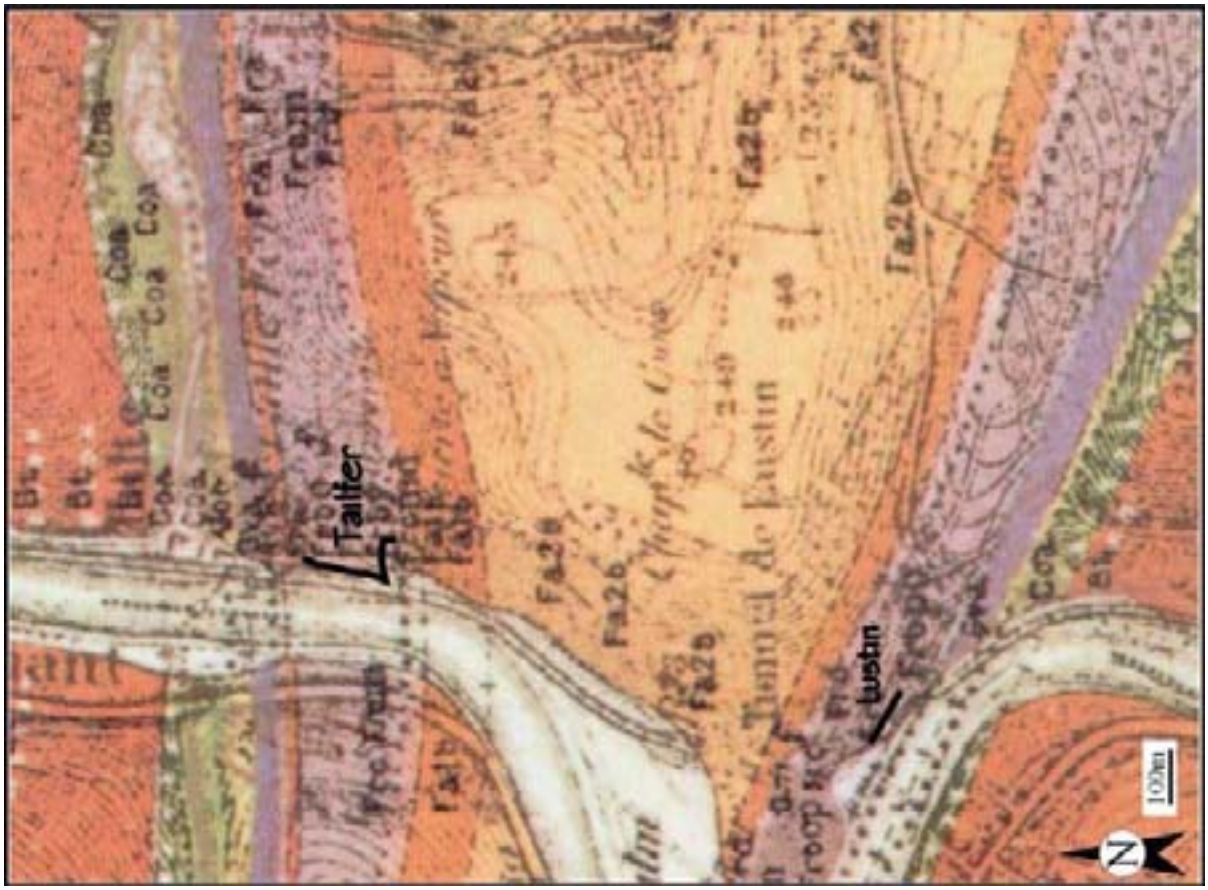


Figure11.2: Localisation géologique précise des coupes de Tailfer et de Lustin

- **Vue d'ensemble de la coupe de Tailfer**

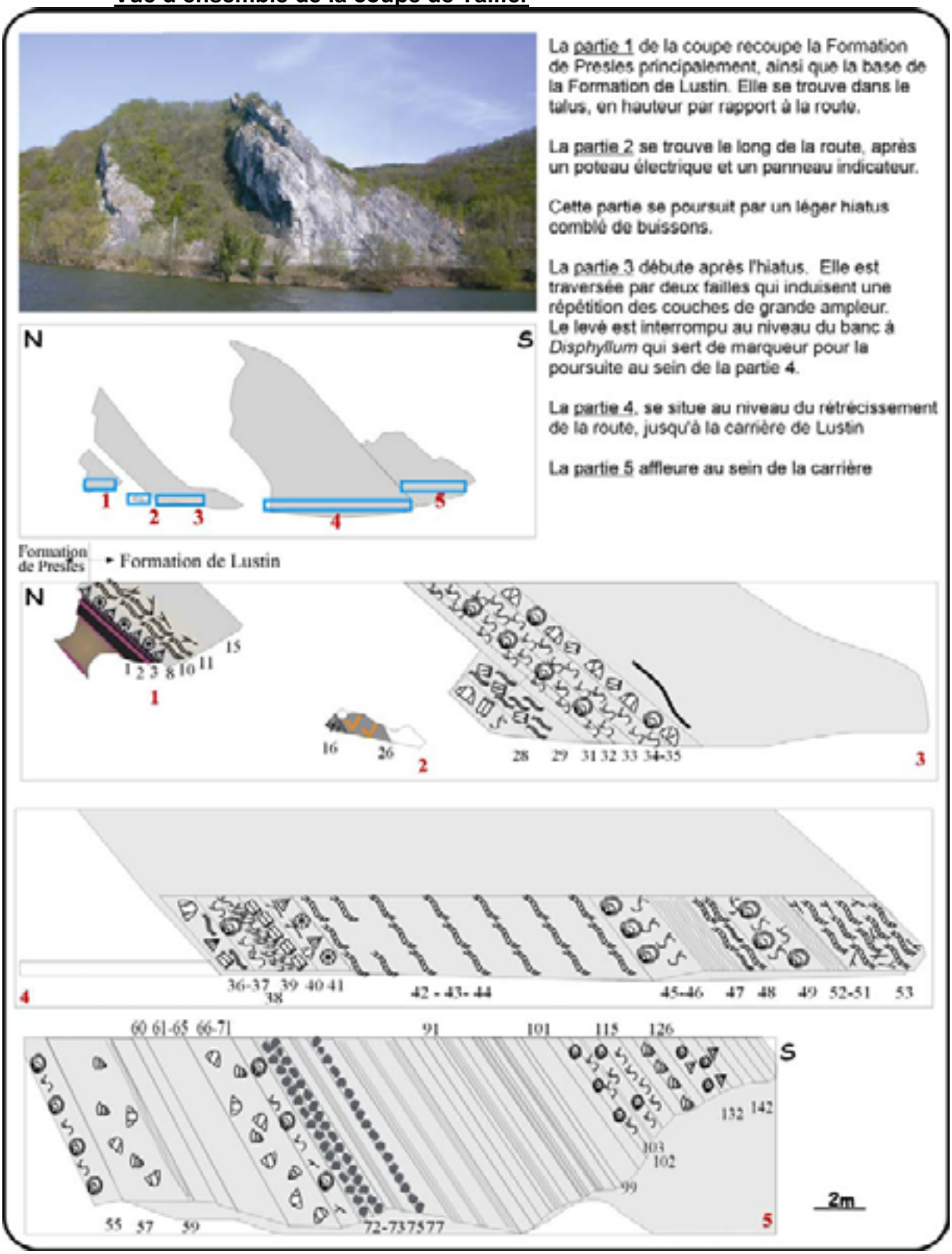


Figure 11.3: Schéma de la coupe de Tailfer

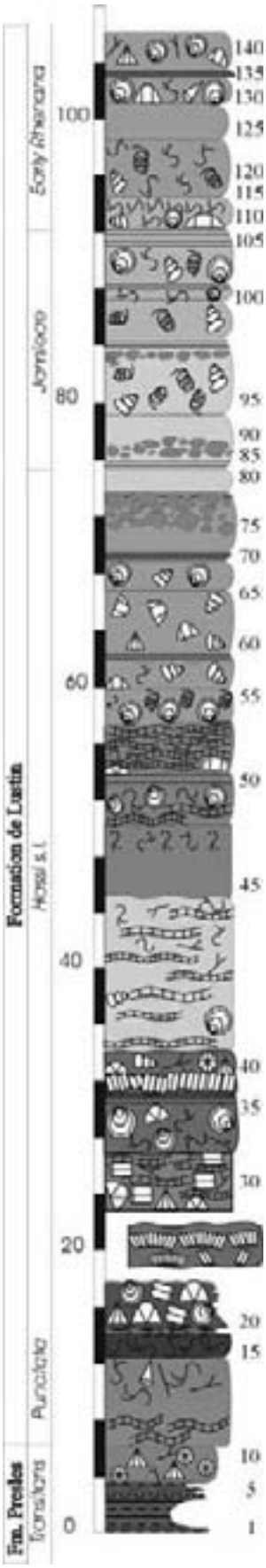


Figure 11.4: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tailfer

Alternance de mudstones bioturbés, laminites et floatstones à stromatopores massifs et branchus, la proportion de floastones augmente vers le sommet

Calcaire fortement bioturbé à gastéropodes

Calcaire argileux "bréchique" alternant avec des niveaux de mudstone et de calcaire laminaire.

Floatstone à aspect subnodulaire à gastéropodes et rugueux massifs fortement brisés

Floatstone à stromatopores massifs et branchus

Alternance de bancs calcaires à stromatopores lamellaires et de bancs laminaires ou mudstone

Floatstone à stromatopores lamellaires

Banc argileux composé presque uniquement de *Disphyllum*

Alternance de bancs calcaires à stromatopores massifs et branchus et de bancs laminaires

Lentilles calcaires à *Disphyllum* et stromatopores lamellaires

LEVE A LUSTIN : calcaire argileux à crinoïdes et bancs à *Disphyllum*

Rudstone dolomitique foncé à tabulés et rugueux massifs et branchus
Floatstone à stromatopores et tabulés branchus

Calcaire micritique à stromatopores lamellaires et tabulés branchus

Alternance de shales noirs et de lentilles d'hématite oolitique

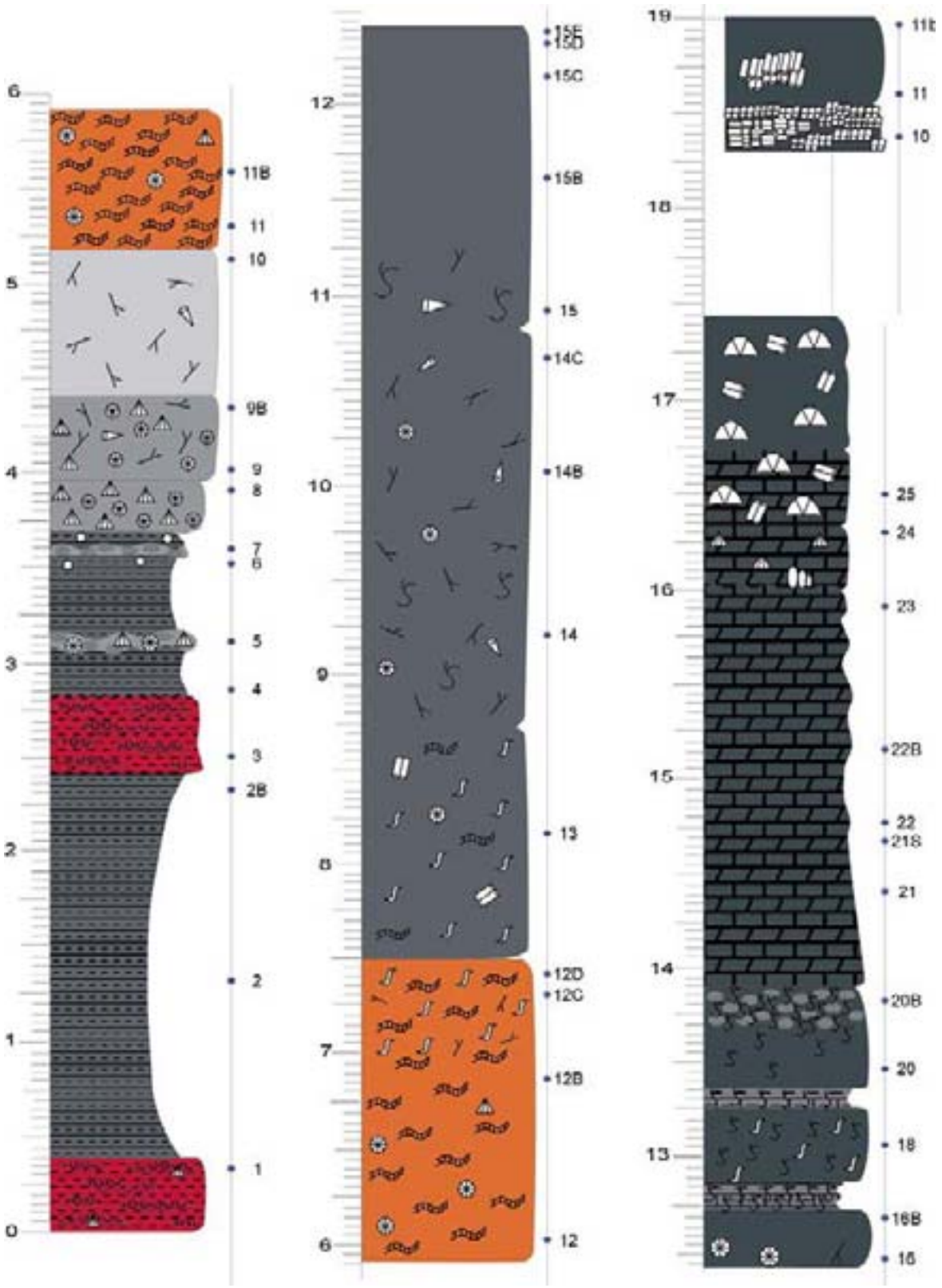
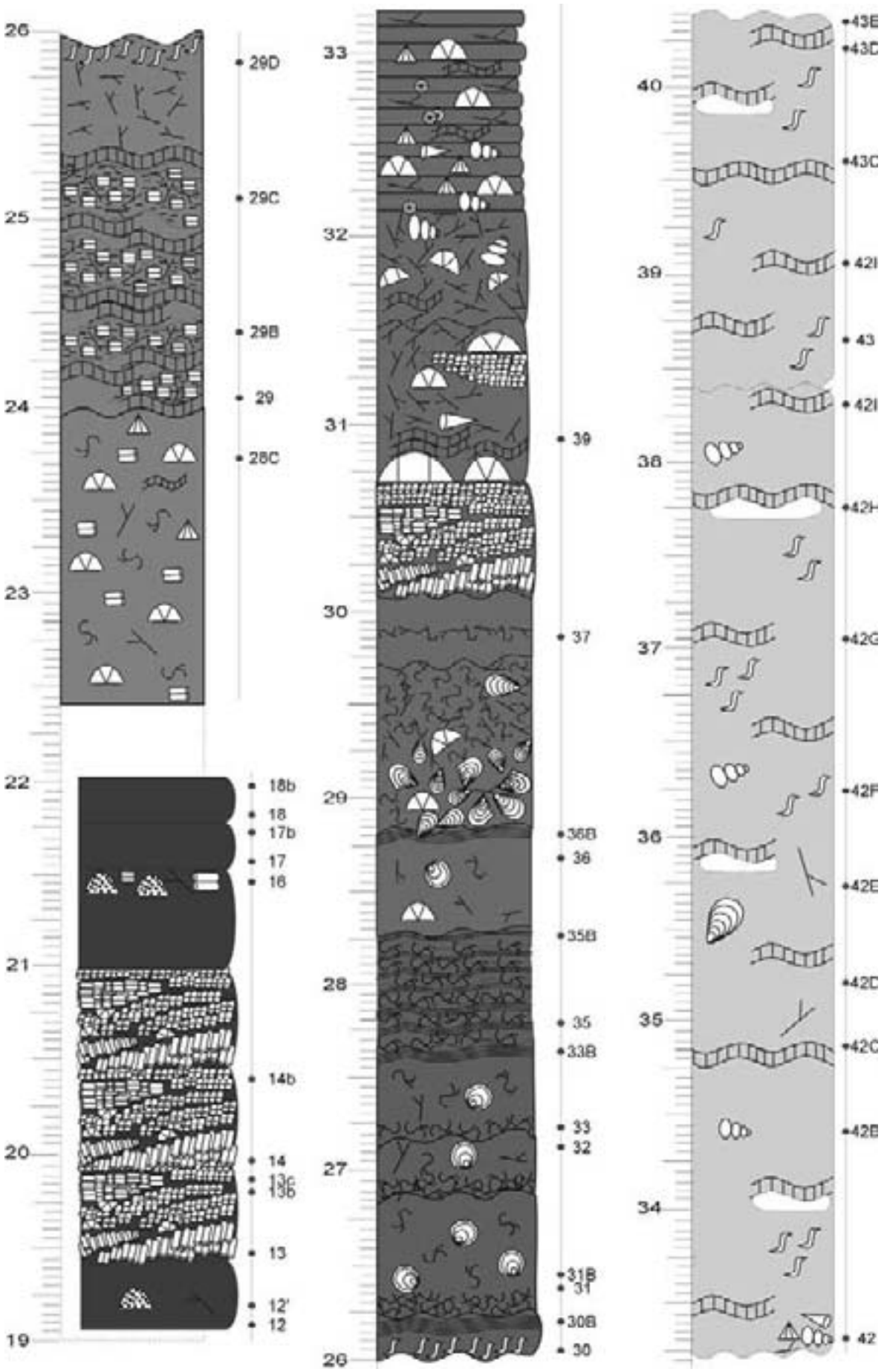
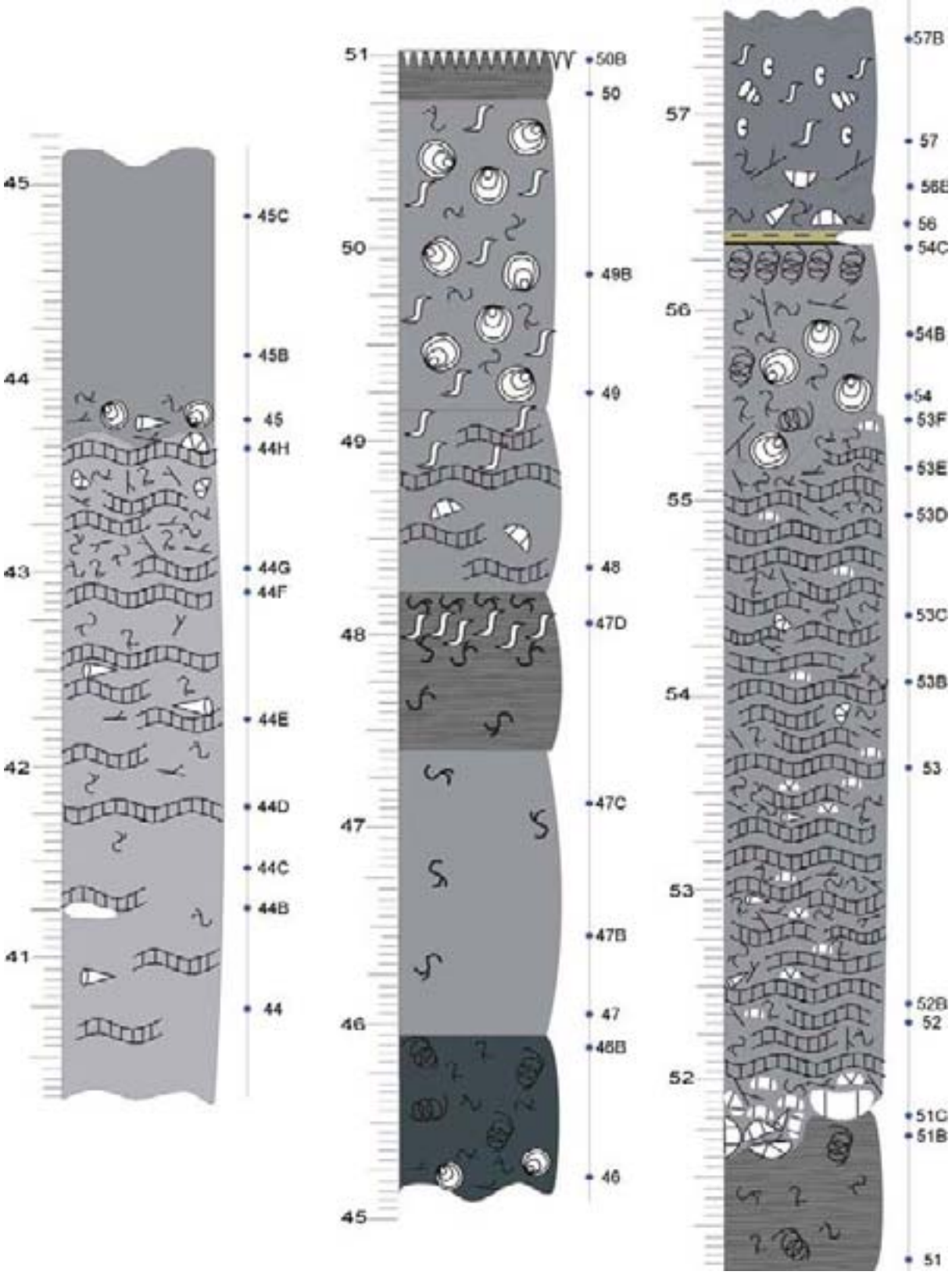
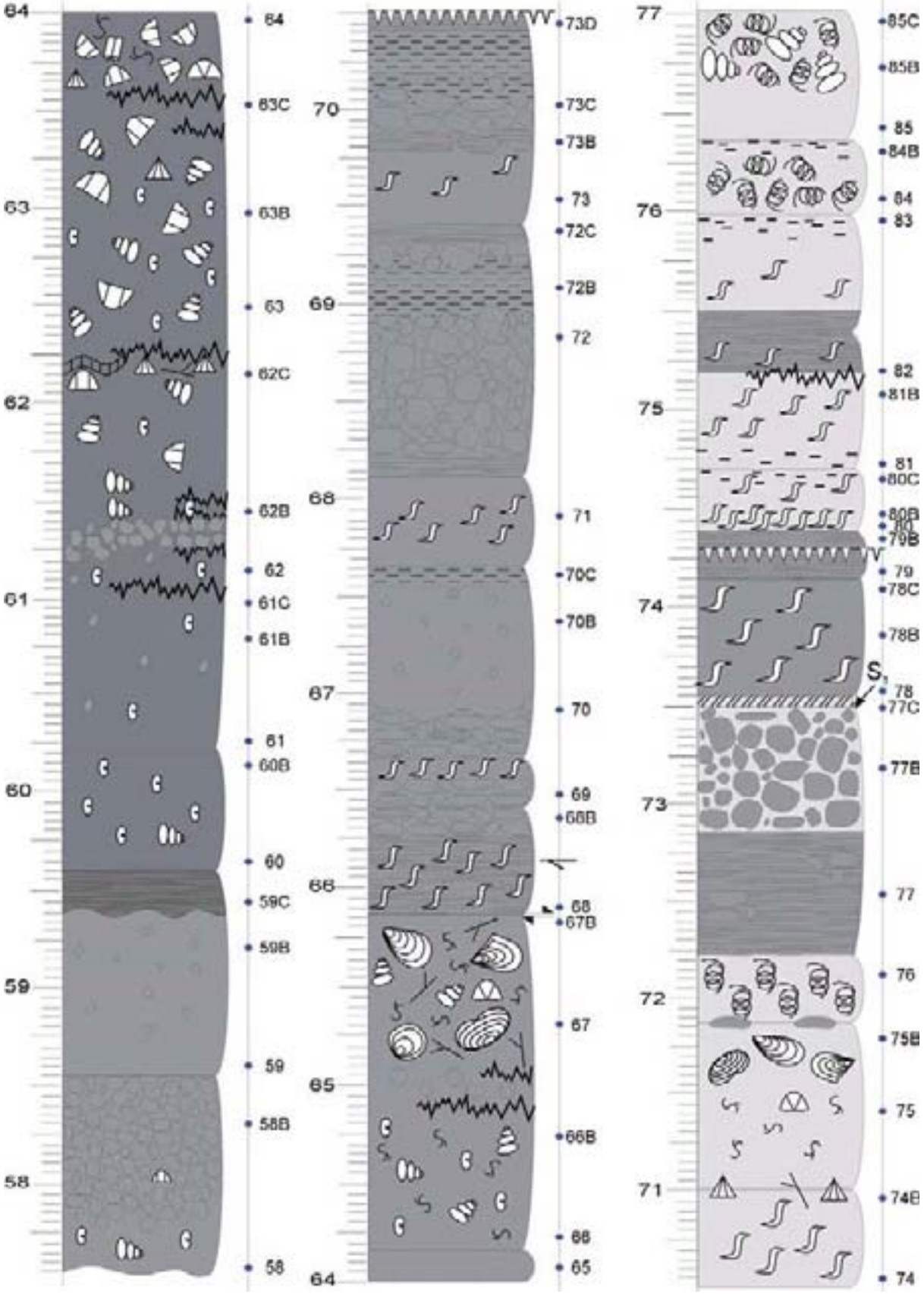
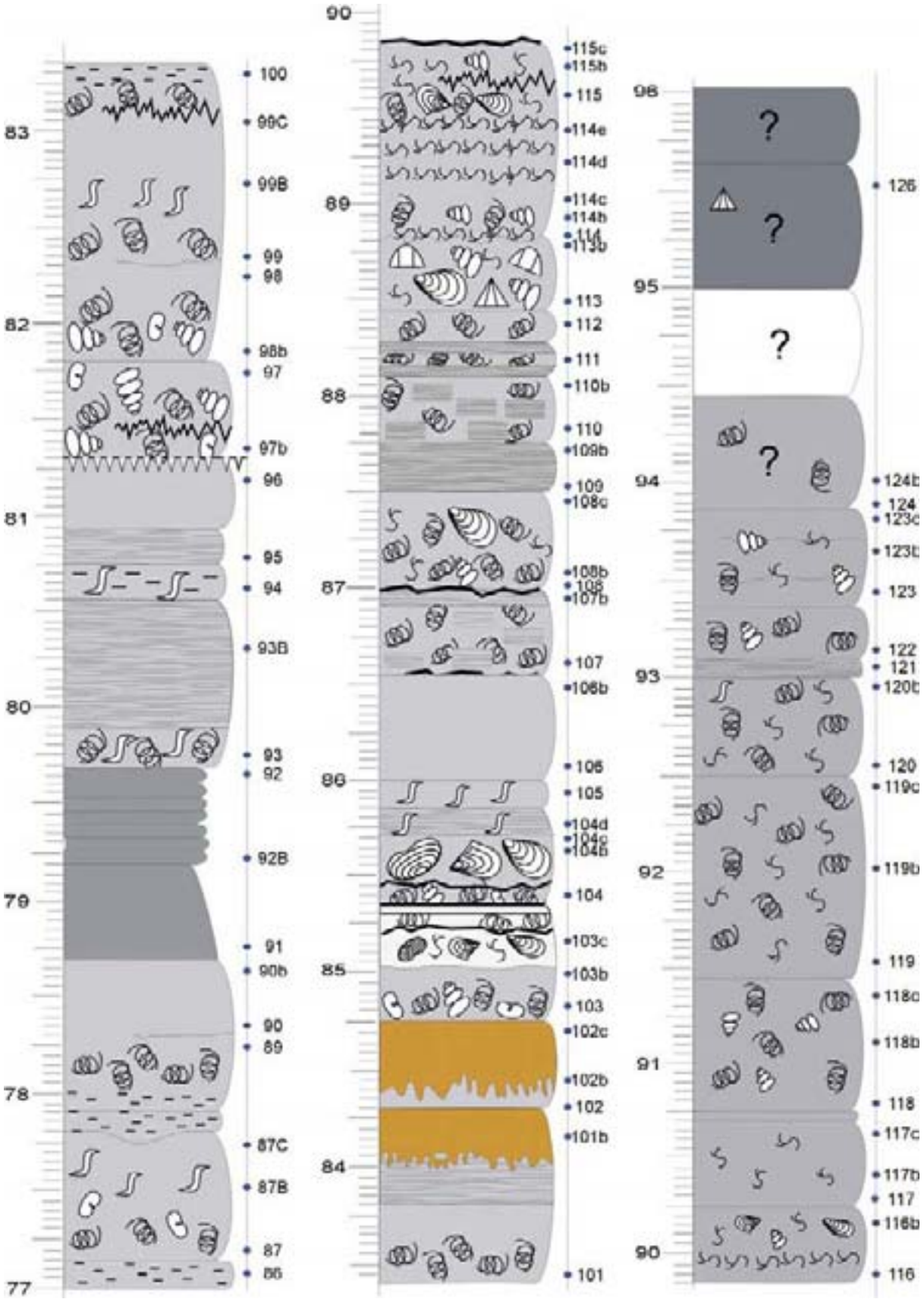


