MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES



MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN

SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE **DES MONTICULES MICRITIQUES "F2J" DU FRASNIEN DE L'ARDENNE**

Fascicule 1

par

Frédéric BOULVAIN

1993



PROFESSIONAL PAPER 1993/2 - Nº 260

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE - BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST PROFESSIONAL PAPER 1993/2, Nº 260, 436 p., 6 pl.

SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE DES MONTICULES MICRITIQUES "F2J" DU FRASNIEN DE L'ARDENNE

.

Fascicule 1

par

Frédéric BOULVAIN

Edition Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques Rue De Mot, 24 - 1040 Bruxelles Avril 1993

Editeur J. Herman : Service Géologique de Belgique Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles Uitgeverij Drukkerij van het Ministerie van Economische Zaken De Motstraat, 24 - 1040 Brussel **April 1993**

> Editeur J. Herman : Belgisch Geologische Dienst Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel

AVANT-PROPOS

Le présent travail correspond, à de légères modifications près, à une thèse de Doctorat en Sciences soutenue en 1990 à l'Université Libre de Bruxelles. Les recherches, partiellement financées par la Commission des Communautés européennes (bourse sectorielle) ont été effectuées à l'Université Libre de Bruxelles et à l'Université de Paris-XI.

Les quelques modifications consistent en la prise en compte des remarques évoquées lors de la soutenance et en la condensation de chapitres publiés en grande partie. Il s'agit des chapitres consacrés à la description de la microflore et du chapitre portant sur les ferrobactéries.

Mes remerciements vont principalement à mes deux "patrons", Messieurs A. Herbosch et B.H. Purser, ainsi qu'aux membres du jury, Messieurs A. Lees, B. Mamet, J. Michot, A. Préat et R. Thonnard. J'y associe également Mesdames M. Coen-Aubert et Z. Moureau, ainsi que les membres du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement de l'ULB et du Laboratoire de Pétrologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université de Paris-XI. Merci également à Madame et Monsieur Verstraeten pour leur chaleureux accueil à la carrière des Bulants.

Ce travail est dédié à Catherine, Juliette et Pierre.

TABLE DES MATIERES

the second

Chapitre 1: INTRODUCTION	12
	13
B. UN PROBLEME DE LERMINOLOGIE	13
C. CONTENU	14
Chapitre 2: HISTORIQUE	
A. LES PREMIERES ETUDES GEOLOGIQUES - L'ATTRIBUTION D'UNE ORIGINE RECIFALE	18
B. L'ETABLISSEMENT D'UNE ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DETAILLEE DU BORD SUD DU	
SYNCLINORIUM DE DINANT	20
I. LES PRECURSEURS	20
II. EUGENE MAILLIEUX	21
C. LES PREMIERES ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES	22
I. FERNAND DELHAYE	22
II. JULES HARROY	24
III. PAUL DUMON	25
D. CONTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES	27
E. DE LA SEDIMENTOLOGIE AUX PREMIERES RECONSTITUTIONS PALEO-	
ENVIRONNEMENTALES ET PALEOTECTONIQUES	28
F. ETUDES STRATIGRAPHIQUES RECENTES	37
G. ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES PONCTUELLES	38
H. RE-INTERPRETATION DES "RECIFS" CLASSIQUES DU FRASNIEN DE L'ARDENNE	39
I. CONCLUSION	40
Chapitre 3: STRATIGRAPHIE	
A. INTRODUCTION	45
B. LE BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET LE MASSIF DE PHILIPPEVILLE	45
C. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT, SYNCLINORIUM DE NAMUR ET MASSIF DE	, LA
VESDRE	46
Chapitre 4: LOCALISATION ET DESCRIPTION DES COUPES	
A. INTRODUCTION	51
I. TECHNIQUES D'ETUDE MACROSCOPIQUES	55
II. L'ETABLISSEMENT DES COLONNES LITHOLOGIQUES	57
B. LOCALISATION ET DESCRIPTION GENERALE DES COUPES	58
I. MASSIF DE PHILIPPEVILLE	60
1. Carrière Beauchâteau	60
2. Carrière Tapoumont	68
3. Carrière des Bulants	68
4. Carrière du Tiène à l'Gatte	70
5. Carrière des Wayons	73
6. Carrière Rochefontaine	73
7. Carrière du Hautmont	78

8 Carrière du Petit-Mont	84
9. Coupe de la tranchée de chemin de fer Philippeville-Mariembourg	89
II. BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT	96
1. Affleurement du Fort-Condé	96
2. Coupe du chemin de fer de Mariembourg à Nismes, près de Mariembourg	96
3. Carrière Saint-Rémy	99
4. Carrière du Tiers Cocrai	99
5. Coupe de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion	99
III. BORDURE OUEST DU MASSIF DE LA VESDRE	101
1. Sondage 134 E 303 de Chaudfontaine	101
IV. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT	105
1. Coupe de Lustin	105
2. Coupe de Crupet	109
V. BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR	109
Coupe d'Aisemont	109
VI. BORD NORD-EST DU SYNCLINORIUM DE NAMUR	112
Coupe de Huccorgne	112
Chapitre 5: DESCRIPTION DES FACIES	
A. INTRODUCTION	117
I. LITHOFACIES, MICROFACIES ET ASSEMBLAGES	117
1. Le lithofaciès	117
2. Le microfaciès	118
3. L'assemblage	118
II. CLASSIFICATIONS ET DEFINITIONS	118
B. MASSIF DE PHILIPPEVILLE EI BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT	119
I. SCHISTES FINS A FAUNE PAUVRE (ST)	119
1. Schistes laminaires.	119
2. Schistes blourdes a faune pauvre.	119
5. SCHISTES NODELLAIDES ET CALCAIDES ADCHEUX A DDACHODODES SDICHES	119
II. SCHISTES NODULAIRES ET CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES, SPICULES	120
DEFONDES, CORAUX, CRINOIDES (52)	120
2. Electetones et coverstones gris verdîtres à rouges à Coraux lamellaires	120
2. Troatstones et packstones gris verdâtres à rouge à bioclastes et spicules d'Eponges	120
 Mackesiones et packsiones gris-verdâtres à rouge à spicules d'Eponges Mudstones et wackestones gris-verdâtres à rouge à spicules d'Eponges 	121
III CAI CAIRES ROUGES & STROMATACTIS ET SPICIALES DEPONGES (S3)	121
CLASSIFICATION DESCRIPTIVE DES STROMATACTIS	122
1 Mudstones à Stromatactis et spicules d'Enonge	129
I ES SEDIMENTS INTERNES A SSOCIES A LIX STROMATACTIS	134
2 Mudstones à Stromatactis spicules d'Eponges bioclastes	138
3 Wackestones à bioclastes spicules d'Eponges	138
IV. CALCAIRES ROUGES A ROSES A STROMATACTIS, CORAUX, CRINOIDES (S4)	138
1. Wackestones à <i>Stromatactis</i> , spicules d'Eponge, Crinoïdes, bioclastes, Coraux	142
2. Packstones et wackestones à bioclastes	142
V. CALCAIRES ROSES A CORAUX, CRINOIDES, (), STROMATOPORES (S5)	145
1. Wackestones à <i>Stromatactis</i> , spicules d'Eponges, péloïdes	145
2. Wackestones à <i>Stromatactis</i> ou <i>fenestrae</i> stromatactoïdes. Crinoïdes. Fénestelles, péloi	ïdes
3. Packstones, grainstones, rudstones bioclastiques à Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes)	146
4. Coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux tabulaires et Stromatopores lamellaires	146
5. Wackestones et floatstones à Crinoïdes. Coraux, bioclastes	149
VI. CALCAIRES GRIS FONCES A BRACHIOPODES ET CRINOIDES CIMENTES PAR DE I	A
CALCITE FIBREUSE ("NEBULOIDES") (S6)	149
1. Grainstones à ciment fibreux à Brachiopodes. péloïdes. Crinoïdes	151
VII. CALCAIRES GRIS A FENESTRAE MILLIMETRIQUES, TABULES BRANCHUS ET	
BRACHIOPODES (S7)	151
1. Wackestones à péloïdes, Tabulés branchus, fenestrae millimétriques stromatactoïdes	151

١

2. Grainstones à péloïdes, Girvanelle, Trelonella	152
VIII. CALCAIRES GRIS MASSIFS A CORAUX, STROMATOPORES, THROMBOLITES, TA	APIS
LAMINAIRES (S8)	. 152
1. Bindstones laminaires à péloïdes	. 153
2. Bafflestones thrombolitiques à structure grumeleuse, à Renalcis, Palaeomicrocodium	. 153
3. Bindstones à tapis grumeleux, Coraux, Stromatopores, Renalcis, Sphaerocodium	. 154
IX. CALCAIRES GRIS FONCES STRATIFIES A CRINOIDES (S9)	. 157
1. Rudstones non granoclassés à Crinoïdes, (micro-)brèches, bioclastes	. 157
2. Grainstones granoclassés à Crinoïdes, péloïdes, bioclastes	. 157
3. Rudstones peu granoclasses a Crinoides, Fenestelles, bioclastes	. 158
4. Rudstones peu granoclasses à Fenestelles, Crinoides, Brachiopodes, peloides	158
5. Grainstones granoclasses a peloides et bioclastes	158
A. LES STRUCTURES "UBIQUISTES" DES MONTICULES MICRITIQUES	. 158
1. Les zeora.	. 150
2. Les dykes et shis neptumens.	1. 159
5. Les remplissages de cavite	. 159
A Les déformations précoces du sédiment	160
C BORD NORD DU SYNCI INORII IM DE DINANT ET SYNCI INORII IM DE NAMI IR	160
L SCHISTES ET SILTITES ARGII EUSES (N1)	. 169
1. Schistes silteux hioturbés	169
 Schistes silteux à bioclastes 	169
3 Grès fins	170
IL CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES CRINOIDES BIOCLASTES	1,0
LAMELLIBRANCHES (N2)	. 170
1. Mudstones argilo-silteux.	. 170
2. Wackestones argileux à Brachiopodes	170
3. Packstones bioclastiques à Brachiopodes et Lamellibranches	170
III. CALCAIRES GRIS FONCE A ONCOLITHES, CORAUX, LAMELLIBRANCHES,	
BRACHIOPODES, STROMATOPORES (N3)	. 170
1. Wackestones bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes	170
2. Packstones et grainstones à oncolithes et péloïdes	. 171
IV. CALCAIRES GRIS FONCE BIOTURBES (N4)	171
1. Wackestones et packstones à péloïdes, Issinelles, bioclastes	. 171
2. Packstones à péloïdes et bioclastes	. 171
V. LOFERITES (N5)	171
1. Grainstones à péloïdes et <i>fenestrae</i> irrégulières	173
VI. CALCAIRES LAMINAIRES (N6)	. 173
1. Wackestones, packstones laminaires à péloïdes et bioclastes	173
Chapitre 6: REPARTITION DES FACIES-MODELES DE MONTICULES MICRITIQUES	
A. INTRODUCTION	. 177
B. REPARTION DES FACIES	177
I. LES COUPES SYNTHETIQUES	. 177
II. COMBIEN DE MODELES?	178
III. LE MASSIF DE PHILIPPEVILLE	180
1. Les monticules du type "les Bulants"	180
2. Les monticules du type les Wayons-Hautmont	183
3. Le cas du bioherme du Petit-Mont	192
4. Comparaison des deux types d'édifices dans le Massif de Philippeville	. 195
5. Représentation semi-quantitative des assemblages et des faciès	197
IV. LE BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT	199
1. Les monticules du type "Saint-Rémy"	. 199
2. Le monticule de la coupe du chemin de fer de Mariembourg	204
V. LE BIOHERME RECOUPE PAR LE SONDAGE 134E 303 DE CHAUDFONTAINE	. 204
1. Repartition des litholacies	. 204
2. Comparaison	. 206 /ID
VI. LE BUKD NURD DU SYNCLINURIUM DE DINANT EI LE SYNCLINORIUM DE NAM	IUK

1. Introduction	. 206
2. Répartition des lithofaciès et microfaciès	. 206
C. CONCLUSIONS	209
Chapitre 7: ORIGINE DI L'PIGMENT FERRI GINEI IX	
	213
	213
	. 213
	213
II. DESCRIPTION GENERALE	213
III. CHRONOLOGIE DU REMPLISSAGE D'UNE CAVITE PAR DES CONSTRUCTIONS	
MICROSTROMATOLITHIQUES	. 214
IV. NATURE MINERALOGIQUE DES MICROSTROMATOLITHES	. 214
C. LES FILAMENTS ET COCCOIDES HEMATTIQUES	. 218
I. DESCRIPTION	. 218
II. ATTRIBUTION TAXONOMIQUE: LES ORGANISMES FERRUGINEUX	. 220
1. Les Ferrobactéries	220
III. DISCUSSION: LES BACTERIES FERRO-OXYDANTES FRASNIENNES	224
1. Quand les Bactéries ferro-oxydantes se sont-elles développées?	. 224
2. Quelles pouvaient être les conditions régnant dans les fissures?	. 224
3. Les Bactéries ferro-oxydantes et les endostromatolithes	. 225
D. LE PIGMENT FERRUGINEUX DISPERSE.	. 227
I. HISTORIOUE	. 227
II. REPARTITION DU PIGMENT FERRUGINEUX	. 229
III. TENEURS EN FER	. 230
IV DISCUSSION	230
1 La première hypothèse ne peut expliquer la répartition du pigment ferrugineux	230
2 Arguments en faveur d'une précipitation microbienne <i>in situ</i>	232
V IMPLICATIONS ECOLOGIOUES	232
E CONCLUSIONS	232
	. 433
Chamitre 8: DEDADTITION DE LA MICDOELODE	
A INTRODUCTION	220
D DEDADTITION DES ALCUES DANS LINIMONTICUE E DE ALISE	· 239
B. REPARTITION DES ALGUES DANS UN MONTICULE IDEALISE	239
C. COMPARAISON AVEC LA FLURE DU GIVETIEN DELUE	240
D. CUNCLUSIONS	240
Charitre O. ANALYSE SECTENTIELLE ET CODDEL ATIONS STRATICD ADDIOLIES	
A INTRODUCTION	245
	. 245
B. CHOIX DE L'OKDRE DES TERMES LITHOLOGIQUES	245
1. MASSIF DE PHILIPPEVILLE ET BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT	. 245
II. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANI, SYNCLINORIUM DE NAMUR	. 246
C. CORRELATIONS SEQUOSTRATIGRAPHIQUES	. 248
I. LE PROBLEME DES MONTICULES MICRITIQUES	. 248
II. ANALYSE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS	. 250
1. Le Massif de Philippeville	. 250
2. Le bord sud du Synclinorium de Dinant	. 252
3. Le Massif de la Vesdre	252
4. Le bord nord du Synclinorium de Dinant et le Synclinorium de Namur	. 252
D. SEQUOSTRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE ("FAUNES" A "PHILLIPSASTRAEA")	252
I. LE MASSIF DE PHILIPPEVILLE.	. 254
II. LES CORRELATIONS "TRANSVERSALES" ET LE MASSIF DE LA VESDRE	. 254
E. CONCLUSIONS	. 254
	•
Chapitre 10: INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS	
A INTRODUCTION	. 259
B INTERPRETATION DES FACIES DES MONTICUI ES MICRITIOUES	259
LIE SOUBASSEMENT	250
1 Les calcaires argileux infra-biohermaux	259

2. Comparaison avec d'autres édifices	261
II. LA BOUE CARBONATEE DES MONTICULES	262
1. Son origine	262
2. Etat physique de la boue carbonatée des biohermes	263
III. L'ORIGINE DES STROMATACTIS	264
1. Revue bibliographique	264
2. L'origine des cavites: discussion	270
5. Nature des "organismes à corps mou" à l'ongine des cavités	2/1
5. L'évolution des cavités dans les calcaires à Stromatactis et spicules d'Eponges	275
6. L'évolution des cavités dans les calcaires (S4) et (S5)	273
IV LES NIVEAUX INFERIEUR ET SOMMITAL ("GRIOTTE")	278
1. Les calcaires à <i>Stromatactis</i> et spicules d'Eponge	278
2. Les calcaires à <i>Stromatactis</i> , Coraux et Crinoïdes (S4)	283
V. LE NIVEAU MOYEN ("ROYAL")	284
1. Les lithofaciès	284
2. Le problème des "nébuloïdes"	285
VI. LE NIVEAU SUPERIEUR ("MARBRE GRIS")	287
1. Les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7)	287
2. Les calcaires massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8)	287
VI. ROLE SEDIMENTOLOGIQUE DES ORGANISMES	291
C. INTERPRETATION DES FACIES PERI- ET EXTRA-BIOHERMAUX	294
I. GENERALITES	294
II. LES SEDIMENTS ENCAISSANT LES MONTICULES "LES WAYONS-HAUTMONT"	294
D. INTERPRETATION DES FACIES DES COUPES DE LUSTIN, CRUPET, ET HUCCORGNE	297
I. LES SCHISTES ET SILTITES ARGILEUSES (N1)	297
II. LES CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES, CRINOIDES, BIOCLASTES,	• • •
LAMELLIBRANCHES (N2)	297
III. LES CALCAIRES A UNCULITHES, CORAUX, LAMELLIBRANCHES, BRACHIOPODES	, ,
1 Washestense kiedestiewee > nflexides Comm. Deskiewedes	297
1. Wackestones bioclastiques à peloides, Coraux, Brachiopodes	297
2. Facksiones et gramsiones à oncontines et periordes	297
V I OFEDITES (N5)	290
VI CALCAIRES I AMINAIRES (NG)	290
F CONCLUSIONS	298
	290
Chapitre 11: EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS-PALEOGEOGRAPHIE	
A. INTRODUCTION	303
B. RAMPE OU PLATE-FORME?	303
I. GENERALITES	303
II. QU'EN EST-IL AU FRASNIEN?	304
C. SUBSIDENCE, FLUCTUATIONS EUSTATIQUES ET SEDIMENTATION	304
1. Les vanations eustatiques.	305
3 Le taux de sédimentation	307
4. Implications pour le Frasnien.	307
D. L'EVOLUTION DE LA RAMPE CARBONATEE TARDI-FRASNIENNE	307
I. ENNOIEMENT DE LA PLATE-FORME MEDIO-FRASNIENNE ET ETABLISSEMENT D'UNE	
RAMPE CARBONATEE	307
II. LA SEDIMENTATION DURANT LA PREMIERE PERIODE DE CALME	200
EUSTATIQUE	308
1. Evolution generale de la sedimentation	308
III LA DEIXIEME PERIODE D'ELEVATION DU NIVEAU MARIN	314
IV. LA SEDIMENTATION DURANT LA DEUXIEME PERIODE DE CALME EUSTATIOUE	315
1. Evolution générale de la sédimentation	315
2. Géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès biohermaux et variations du niveau marin	
relatif	315
3. L'évolution des monticules pendant la deuxième période de calme eustatique	316