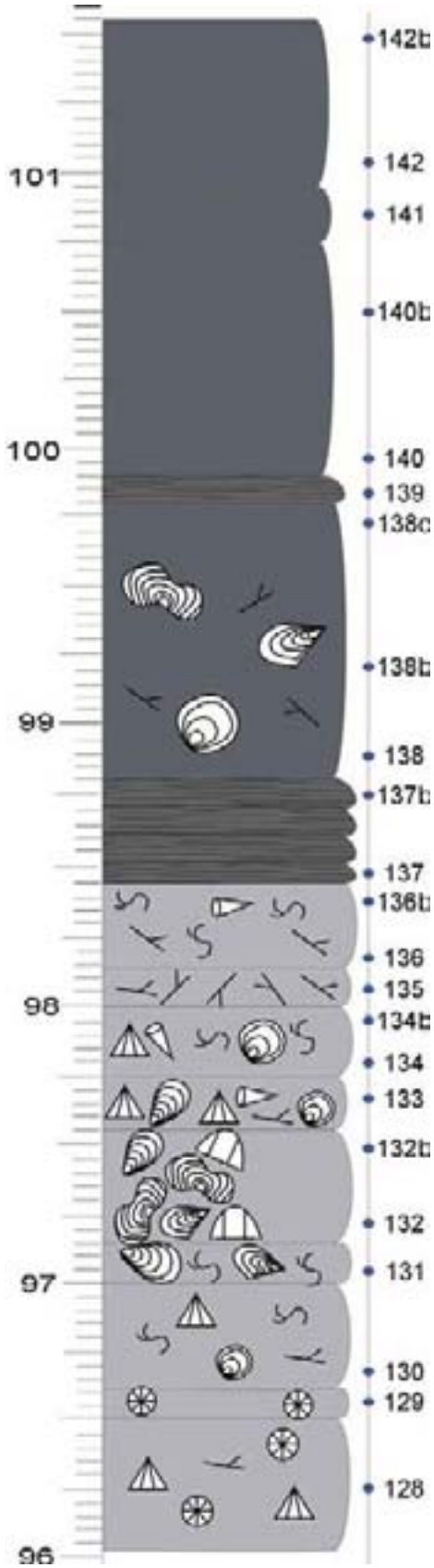
Figure 11.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Tailfer


26
25
24
23
22
21
20
19
29D
29C
29B
29
28C
18b
18
17b
17
16
14b
14
13c
13b
13
12'
12
33
32
31
30
29
28
27
26
39
37
36B
36
35B
35
33B
33
32
31B
31
30B
30
40
39
38
37
36
35
34
43E
43D
43C
42I
43
42I
42H
42G
42F
42E
42D
42C
42B
42


45
44
43
42
41
45C
45B
45
44H
44G
44F
44E
44D
44C
44B
44
51
50
49
48
47
46
45
50B
50
49B
49
48
47D
47C
47B
47
46B
46
57
56
55
54
53
52
57B
57
56B
56
54C
54B
54
53F
53E
53D
53C
53B
53
52B
52
51C
51B
51


64
63
62
61
60
59
58
64
63C
63B
63
62C
62B
62
61C
61B
61
60B
60
59C
59B
59
58B
58
70
69
68
67
66
65
64
73D
73C
73B
73
72C
72B
72
71
70C
70B
70
69
68B
68
67B
67
66B
66
65
77
76
75
74
73
72
71
85C
85B
85
84B
84
83
82
81B
81
80C
80B
80
79B
79
78C
78B
S1
78
77C
77B
77
76
75B
75
74B
74


77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
100
99C
99B
99
98
98b
97
97b
96
95
94
93B
93
92
92B
91
90b
90
89
87C
87B
87
86
115c
115b
115
114e
114d
114c
114b
114
113b
113
112
111
110b
110
109b
109
108c
108b
108
107b
107
106b
106
105
104d
104c
104b
104
103c
103b
103
102c
102b
102
101b
101
126
124b
124
123c
123b
123
122
121
120b
120
119c
119b
119
118c
118b
118
117c
117b
117
116b
116
?


101
100
99
98
97
96
142b
142
141
140b
140
139
138c
138b
138
137b
137
136b
136
135
134b
134
133
132b
132
131
130
129
128

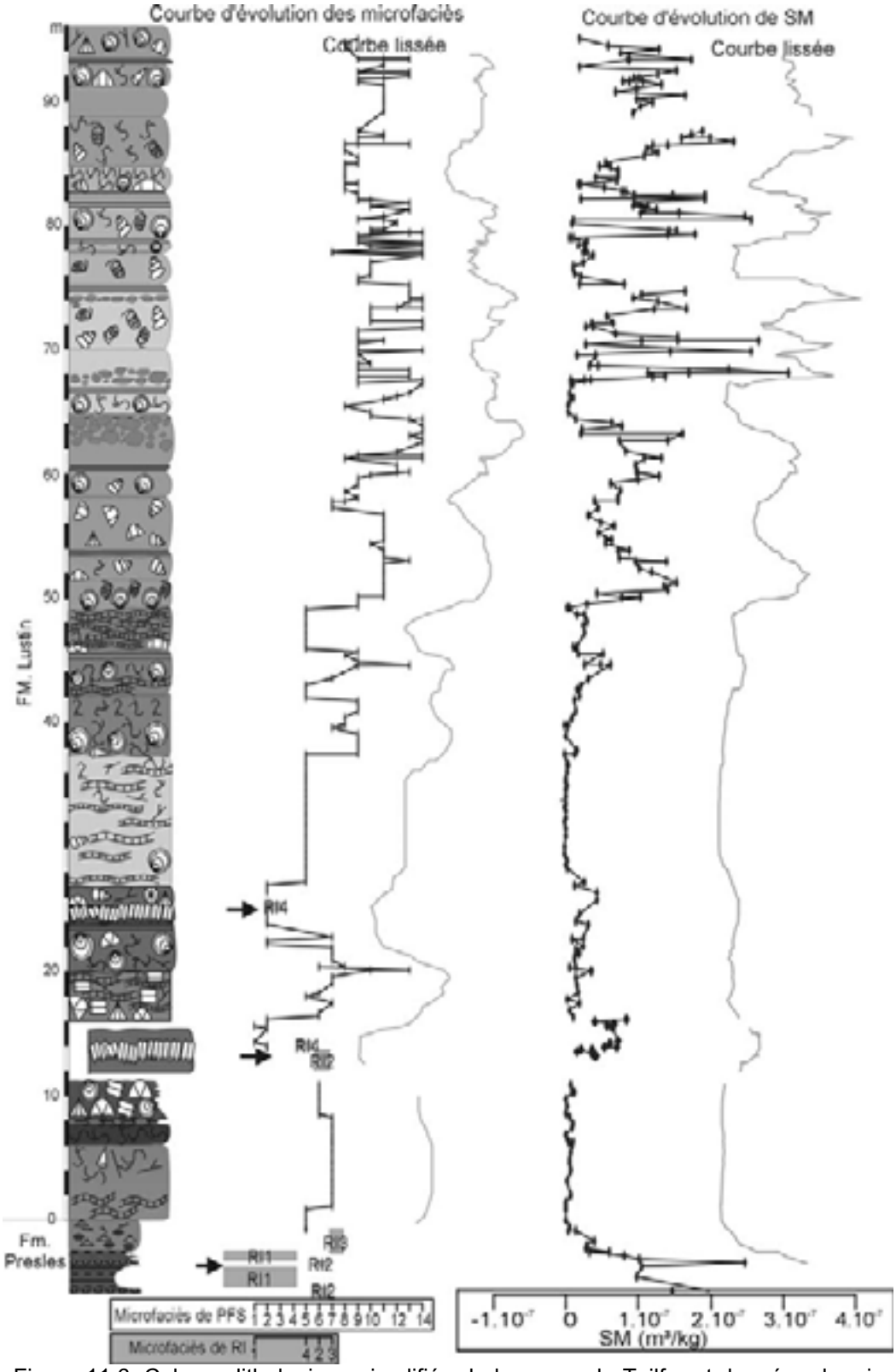


Figure 11.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tailfer et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Lustin est PFS ainsi que trois niveaux de RI marqués par les trois flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

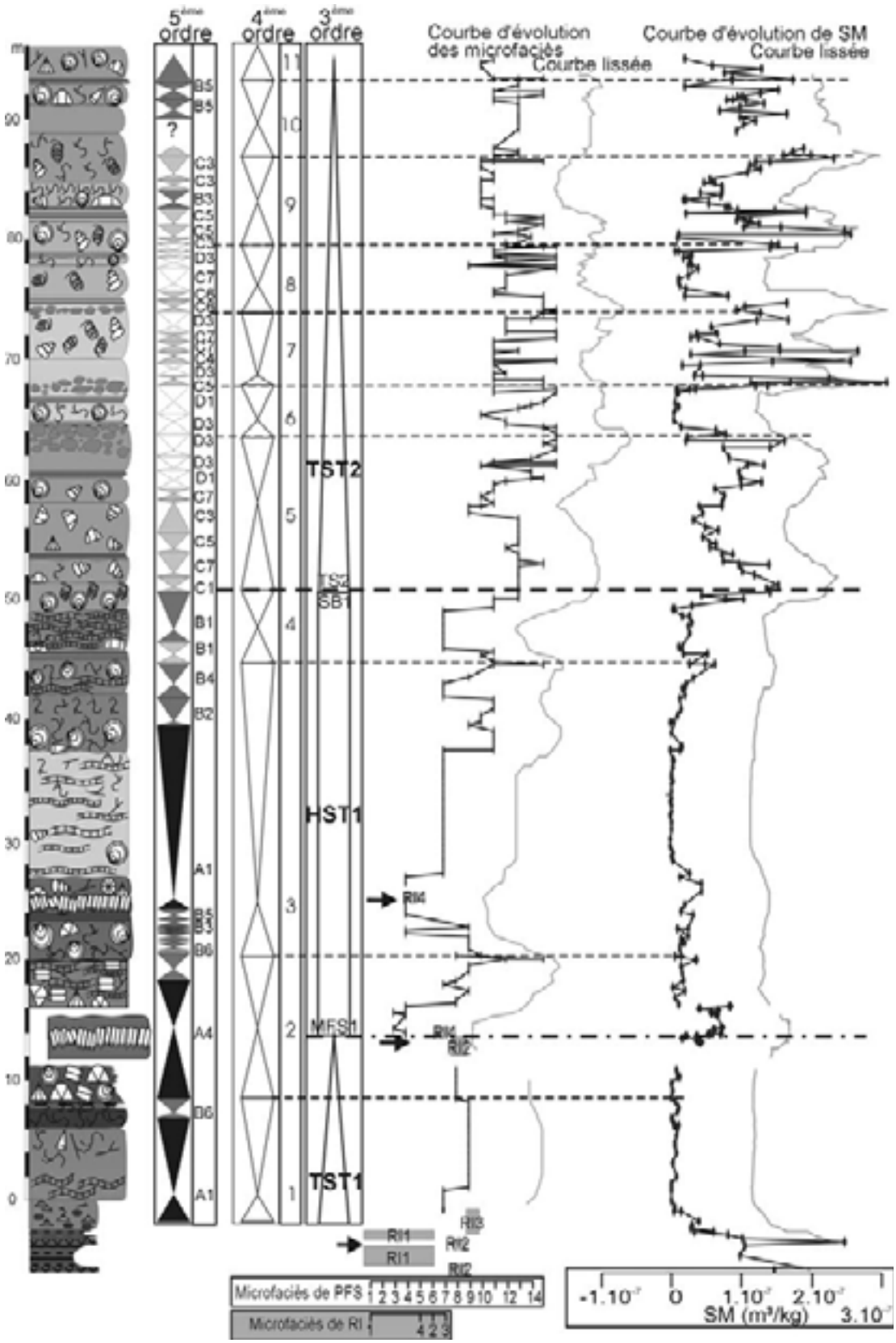


Figure 11.7 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tailfer, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Tailfer est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

La coupe de Tilff

- **Bibliographie**
  Coen-Aubert, 1974

- **Localisation géographique**

La coupe de Tilff se situe à une dizaine de kilomètres au sud-est de Liège, le long de l'Avenue des Ardennes qui rejoint Esneux. (Figure 12.1)

Sa localisation est : IGNB: 42/6 : X=235.750 Y=139.150

- **Localisation géologique**

La coupe de Tillff se situe au bord nord est du Synclinorium de Dinant. (Figure 12.2)

- **L'affleurement (**Figure 12.4**)**

⇒ Observations structurales : la coupe de Tilff recoupe un anticlinal suivi d'un synclinal

⇒ Stampe recoupée : 1m de la Formation de Presles et l'essentiel de la Formation de Lustin

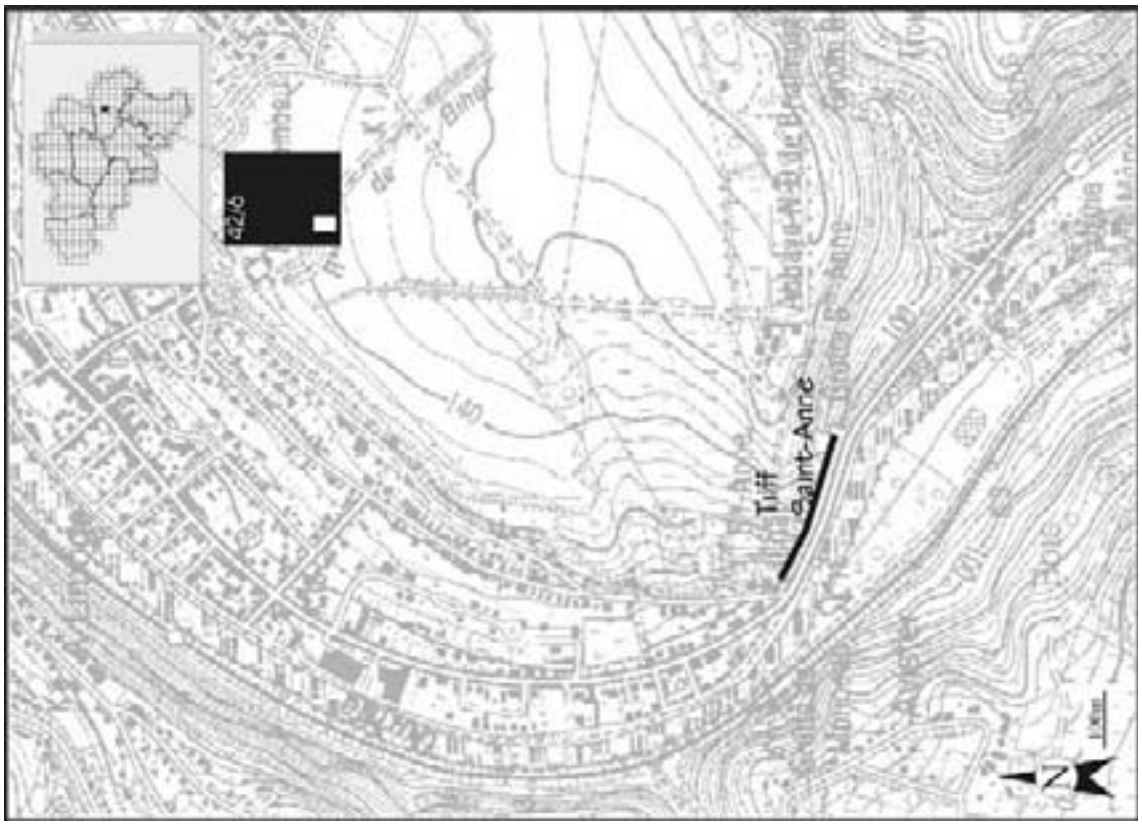


Figure 12.1: Localisation géographique précise de la coupe de Tilff

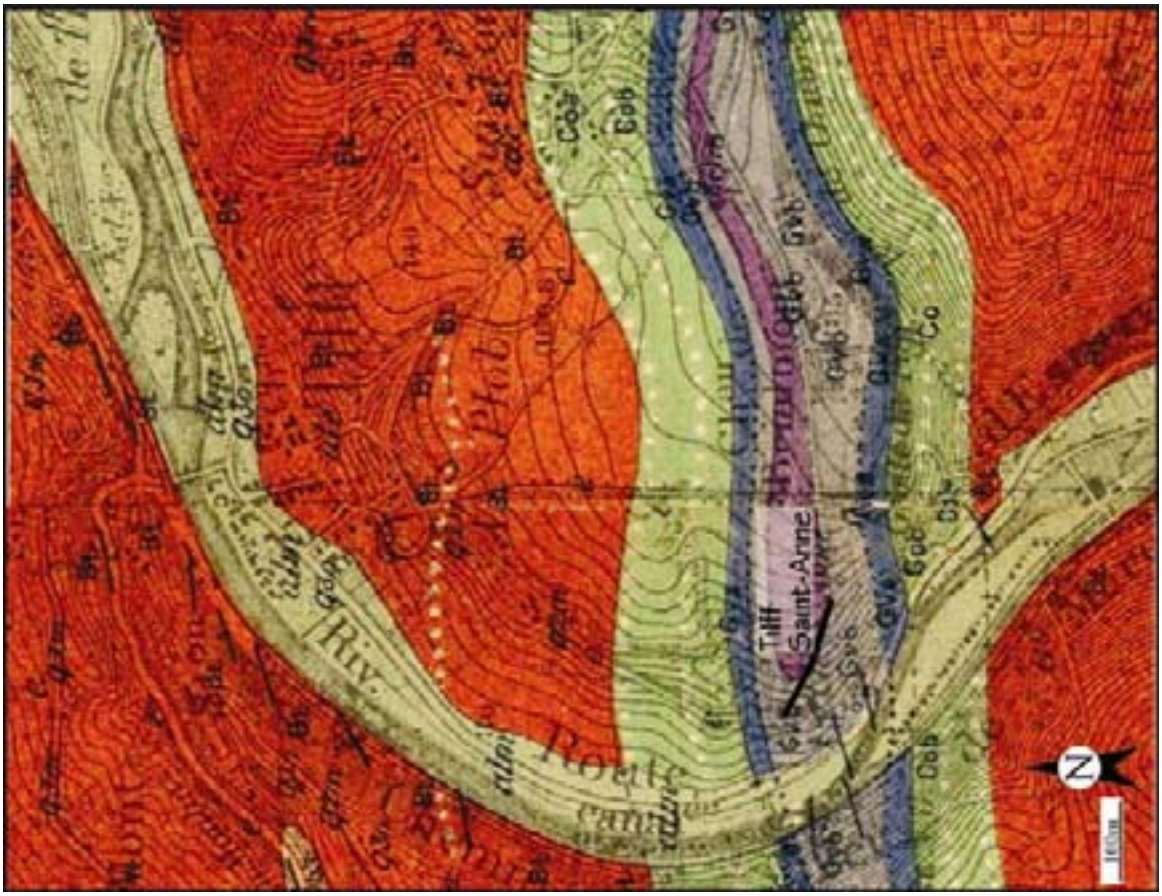


Figure 12.2: Localisation géologique précise de la coupe de Tilff

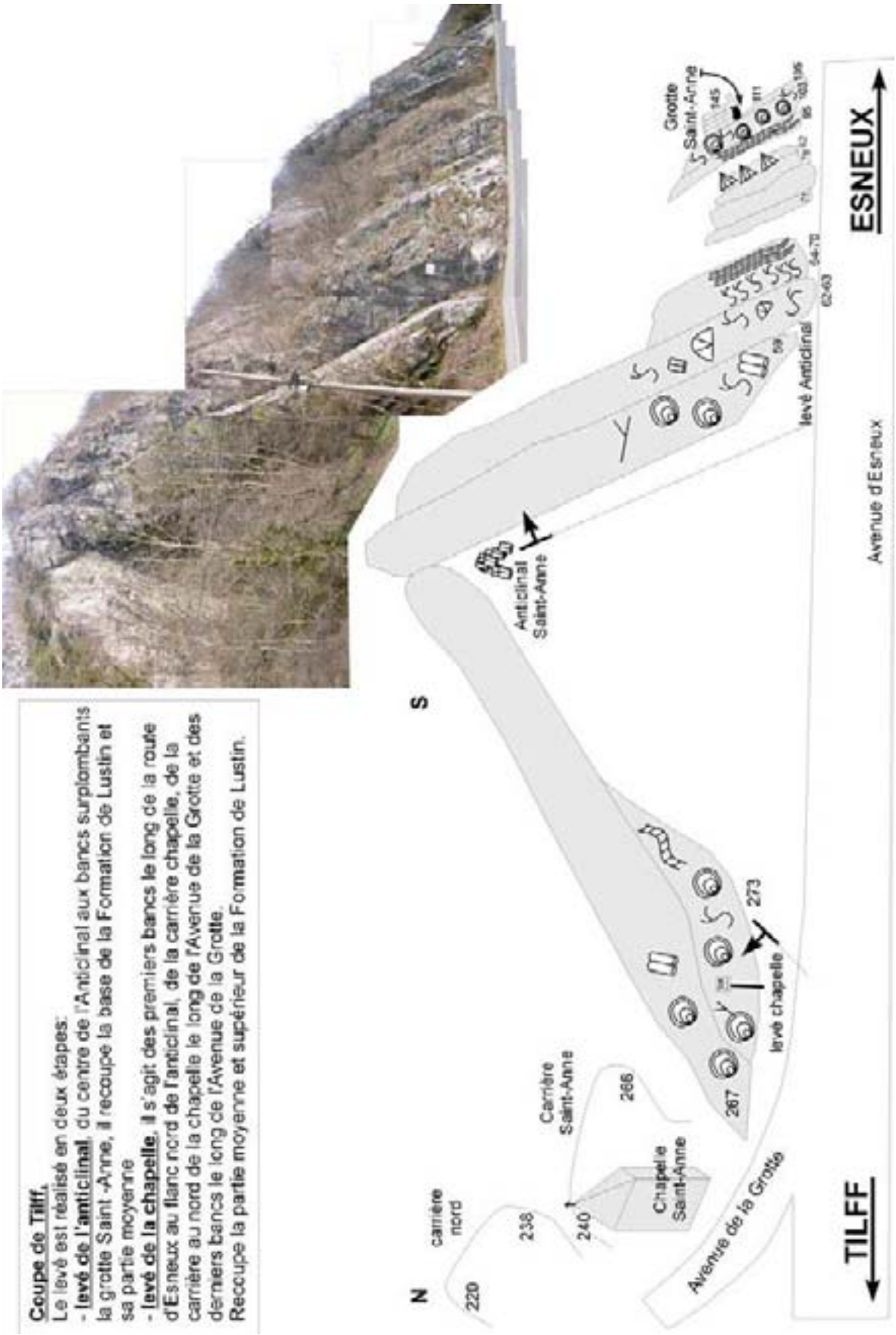


Figure 12.3: Schéma de la coupe de Tilff

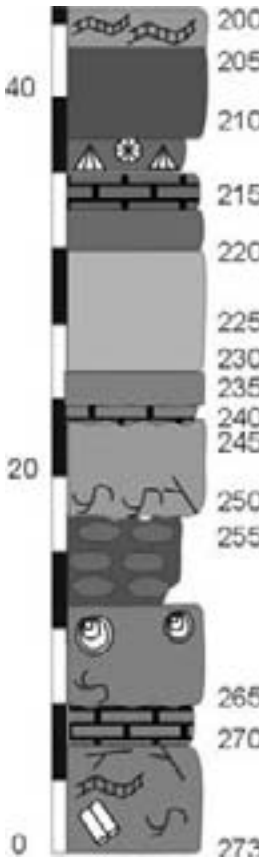


Figure 12.4: Colonne lithologique de la coupe de Tilff

Chapelle

Calcaire recristallisé, mauvaise visibilité mais probablement des stromatopores lamellaires

Calcaire à crinoïdes et brachiopodes

Calcaire pauvre en faune, localement pseudonodulaire à nodulaire

Calcaire fin, pauvre en faune, localement laminaire

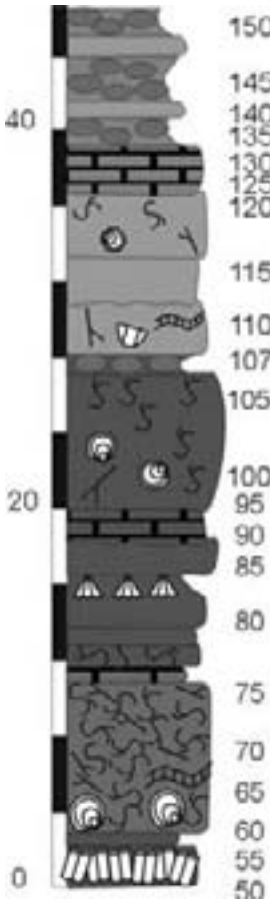
Calcaire à stromatopores massifs et dendroïdes et tabulés branchus

Calcaire nodulaire à bréchique (paléosols)

Calcaire à stromatopores massifs et dendroïdes

Alternance de stromatopores massifs et lamellaires

Biostrome à stromatopores massifs, lamellaires et dendroïdes avec des rugueux fasciculés et solitaires et des tabulés massifs ou dendroïdes



Grotte

Calcaire nodulaire à bréchique (paléosol) alternant avec du mudstone

Mudstone alternant avec du calcaire laminaire

Calcaire à faune clairsemée, rugueux fasciculés et stromatopores massifs, alternant avec des bancs de mudstone

Biostromes massifs à stromatopores massifs et branchus, rugueux fasciculés et massifs et tabulés branchus

Calcaire lagunaire, mudstone bioturbé ou laminaire
Niveau argileux à brachiopodes

Biostromes à stromatopores dendroïdes

Biostromes à stromatopores et tabulés dendroïdes et à rugueux fasciculés. Présence de quelques stromatopores massifs ou lamellaires