V. LA SEDIMENTATION DURANT LA BAISSE DU NIVEAU MARIN	316
RIGHERMES "DE MARRER ROLIGE"	319
1 Evolution générale de la sédimentation	310
2 I 'extinction tardi-frashienne	320
VII IN ESSAI DE PAI FOBATHYMETRIE	321
1 Paléohathymétrie des "mathres oris"	322
2 Paléobathymétrie des "griottes" à Stromatactis et spicules d'Eponges	322
E CONCLUSIONS	323
2.001.0200101.0	020
Chapitre 12: DIAGENESE	
A INTRODUCTION	327
B LES CIMENTS	
LOBSERVATIONS MACRO- ET MICROSCOPIOUES EN LUMIERE NATURELLE	
1 La calcite fibreuse	327
2 Les autres formes de calcite	330
3 La dolomite	330
IL OBSERVATIONS EN CATHODOLUMINESCENCE	000
	332
2 La séquence diagénétique des monticules micritiques	334
3. La sequence diagénétique das la course du chemin d'accès au "Lion"	345
4. La séquence diagénétique dans les zones internes de la rampe	345
The sequence diagonal que dans les zones memes de la rampe	545
1 Colorations de surface	345
2 Analyses à la microsonde	340
	549
	252
1. Openetations	252
Z. Resultats analyuques	552
LA MATRICE	
1. OBSERVATIONS EN LUMIÈRE NATURELLE ET AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A	255
	355
II. CATHODOLUMINESCENCE	356
III. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE.	356
D.INTERPRETATION DES RESULTATS	~ ~ ~
I. L'ORIGINE DES CIMENTS	356
1. La calcite radiaxiale	356
2. La calcité automorphe non luminescente et sa bordure luminescente	359
3. La calcite xénomorphe à luminescence terne	361
4. La dolomite ferrifère	361
5. Les silifications.	362
II. SEQUENCES DIAGENETIQUES ET EVOLUTION POST-SEDIMENTAIRE DE LA RAMPE	
CARBONATEE	362
E. CONCLUSIONS	363
Chapitre 13: CONCLUSIONS GENERALES	
A. MODELES DE MONTICULES	367
I. LES MONTICULES DU TYPE "LES BULANTS"	367
II. LES MONTICULES DU TYPE LES "WAYONS HAUTMONT"	369
III. LES MONTICULES DU TYPE "SAINT-REMY"	369
B. CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES	369
C. INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS	370
I. ORIGINE DU PIGMENT ROUGE	370
II. ANALYSE DE LA MICROFLORE	370
III. FACIES BIOHERMAUX ET EXTRA-BIOHERMAUX	370
IV. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET SYNCLINORIUM DE NAMUR	371
D. PALEOGEOGRAPHIE ET ETABLISSEMENT D'UNE COURBE DE VARIATION EUSTATIOUE F	OUR
LA PARTIE SUPERIEURE DU FRASNIEN	371
E. EVOLUTION POST-SEDIMENTAIRE	372
F. EPILOGUE	373
BIBLIOGRAPHIE	375
PLANCHES	405

TABLE DES FIGURES ET TABLEAUX	419
ANNEXES	
ANNEXE I: LOCALISATION, DESCRIPTION SUCCINTE DES CARRIERES ET REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ANNEXE II: RESULTATS DES ANALYSES	I VII

۰.

Chapitre 1: INTRODUCTION

a di se

"Many of the Devonian reef limestones in Europe were recognized as such as long ago as the middle of the nineteenth century (...). However, the emphasis placed on their investigation has been a classical paleontological and stratigraphical one, and in some respects (specifically with regard to paleoecology and sedimentology) less progress has been made towards understanding them than in other parts of the world (...)."

T. Burchette (1981, p. 85-86).

A. BUT DU TRAVAIL

Ces quelques phrases de Trevor Burchette résument bien l'état actuel de la situation en Belgique: les classiques "récifs de marbre rouge" frasniens n'ont jusqu'à présent inspiré aucune étude sédimentologique d'ensemble établie sur une base pétrographique solide. Que dire alors de l'étude diagénétique, même pas ébauchée...

D'une manière plus générale d'ailleurs, peu de modèles de ce type d'édifice existent dans la littérature, obligeant souvent à se référer à l'unique modèle récifal actuel qui ne peut rendre compte de la diversité des bioconstructions dans l'histoire géologique.

Ce manque est également ressenti dans l'industrie pétrolière, où les "monticules micritiques", dont font partie les "récifs" frasniens, sont considérés comme une cible prioritaire pour les décennies à venir. Leur taille assez réduite est cependant un sérieux handicap à surmonter pour les équipes de prospection. Afin d'affiner l'exploration, une des nécessités premières serait de posséder un modèle du développement des édifices en fonction de la dynamique des bassins sédimentaires, ce qui implique une bonne connaissance de leur évolution sédimentologique.

Le but de ce travail est d'améliorer la compréhension de la constitution, des conditions de développement et de la diagenèse des monticules micritiques "de marbre rouge" du Frasnien "F2j" belge, nombreux et particulièrement bien exposés. Le modèle issu de cette étude pourrait être extrapolé par la suite à d'autres bassins à monticules potentiellement productifs.

B. UN PROBLEME DE TERMINOLOGIE

"For many authors, the recognition of reefs in the geologic column has presented no problem, but it seems fair to say that this has been less often a result of their clarity of thought than of their use of some quite personal definition. However as it is part of the business of the scientist to communicate he should be sure that his audience has the same understanding of what he is saying as he does." (Braithwaite, 1973 p. 1100).

Le mot "récif" a actuellement acquis une forte connotation interprétative. Lowenstam (1950 p. 433) définit en effet un récif de la façon suivante: "(...) a reef, (...), is the product of the actively building and sediment-binding biotic constituents, which, because of their potential wave resistance, have the ability to erect rigid, wave-resistant topographic structures".

Cette définition, acceptée par la plupart des sédimentologues, rejoint la définition que donne Dunham (1970 p. 1931) d'un "récif écologique".

Il serait malvenu d'utiliser dès l'abord un terme interprétatif, c'est pourquoi j'utiliserai en synonymie deux termes descriptifs: "bioherme" et "monticule micritique".

Le néologisme "bioherme" a été créé par Cummings (1932) pour des "reef bank or mound (...) of strictly organic origin, embedded in rocks of different lithology". Ce terme, partiellement interprétatif, n'implique plus l'existence d'une structure rigide résistante aux vagues comme l'implique le mot "récif".

L'autre terme, "monticule micritique", introduit par Maurin & coll. (1984), se veut une traduction du terme anglais "mud mound" et s'applique à des constructions organiques lenticulaires à dominance micritique. Le terme "monticule de boue" est rejeté avec raison par ces auteurs, compte tenu du mystère qui entoure l'état physique originel du sédiment.

Au cours des chapitres qui suivront, la "personnalité" des biohermes "de marbre rouge" sera progressivement cernée et ce n'est qu'en conclusion que cette discussion sera reprise et que sera dégagée l'appellation la plus adéquate.

C. CONTENU

Ce travail, après un historique de l'étude sédimentologique des "récifs de marbre rouge" belges (chapitre 2), un exposé de la stratigraphie de la région (chapitre 3) et la localisation et description des coupes (chapitre 4), s'articule en trois thèmes qui sont: - la description sédimentologique et la modélisation des édifices;

 les corrélations stratigraphiques et l'évolution paléogéographique à l'échelle de tout le bassin de sédimentation;

- l'évolution post-sédimentaire des édifices.

L'accent a été mis sur la hiérarchie des échelles d'observation et sur une séparation rigoureuse des observations et des interprétations, qui font l'objet de chapitres distincts.

Plus en détail, le premier thème comprend les chapitres suivants: description des faciès (chapitre 5) - répartition des faciès et modèles de monticule micritique (chapitre 6) - description et répartition du pigment ferrugineux des monticules (chapitre 7) - répartition de la microflore (chapitre 8) - interprétation des paléoenvironnements (chapitre 10).

Le deuxième thème comprend les deux chapitres suivants: corrélations stratigraphiques (chapitre 9) - évolution des paléoenvironnements, paléogéographie (chapitre 11).

Le troisième thème fait l'objet du chapitre 12, consacré à la diagenèse.

Chapitre 2: HISTORIQUE

Il n'est probablement pas nécessaire de justifier l'utilité d'un tel chapitre, toute étude neuve ayant forcément à se situer par rapport à celles qui l'ont précédée... Dans le cas qui nous occupe, il est une raison supplémentaire qui rend fructueuse la lecture des travaux anciens: les carrières de marbre rouge ont été exploitées durant de longues décennies, n'offrant souvent à l'observation actuelle que les zones périphériques des édifices, à l'exclusion des zones centrales, transformées en cheminées, dallages, etc... dispersés de par le monde. Il est donc utile, pour pallier le manque d'affleurement des zones internes, de comparer les quelques affleurements actuels aux descriptions de la littérature; lorsque des études ont été effectuées à plusieurs stades d'avancement de l'exploitation, leur confrontation peut amener à une meilleure connaissance spatiale des

Il peut être tentant, lorsque l'on compile des écrits relatifs à son propre domaine de recherche, de s'ériger en juge et de présenter telle théorie comme un travail précurseur, telle autre comme une voie sans issue. Si ce regard subjectif peut à la rigueur se justifier pour des résultats ayant passé l'épreuve du temps et sur lesquels un consensus est acquis (mais les renversements de paradigmes ne sont-ils pas fréquents dans les Sciences de la Terre?), il est certainement dangereux d'adopter cette attitude pour des travaux récents. Ceci amène l'"historien d'occasion" à situer clairement la limite entre "consensus" et "conviction personnelle" et à s'efforcer d'adopter, étant juge et partie, une position la plus objective possible, forcément un peu impersonnelle...

édifices...

"Ne prenons pas nos prédécesseurs pour des précurseurs de nos contemporains. Les pensées d'une époque ont leur cohérence et leurs objectifs, qui ne sont évidemment pas de préparer les connaissances d'aujourd'hui. Ne finalisons pas trop le cheminement de la science. Retrouver les perspectives à travers la rétrospective, tel doit être le but de l'historien."

(G. Goheau, 1987).

C'est cette ligne de conduite que j'essaierai d'adopter dans le présent historique, me réservant cependant dans la suite du travail, lors du développement de certains thèmes, la possibilité d'une attitude plus engagée...

Les publications relatives aux "récifs de marbre rouge"⁽¹⁾ belges sont nombreuses et remontent pour les plus anciennes en ma possession à plus d'un siècle. Ce ne sont évidemment pas les premiers documents qui en font mention puisque, connus depuis l'Epoque romaine (Dumon, 1982), ils sont inventoriés de longue date dans un nombre impressionnant d'archives officielles et notamment dans des écrits français du XVII^e et XVIII^e siècle (d'Aviler, 1691 et Dezailler d'Argenville, 1755, cités par Dumon, 1979 et H. Vérin, comm. pers.).

J'ai cependant décidé de ne retenir que les travaux postérieurs au XIXe siècle, essentiellement pour trois raisons: d'abord, parce que les travaux antérieurs au XIXe siècle consistent en général en descriptions à but technique (exploitation, décoration,...) qui n'intéressent pas directement le sédimentologue; ensuite bien sûr, parce que la difficulté de rassembler des documents croît proportionnellement à leur ancienneté...; et enfin, car il est difficile et peut-être même dangereux d'interpréter des raisonnements élabo-

^{(1):} Les diverses appellations appliquées à ces objets géologiques seront, dans cet historique, celles utilisées par les auteurs cités.

rés dans un cadre conceptuel qui nous est étranger, les bases de la géologie moderne datant tout au plus de deux cents ans.

J'ai aussi, de manière délibérée, mis l'accent sur les aspects "sédimentologiques" (pris dans un sens large) au détriment de certains aspects paléontologiques et stratigraphiques, qui s'écartaient trop de la ligne de mon propre travail.

Ces restrictions une fois faites, il importe encore de préciser que de nombreux auteurs se sont, avant moi, attachés à présenter un historique des travaux consacrés aux "récifs de marbre rouge" belges; citons Gosselet (1888, p. 13-24) qui reprend depuis ses premiers balbutiements l'histoire de la géologie de l'Ardenne, Harroy (1910, p. 330-331), Maillieux (1926, p. 86-95) et Tourneur (1981), dont l'étude très bien documentée couvre la période antérieure à 1970. Dans un registre plus proche de l'archéologie industrielle, il faut mentionner aussi les recherches historiques très fouillées de Dumon (1982) qui recense chronologiquement les différentes exploitations de marbre rouge ainsi que l'appellation de leurs produits.

A. LES PREMIERES ETUDES GEOLOGIQUES - L'ATTRIBUTION D'UNE ORIGINE RECIFALE

Si la postérité attribue en général la paternité de cette découverte à Edouard Dupont, la lecture des publications belges de la période 1812 - 1890 laisse apparaître à ce sujet une vive controverse. Cette dispute opposa principalement l'auteur précité à Gustave Dewalque qui revendiquait la priorité de cette découverte (voir les notes de Dewalque, 1882a, b, les réponses de Dupont, notamment 1882b et la discussion dans Maillieux, 1913 p. 4 et 1926 p. 87).

Que ressort-il de cette controverse? Il semble bien que si Dupont a été le premier à organiser sous la forme d'une "théorie" certaines idées concernant l'origine corallienne des calcaires, ces idées étaient répandues chez plusieurs de ses contemporains et notamment chez Dewalque (1863 et surtout 1868 p. 67-68) puisqu'il écrit à propos des schistes de Frasnes: "De loin en loin on y trouve un niveau de marbre rouge très remarquable. (...); il constitue des amas irréguliers, ordinairement sans stratification, enfouis dans les schistes comme le serait un culot éruptif. Ce sont probablement des récifs de polypiers qui se sont développés sur le fond de la mer où se déposaient les schistes. Quoique la texture organique y soit ordinairement peu apparente, on y distingue fréquemment des traces de polypiers, plus rarement des coquilles bien conservées. Nous considérons les divers amas comme représentant un même horizon; (...)."

C'est en 1881 que Dupont expose sa "théorie corallienne" dans un article qui sera ensuite complété en 1882, 1885, 1891 a, b et 1892 par de nouvelles observations et déductions.

Sa démonstration repose sur des observations de terrain: les amas calcaires se disposent en lentilles discontinues où les Coraux abondent et sur une observation microscopique: la pâte calcaire contient en grand nombre des fragments d'origine également corallienne.

A partir de ces observations, réalisées primitivement sur les calcaires coralliens stratifiés du bord sud du Synclinorium de Dinant, Dupont étend sa théorie génétique aux "tertres de calcaire rouge et gris qui émergent au milieu des schistes de la Famenne", où les Coraux sont plus rares mais où abondent des structures qu'il appelle et qu'il attribue aux "Stromatactis" Stromatopores (1881, p. 267), groupe également constructeur. D'autres constituants fréquents des calcaires rouges sont Alveolites, *Cyathophyllum*, *Receptaculites* et divers Crinoïdes, Brachiopodes et Lamellibranches (1882a, p. 137).

Par la suite, Dupont distinguera au sein des calcaires coralligènes, les calcaires construits "formés de coraux agglomérés" où la stratification disparaît, et les calcaires "sédimentaires", formés de détritus, nettement stratifiés (1885, p. 24). On peut regretter qu'à partir de ces observations pertinentes, la démarche interprétative de Dupont se soit orientée vers une sorte d'"hyperactualisme" qui le fera assimiler totalement ⁽²⁾ les calcaires dévoniens aux récifs actuels décrits quelques années auparavant par Darwin (1874).

Le caractère extrême de ces assimilations conduira parfois Dupont à commettre de graves erreurs d'observation et d'interprétation. Refusant toute déformation tectonique importante (1881, p. 277), il méconnaît la structure plissée du Massif de Philippeville, pourtant pressentie par André Dumont et nettement établie par Jules Gosselet (1860, cité par Gosselet 1881 et 1881, p. 180) et Dewalque (1862, cité par Gosselet, 1881). Ainsi il voit dans les "boutonnières" de calcaire givétien du Massif de Philippeville non des structures anticlinales, mais des îles ourlées de récifs frangeants (atolls). De même, les bandes calcaires couvinienne et givétienne du bord sud du synclinorium de Dinant sont pour lui des récifs frangeants adossés à l'ancienne côte, avec plus au large, séparés par un "chenal" de la barrière principale, quelques récifs isolés (il s'agit des "tertres de calcaire rouge" frasniens des environs de Frasnes, Mariembourg, Dourbes) (1881, p. 271 et suivantes et 1882, p. 109 et suivantes).