Bancs décimétriques foncés à crinoïdes
Banc à *Disphyllum*

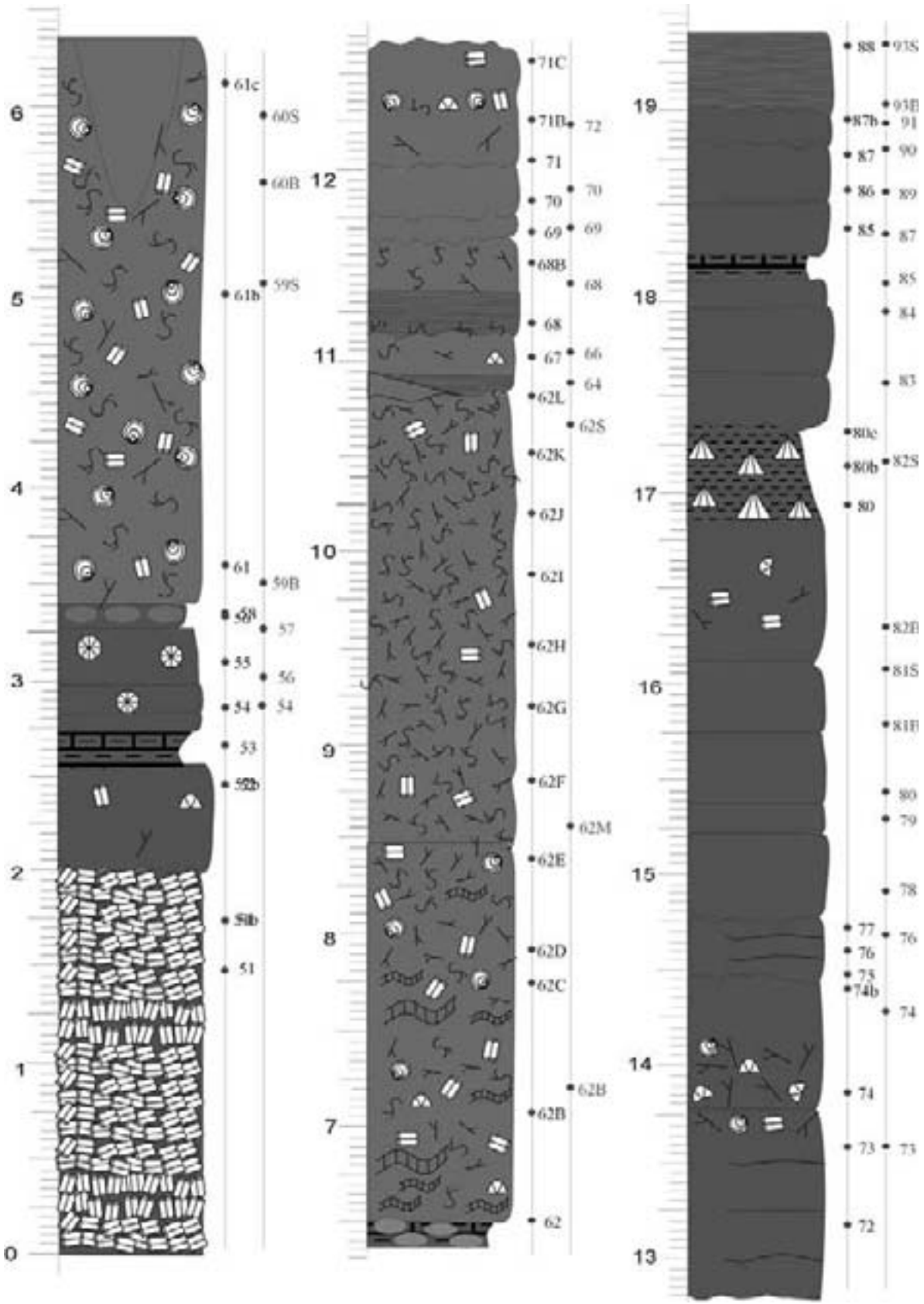
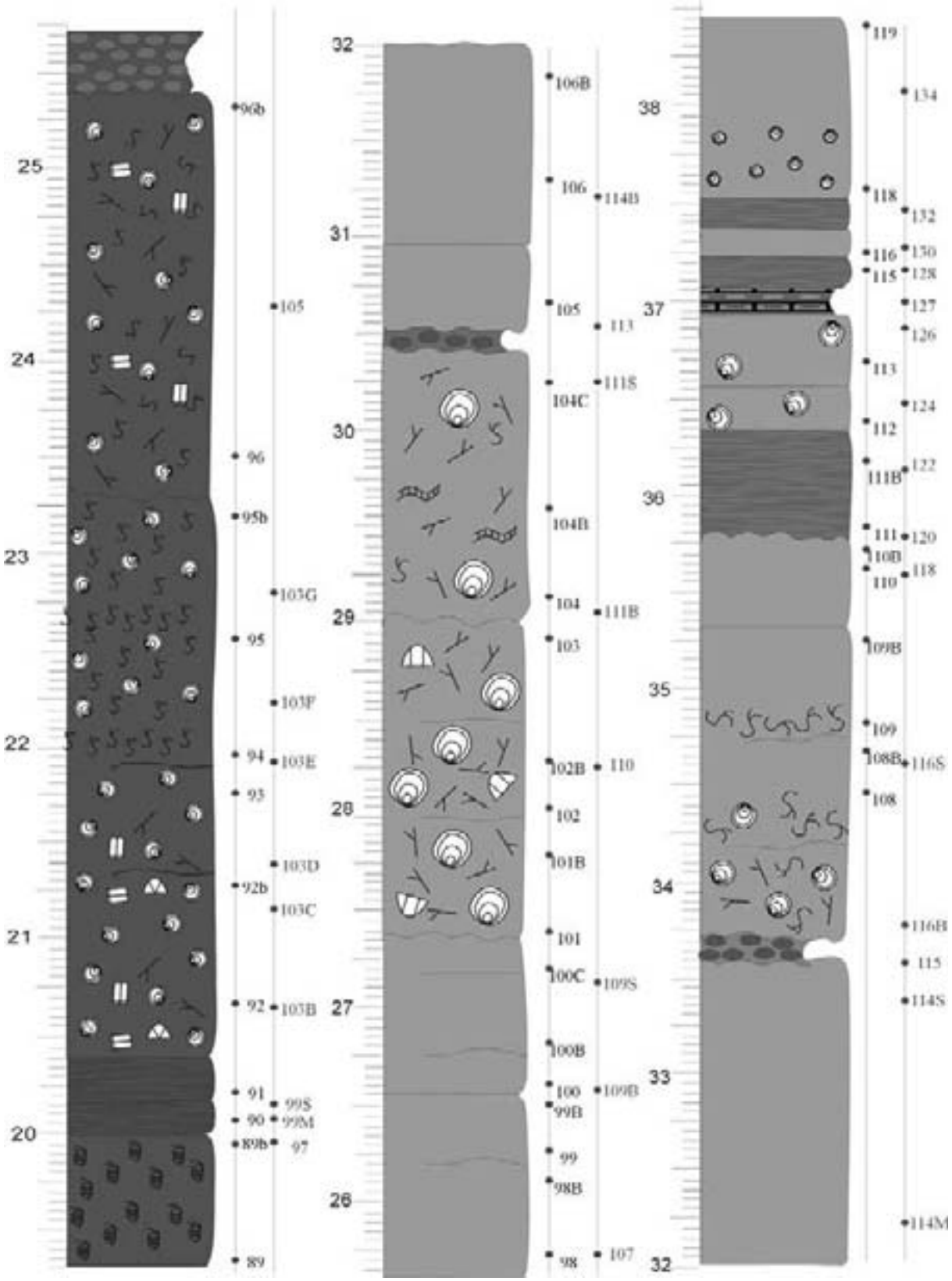
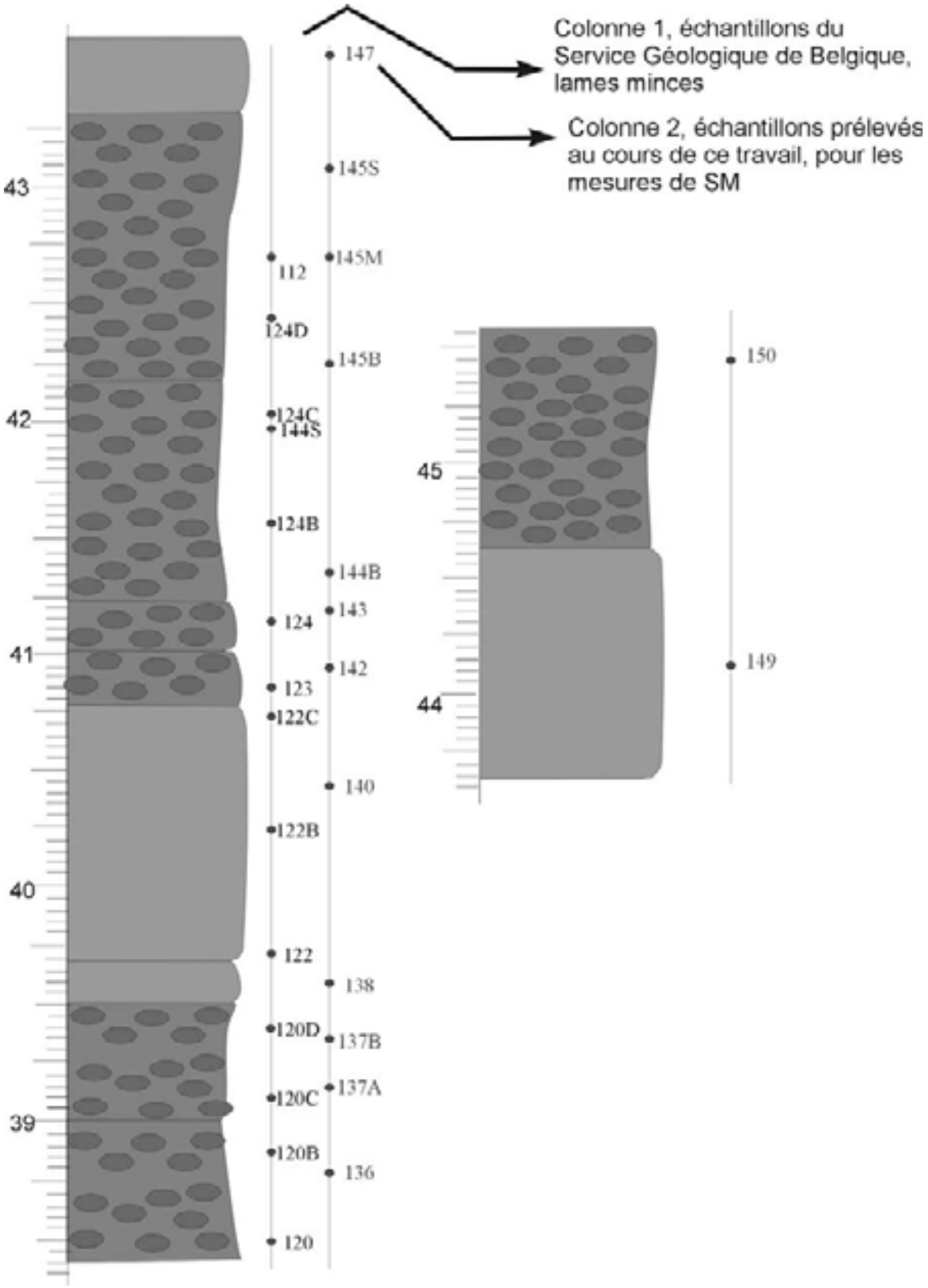


Figure 12.5.a: Colonne lithologique de la coupe de Tilff. La première colonne de numéros reprend les numéros des échantillons du Service Géologique de Belgique, prélevés par Catherine Cnudde qui correspondent aux lames minces utilisées pour la descritpion des faciès et la seconde colonne reprend les échantillons prélevés dans le cadre de ce travail pour les mesures de SM.


20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
96b
105
96
95b
103G
95
103F
94
103E
93
103D
92b
103C
92
103B
91
99S
90
99M
89b
97
89
106B
106
114B
105
113
104C
111S
104B
104
111B
103
102B
110
102
101B
101
100C
109S
100B
100
109B
99B
99
98B
98
107
119
134
118
132
116
130
115
128
127
126
113
124
112
122
111B
111
120
108
118
110
109B
109
108B
116S
108
116B
115
114S
114M


Colonne 1, échantillons du Service Géologique de Belgique, lames minces
Colonne 2, échantillons prélevés au cours de ce travail, pour les mesures de SM
43
42
41
40
39
44
45
147
145S
145M
112
124D
145B
124C
144S
124B
144B
143
124
142
123
122C
140
122B
122
138
120D
137B
137A
120C
120B
136
120
150
149

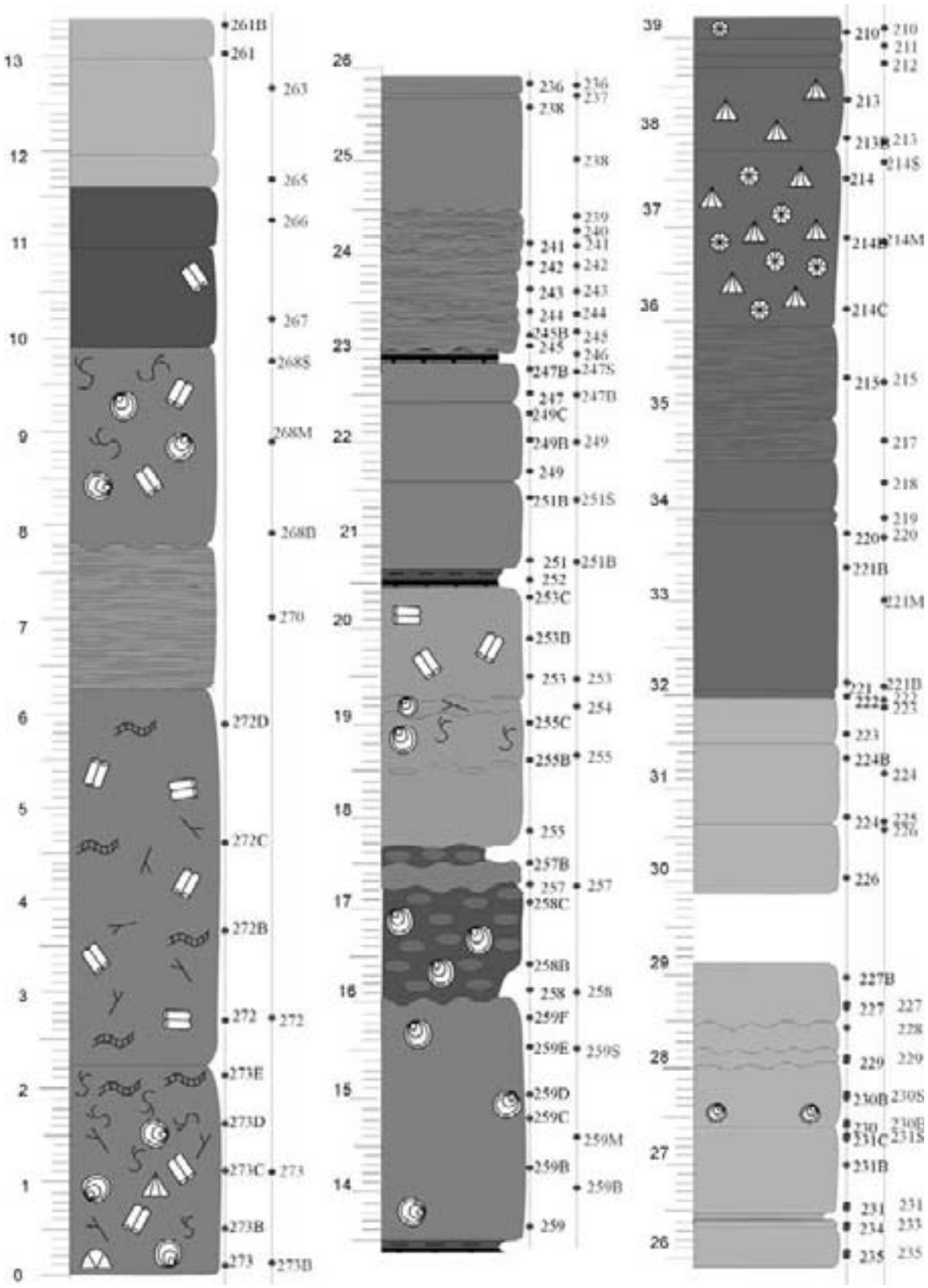
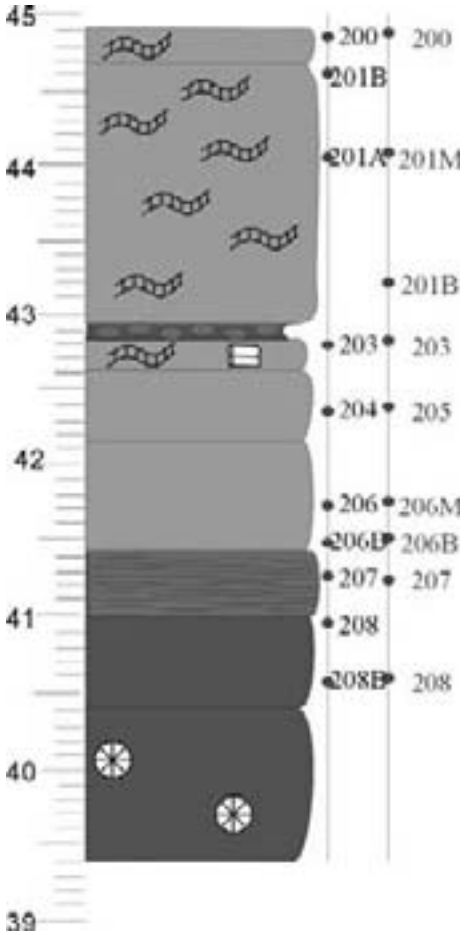


Figure 12.5b : Colonne lithologique de la coupe de Tilff, Chapelle


45
44
43
42
41
40
39
200
200
201B
201A
201M
201B
203
203
204
205
206
206M
206B
207
207
208
208B
208

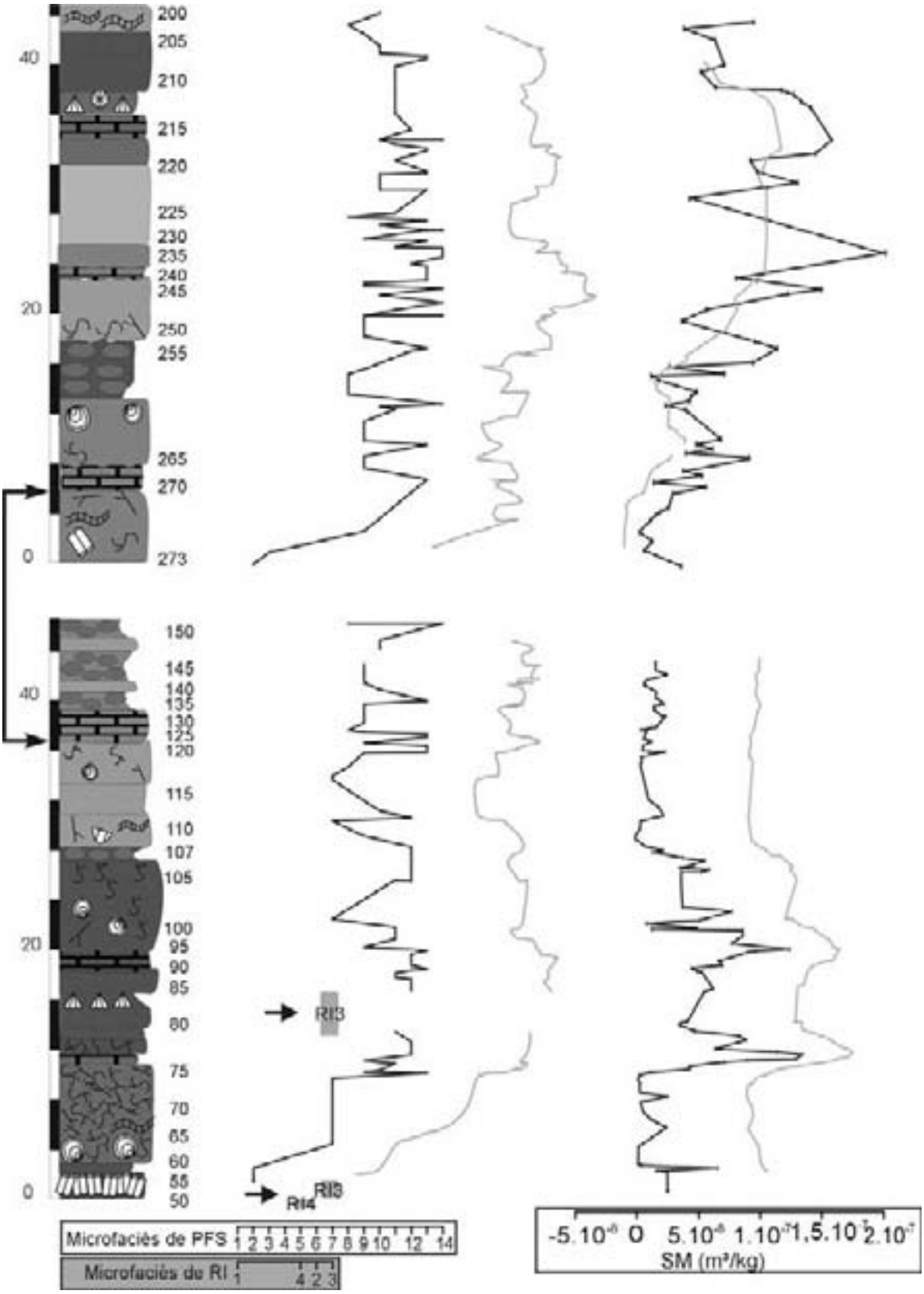


Figure 12.6: Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tilff et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Tilff est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

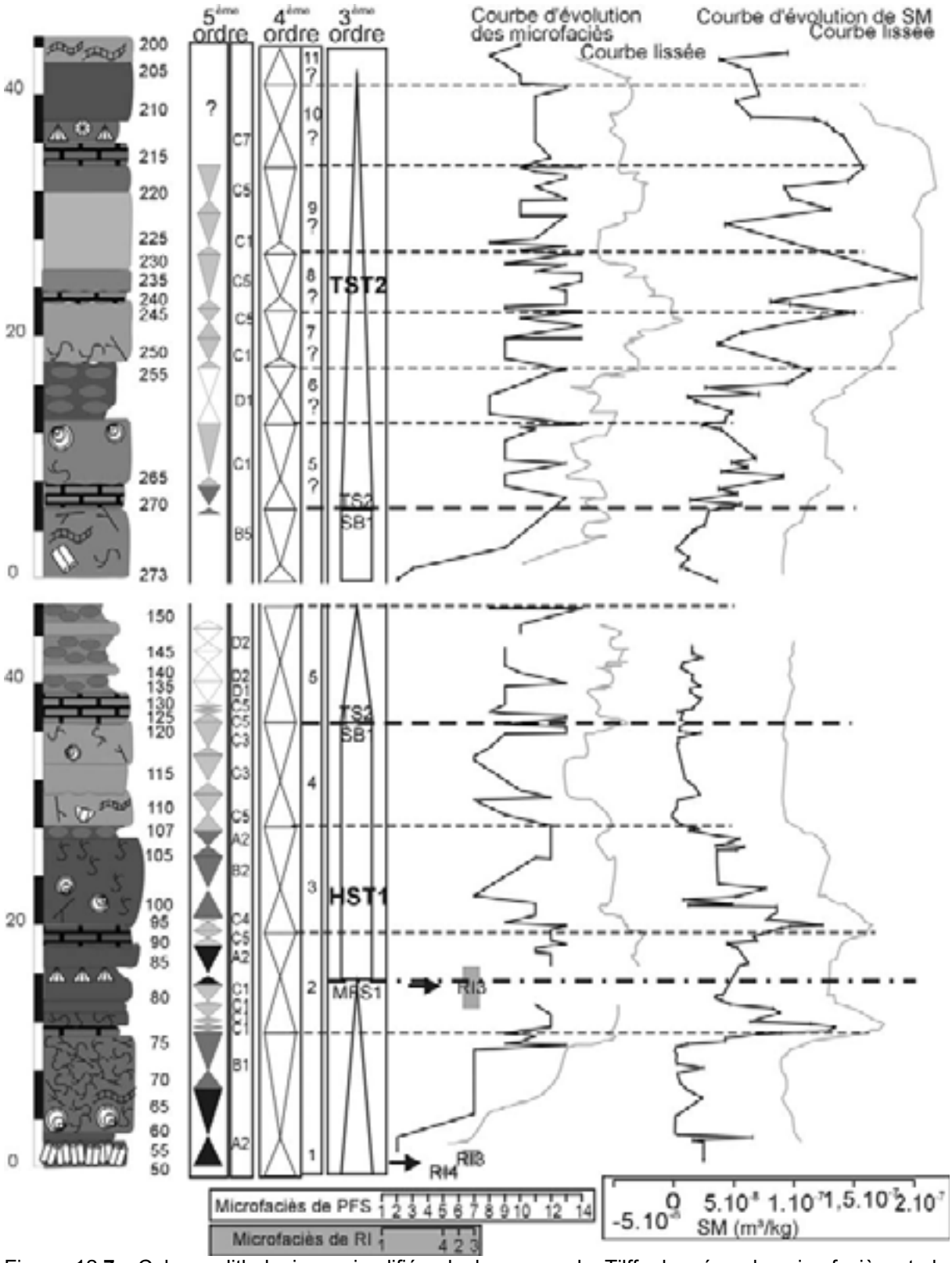


Figure 12.**7** : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Tilff, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielles de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Tilff est essentiellement PFS mais il y a deux niveaux de RI marqués par les deux flèches noires et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

La Coupe de Villers-le-Gambon

- **Bibliographie**

da Silva & al., 2002

- **Localisation géographique**

La coupe de Villers-le-Gambon se situe à une trentaine de kilomètres au sud de Charleroi, à 4km au sud-est de Philippeville. L'affleurement se trouve dans l'ancienne tranchée du vicinal qui recoupe la route de Givet, juste après les installations de la société Villers Monopole (Figure 13.1).

Sa localisation est : IGNB: 58/1 : X : 167,5 et Y : 97,39

- **Localisation géologique**

La coupe de Villers-le-Gambon affleure dans l'Anticlinorium de Philippeville (Figure 13.2).

- **L'affleurement** Figure13.3, Figure 13.4

⇒ Orientation des couches : N85°E/60°N

⇒ Observations structurales : la coupe est continue, sans lacune importante, ni faille.

⇒ Stampe recoupée : 106m de la Formation de Philippeville, mais la coupe s'interrompt avant d'atteindre le sommet de la formation. Toute la partie supérieure de la formation au complet est levée dans la coupe de Neuville

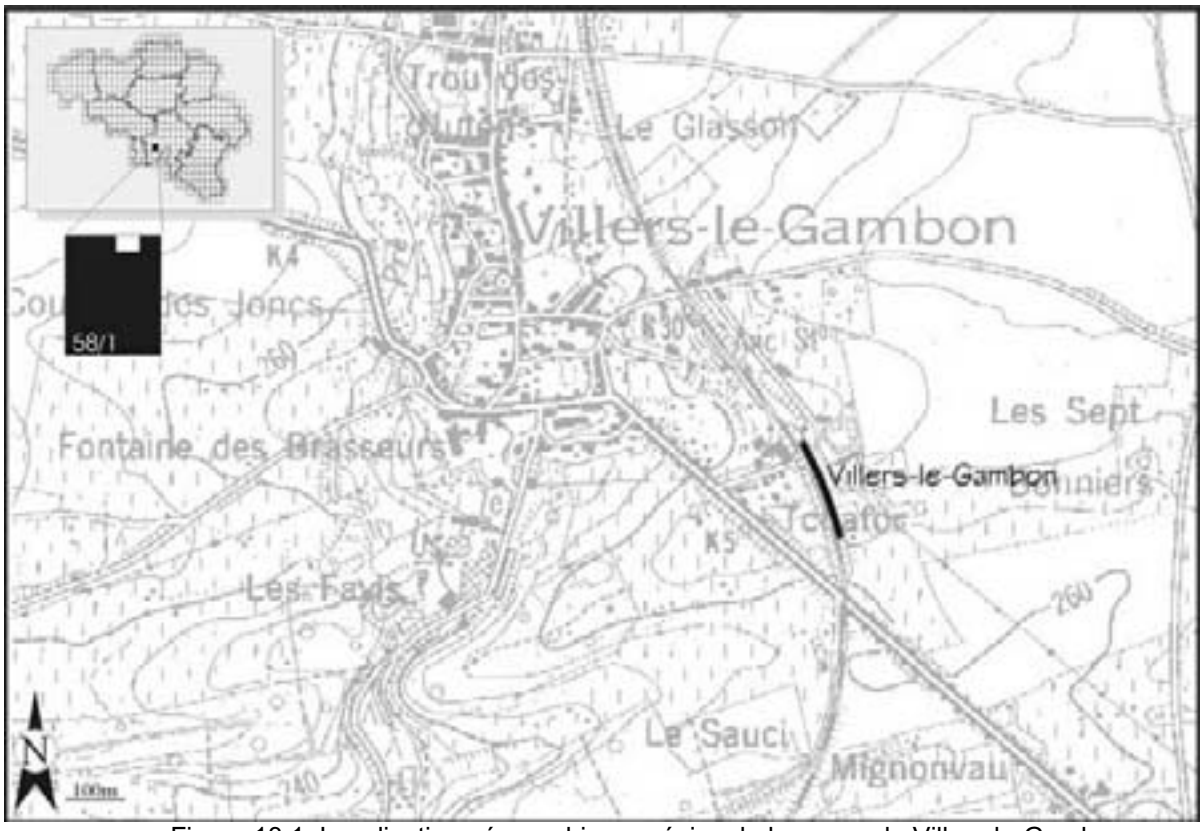


Figure 13.1: Localisation géographique précise de la coupe de Villers-le-Gambon

Figure 13.2: Localisation géologique précise de la coupe de Villers-le-Gambon

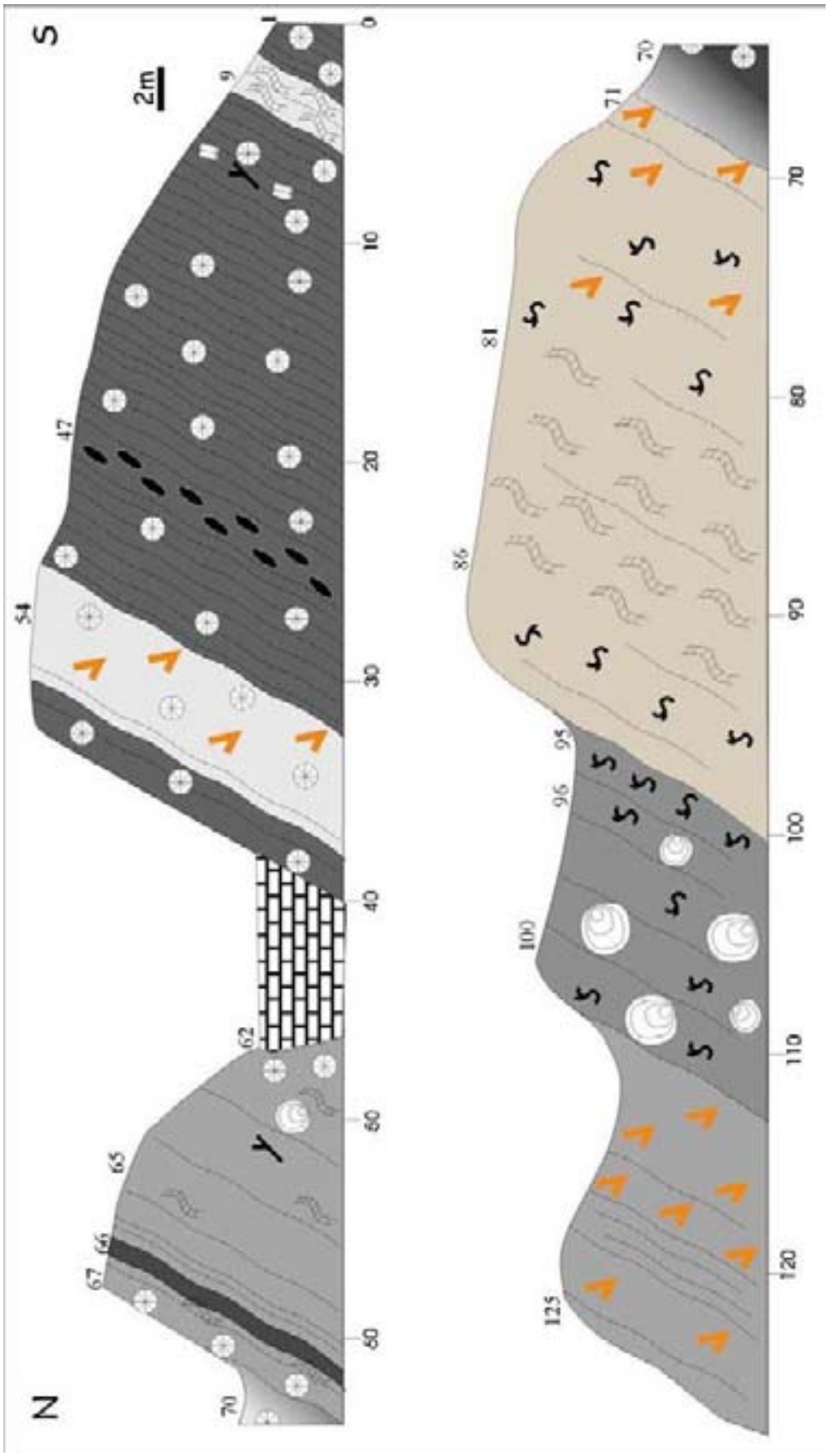


Figure13.3: Schéma de la coupe de Villers-le-Gambon

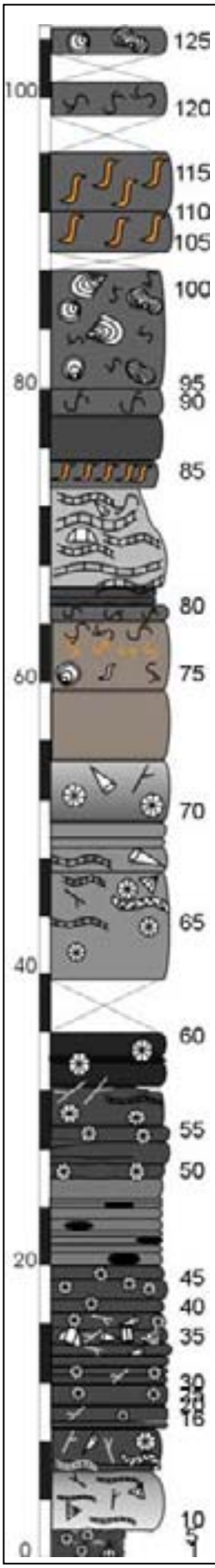


Figure 13.4 Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Villers-le-Gambon

Calcaire à stromatopores massifs ou branchus

Calcaire à *Amphipora*

Dolomite cariée

Biostrome très riche en stromatopores massifs et tabulés et stromatopores dendroïdes

Calcaire à stromatopores dendroïdes

Calcaire pauvre en faune

Calcaire dolomitique à cavités alignées

Biostrome à stromatopores lamellaires ou tabulaires

Bancs centimétriques à gastéropodes

Calcaire ou calcaire dolomitisé à stromatopores dendroïdes ou plus rarement massifs

Dolomite beige

Calcaire gris clair à crinoïdes

Biostromes à stromatopores et/ou tabulés lamellaires

Biostromes à stromatopores lamellaires et crinoïdes

Calcaire dolomitique à crinoïdes

Calcaire en bancs centimétriques à crinoïdes

Calcaire à chert

Bancs décimétriques à crinoïdes

Niveau très riche en tabulés et rugueux massifs et/ou branchus

Bancs décimétriques à crinoïdes

Biostrome à stromatopores lamellaires, tabulés branchus et brachiopodes

Bancs décimétriques à crinoïdes et tabulés massifs ou branchus

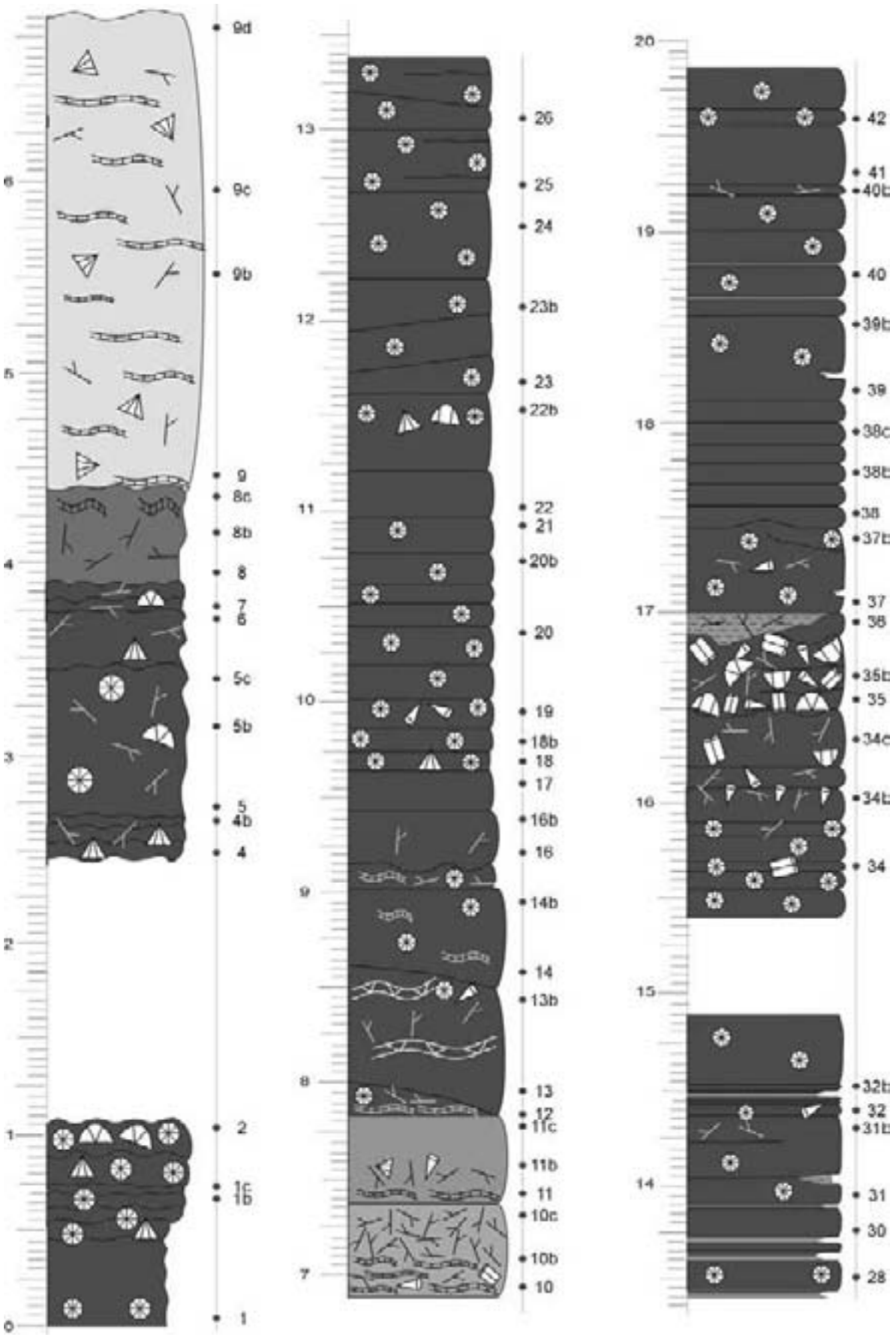
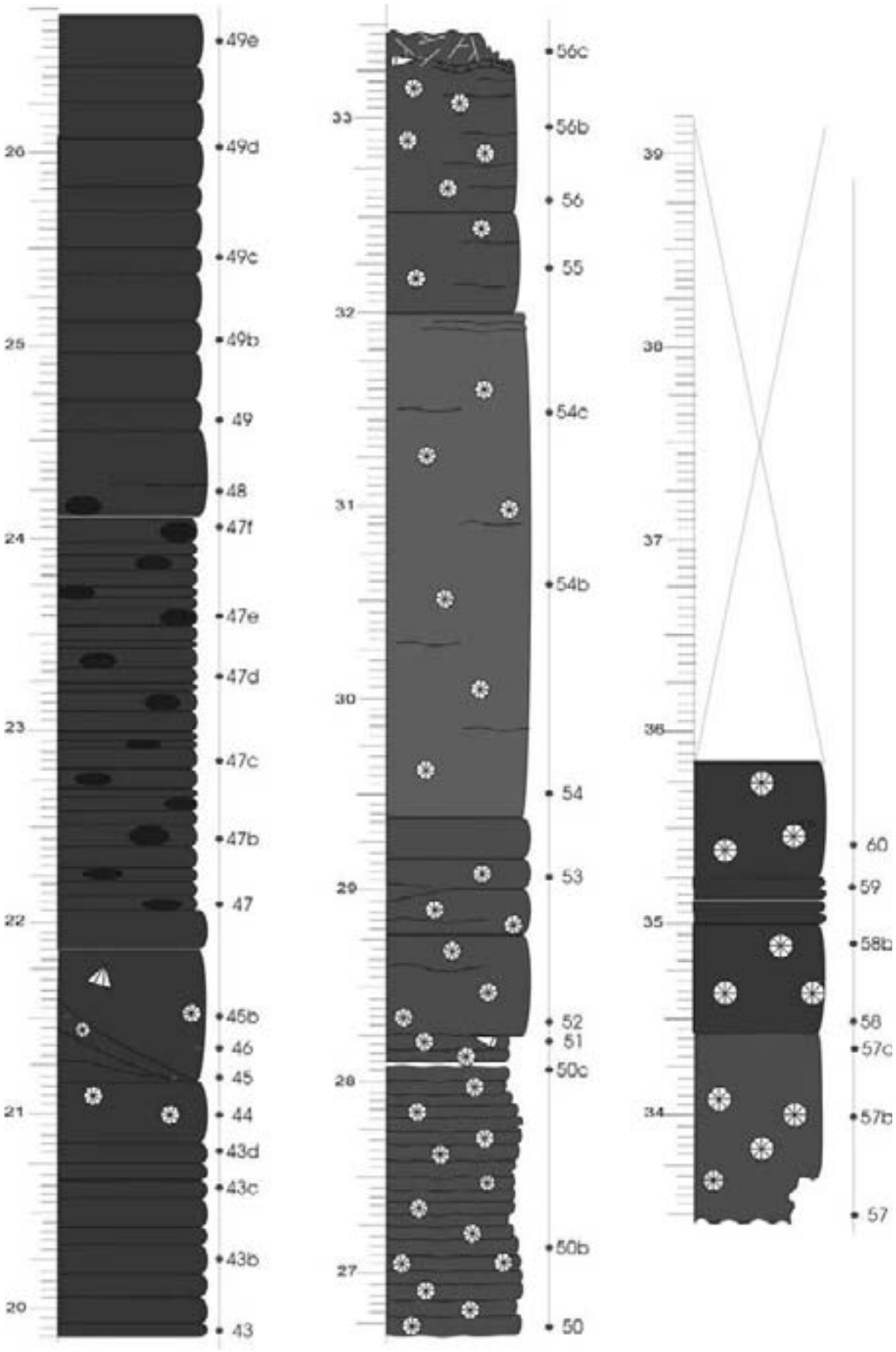
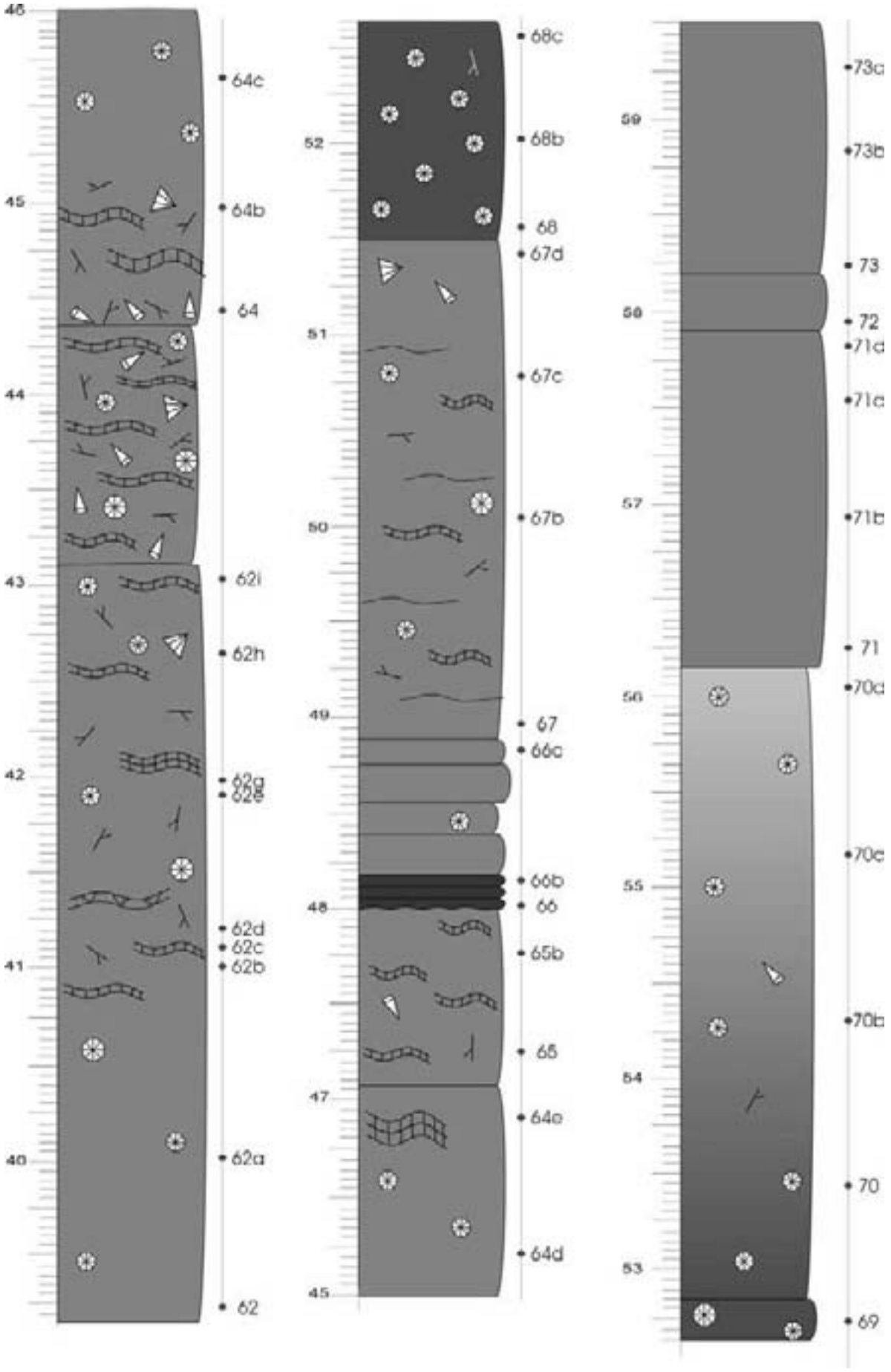
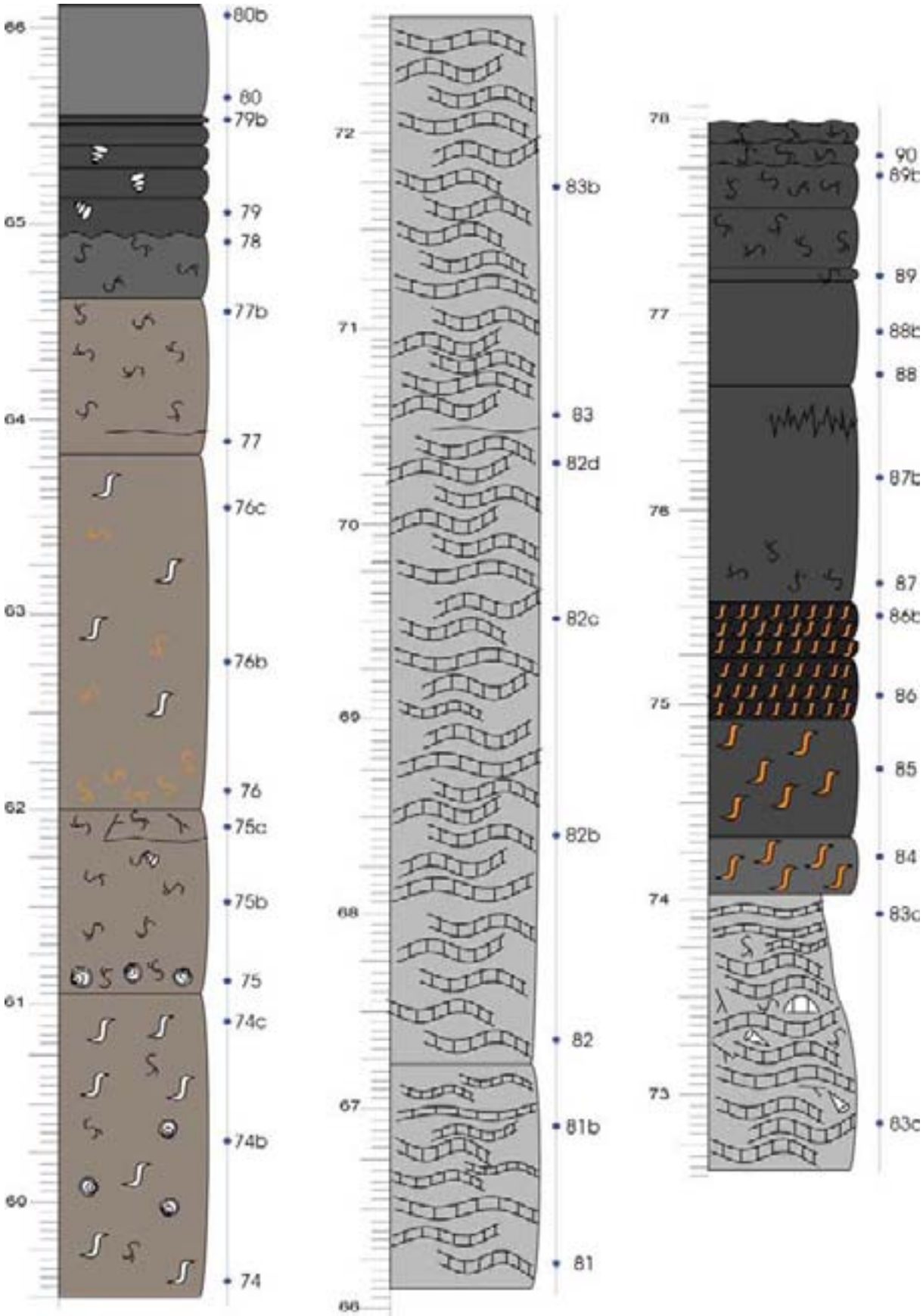
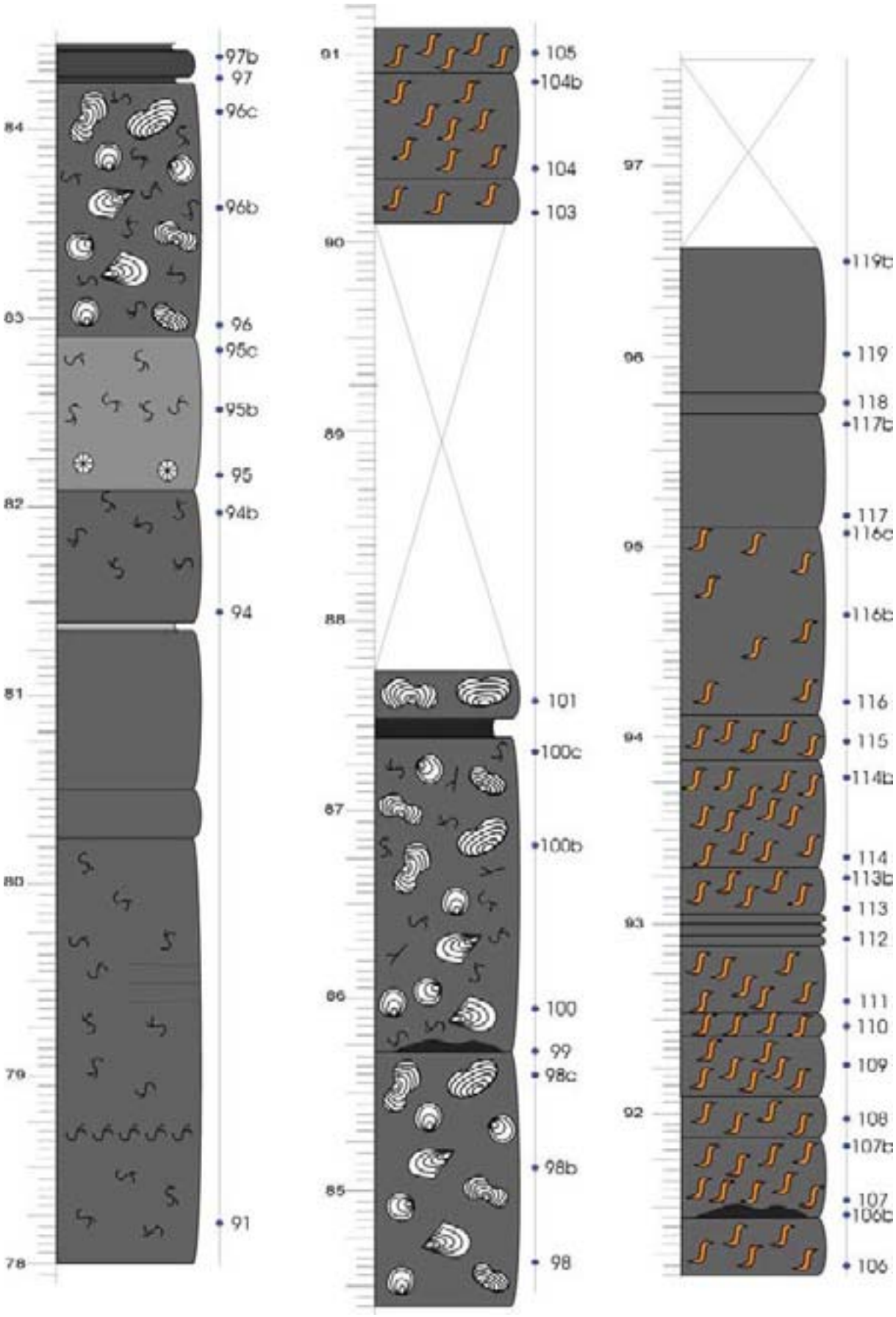