Poursuivant son assimilation avec la nature actuelle, Dupont postule une stricte antériorité des récifs coralliens par rapport aux schistes qui les encaissent (puisque les Coraux hermatypiques actuels nécessitent pour leur développement des eaux non turbides) (1892, p. 203): "(...) les calcaires coralligènes, qu'ils soient rouges ou gris (...) représentent, dans l'époque frasnienne, une première phase, et les dépôts calcaréo-schisteux en caractérisent une seconde. (...) lorsqu'apparaissent les substances schisteuses, le phénomène coralligène prend fin; tandis qu'il produisait ces innombrables masses de calcaire gris et rouge, lorsque les eaux n'étaient pas troublées par des apports terreux".

Cette opinion est cependant nuancée pour les Coraux "*Acervularia*" des "récifs de calcaire rouge" (1882 a, p. 136) qui lui semblent tolérer des eaux plus turbides.

Les relations stratigraphiques qui découlent des hypothèses et déductions de Dupont sont donc que tous les calcaires récifaux sont antérieurs aux schistes qui les envasent et que tous sont approximativement contemporains, les calcaires rouges supposés plus profonds formant soit le soubassement des calcaires gris, soit dans le cas de récifs rouges isolés, représentant des édifices n'ayant pas atteint une profondeur optimale de développement (1892 p. 195 et 196).

Dupont, à la suite de Gosselet (1880, cité par Gosselet, 1881) sépare les schistes d'"envasement" en deux horizons successifs: les schistes noduleux verts à *Rhynchonella cuboides* et les schistes noirs fins à *Cardium palmatum* (1882, p. 121).

A une autre échelle d'observation, d'un point de vue morphologique cette fois, Dupont décrit les "récifs de marbre rouge" comme possédant des pentes sédimentaires très fortes, voire surplombantes, observation en accord selon lui avec la morphologie des récifs actuels (1892, p. 197, 202 et sa fig. 7 p.198). Nous verrons que Dupont sera suivi dans cette voie (qui postule que les pentes actuelles fortes sont proches des pentes sédimentaires originelles) par bon nombre de géologues, et ce jusqu'à ce jour...

Il serait injuste, en terminant l'évocation des travaux de Dupont, de ne pas rappeler que si ses coupes interprétatives sont erronnées, suite à sa mauvaise évaluation de l'importance de la tectonique, ses cartes détaillées du Massif de Philippeville se sont ré-

^{(2):} Dupont écrit notamment (1891a, p. 103): "Nos calcaires coralligènes rappellent par conséquent de point en point les phénomènes et les dispositions des calcaires en formation dans les mers tropicales" et insiste (p. 104) sur "(...) le plus étroit parallélisme entre nos terrains coralligènes anciens et les terrains coralligènes actuels, au point de conclure à une complète identité de lois.". Dans sa note de 1891b, p. 133, il conclut: "(...) l'évidence d'une identité d'actions et de lois se perpétuant pour ces roches organiques depuis l'époque paléozoïque se trouvait complétée. Et, nous appuyant en toute sécurité sur le phénomène actuel d'une part, sur nos observations directes d'autre part, nous allions être en mesure de reconstituer de toute pièce l'étonnant phénomène de nos terrains anciens."

B. L'ETABLISSEMENT D'UNE ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DETAILLEE DU BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

I. LES PRECURSEURS

Il faudra de nombreuses années aux géologues, tant était grande la stature de Dupont, pour s'affranchir totalement de ses idées sur la stratigraphie du Massif de Philippeville.

Gosselet cependant, dès 1888 dans son ouvrage sur l'Ardenne, quoique séduit par les théories de Dupont (p. 499), réaffirme l'importance de la tectonique dans la disposition des calcaires du Massif de Philippeville (p. 476 et 477). A propos du "Massif" de Roly, choisi par Dupont comme type des atolls coralliens, il écrit (p. 488):

> "M. Dupont considére les masses calcaires (...) comme des îles qui bordaient un atoll (...). Je ne puis y voir que deux voûtes, le résultat de deux plis anticlinaux très voisins, comparables à tous ceux des terrains primaires de l'Ardenne."

Gosselet a également remarqué que les masses lenticulaires de calcaire rouge sont souvent inclinées par rapport à leur position primitive, et que si certaines sont encaissées par les "schistes noduleux", d'autres le sont par les "schistes noirs"⁽³⁾ et d'autres encore par les deux types de schistes. Cette observation lui permet de supposer que (p. 467):

> "Lorsque les terrains se sont plissés, les roches calcaires, dures et compactes, ont été affectées autrement que les roches schis

teuses tendres et flexibles. Ces masses dures, isolées, ont pu être poussées en haut, chassées en quelque sorte de leur enveloppe schisteuse primitive (...). Elles auraient ainsi pénétré dans des schistes plus récents, qui se plissaient en même temps qu'elles."

Il montre, à l'aide d'une coupe de la carrière du Petit-Mont à Vodelée (p. 480), que si certains schistes sont effectivement postérieurs au récif, d'autres lui sont bien antérieurs.

Il mentionne aussi (p. 490) la présence, dans la partie supérieure des "schistes à nodules" l'existence, dans certaines zones même éloignées d'un récif de marbre rouge, d'un niveau de schistes à nodules rouges. Nous verrons dans un chapitre ultérieur combien cette observation, souvent négligée, est importante.

* *

La Carte Géologique au 1/40 000^e (publiée entre 1897 et 1902 pour les feuilles qui concernent le Massif de Philippeville et la bordure méridionale du Synclinorium de Dinant au sud de celui-ci) s'inspire, pour l'essentiel, des tracés de Dupont, d'observations personnelles des auteurs des différentes planchettes et des données de Gosselet. Elle adopte comme unités lithostratigraphiques les termes lithologiques suivants:

> Fr1m: tous les horizons schisteux du Frasnien moyen (hormis donc les schistes de Matagne);

Fr1y: dolomie;

Fr10: tous les termes calcaires du Frasnien hors les marbres "récifaux" ("calcaires stratifiés, massifs ou noduleux");

Fr1p: tous les marbres rouges et gris;

Fr2: les schistes de Matagne.

^{(3):} appelés "Schistes de Matagne"; "(ce) sont des schistes noirs, homogènes, durs et néanmoins très friables. Ils se divisent tantôt en feuillets très minces comme de petites ardoises, tantôt en éclis allongés et irréguliers. Ils renferment souvent des nodules argilo-calcaires dont la taille ne dépasse pas celle du poing. (...) Ils passent insensiblement par leur partie inférieure aux schistes de Frasne et par leur partie supérieure aux schistes de Famenne." (1888, p. 470).

II. EUGENE MAILLIEUX

C'est probablement Eugène Maillieux qui réfuta de la manière la plus définitive les conceptions stratigraphiques de Dupont (1913a, p. 67-70 et 1913b, p. 117). C'est également à lui que l'on doit la publication d'une échelle stratigraphique détaillée du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Dinant (1913a, p. 71-72 et Maillieux et Demanet, 1928, tableau II) inspirée, comme le rappelle Sartenaer (1974, p.3-4) principalement des travaux de Gosselet. Certaines des unités seront étendues par la suite en 1926 au Massif de Philippeville⁽⁴⁾.

Maillieux démontre d'abord (1908), en utilisant des arguments paléontologiques (l'absence dans certains récifs de marbre rouge du Corail "Acervularia") et géométriques (la proximité de ces édifices de la base du Frasnien) que tous ne sont pas du même âge et que certains (il cite l'exemple du "Récif de l'Arche" à Frasnes) sont antérieurs au niveau "classique" des récifs rouges à "Acervularia" du Massif de Philippeville. Il les dénomme provisoirement "récifs de base" et plus tard, récifs "F2d" (1913a, p. 71-72). Il les caractérise par l'abondance du Corail Phacellophyllum (1913 a, p. 68). Les récifs à "Acervularia" (où récif "F2j", 1913a, p. 71-72) sont compris dans les schistes à Spirifer pachyrhynchus ("F2i", ibid.) et possédent en commun la même faune. Ils sont envasés par ces mêmes schistes, souvent surmontés brutalement par les schistes de Matagne ("F3", *ibid*.).

Il montre aussi que le "calcaire gris à *Pachystroma*" de Dupont est en fait un ensemble composite composé des "véritables récifs à *Pachystroma*" (1913a, p. 69) et des niveaux calcaires gris des récifs de marbre rouge "F2d" et "F2j"... Il observe également qu'au bord sud du Synclinorium de Dinant, les trois niveaux de récifs se superposent souvent (fig. II.1), ce qu'il attribue (*id.*,p. 89) au maintien de conditions favorables suite à l'existence d'un relief sous-marin.

Du point de vue sédimentologique, les travaux de Maillieux s'inscrivent dans la même ligne de pensée que ceux de Delhaye, dont il sera question ci-dessous et dont il approuve les conclusions (1926, p. 94). Ses nombreuses observations de Coraux en position de vie lui permettent, à la suite de Delhaye (1908, p. B246), d'insister sur le fait suivant (1913a, p. 69):

> "(...) dans les mers paléozoïques, les coraux se sont développés parfois dans des conditions bien différentes de celles qu'ils exigent dans nos mers actuelles. (...) Ce sont donc bien des êtres autochtones et non des matériaux entraînés hors de leur milieu par le charriage des courants marins, et, comme la plupart d'entre ces polypiers atteignent fréquemment une très grande taille, il est incontestable que les eaux chargées de matières terreuses dans lesquelles ils ont vécu, étaient loin de constituer pour eux un milieu nuisible."