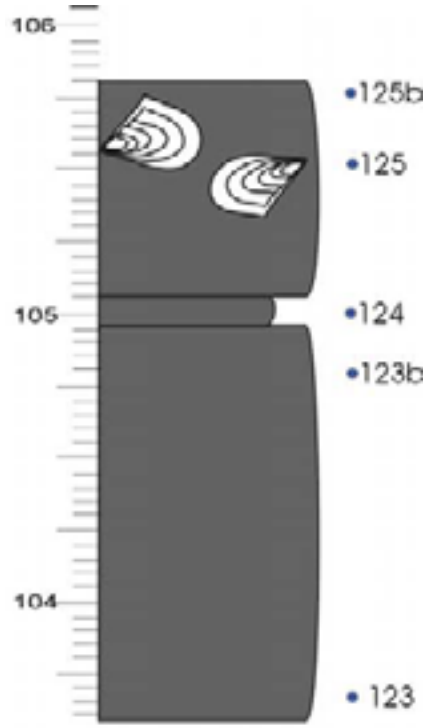
Figure 13.5: Colonne lithologique détaillée de la coupe de Villers-le-Gambon

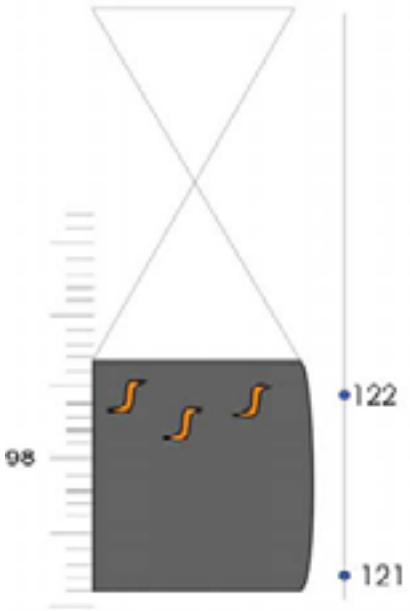

49e
49d
49c
49b
49
48
47f
47e
47d
47c
47b
47
45b
46
45
44
43d
43c
43b
43
56c
56b
56
55
54c
54b
54
53
52
51
50c
50b
50
60
59
58b
58
57c
57b
57
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39


46
45
44
43
42
41
40
64c
64b
64
62i
62h
62g
62e
62d
62c
62b
62a
62
52
51
50
49
48
47
45
68c
68b
68
67d
67c
67b
67
66c
66b
66
65b
65
64e
64d
59
58
57
56
55
54
53
73c
73b
73
72
71d
71c
71b
71
70d
70c
70b
70
69


66
65
64
63
62
61
60
80b
80
79b
79
78
77b
77
76c
76b
76
75c
75b
75
74c
74b
74
72
71
70
69
68
67
66
83b
83
82d
82c
82b
82
81b
81
78
77
76
75
74
73
90
89b
89
88b
88
87b
87
86b
86
85
84
83c
83c


97b
97
96c
96b
96
95c
95b
95
94b
94
91
105
104b
104
103
101
100c
100b
100
99
98c
98b
98
119b
119
118
117b
117
116c
116b
116
115
114b
114
113b
113
112
111
110
109
108
107b
107
106b
106


106
105
104
125b
125
124
123b
123


98
122
121

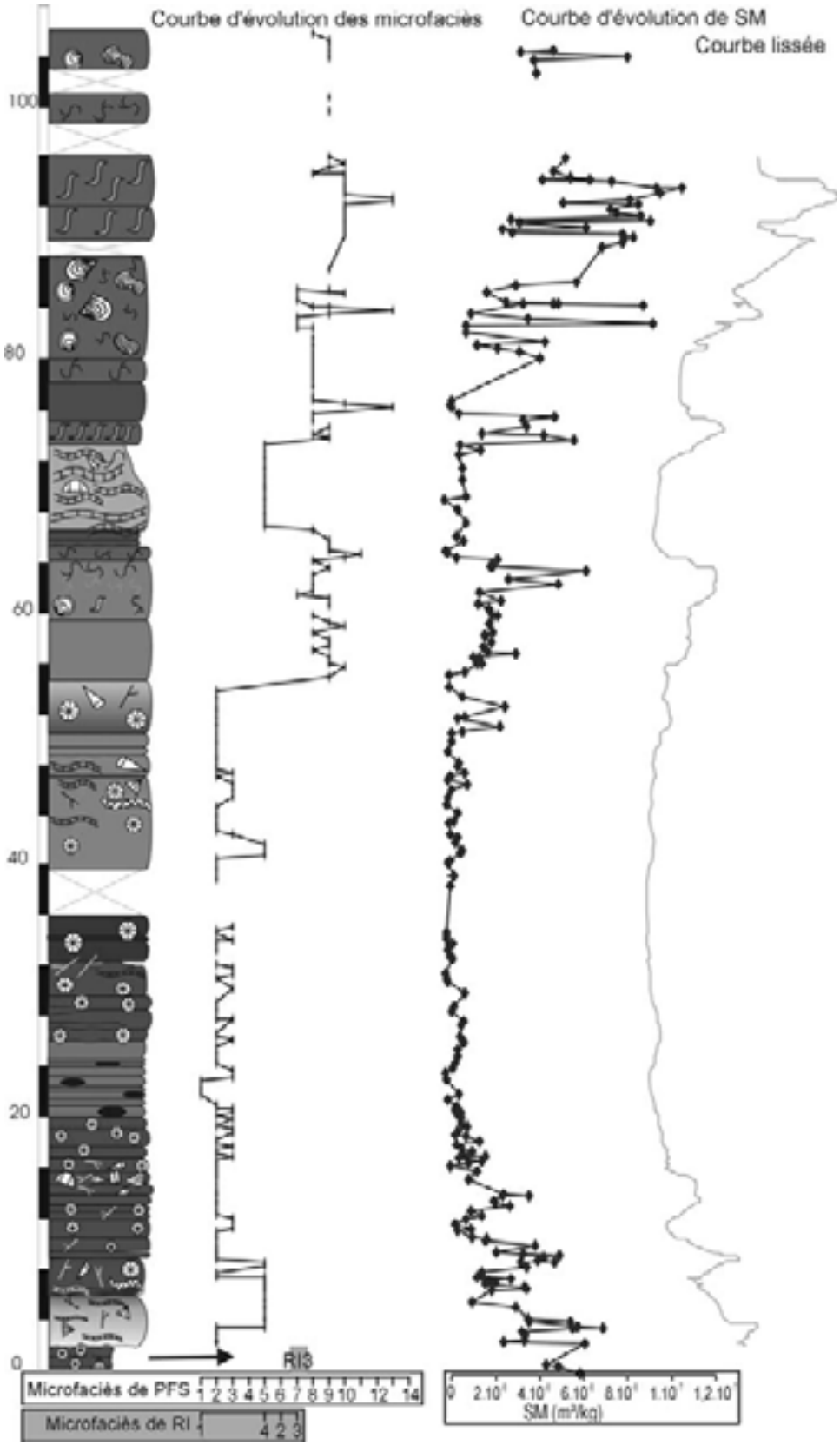


Figure 13.6 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Villers et données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Villers-le-Gambon est essentiellement PFS mais il y a un niveau de RI marqués par une flèche noire et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

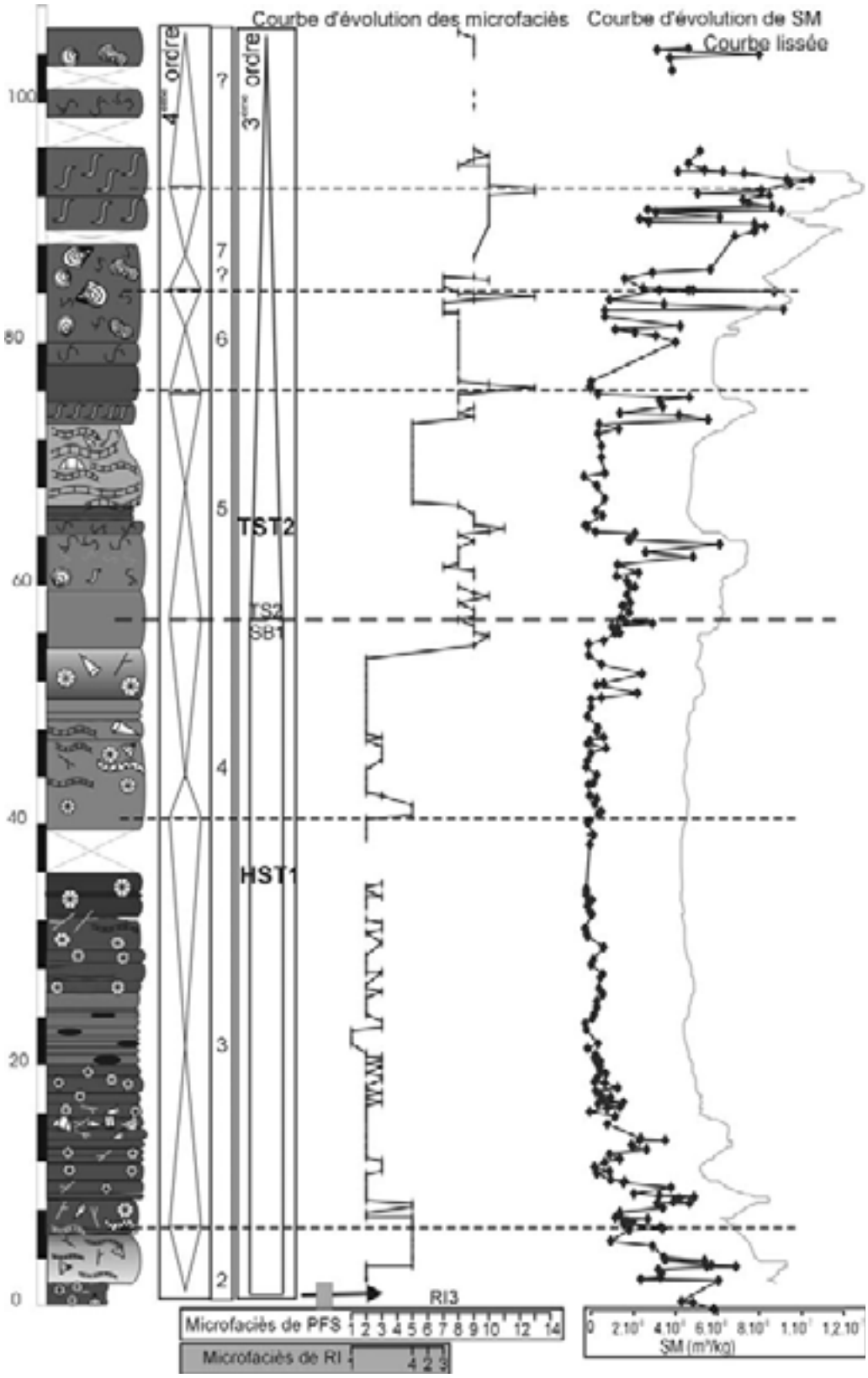


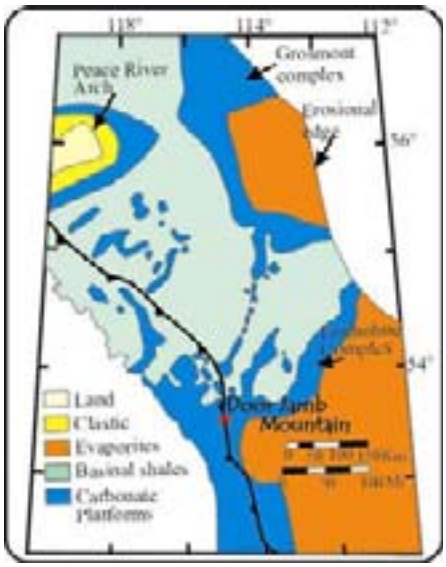
Figure 13.7 : Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Villers, données de microfaciès et de susceptibilité magnétique brutes et lissées non interprétées et interprétation séquentielle de 5ème, 4ème et 3ème ordre. Le modèle de faciès utilisé pour la coupe de Villers est essentiellement PFS mais il y a un niveau de RI marqué par la flèche noire et la répartition des faciès de rampe inférieure n'est pas représentée par des points reliés par des droites comme les faciès de plate-forme sud mais par des carrés gris.

Judy Creek
10-24-63-12W5 (Judy 1)
04-32-63-11W5 (Judy 2)

- **Bibliographie**
  Wendte, 1992 ;Potma &al., 2001

- **Localisation géographique**
  Les sondages 10-24-63-12W5 et 04-32-63-11W5 ont été effectués à environ 150km au nord-ouest d'Edmonton, à proximité de la ville de Swan Hills.

- **Localisation géologique**
  Les sondages recoupent l'atoll de Judy Creek. Judy Creek est un des nombreux complexes récifaux ou atolls appartenant à la plate-forme de Swan Hills qui surmonte la Formation de Fort Vermillon (alternance anhydrite-calcaire) et sont envasés par des calcaires de bassins de grande profondeur d'eau de la Formation de Waterways (Wendte, 1992). L'atoll de Judy Creek se situe à la bordure est de la plate forme de Swan Hills. L'atoll de Judy Creek est recoupé à peu près à une profondeur actuelle de 2600m.



- **Le sondage**

⇒ Stampe recoupée :
  - 10-24-63-12W5 (J1) : profondeur de 9140ft à 8720ft, longueur totale étudiée : 410ft (125m), soit 30ft (9m) de la Formation de Fort Vermillon, suivis de 380ft (116m) de la Formation de Swan Hills
  - 04-32-63-11W5 (J2) : profondeur de 9300 à 8940ft, longueur totale étudiée : 360ft (110m), soit 20ft (6m) de la Formation de Fort Vermillon, suivis de 340ft (104m) de la Formation de Swan Hills

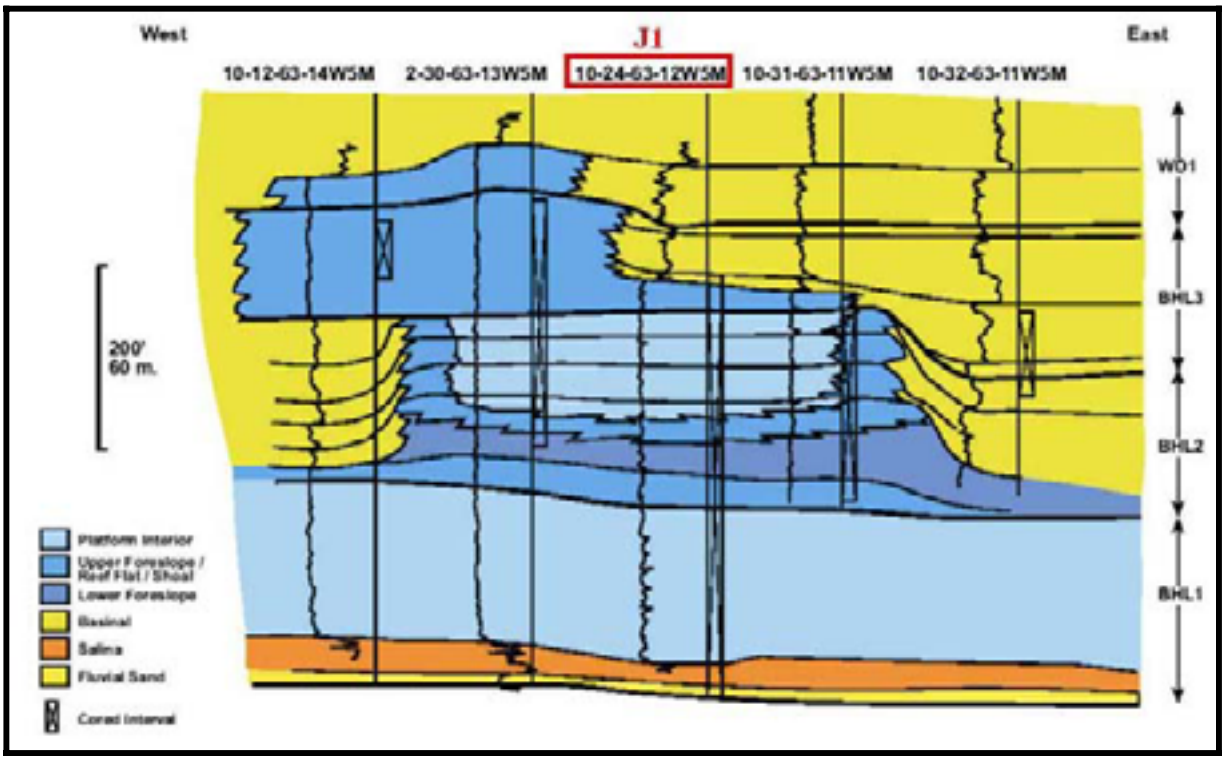


Figure14.1: Coupe dans l'atoll de Judy Creek (d'après Potma & al., 2001)

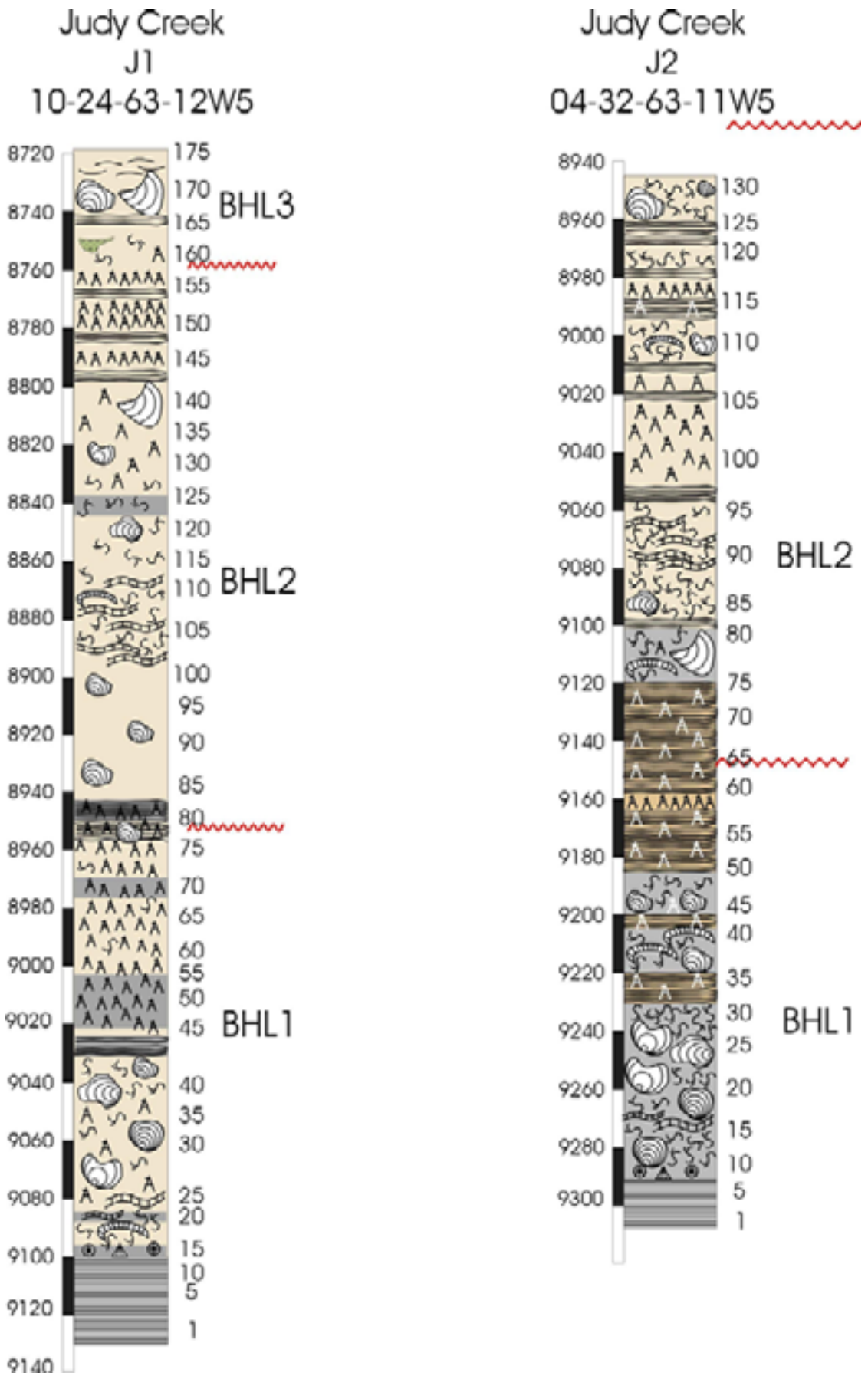


Figure 14.2: Colonne lithologique des sondages recoupant l'atoll de Judy Creek. Les hauteurs sont en pieds.

Golden Spike
11-23-51-27W4 (Golden1)
15-23-51-27W4 (Golden2)

- **Bibliographie**

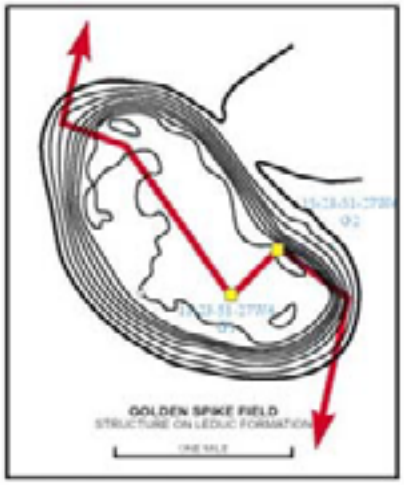
Stoakes, 1992 ;Potma &al., 2001

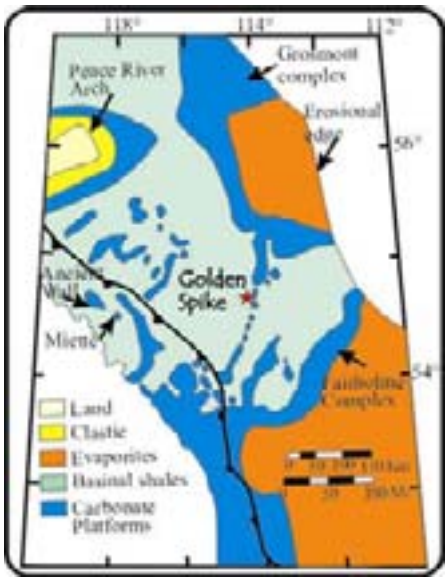
- **Localisation géographique**

Les sondages 11-23-51-27W4 et 15-23-51-27W4 ont été effectués à environ 30km au sud d'Edmonton, à proximité de la ville de Leduc.

- **Localisation géologique**

Les sondages recoupent l'atoll de Golden Spike. Celui-ci se situe à la bordure ouest de la «Rimbey-Meadowbrook trend »(cf. Cadre géologique du Canada, chapitre 2.3.). La figure ci-dessous reprend la localisation des deux sondages en jaune.





- **Le sondage**

⇒ Stampe recoupée :

- 11-23-51-27W4 (G1) : profondeur : de 5360ft à 6720ft, longueur totale étudiée : 1360ft (415m), soit 280ft (85m) de la Moberly Formation, 50ft (15m) de Milderd Formation et 1030ft (314m) de Leduc Formation.
- 15-23-51-27W4 (G2) : profondeur : de 5340ft à 6000ft, longueur totale: 660ft, 201m) de Leduc Formation.

La Figure 15.1 reprend la position des deux sondages au sein de l'atoll de Golden Spike (Potma &al., 2001).

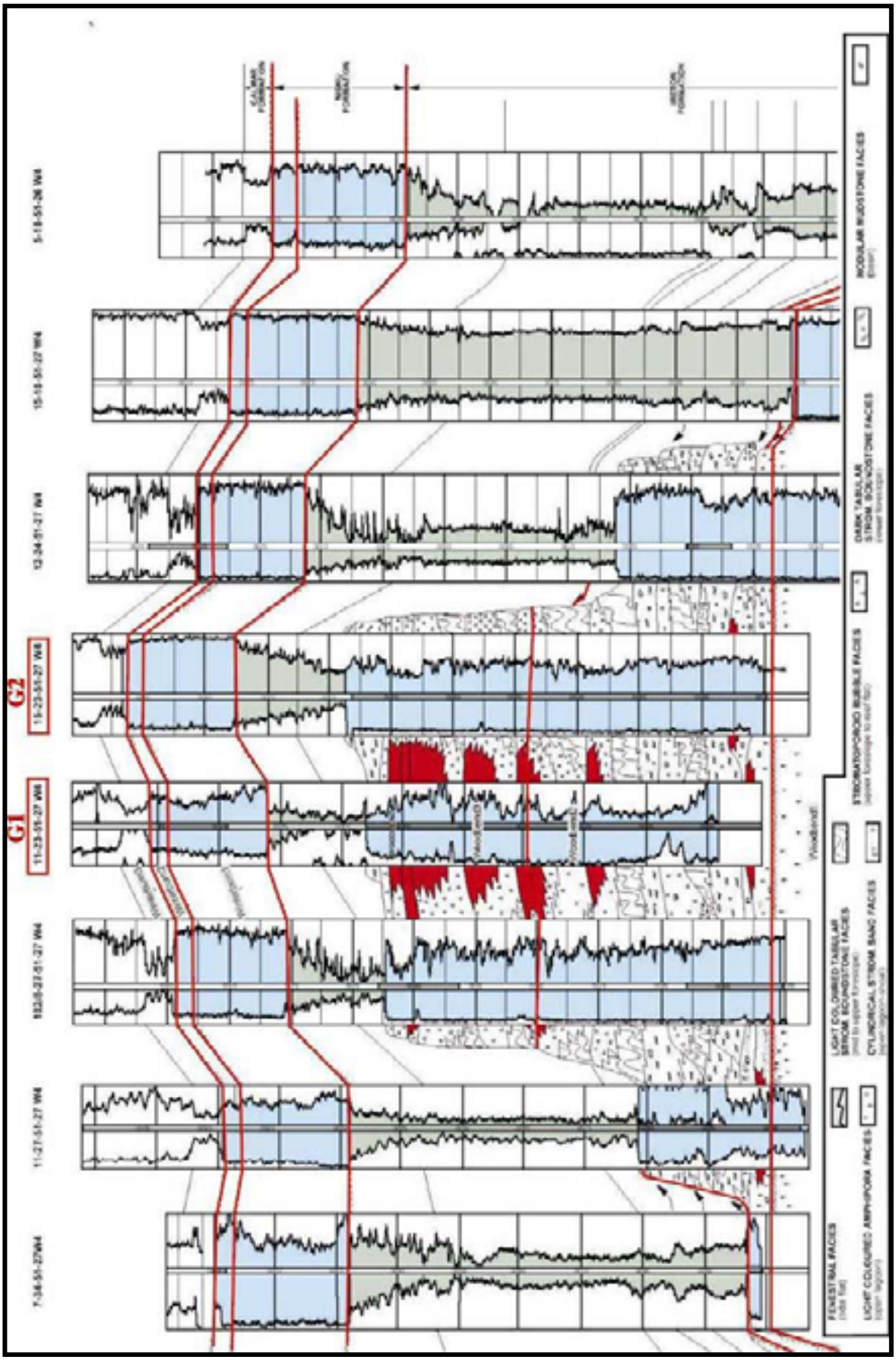


Figure 15.1: Sequence stratigraphic cross-section of the Golden Spike reef (Leduc Formation), d'après Potma & al., 2001

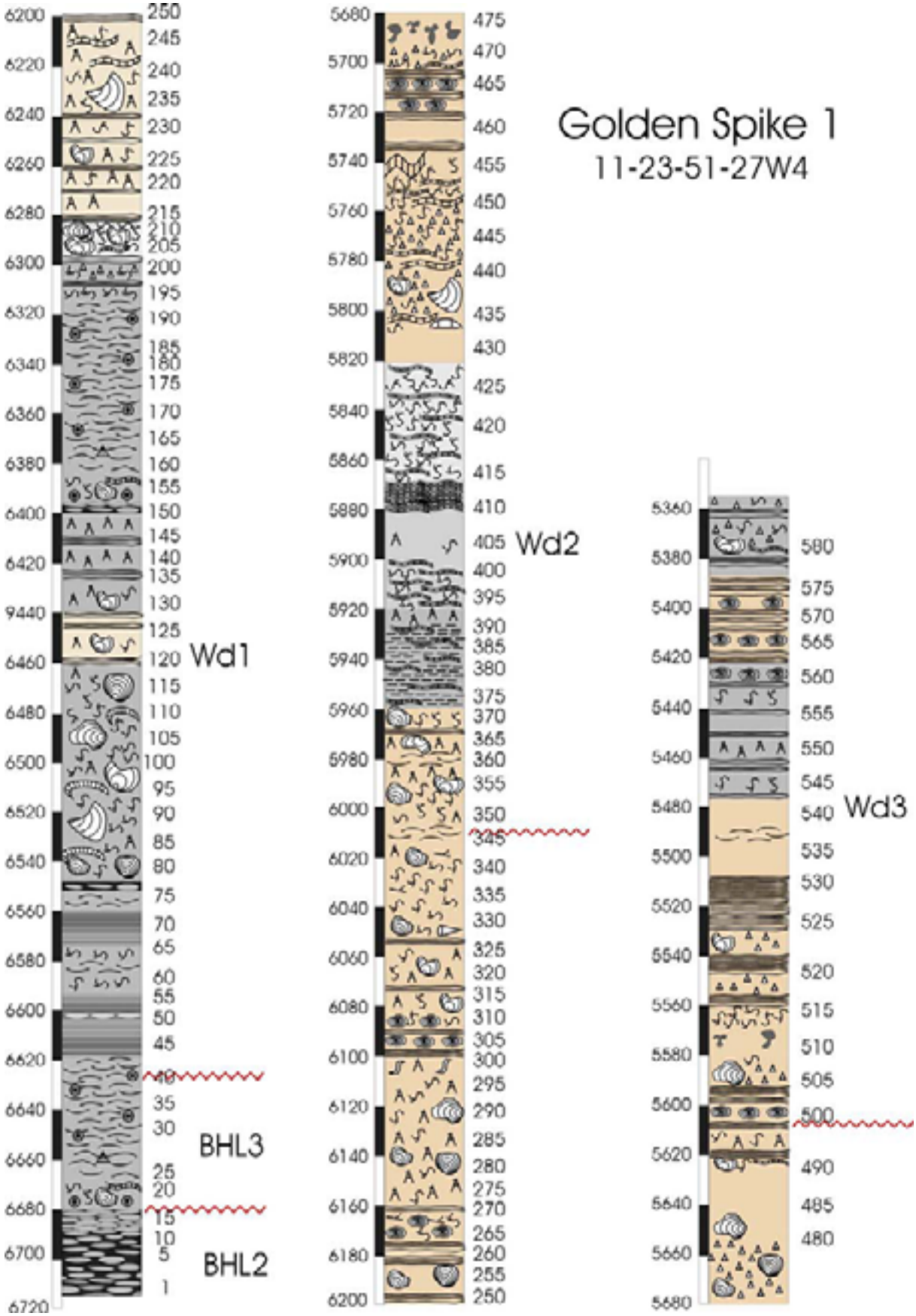


Figure 15.2: Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll Golden 1. Les hauteurs sont en pieds

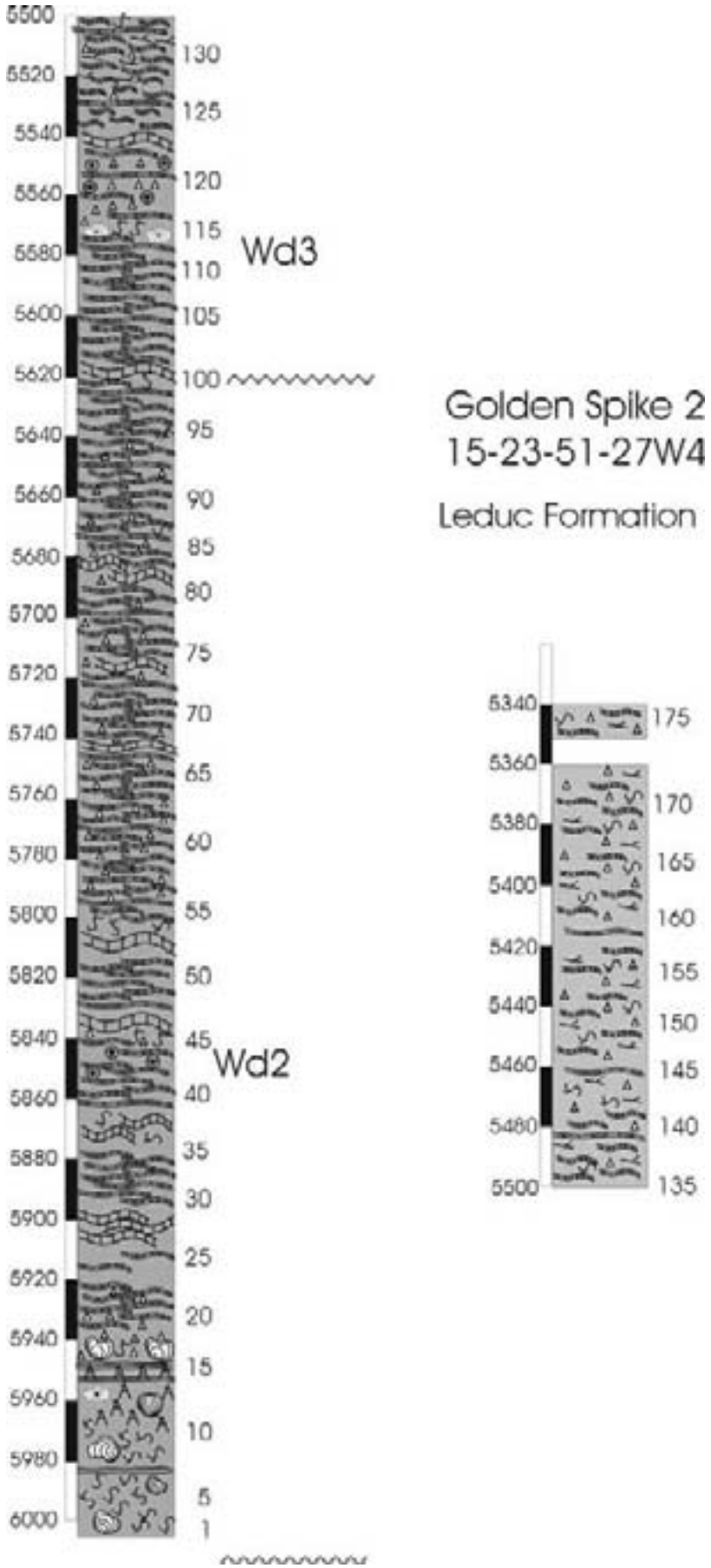


Figure 15.3 : Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll Golden 2. Les hauteurs sont en pieds.

Redwater Reef
05-36-56-21W4 (Redwater1)
01-22-57-22W4 (Redwater2)

- **Bibliographie**

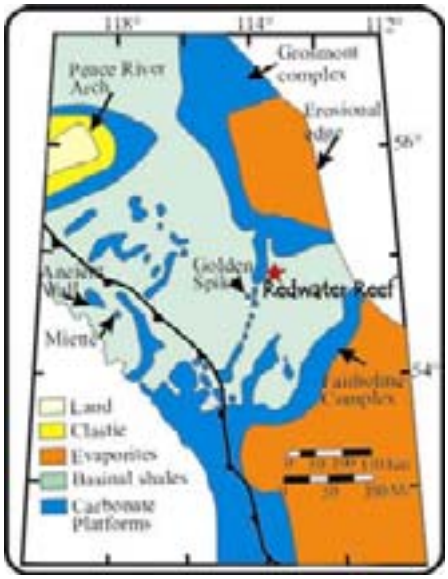
Stoakes, 1992; Wendte, 1994 ; Chow &al., 1995 ;Van Buchem &al., 2000;Potma &al., 2001

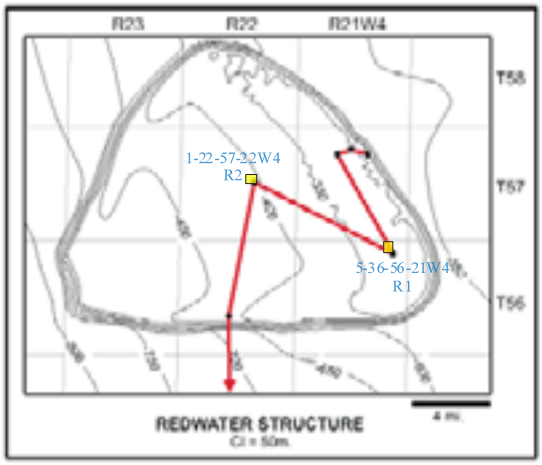
- **Localisation géographique**

Les sondages 05-36-56-21W4 et 01-22-57-22W4 ont été effectués à environ 30km au nord d'Edmonton.

- **Localisation géologique**

Les sondages recoupent l'atoll de Redwater Reef. Celui-ci se trouve juste à l'est de la Rimbey-Meadowbrook trend » (cf. Cadre géologique du Canada, chapitre 2.3.), dans le bassin argileux est et mesure approximativement 33x28km (Van Buchem & al., 2000). La figure ci-dessous représente l'atoll de Redwater, les deux sondages étant indiqués en jaune.





- **Le sondage**

⇒ Stampe recoupée :

- 05-36-56-21W4 (R1) : profondeur : de 4200ft à 3180ft, longueur totale étudiée : 1020ft (311m), soit 30ft (9m) de la Formation de Beaver Hill Formation et 990ft (302m) de Leduc Formation
- 01-22-57-22W4 (R2) : profondeur : de 5260ft à 3500ft, longueur totale: 1760ft, (536m), soit 20ft (6m) de Watt Mountain Formation, suivis d'une lacune de 480ft (146m) puis de 40ft (12m) de Moberly Formation et une nouvelle lacune de 80ft (24m). Ensuite le sondage devient continu, avec 220ft (67m) de la Leduc Formation, jusqu'à une nouvelle interruption du sondage.

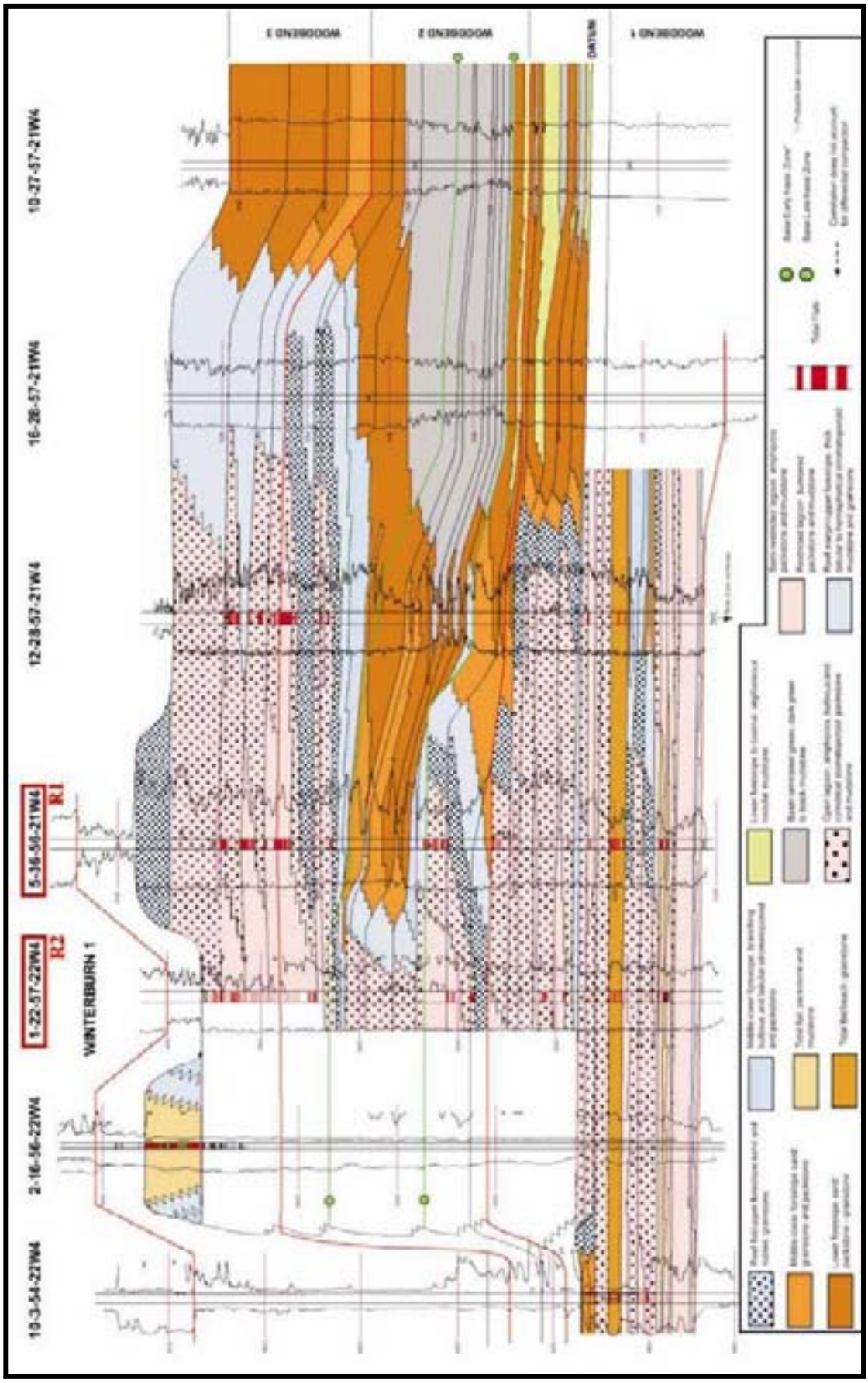


Figure 16.1: Sequence stratigraphic cross-section of the Redwater reef (Leduc Formation), d'après Potma & al., 2001

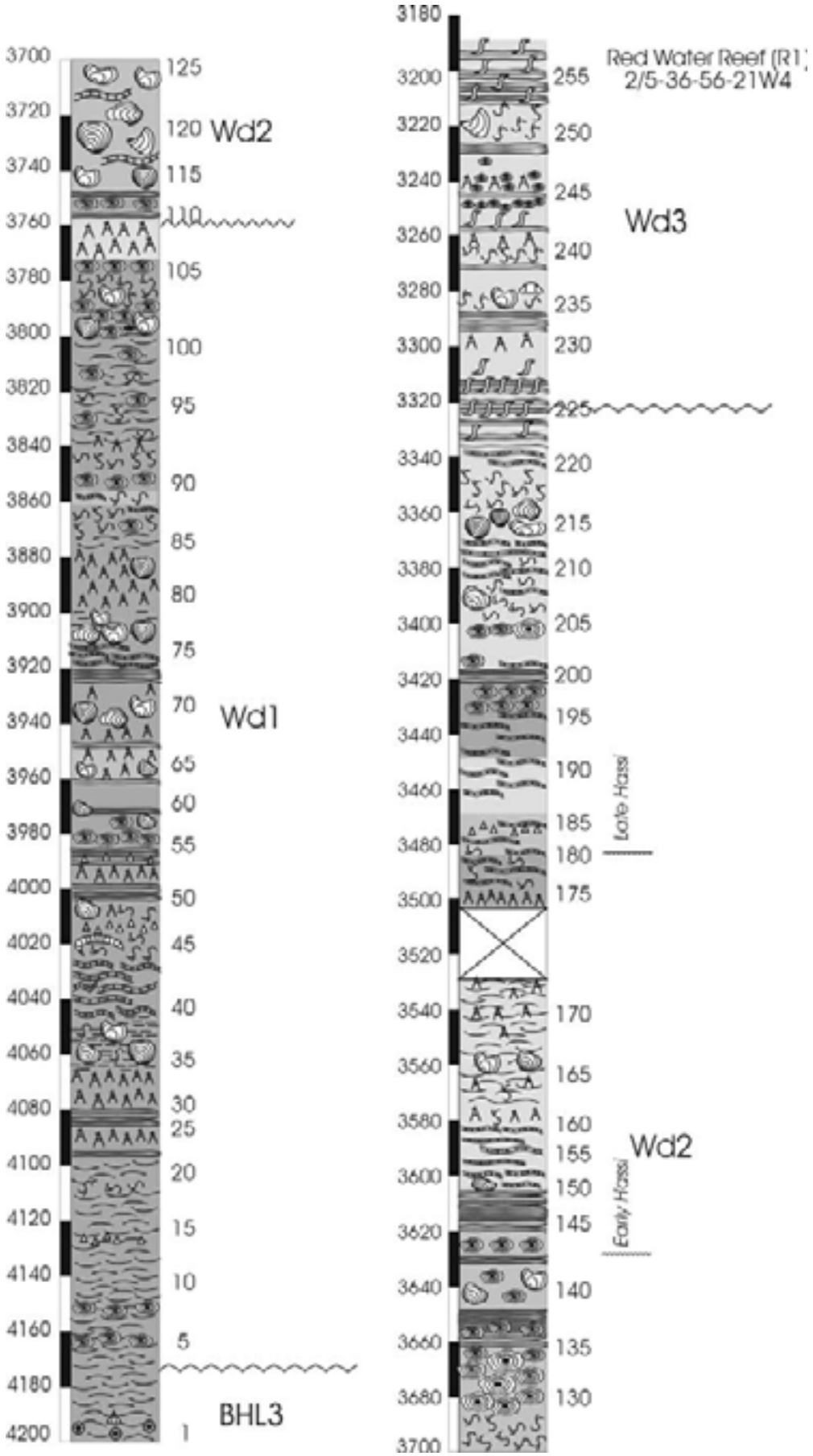


Figure 16.2 : Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll de Redwater 1. Les hauteurs sont en pieds

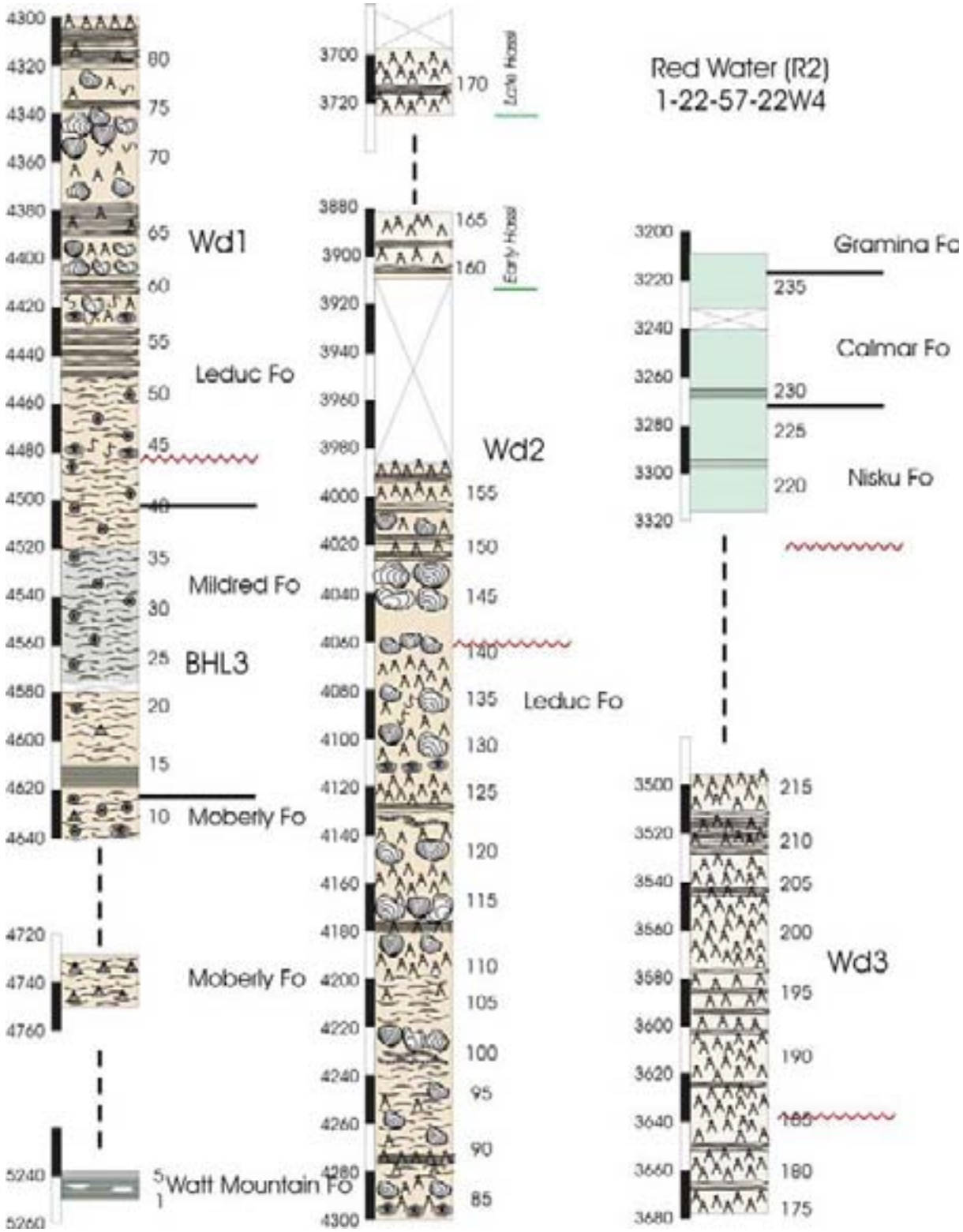


Figure 16.3 : Colonne lithologique du sondage recoupant l'atoll de Redwater 1. Les hauteurs sont en pieds

La coupe de Door Jamb Mountain

- **Bibliographie**

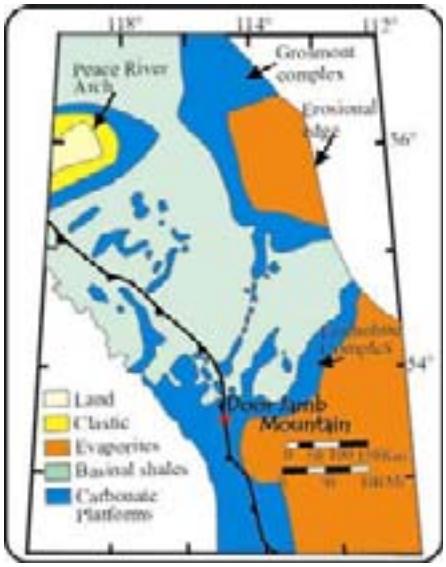
Belyea & McLaren, 1956

- **Localisation géographique**

La coupe de Door Jamb Mountain ou Yamnuska se situe à une centaine de kilomètres à l'ouest de Calgary, le long de la route de Exshaw-Canmore. Il s'agit de la Door Jamb Mountain (2097m d'altitude), qui se situe environ 2km à l'est du village de Exshaw, juste avant les installations de la carrière Lafarge (Fig.17.1.)

- **Localisation géologique**

La coupe de Door Jamb Mountain se trouve dans le complexe de Fairholme. Elle se situe à une position particulière, juste à la limite est Montagnes des Rocheuses (cf l'affleurement). (Fig.17.2. et 17.3.)



- **L'affleurement** (Fig.17.3.)

⇒ Orientation des couches : N50°/20°S

⇒ Structurale : la coupe recoupant le Frasnien ne semble pas affectée par des failles, mais elle est parcourue de nombreuses lacunes.

Sur la figure 17.3., la coupe structurale montre la structure particulière de la zone. En effet, l'affleurement se situe à proximité de la dernière faille des Montagnes Rocheuses, la faille de McConnel qui marque la limite structurale est des Rocheuses. Cette dernière faille est surmontée de roches cambriennes qui sont elles mêmes surmontées du Frasnien en discordance.

⇒ Stampe recoupée : Les lacunes étant nombreuses, entre autres, à la base de la coupe, au contact du Cambrien, et au sommet, au contact du Famennien, ce qui rend l'estimation de l'épaisseur difficile. Cependant, d'après Beleya, H. & Mc Laren (1956), l'épaisseur de la Formation de Cairn est de plus ou moins 170m et l'épaisseur de la Formation de Southesk d'environ 193m.