Maillieux s'est également intéressé au problème des *Stromatactis* (1913 b, p. 115-116 et 1913 a, p. 78) qu'il attribue, comme de Dorlodot, à la cimentation de cavités laissées par des organismes à corps mou. Ces organismes ne peuvent donc participer à l'édification récifale, essentiellement due selon lui à:

> "(...) l'activité physiologique d'organismes réunis en colonies et sécrétant en grande abondance la calcite qu'ils extrayaient du sulfate de chaux contenu dans les eaux marines. Ces organismes, dont le rôle a été identique à celui des organismes constructeurs de l'époque actuelle, sont selon les cas, soit des Zoanthaires et des Alcyonnaires, soit des Hydrozoaires [cas des récifs à Stromatopores]. Les Spongiaires et les Bryozoaires les ont puissamment aidés dans leur oeuvre édificatrice;" (1913 a, p. 103-104)

La forme générale des récifs est celle d'un "dôme à base coincée", de calcaire peu stratifié mais souvent interrompu par des "terrasses" argileuses, correspondant à des périodes d'arrêt dans la croissance du récif (1913a, p. 17).

^{(4):} l'absence de certaines autres ("récifs F2d" par exemple) est expliquée par des "lacunes" (p. 110) ou par des mouvements tectoniques.

Les observations sédimentologiques et paléontologiques effectuées par Maillieux lui ont permis de proposer une reconstitution de l'évolution du milieu de sédimentation. Retenons que pour les récifs gris à Stromatopores "F2h" et les récifs rouges qui les surmontent, il considère que l'accrétion récifale a été plus rapide que la subsidence continue du fond marin, amenant les édifices dans des zones de moins en moins profondes, jusqu'à la fin du développement des récifs rouges⁽⁵⁾. Après cette époque, la subsidence se serait fortement accentuée, culminant avec le dépôt des schistes de Matagne:

> "L'acheminement progressif du fond de la mer vers les sommets de la région néritique est marqué, dans la suite, par le développement des récifs à Pachystroma d'abord, puis des récifs à Acervularia ensuite. Les récifs se sont édifiés à des profondeurs où l'action des vagues se faisait de plus en plus sentir (...). Mais en même temps, (...) le mouvement d'oscillation descendante du fond de la mer se poursuivait, bien qu'avec une lenteur telle qu'il n'a eu qu'une influence très réduite et qu'il a été dépassé considérableamplitude ment en par l'accumulation des formations sédimentaires et organogènes. Il s'est toutefois considérablement accentué à la fin du dépôt des schistes à Sp. pachyrhynchus, au point d'atteindre brusquement, du sommet des régions néritiques, un isobathe nettement bathyal, indiqué par la présence des schistes à Buchiola palmata, où ne se rencontrent que des formes nettement bathyales (...)." (1913a, p. 73).

C. LES PREMIERES ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES⁽⁶⁾

I. FERNAND DELHAYE

Quoique les travaux de Maillieux puissent être considérés sous certains aspects comme participant de la sédimentologie, il considérait lui-même avoir avant tout fait oeuvre de stratigraphe, et reconnaît en Fernand Delhaye le premier "observateur attentif" des "récifs de marbre rouge".

Delhaye s'est intéressé uniquement aux "récifs de calcaire rouge" à "Acervularia" du niveau supérieur "F2j", selon la nomenclature de Maillieux, au Sud du Synclinorium de Dinant, de Trélon à Barvaux et dans le Massif de Philippeville.

Il décrit les "récifs de calcaire rouge" comme des:

"(...) lentilles concavo-convexes à contour circulaire ou elliptique, entièrement comprises au milieu des schistes; leurs dimensions, assez variables, sont toujours très réduites, leur épaisseur n'atteint pas 100 mètres au centre de la lentille où elle est maximum, et leur diamètre dépasse rarement 400 m." (1908 a, p. B244).

Leur pente originelle peut être forte (jusqu'à 70°, 1908 a, p. B250) et s'accroît au fur et à mesure de la croissance du récif. Chaque zone d'accroissement est très homogène latéralement, hormis son augmentation d'épaisseur en direction du centre de l'édifice (1908a, p. B245). Latéralement, le calcaire passe progressivement aux schistes, en formant des indentations:

> "Toutes les zones du calcaire ne se transforment pas [= ne passent pas aux schistes] à une égale distance de l'axe du récif; vers les parties périphériques on voit s'intercaler entre les zones de cal-

^{(5):} Maillieux considère donc que les "récifs rouges" sont moins profonds que les "récifs gris" et ce sur base d'un argument essentiellement paléontologique: les Stromatoporoïdes représentent une faune plus profonde que les Coraux (1913a, p. 77).

^{(6): &}quot;sédimentologie" étant bien sûr utilisé ici comme définissant le but d'une étude (la compréhension de l'histoire, des modalités de formation d'un sédiment) et non les méthodes utilisées pour atteindre ce but (auquel cas, on ne qualifierait d"'étude sédimentologique" que des travaux beaucoup plus récents).

caire rouge non transformées des bancs de calcaire noduleux, parfois encrinitiques et des schistes qui donnent à l'ensemble une allure franchement stratifiée." (1913a, p. B472).

Dans le détail, Delhaye observe la succession suivante de la base vers le sommet des "récifs de calcaire rouge" (1908 a, p. B247-250, 1913 a, p. B469-470, 1932, p. 87-88):

1^e phase: "phase préparatoire", correspond à la formation d'un mamelon schisteux à nombreux polypiers lamellaires, principalement "*Acervularia*";

2^e phase: dépôt de calcaires rouges à Coraux lamellaires ("*Acervularia*" et *Alveolites*), alternant avec des *Stromatactis* (interprétés comme concrétions de calcite en remplissage d'un vide d'origine organique);

3^e phase: dépôt de calcaires roses évoluant vers le sommet à des calcaires gris, à Coraux irréguliers et branchus (essentiellement *Alveolites* et *Favosites*) et nombreux Brachiopodes, souvent concentrés en "poches"; les *Stromatactis* sont rares;

4^e phase: dépôt de calcaires rouges semblables à celui de la phase 1, avec relativement plus de polypiers lamellaires et moins de *Stromatactis*;

5^e phase: mise en place des schistes "supérieurs" à "*Acervularia*", interprétés comme formant un talus d'éboulement contre les parois latérales des récifs (voir aussi 1908 b, p. B342).

Le niveau correspondant à la "phase 4" représente pour Delhaye:

> "(...) la partie de la formation qui s'est édifiée le plus près de la surface de la mer, et même les dernières zones ont émergé, car il s'est produit, sous l'action des agents atmosphériques, des poches de dissolution qui descendent jusqu'à une grande profondeur à l'intérieur des récifs et dans lesquelles se sont accumu

lées de nombreuses coquilles." (1908 a, p. B249).

"Ces récifs se sont entièrement édifiés à une faible profondeur, car ils portent l'empreinte de l'action des vagues sur toute l'épaisseur de leur formation; en s'exerçant sur leur surface active, elle a donné lieu par la trituration des coraux et des coquilles à la production des éléments constituants de la pâte détritique, qui joue un rôle des plus important dans la constitution de ces calcaires;" (1908 a, p. B245).

Outre la micrite, considérée donc comme indigène (voir aussi 1913a, p. B478 et 1932, p. 91), la pâte calcaire contient des argiles, d'origine détritique, dont la teneur augmente vers les zones inférieure et tout-àfait supérieure du récif et un "élément colorant" rouge, identifié comme de l'oligiste (1908 a, p. B252). Les proportions de pigment et d'argile varient, selon Delhaye, toujours dans le même sens, diminuant en réponse à toute diminution de profondeur. Cette corrélation l'amène à suggérer une origine continentale pour l'oligiste, transportée en suspension dans l'eau de mer (1908 a, p. B252) en même temps que les particules argileuses.

Les récifs contiennent également une proportion non négligeable de ciments de cavité et parmi ceux-ci, Delhaye (1932, p. 93) considère la "calcite rubannée teintée de gris-bleu" comme un ciment précoce, contemporain de la formation des édifices.

Delhaye s'est également fortement intéressé au problème posé par l'existence dans les récifs des "terrasses", "minces intercalations de schistes verts ou rouges qui figurent à tous les niveaux du calcaire." (1913 a, p. B473). Il observe que certaines d'entre elles, de grande extension, s'épaississent progressivement en direction de la périphérie des édifices et passent finalement aux "délits schisteux qui séparent les bancs de calcaire noduleux" (*ibid.*). Elles sont interprétées comme des dépôts boueux "qui recouvraient la surface des récifs pendant des périodes d'arrêt dans la formation du calcaire" (*id.*, p. B475). D'autres "terrasses", plus irrégulières et d'extension plus limitée sont attribuées à l'action abrasive des vagues lors de fortes tempêtes (*ibid*)⁽⁷⁾.