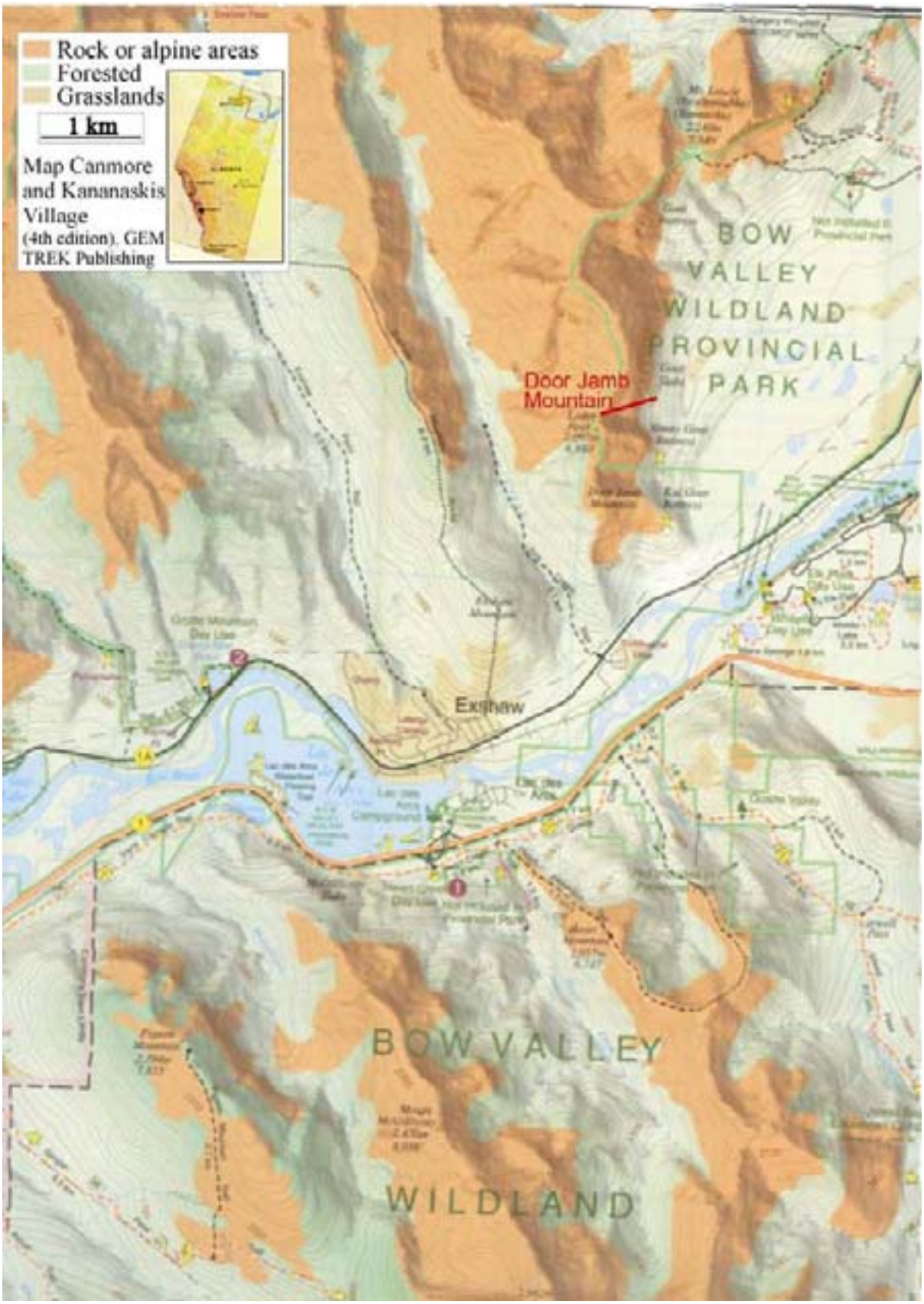


Figure 17.1: Localisation géographique précise de la coupe de Door Jamb Mountain. Celle-ci est indiquée par le trait rouge.

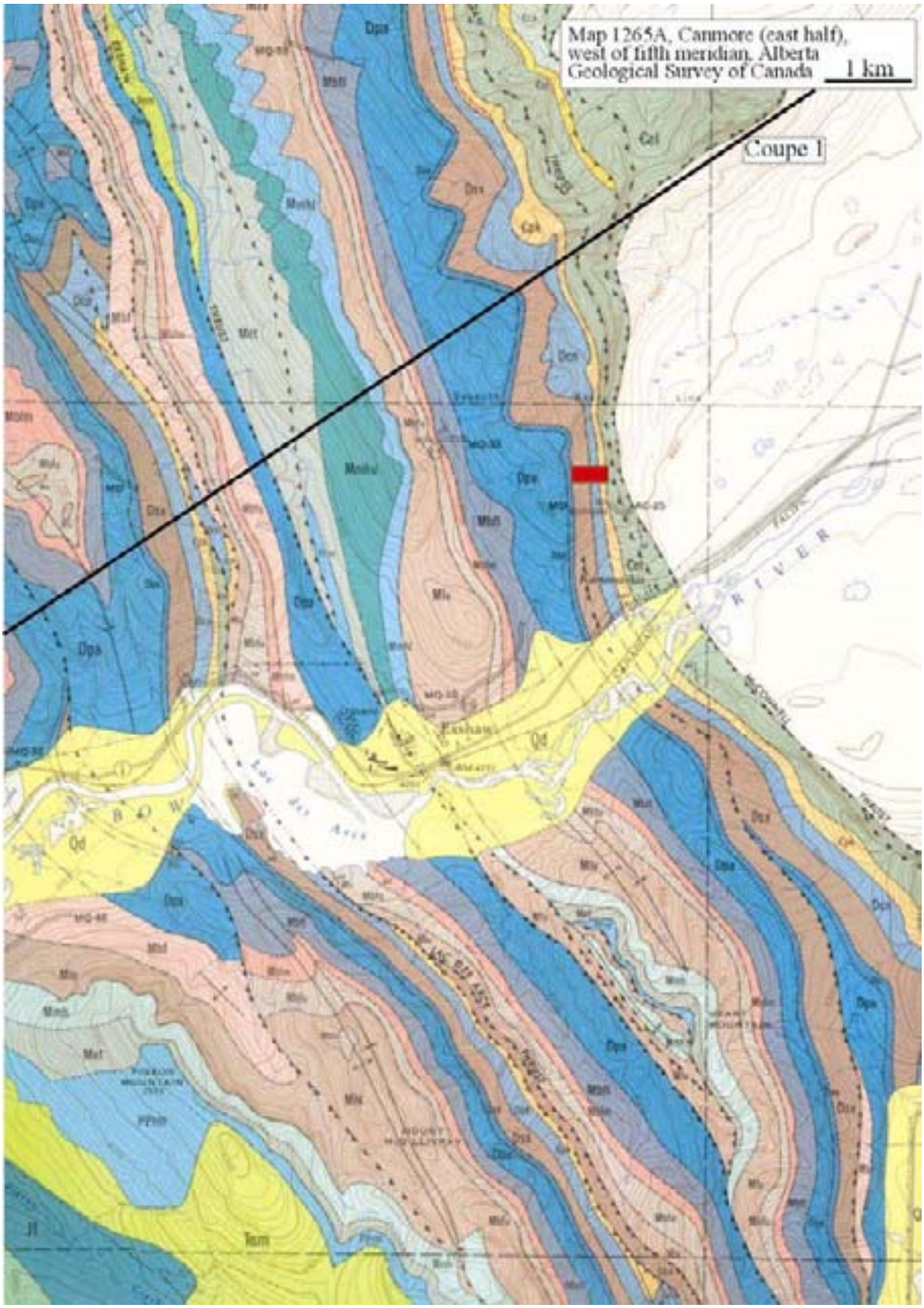


Figure 17.2: Carte géologique précise de la région de Canmore (coupe de Door Jamb Mountain)

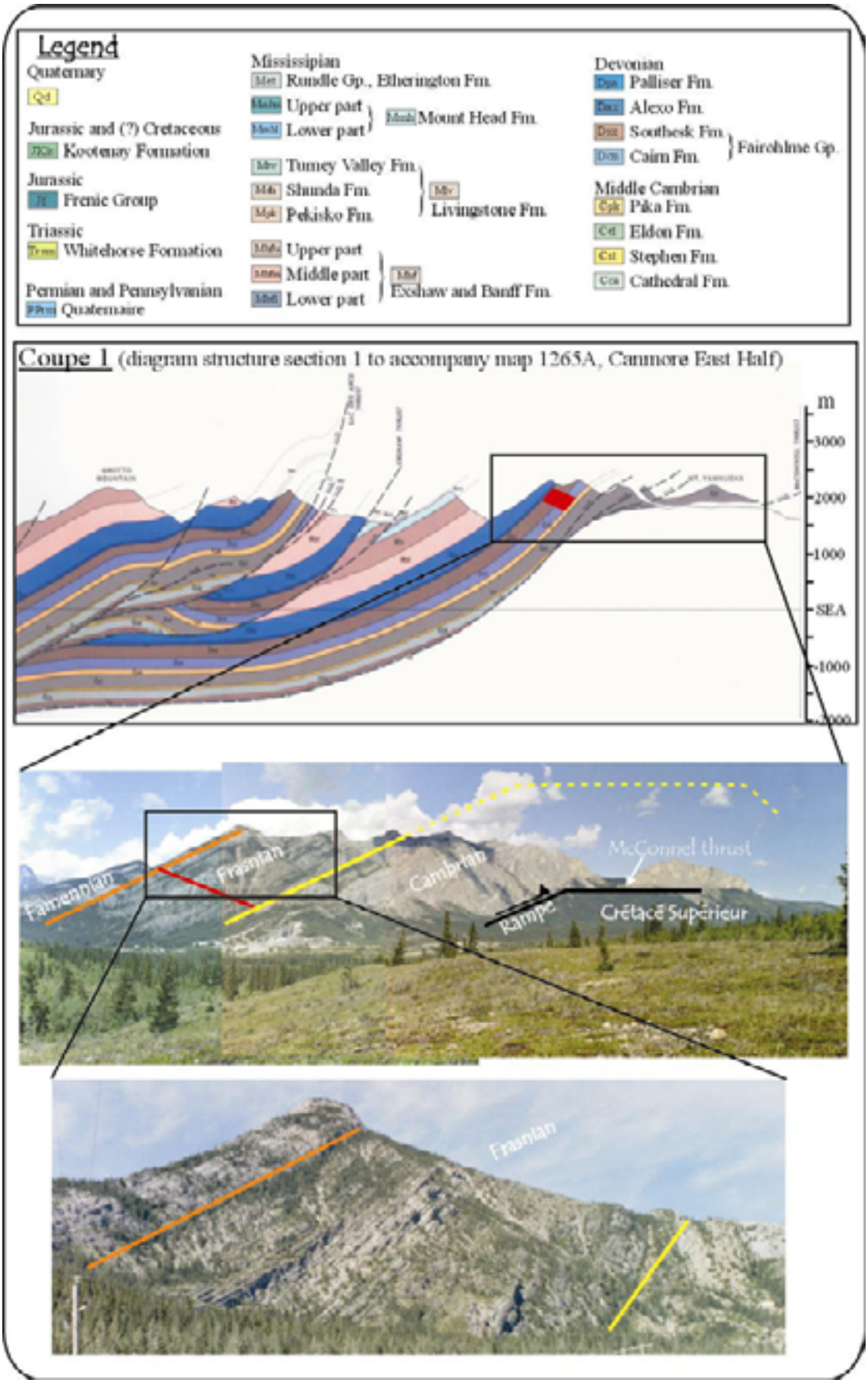


Figure 17.3 : Structurale et cadre géologique de la coupe de Door Jamb Mountain

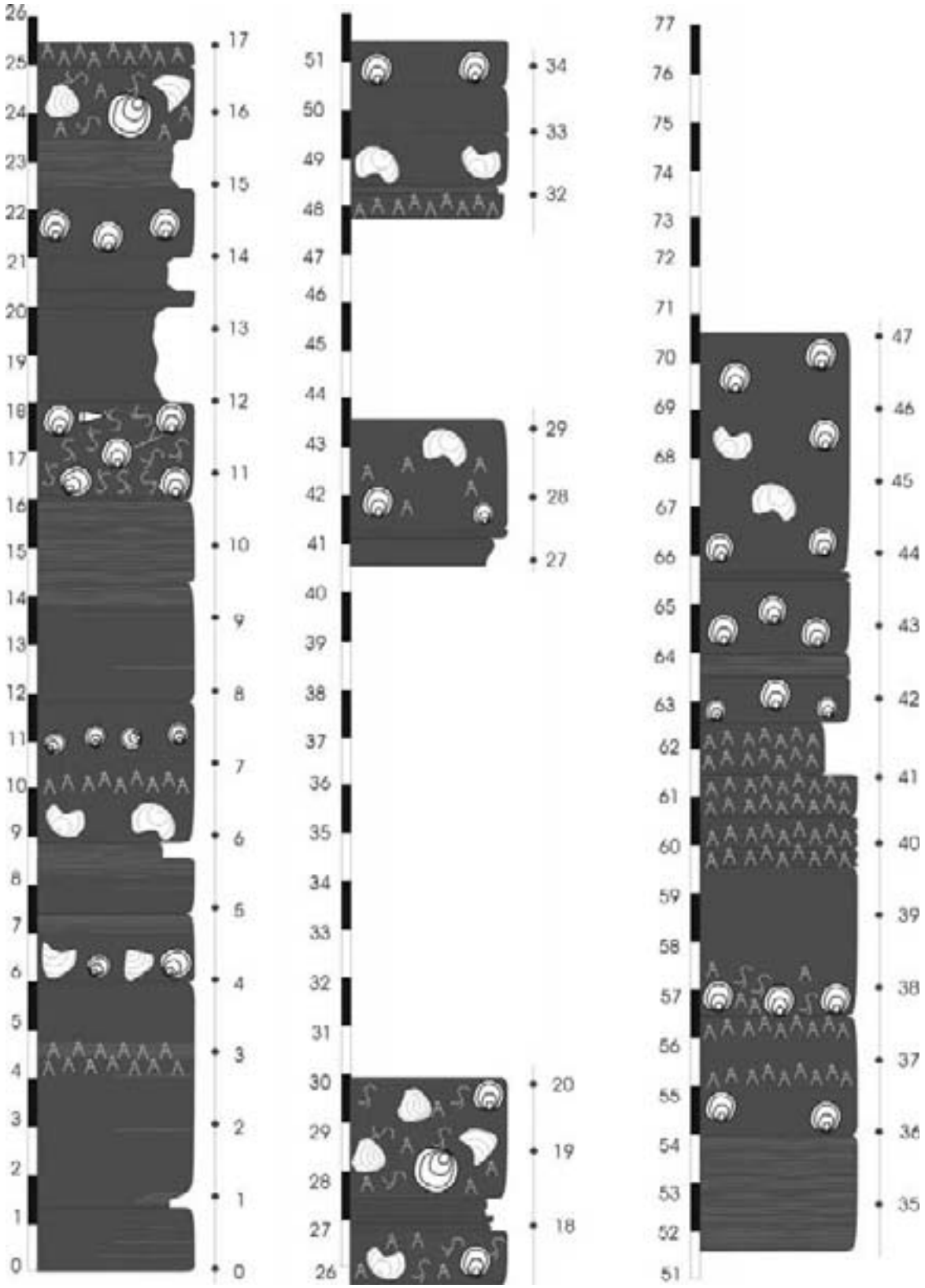
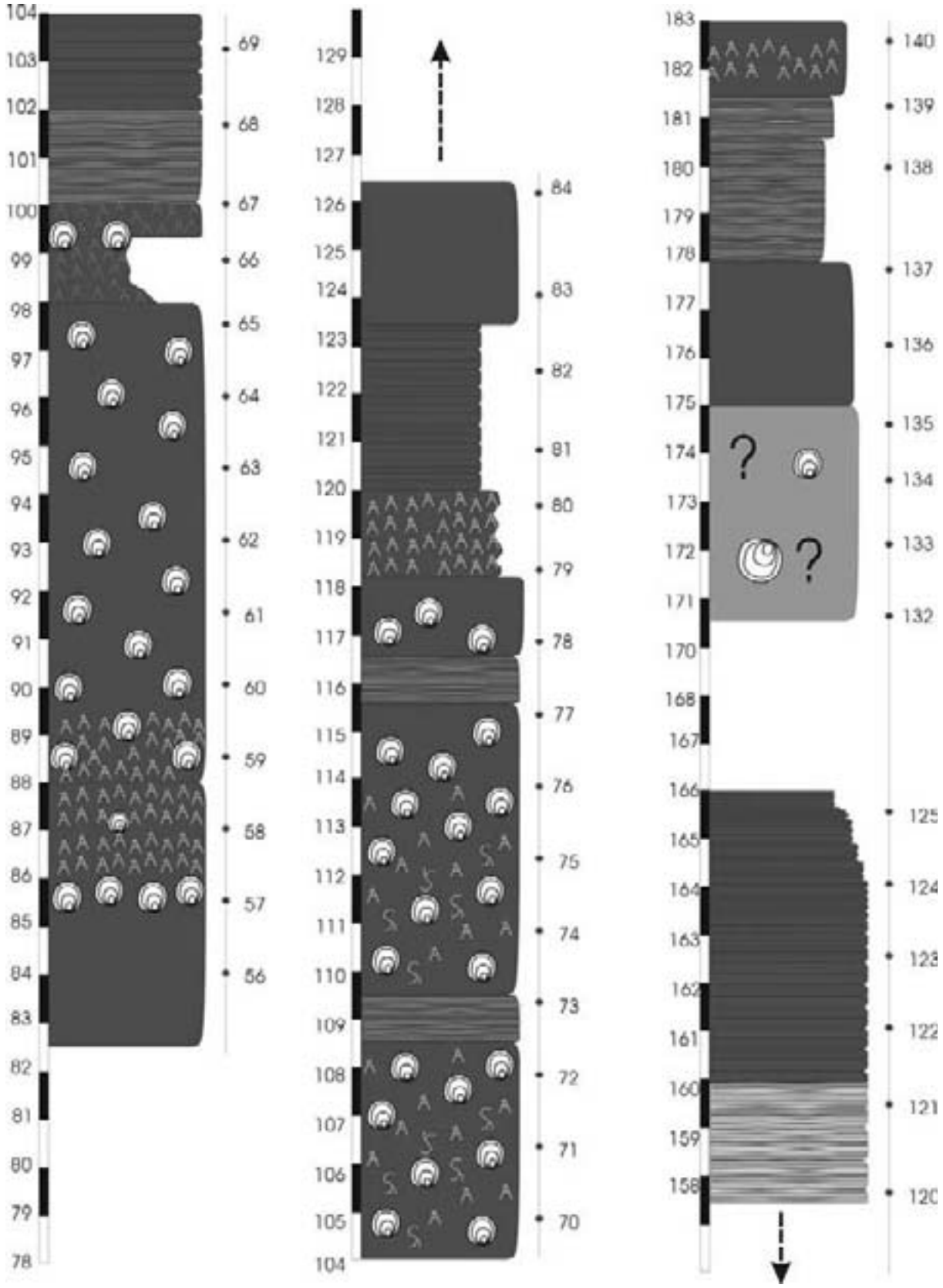
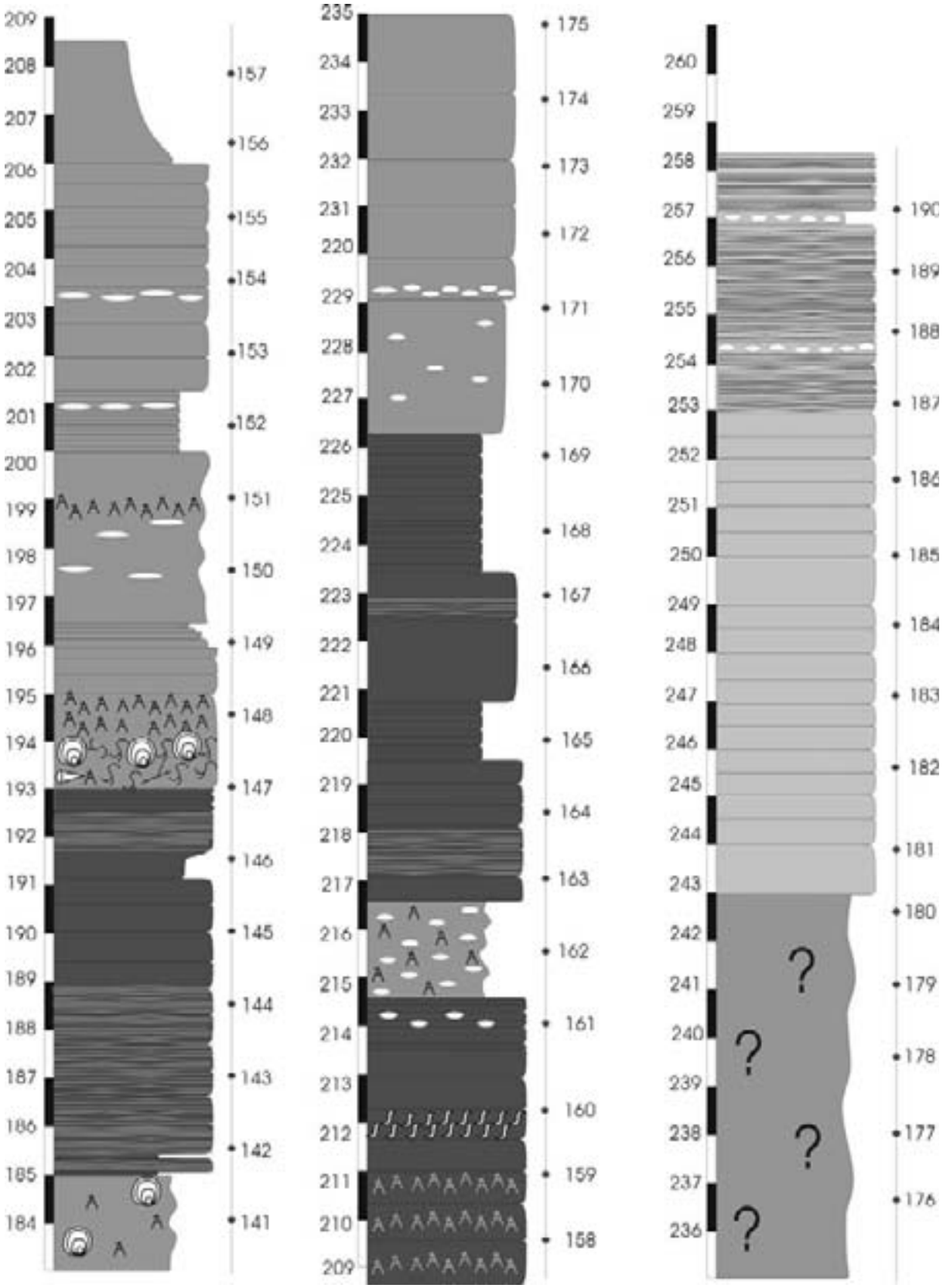
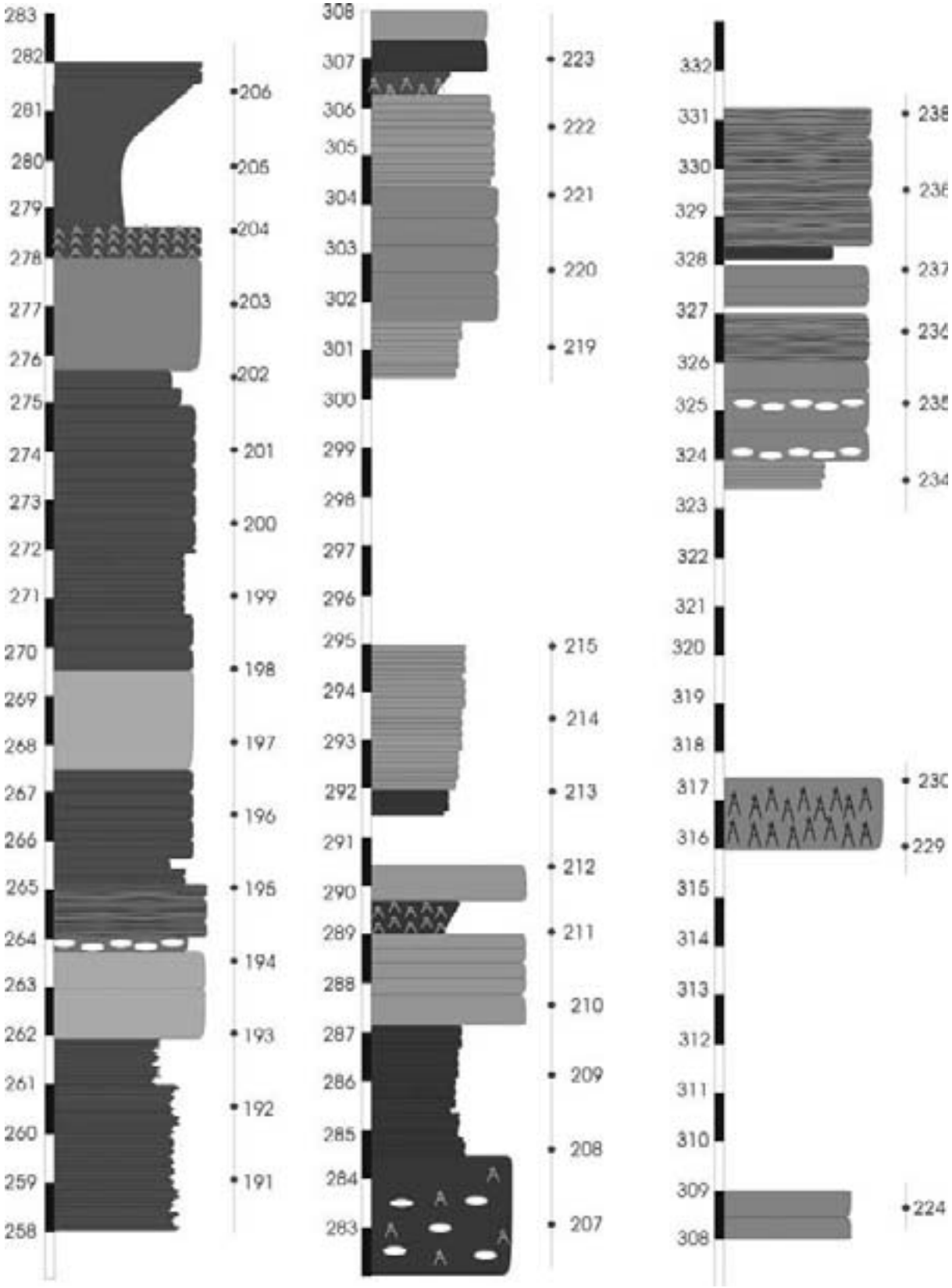


Figure 17.4: Colonne lithologique de la coupe de Door Jamb Mountain (en mètres)


104
103
102
101
100
99
98
97
96
95
94
93
92
91
90
89
88
87
86
85
84
83
82
81
80
79
78
69
68
67
66
65
64
63
62
61
60
59
58
57
56
129
128
127
126
125
124
123
122
121
120
119
118
117
116
115
114
113
112
111
110
109
108
107
106
105
104
84
83
82
81
80
79
78
77
76
75
74
73
72
71
70
183
182
181
180
179
178
177
176
175
174
173
172
171
170
168
167
166
165
164
163
162
161
160
159
158
140
139
138
137
136
135
134
133
132
125
124
123
122
121
120
?
?


209
208
207
206
205
204
203
202
201
200
199
198
197
196
195
194
193
192
191
190
189
188
187
186
185
184
157
156
155
154
153
152
151
150
149
148
147
146
145
144
143
142
141
235
234
233
232
231
220
229
228
227
226
225
224
223
222
221
220
219
218
217
216
215
214
213
212
211
210
209
175
174
173
172
171
170
169
168
167
166
165
164
163
162
161
160
159
158
260
259
258
257
256
255
254
253
252
251
250
249
248
247
246
245
244
243
242
241
240
239
238
237
236
190
189
188
187
186
185
184
183
182
181
180
179
178
177
176
?
?
?
?