En comparant les divers édifices qu'il a étudiés, Delhaye remarque des différences sensibles de constitution. Les seuls récifs à posséder les cinq phases qu'il a définies sont ceux du Massif de Philippeville, quoique certains même soient limités aux niveaux inférieur et moyen; au bord sud du Synclinorium de Dinant, entre Trélon et Beauraing, les récifs sont constitués uniquement par les calcaires à Stromatactis du niveau inférieur, très réduits en épaisseur; vers l'Est, dans la région de Rochefort, ce niveau inférieur devient très épais et, enfin, dans la plaine des Fagnes, entre le Massif de Philippeville et la bordure méridionale du synclinorium, les récifs possèdent les deux niveaux, inférieur et moyen (1913a, p. B480).

Il montre également que si "l'envasement" des récifs se fait dans le Massif de Philippeville par les schistes à Spirifer pachyrhynchus (schistes F2i de Maillieux), dans la plaine des Fagnes et surtout au bord sud du Synclinorium de Dinant, il commence par les mêmes schistes mais se termine par les schistes de Matagne (1913a, p. B480, 1932, p. 89).

Ces observations lui permettent de poser comme hypothèse que le calcaire à *Stromatactis* des récifs rouges du bord sud du synclinorium est l'équivalent temporel du niveau moyen des récifs du Massif de Philippeville (1932, p. 89) et que tous ces édifices se sont développés sur une plateforme s'ennoyant vers le sud, durant un "mouvement d'oscillation du fond de la mer" (1926, p. 88). Les conditions bathymétriques les plus favorables à la formation des récifs ont été atteintes "à la fin du soulèvement" (*ibid.*) et coïncident avec le développement du niveau de calcaire rose à gris (phase 3) dans le Massif de Philippeville.

II. JULES HARROY

L'examen de la contribution de Jules Harroy nécessite un petit retour en arrière chronologique, puisqu'elle paraît en 1910, deux ans après la première note de Delhaye.

Harroy appuie son étude sur de nombreuses observations, effectuées dans une dizaine de carrières du Massif de Philippeville, dont il donne des coupes schématiques et/ou des descriptions lithologiques.

Il reconnaît l'influence de la tectonique sur la structure générale de la région et sur la morphologie actuelle des récifs de calcaire rouge, dont les pentes ont été fortement exagérées (1910, p. M319-320). La croissance des récifs débute par un mamelon de schistes à *Alveolites* et "*Acervularia*", se poursuit par du "marbre rouge foncé", du "marbre royal" (rouge clair), du "marbre rose gris" et enfin du "marbre rouge altéré". La répartition des polypiers lui semble aléatoire⁽⁸⁾.

Harroy pense que la forme en dôme des récifs est due à une érosion par la mer, qui augmente d'intensité lorsque l'édifice croît, jusqu'à l'obtention d'une sorte de forme d'équilibre (*id.* p. M332). Les fragments arrachés s'accumulent au pied du récif et sont englobés dans des schistes lors de l'envasement final, dû selon lui à un **retrait de la mer** (*id.* p. M325).

Concernant le problème de la formation des "terrasses", il propose une origine par "dissolution-concentration".

> "Ne pourrait-on pas voir dans ces terrasses une sorte de concentration des particules argileuses englobées dans le récif? On pourrait, peut-être, rapprocher ces limés argileux des limés charbonneux du calcaire de Givet." (*id*. p. M328).

^{(7):} cela implique évidemment que Delhaye imaginait une lithification très rapide de la boue récifale. Il signale d'ailleurs (1932, p. 93-94), dans le récif du Petit-Mont, une fissure précoce de plus de 35 m d'extension verticale, pour une ouverture de plusieurs dizaines de cm, due selon lui à des chocs sismiques.

^{(8):} il écrit : "Je ne crois pas qu'il puisse être distingué plusieurs zones écologiques dans les récifs. Les localisations de polypiers sont arbitraires et n'ont aucun rapport, semble-til, avec les étapes de la croissance du récif." (1910, p. M332).

Il réfute de toute façon une formation par érosion marine, jugeant leur surface trop irrégulière et trop "délicate".

Enfin, Harroy nous soumet une série d'analyses chimiques des différentes lithologies (*id.* p. M329), ce qui lui permet de poser le problème de l'origine du pigment ferrugineux. Son hypothèse est que des "sels de fer" contenus dans le récif ont été oxydés soit par circulation lente d'eaux phréatiques (cas du calcaire rouge inférieur), soit par rubéfaction récente lors de la mise à découvert (cas du calcaire rouge supérieur) (*id.* p. M333).

III. PAUL DUMON

C'est en temps qu'Ingénieur-géologue que Paul Dumon a longtemps suivi l'exploitation des carrières de marbre rouge à Vodelée. Son regard est cependant, à maints égards, celui d'un naturaliste et d'un stratigraphe.

En 1929, dans une publication concernant l'ensemble du Frasnien en Belgique, il reprend les "stades" de développement des récifs de Delhaye (voir ses coupes p. 122, 1932; p. 3, 1957; ch. 25, 1984 et Dumon et coll., p. 160, 1954, voir aussi fig. II.2) et détaille le stade "3" de la façon suivante:

> "a) marbre "royal" et "royal rosé" (...) Receptaculites neptuni abon dant; b) marbre "royal clair" avec brachiopodes de plus en plus abondants à mesure qu'on s'élève; "byzantin" marbre c) 011 "byzantiné" avec brachiopodes très abondants et formant presque exclusivement la masse; d) marbre gris formé à la base de brachiopodes et lamellibranches se chargeant vers le haut d'un fleurage spécial dû sans doute à des organismes mous, et marbre "ROYAL" de teinte assez vive (...), stromatopores abondants, colonies d'Acervularia aplatis, (...)." (1929, p. 166).

Dumon a remarqué l'existence de variations latérales au sein des récifs. Il cite l'exemple du récif du Hautmont, à Vodelée, où l'on observe le passage du "marbre gris" à la "griotte" lorsqu'on s'éloigne du centre de l'édifice vers la périphérie (1957, p. 3; 1964, ch. 25). C'est au centre d'ailleurs que les marbres "gris" et "byzantin" sont les plus développés. Il attribue ces variations à des différences contemporaines de bathymétrie.

Dumon signale que les *Stromatactis* "vivent" à "un niveau extrêmement constant" (1929, p. 167) de la "griotte" et paraissent "indiquer la plus grande profondeur à laquelle pouvaient croître les récifs paléozoïques" (*id.*, p. 157).

fauniques Les listes dont s'enrichissent ses publications sont remarquablement exhaustives et concernent en général les Coraux, les Brachiopodes et les Mollusques (1929, p. 163-165, 170-171; 1957; 1964 ch. 30 et Dumon & coll., 1954). Dumon nous livre à plusieurs reprises des coupes et descriptions détaillées des récifs du Hautmont et du Petit-Mont à Vodelée (1957 et 1964 principalement), souvent complétées par des données de sondage qui, toujours confirment le développement des récifs sur un "mamelon schisteux riche en polypiers" (1936).

Concernant les "terrasses", il rejette l'opinion de Harroy et se rallie à la formation par arrêt de sédimentation de Delhaye (1932, p. 124; 1957, p. 16 et 1964, ch. 26); il confirme aussi que les terrasses sont plus abondantes dans la "griotte" que dans les stades "royal" et "gris" et qu'elles s'épaississent des zones centrales vers la périphérie.

La question des terrasses l'amène à envisager le problème de la lithification, qu'il suppose précoce, pour que se maintiennent ouvertes les cavités dues aux *Stromatactis* et les "carolines", fissures à remplissage complexe, contemporaines de la formation des récifs (1957, p. 27 et Dumon et coll., 1954, p. 194). Dumon suggère aussi une compaction différentielle entre schistes et récif:

> "(...) l'angle entre le sédiment d'envasement et la forme extérieure du récif ou la "terrasse" qui en souligne les augmentations successives n'est pas forcément le même à présent que ce qu'il était pendant la formation à cause du tassement différentiel dans les schistes d'une part, dans les calcaires d'autre part; (...)." (Dumon et coll., 1954, p. 193-194).



Figure II.1: superposition des trois "niveaux" de "récifs" F2d, F2h et F2j au bord sud du Synclinorium de Dinant. Maillieux, 1913 p. 94.

Figure II.2: constitution du bioherme "de marbre rouge" de Petit-Mont, à Vodelée. Dumon, 1957 p. 2, fig. 2.



Quoiqu'il en soit, les contacts entre schistes et récif sont le plus souvent tectoniques, montrant des stries de glissement (1936, p. 378; 1932, p. 124, etc...). La forme des édifices est actuellement "en cloche" (1957, p. 15).