283
282
281
280
279
278
277
276
275
274
273
272
271
270
269
268
267
266
265
264
263
262
261
260
259
258
206
205
204
203
202
201
200
199
198
197
196
195
194
193
192
191
308
307
306
305
304
303
302
301
300
299
298
297
296
295
294
293
292
291
290
289
288
287
286
285
284
283
223
222
221
220
219
215
214
213
212
211
210
209
208
207
332
331
330
329
328
327
326
325
324
323
322
321
320
319
318
317
316
315
314
313
312
311
310
309
308
229
224

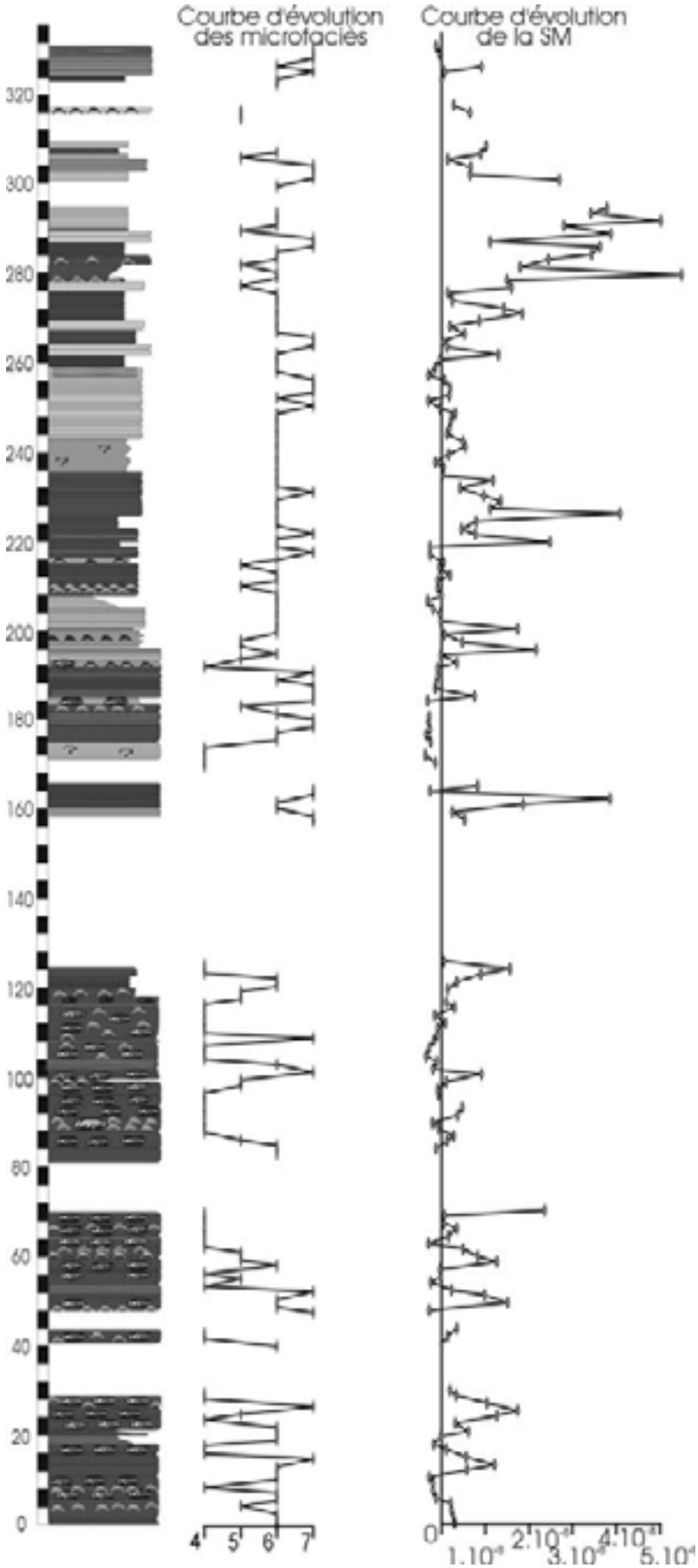


Figure 17.5: Colonne lithologique simplifiée, courbe d'évolution des macrofaciès et courbe d'évolution de SM.

5. Références

- **Belyea, H.R. & McLaren, D.J.** (1956). Devonian sediments of Bow Valley and adjacent areas. *Guide Book, sixth Annual field conference* 66-87.

- **Chow, N., Wendte, J.C. & Stasiuk, L.D.** (1995). Productivity versus preservation controls on two organic-rich carbonate facies in the Devonian of Alberta: sedimentological and organic petrological evidence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 43: 433-460.

- **Coen, M.** (1968). précision stratigraphique et écologique sur le Frasnien dans la région de l'Ambève. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 91: 337-346.

- **Coen, M.** (1974). Le Frasnien de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 92: 383-395.

- **Coen-Aubert, M.** (1973). Le Givetien et le Frasnien de la vallée du Hoyoux *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 1973: 12.

- **Coen-Aubert, M.** (1974). Le Givetien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. Stratigraphie et paléoécologie, 18. *Mémoire de l'académie royale de Belgique*, 146 pp

- **Coen-Aubert, M. & Coen, M.** (1974). le Givetien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yoir (bord nord du bassin de Dinant). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 97: 499-524.

- **Coen-Aubert, M. & Lacroix, D.** (1985). Le Frasnien dans la partie orientale du bord nord du Synclinorium de Namur. *Bulletin de la Société belge de géologie*, 94: 117-128.

- **da Silva, A.C. & Boulvain, F.** (2002). Sedimentology, magnetic susceptibility and isotopes of a Middle Frasnian Carbonate platform : Tailfer section, Belgium. *Facies*, 46: 89-102.

- **da Silva, A.C., Michel, L. & Boulvain, F.** (2002). Sedimentology and correlations of Middle Frasnian platform sections (from Tailfer to Villers-le-Gambon, Belgium). Abstract, Geologica Belgica International Meeting (Leuven). *Proceeding of the first Geologica Belgica International Meeting, Leuven. Aardkundige Mededelingen*, 12: 113-116.

- **de Kerschieter, L.** (2000). Etude sédimentologique de deux coupes du Frasnien de la vallée de l'Ourthe: le Rocher du Bout du monde à Colonster et le Rocher Saint-Anne à Tilff., 68pp.

- **Dujardin, F.** (2002). Etude sédimentologique de la Formation de Philippeville à Heure et de la Formation de Lustin à Barse (Frasnien, Synclinorium de Dinant), 49pp.

- **Fourmarier, P.** (1955). Observations sur la tectonique des environs de Chaudfontaine (Massif de la Vesdre). Les déchirures frontales de la nappe du Condroz *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 78: B27-60.

- **Lecompte, M.** (1960). Compte Rendu de la Session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'hydrogéologie, consacrée à l'étude du phénomène récifal dévonien dans la partie occidentale du bassin de Dinant et du bassin de Namur, du 25 au 28 septembre 1959. *Bulletin de la Société belge de géologie*, 83: 1-134.

- **Pel, J. & Monjoie, A.** (1964). Sédimentologie du Frasnien de la région de Huccorgne (Bord nord-est du Synclinorium de Namur). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 87: B175-200.

- **Potma, K., Weissenberger, J.A.W., Wong, P.K. & Gilhooly, M.G.** (2001). Toward a sequence stratigraphic framework for the Frasnian of the Western Canada basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49: 37-85.

- **Reijers, T.J.A.** (1984). Devonian carbonate facies patterns in the Dinant synclinorium, Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, 63: 19-29.

- **Stoakes, F.A.** (1992). Woodbend megasequence. *In*: Wendte, J.C. (Eds): Devonian-early Mississippian carbonates of teh Western Canada sedimentary basin: a sequence stratigraphic framework, *SEPM short course*, 28: 183-206, Calgary.

- Tsien, H.H., Dricot, E., Mouravieff, A.N. & Bouckaert, J. (1973). Le Frasnien de la coupe de Tailfer. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper*, 1973: 13.

- Tsien, H.H. (1994). Construction of reefs through geologic time with emphasis on the role of non-skeletal micro-organisms. *Acta Geologica Taiwanica. Science reports of the National Taiwan University*, 31: 1-30.

- Van Buchem, F.S.P., Chaix, M., Eberli, G.P., Whalen, M.T., Masse, J.-P. & Mountjoy, E.W. (2000). Outcrop to subsurface correlation of the Upper Devonian (Frasnian) in the Alberta basin (W. Canada) based on the comparison of the Miette and Redwater carbonate buildup margins. *In*: Homewood, P.W. & Eberli, G.P. (Eds): Genetic stratigraphy on the exploration and the production scales. Case studies from the Pennsylvanian of the Paradox basin and the Upper Devonian of Alberta, *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production. Elf-Aquitaine, Mémoire*, 24: 225-252, Pau, France.

- Wendte, J.C. (1992). Evolution of the Judy Creek complex, a Late Middle Devonian isolated platform-reef complex in west central Alberta. *In*: Wendte, J.C. (Eds): Devonian-early Mississippian carbonates of teh Western Canada sedimentary basin: a sequence stratigraphic framework, *SEPM short course*, 28: 89-126, Calgary.

- Wendte, J.C. (1994). Cooking Lake platform and its control on the Late Devonian Leduc reef inception and localization, Redwater, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 42: 499-528.

Annexe 2

DONNÉES ISOTOPIQUES

1. Introduction

Les analyses isotopiques ont été réalisées à l'Université de Erlangen (Allemagne) au Laboratoire de Michael Joachimski.

La technique opératoire est la suivante: "Carbonate powders were reacted with 100% phosphoric acid (density >1.9, Wachter and Hayes, 1985) at 75°C in an online carbonate preparation line (Carbo-Kiel - single sample acid bath) connected to a Finnigan Mat 252 masspectrometer. All values are reported in per mil relative to V-PDB by assigning a $\delta^{13}C$ value of +1.95‰ and a $\delta^{18}O$ value of -2.20‰ to NBS19".

2. Résultats des analyses isotopiques des micrites de la coupe de Tailfer

Les résultats des analyses isotopiques des échantillons carbonatés de la coupe de Tailfer sont présentées au chapitre V, paragraphe 6.

	sample vs. V-PDB			sample vs. V-PDB			sample vs. V-SMOW	
sample ident	13/12-C	std.dev.		18/16-O	std.dev.		18/16-O	
L 11b//Da Silva	3,80	0,03		-7,68	0,02		23,00	
L 12//Da Silva	3,75	0,02		-8,08	0,04		22,58	
L 12b//Da Silva	3,16	0,03		-8,16	0,03		22,50	
L 13//Da Silva	2,95	0,02		-6,99	0,02		23,70	
L 28c//Da Silva	4,83	0,02		-6,60	0,02		24,11	
L 30//Da Silva	4,62	0,02		-6,32	0,04		24,40	
L 30b//Da Silva	4,22	0,01		-6,38	0,03		24,33	
L 31b//Da Silva	4,13	0,02		-6,17	0,02		24,55	
L 34//Da Silva	4,18	0,02		-6,00	0,02		24,72	
L 35//Da Silva	4,21	0,01		-6,23	0,03		24,49	
L 42//Da Silva	3,52	0,02		-6,00	0,03		24,73	
L 42c//Da Silva	3,23	0,02		-5,74	0,04		24,99	
L 42D//Da Silva	3,30	0,02		-5,88	0,03		24,85	
L 42f//Da Silva	3,14	0,02		-6,01	0,03		24,72	
L 42H//Da Silva	2,60	0,02		-5,73	0,02		25,01	
L 42I//Da Silva	3,19	0,01		-5,86	0,02		24,87	
L 43//Da Silva	3,18	0,02		-5,91	0,06		24,82	
L 43b//Da Silva	3,12	0,02		-5,70	0,01		25,04	
L 43c//Da Silva	2,91	0,02		-5,92	0,02		24,81	
L 43e//Da Silva	2,91	0,02		-5,92	0,02		24,81	
L 44//Da Silva	3,10	0,03		-5,92	0,02		24,81	
L 44c//Da Silva	2,85	0,02		-5,67	0,05		25,07	
L 440//Da Silva	3,14	0,02		-5,39	0,02		25,36	
L 44e//Da Silva	2,77	0,01		-5,55	0,01		25,19	
L 44f//Da Silva	3,03	0,01		-5,95	0,01		24,78	
L 44H//Da Silva	2,44	0,02		-5,48	0,02		25,27	
L 47//Da Silva	2,34	0,03		-6,56	0,04		24,15	
L 47c//Da Silva	2,39	0,03		-6,70	0,02		24,01	

L 47d//Da Silva	1,52	0,01		-6,57	0,03		24,14	
L 51//Da Silva	2,19	0,01		-5,81	0,03		24,92	
L 51b//Da Silva	2,53	0,02		-5,96	0,03		24,77	
L 51c//Da Silva	3,28	0,01		-5,00	0,04		25,76	
L 53//Da Silva	1,40	0,02		-6,41	0,04		24,30	
L 53b//Da Silva	1,71	0,02		-6,39	0,02		24,33	
L 56b//Da Silva	0,34	0,02		-6,41	0,02		24,30	
L 57//Da Silva	0,11	0,02		-6,62	0,03		24,09	
L 57b//Da Silva	0,80	0,01		-6,49	0,02		24,22	
L 58b//Da Silva	-0,62	0,02		-6,50	0,02		24,21	
L 59b//Da Silva	-0,45	0,02		-6,61	0,03		24,10	
L 60b//Da Silva	-2,58	0,01		-6,94	0,01		23,76	
L 61//Da Silva	-2,78	0,02		-7,02	0,02		23,68	
L 61c//Da Silva	-1,94	0,02		-7,10	0,04		23,59	
L 62//Da Silva	-2,28	0,01		-7,10	0,04		23,60	
L 62c//Da Silva	-1,39	0,01		-7,29	0,03		23,40	
L 63b//Da Silva	-2,75	0,03		-7,08	0,03		23,61	
L 63c//Da Silva	-0,96	0,01		-7,17	0,03		23,52	
L 64//Da Silva	-1,52	0,01		-7,22	0,03		23,47	
L 65//Da Silva	-0,91	0,02		-7,06	0,02		23,64	
L 66b//Da Silva	-1,12	0,01		-7,28	0,05		23,40	
L 67//Da Silva	-1,79	0,03		-7,25	0,02		23,44	
L 67b//Da Silva	-0,90	0,01		-7,46	0,02		23,23	
L 68//Da Silva	-1,24	0,02		-7,43	0,04		23,26	
L 70//Da Silva	-2,14	0,01		-7,41	0,03		23,27	
L 70b//Da Silva	-0,72	0,01		-7,42	0,03		23,26	
L 70c(b)//Da Silva	-0,15	0,02		-7,36	0,02		23,33	
L 70c(a)//Da Silva	-1,95	0,02		-7,26	0,03		23,43	
L 71//Da Silva	-2,25	0,02		-7,38	0,01		23,31	
L 72a//Da Silva	-7,45	0,01		-7,11	0,02		23,59	
L 72b//Da Silva	-1,73	0,02		-7,35	0,03		23,33	
L 72B//Da Silva	-3,21	0,01		-7,34	0,02		23,34	
L 73//Da Silva	-2,70	0,02		-7,50	0,02		23,18	
L 73b//Da Silva	-3,20	0,02		-7,38	0,02		23,30	
L 73c//Da Silva	-4,36	0,02		-7,30	0,02		23,38	
L 74//Da Silva	-2,73	0,02		-7,51	0,02		23,17	
L 74b//Da Silva	-3,08	0,01		-7,21	0,02		23,48	
L 76//Da Silva	-3,29	0,02		-7,19	0,02		23,50	
L 77//Da Silva	-6,54	0,01		-7,28	0,02		23,41	
L 77b//Da Silva	-5,07	0,02		-7,19	0,05		23,50	
L 78c//Da Silva	-0,03	0,02		-7,10	0,02		23,60	
L 79b//Da Silva	0,34	0,02		-6,93	0,03		23,77	
L 80b//Da Silva	-0,77	0,01		-6,68	0,04		24,03	
L 81//Da Silva	-2,26	0,03		-7,00	0,05		23,70	
L 81b//Da Silva	-1,33	0,02		-6,63	0,03		24,08	
L 82//Da Silva	-0,95	0,02		-6,72	0,02		23,98	
L 85a//Da Silva	-2,12	0,02		-6,11	0,03		24,62	
L 87b//Da Silva	-1,43	0,02		-6,54	0,03		24,17	
L 87c//Da Silva	-1,65	0,02		-6,79	0,03		23,91	
L 89(a)//Da Silva	-4,85	0,01		-6,62	0,03		24,09	
L 89b//Da Silva	-0,77	0,02		-3,08	0,03		27,74	
L 90//Da Silva	-1,02	0,02		-3,69	0,03		27,11	

L 92//Da Silva	-4,35	0,02		-6,79	0,04		23,91	
L 93//Da Silva	-2,69	0,01		-6,76	0,03		23,95	
L 97//Da Silva	-0,40	0,02		-6,61	0,03		24,09	
L 98//Da Silva	-0,65	0,03		-6,79	0,01		23,91	
L 98b//Da Silva	-0,39	0,02		-6,59	0,03		24,12	
L 99b//Da Silva	-0,71	0,02		-6,81	0,03		23,89	
L 101//Da Silva	-0,14	0,01		-6,79	0,03		23,91	
L 102//Da Silva	-0,36	0,02		-5,54	0,02		25,20	
L 102b//Da Silva	-0,41	0,01		-5,31	0,03		25,44	
L 102c(a)//Da Silva	-0,44	0,03		-3,67	0,04		27,12	
L 102c(b)//Da Silva	-1,02	0,03		-3,81	0,01		26,98	
L 103b//Da Silva	-0,85	0,02		-6,63	0,02		24,08	
L 103c(a)//Da Silva	-1,03	0,02		-5,63	0,02		25,11	
L 103c(b)//Da Silva	-1,18	0,01		-5,65	0,02		25,09	
L 103c (c)//Da Silva	-1,17	0,01		-4,21	0,02		26,57	
L 104b//Da Silva	-1,19	0,01		-6,60	0,02		24,10	
L 104c//Da Silva	-1,04	0,01		-6,40	0,03		24,31	
L 106//Da Silva	-1,32	0,01		-6,67	0,02		24,04	
L 106b//Da Silva	-1,00	0,02		-6,60	0,02		24,11	
L 107//Da Silva	-0,85	0,01		-6,56	0,04		24,15	
L 107b//Da Silva	-0,72	0,01		-6,58	0,01		24,12	
L 108//Da Silva	-0,47	0,02		-6,61	0,03		24,10	
L 108b//Da Silva	-1,07	0,02		-6,44	0,02		24,27	
L 109//Da Silva	-1,69	0,02		-6,55	0,03		24,16	
L 109b//Da Silva	-1,81	0,02		-6,58	0,02		24,13	
L 110//Da Silva	-1,51	0,02		-6,50	0,02		24,21	
L 114b//Da Silva	0,57	0,02		-6,55	0,05		24,16	
L 114d//Da Silva	0,71	0,02		-6,66	0,02		24,05	
L 115b//Da Silva	0,51	0,03		-6,93	0,04		23,76	
L 116//Da Silva	0,73	0,01		-6,74	0,01		23,96	
L 117//Da Silva	0,71	0,01		-6,54	0,03		24,17	
L 117b//Da Silva	1,35	0,01		-6,62	0,01		24,09	
L 118//Da Silva	0,46	0,02		-6,45	0,03		24,26	
L 118b//Da Silva	0,39	0,02		-6,59	0,01		24,11	
L 118c//Da Silva	-0,24	0,01		-6,60	0,01		24,11	
L 119b//Da Silva	-0,59	0,01		-6,78	0,02		23,92	
L 119c//Da Silva	-1,03	0,03		-6,71	0,03		23,99	
L 120//Da Silva	-0,37	0,02		-6,73	0,02		23,98	
L 123//Da Silva	0,05	0,01		-6,70	0,02		24,00	
L 123c//Da Silva	-0,10	0,01		-6,63	0,03		24,07	
L 124//Da Silva	-0,49	0,02		-6,65	0,01		24,06	
L 130//Da Silva	-1,76	0,02		-6,48	0,02		24,24	
L 134b//Da Silva	0,08	0,01		-7,12	0,02		23,57	
L 137b//Da Silva	-0,01	0,02		-7,52	0,01		23,16	
L 138//Da Silva	-0,76	0,02		-7,51	0,04		23,18	
L 138c//Da Silva	-0,05	0,01		-7,89	0,02		22,78	
L 139//Da Silva	0,07	0,02		-8,14	0,04		22,52	
L 140b//Da Silva	0,22	0,01		-8,54	0,03		22,10	
L 142//Da Silva	-0,34	0,02		-8,77	0,02		21,87	
L 142b//Da Silva	0,36	0,01		-8,41	0,04		22,25	

Std.//Da Silva	0,11	0,01		-5,57	0,05		25,17	
Std.//Da Silva	0,07	0,03		-5,60	0,02		25,14	
Std.//Da Silva	0,11	0,02		-5,64	0,03		25,10	
Std.//Da Silva	0,11	0,02		-5,60	0,02		25,13	
Std.//Da Silva	0,08	0,03		-5,54	0,05		25,20	
Std.//Da Silva	0,09	0,02		-5,64	0,03		25,10	
Std./Sol/Da Silva	0,13	0,01		-5,53	0,01		25,21	
Std./Sol/Da Silva	0,13	0,04		-5,55	0,05		25,19	
Std./Sol/Da Silva	0,12	0,01		-5,63	0,03		25,11	
Std./Sol/Da Silva	0,08	0,03		-5,62	0,05		25,12	
Std./Sol/Da Silva	0,15	0,01		-5,55	0,03		25,19	
Std./Sol/Da Silva	0,13	0,02		-5,62	0,02		25,12	
std/sol1/Da Silva	0,13	0,02		-5,55	0,02		25,19	
std/sol1/Da Silva	0,13	0,02		-5,58	0,03		25,16	
std/sol1/Da Silva	0,14	0,03		-5,58	0,02		25,24	
Std/sol1/Da Silva	0,13	0,01		-5,59	0,03		25,26	
Std/sol1/Da Silva	0,12	0,01		-5,55	0,01		25,19	
average	0,12			-5,58				
std.dev.	0,02			0,03				
specified	0,13			-5,58				

3. Résultats des analyses isotopiques des micrites des coupes de Colonster, Huccorgne, Aywaille et Villers-le-Gambon

Les analyses isotopiques des micrites des coupes de Colonster (C), Huccorgne (H), Aywaille (A) et Villers-le-Gambon (V) sont également présentées dans le chapitre V, paragraphe 6.

Identifier 1	**d13C**	**d13C**	**d18O**	**d18O**
	Mean	**Std.Dev.**	**Mean**	**Std.Dev.**
	permil V-PDB		**permil V-PDB**	
C11	2,42	0,02	-7,20	0,02
C9a	1,23	0,02	-7,64	0,01
C24M	-2,92	0,01	-7,87	0,02
C25	-5,86	0,02	-7,91	0,01
V10	2,99	0,01	-8,31	0,02
H2	3,49	0,03	-14,18	0,01
AW39	1,25	0,01	-8,50	0,02
Hu390	-0,80	0,01	-7,85	0,02
Hu368	0,21	0,01	-7,14	0,01
V74	1,71	0,01	-8,84	0,03
A79	2,36	0,03	-8,22	0,01
V86	2,21	0,01	-7,19	0,01
A167C	0,03	0,02	-7,57	0,02
V47C	2,66	0,01	-7,42	0,03

A129	-4,94	0,02	-7,48	0,02
A124	-2,09	0,02	-7,82	0,02
Hu106B	2,13	0,02	-13,91	0,02
Standards				
Sol	0,11	0,01	-5,63	0,03
Sol	0,13	0,02	-5,60	0,01
avg.	0,12		-5,61	
std.dev.				
specified	0,13		-5,58	

4. Résultats des analyses isotopiques des ciments

Les analyses isotopiques des ciments et des brachiopodes sont présentés au chapitre V, paragraphe 6 et au chapitre IX, paragraphe 6. Coupes de Villers-le-Gambon (V), Barse (B), Colonster (C), Tailfer (L) et Aywaille (A).

Identifier 1	**d13C**	**d13C**	**d18O**	**d18O**
	Mean	**Std.Dev.**	**Mean**	**Std.Dev.**
	permil V-PDB		**permil V-PDB**	
V91 (1)	2,42	0,01	-7,22	0,03
B13	2,33	0,01	-3,92	0,02
V78	2,52	0,01	-7,44	0,01
B1C	1,09	0,01	-6,35	0,02
C16 BR	1,94	0,02	-7,10	0,02
LIIB2	3,49	0,01	-6,37	0,02
A49 BR	2,78	0,01	-6,40	0,04
B13 BR	1,95	0,02	-4,50	0,02
LIIB1	3,83	0,01	-5,82	0,01
B28	-1,14	0,01	-7,91	0,02
V91 (2)	1,52	0,02	-10,44	0,05
L11	-0,72	0,01	-8,20	0,02
SOL II	0,23	0,01	-5,41	0,02
SOL II	0,24	0,01	-5,43	0,01
average	0,24		-5,42	
1 st.dev.				

- Wachter, E. & Hayes, J.M. (1985). Exchange of oxygen isotopes in carbon-dioxide - phosphoric acid systems. *Chemical Geology*, 52: 365-374.

Annexe 3

DONNÉES DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

1. Données de susceptibilité magnétique

Les données de SM sont très abondantes (plus de 70 pages de données), c'est pourquoi elles n'ont pas été imprimées pour ce travail. Cependant, elles sont disponibles sur un CD qui est joint à ce volume d'annexes, dans le fichier ANNEXE > annexe 1.

2. Contenu du CD

DOSSIER THESE :
- 00 - Table des matières
- 00 - Remerciements
- Chapitre 01 – Introduction
- Chapitre 02 – Cadre géologique
- Chapitre 03 – Techniques (description des techniques utilisées)
- Chapitre 04 – Faciès (description des faciès et microfaciès)
- Chapitre 05 – Variations (variations sédimentaires et géochimiques latérales)
- Chapitre 06 – Séquences (stratigraphie séquentielle)
- Chapitre 07 – Modèles (évolution sédimentologique et environnementale de la plate-forme)
- Chapitre 08 – SM (interprétation des variations de la susceptibilité magnétique)
- Chapitre 09 – Diagenèse (Analyse diagénétique)
- Chapitre 10 – Conclusions
- Chapitre 11 – Références

DOSSIER ANNEXE
Dossier Annexe 1 :
- Fiche 00 – Introduction des fiches
- Fiche 01 – Aywaille
- Fiche 02 – Barse
- Fiche 03 – Bolland
- Fiche 04 – Chaudfontaine
- Fiche 05 – Colonster
- Fiche 06 – Huccorgne
- Fiche 07 – Netinne
- Fiche 08 – Neuville
- Fiche 09 – Prayon
- Fiche 10 – Soumagne
- Fiche 11 – Tailfer
- Fiche 12 – Tilff
- Fiche 13 – Villers-le-Gambon
- Fiche 14 – Judy Creek

- Fiche 15 – Golden Spike
- Fiche 16 – Redwater Reef
- Fiche 17 – Door Jamb Mountain

Dossier Annexe 2 : données des rapports isotopiques
- Annexe 2

Dossier Annexe 3 : données de SM
- Annexe 3
- 01 – Aywaille
- 02 – Barse
- 03 – Bolland
- 04 – Chaudfontaine
- 05 – Colonster
- 06 – Huccorgne
- 07 – Netinne
- 08 – Neuville
- 09 – Prayon
- 10 – Soumagne
- 11 – Tailfer
- 12 – Tilff
- 13 – Villers
- 14 – Judy Creek 1
- 14 – Judy Creek 2
- 15 – Golden Spike 1
- 15 – Golden Spike 2
- 16 – Redwater Reef 1
- 16 – Redwater Reef 2
- 17 – Door Jamb Mountain