Constatant que, contrairement aux récifs actuels, dont les Coraux forment la charpente, les "récifs" de marbre rouge du Frasnien n'en comptent que peu, Dumon propose de suivre la proposition de Cummings et Shrok (1928) et de les appeler "biohermes" (1964, ch. 31).

Dumon a accumulé nombre d'observations sur les schistes "F2i", parfois interstratifiés "sur quelques décimètres" avec les calcaires de la bordure externe des récifs; il en donne une estimation de la puissance: variant entre 30 et 75 m (1929, p. 162); en movenne 60 m (Dumon et coll., p. 157, 1954); variant de 80 à 30 m sur une distance horizontale de 650 m (1957, p. 38). il signale également que ces schistes ne sont fossilifères que dans les environs immédiats des biohermes de marbre rouge (1929, p. 161; 1936, p. 379; 1964, ch. 31); ailleurs, la faune est pauvre et ne compte que quelques petits Brachiopodes. Les schistes F2i passent le plus souvent brutalement aux schistes de Matagne (1929, p. 161). A certains endroits néanmoins, on peut constater la présence de schistes de caractère intermédiaire ("F3a" de Maillieux).

D'un point de vue plus général, concernant la bathymétrie et l'évolution du milieu de sédimentation des biohermes, Dumon partage les vues de Maillieux et Delhaye. Dumon et coll. (1954, p. 159) avancent même des estimations de profondeur: entre -50 et -30 m pour le développement du stade griotte, une profondeur moindre pour les stades "royal" et "gris" puisque l'accrétion progressivement récifale rattrape l'affaissement du fond marin, et ensuite une nouvelle accentuation de la profondeur (et de la vitesse de subsidence), amenant la récurrence des griottes sommitales. Les schistes de Matagne correspondraient à des profondeurs supérieures à -80 m.

Dumon attribue aussi à une différence de profondeur (liée à une différence d'oxygénation de l'eau) la différence d'état d'oxydation du fer dans le bioherme (oxyde de fer) et dans les schistes périphériques (sulfure de fer) (1964, ch. 31).

Enfin, il ne faut pas oublier l'oeuvre stratigraphique de Dumon. En 1929 (p. 209), il propose des raccords entre le bord sud du Synclinorium de Dinant (utilisant la nomenclature de Maillieux), son bord nord et le Synclinorium de Namur. Les unités manquantes dans le Massif de Philippeville (notamment "F2d") sont peut-être liées à des lacunes de sédimentation (*id.*, p. 186), mais certainement pas à un effet tectonique.

D. CONTRIBUTIONS STRATI-GRAPHIQUES ET SEDIMENTO-LOGIQUES

I. A.L. MOUREAU

Moureau (1933) s'est surtout intéressé à la stratigraphie du Frasnien dans la région de Givet-Beauraing. Il y a recensé plusieurs récifs de marbre rouge dont il donne une description succinte en suivant la "nomenclature" de Delhaye. Les récifs y possèdent les 2^e (griotte), 3^e (marbres rose et gris à Brachiopodes et Crinoïdes) et peut-être 4^e stade, représenté par du calcaire à Crinoïdes (qu'il pense être une variation latérale de la griotte sommitale) (1933, p. B192).

Les schistes F2i, d'épaisseur variant entre 80 et 100 m à Givet (50 à 70 m à Revogne) ne sont riches en faune que près des récifs F2j. Lorsqu'on s'éloigne des édifices, non seulement le nombre, mais aussi la taille des organismes diminue (*id.*, p. B181). Il attribue ce phénomène à une augmentation latérale de profondeur. Le passage des schistes F2i aux Schistes de Matagne est progressif.

Enfin, il insiste sur le fait que les fossiles choisis par Maillieux sont des fossiles de faciès et que ces zones ne peuvent donc avoir une signification chronostratigraphique trop stricte:

> "(...) l'absence apparente de certaines zones (F2d, F2f, F2g, F2h [...]) [dans la région étudiée] indique non pas une lacune stratigraphique mais un changement latéral de faciès. En effet, ainsi qu'il ressort des pages précé

dentes, les fossiles frasniens sont uniquement des fossiles de faciès et les zones qu'ils déterminent ne correspondent pas toujours à des niveaux d'âge différent mais à des faciès différents appartenant parfois à un même niveau (...)" (*id.*, p. B192).

II. L. DUBRUL

Dubrul, en 1939, confirme ces observations et voit (p. B302) dans les variations verticales des faunes, non pas le reflet de l'évolution, mais celui des variations du milieu de sédimentation.

Il montre également que tout en n'étant pas chronostratigraphiques, certains horizons ont une remarquable constance, et parmi ceux-ci, le niveau de schistes "F2i" qui, d'une épaisseur moyenne de 70 m (mesuré sur la fig. p. B313), ne présente que peu de variations de faciès au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Massif de Philippeville. Il signale cependant que les schistes noduleux "F2i" contiennent des bancs de calcaire dans la zone allant de Givet à Marche et que, dans la région de Barvaux, tout le sommet de l'"Assise" devient calcareux et riche en polypiers. Il attribue ces variations de faciès à des différences de profondeur de la mer:

> "Dans la région méridionale, la mer était assez profonde pour que les récifs ne puissent s'élever qu'en des endroits isolés où le fond était exhaussé (...). Au nord, la profondeur s'est trouvée favorable, sur de grandes étendues et pendant assez longtemps, à l'édification de récifs." (*id.*, p. B307).

Dubrul signale aussi que vers le Nord-Ouest du Massif de Philippeville, les schistes "F2i" (ou mieux, le "faciès F2i") vient en contact avec le Famennien, sans l'intermédiaire des schistes F3 (*id.*, p. B308).

Après avoir fusionné certaines des zones de Maillieux, Dubrul présente des corrélations entre ces ensembles et les différentes "assises" du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur (*id.*, p. B316).

III. Y. de MAGNEE

C'est au cours de son levé géologique de la région de Barvaux (partie sud du bord oriental du Synclinorium de Dinant) que de Magnée a été amené à étudier plusieurs récifs de marbre rouge.

Les coupes détaillées et les descriptions qu'il en donne montrent que hormis la griotte de base, les différents stades d'évolution des récifs définis par Delhaye dans la région du Massif de Philippeville sont présents. Le marbre rose du "3^e stade" se différencie cependant de ses équivalents lithologiques du Massif de Philippeville par l'absence du faciès "byzantin" et du faciès "gris" (1932, p. 21).

Y. de Magnée remarque que le récif résulte de l'empilement de petites unités élémentaires (id. p. 37), et qu'il est entouré de tous côtés par des calcaires noirs stratifiés contenant de nombreux Crinoïdes et débris de polypiers (id. p. 22). Ces calcaires biodétritiques passent progressivement, par "augmentation d'épaisseur des intercalations schisteuses" à des schistes analogues à ceux qui envasent le récif. Toutes les surfaces de stratification étaient primitivement proches de l'horizontale (id. p. 37-38). Le mécanisme à la base de la différenciation de la structure en calcaires construits et calcaires biodétritiques est pour l'auteur, la "lutte entre les organismes constructeurs et l'action destructrice et nivellatrice des vagues, aidée d'apports de matières argileuses" (id. p. 38).

E. DE LA SEDIMENTOLOGIE AUX PREMIERES RECONSTITUTIONS PALEO-ENVIRONNEMENTALES ET PALEO-TECTONIQUES

C'est à Marius Lecompte et à son "Ecole" qu'il faut attribuer le souci d'une vision "intégrée" du phénomène biohermal. Intégration dans l'espace par l'étude de l'entièreté de la plate-forme carbonatée dans sa différenciation géographique; intégration dans le temps par l'étude de la succession des cycles sédimentaires. Ces conceptions se retrouvaient bien sûr latentes chez plusieurs de ses prédécesseurs (pensons à Maillieux), mais comme souvent, le cadre conceptuel qui aurait pu favoriser leur épanouissement n'était probablement pas encore fermement établi...

Une des originalités de l'approche personnelle de Lecompte tient aussi à la minutie, neuve à l'époque, de son échantillonnage et de son examen microscopique⁽⁹⁾ (au moins lors de la phase initiale de son "exploration" des récifs de marbre rouge). Ainsi, son étude du récif "F2j" de Trélon (1936) est la première description pétrographique que nous possédions de ce genre d'édifice; la première aussi où l'on met en évidence le rôle non négligeable des Algues et des Eponges dans l'édification des zones centrales (1936 p. 76 et 83) et celui, plutôt accessoire des polypiers (*id.* p. 80).

Au gré des publications, Lecompte présente d'autres coupes de "biohermes" de marbre rouge (terme qu'il utilise de préférence à celui de "récif", 1959 b, p. 15; 1958a p. 1064), dont celles de la carrière des Croisettes et du Grand Fond à Vodecée (1954, fig. 1, 2 pl. III; 1959 a, fig. 1 et 2 p. 17), pour arriver finalement à une coupe synthétique (fig. II.3).

La succession lithologique, décrite à plusieurs reprises (1954 p. 156-161; 1956, p. 14-17; 1958a, p. 1055-1057) peut se résumer comme suit:

- une zone rouge inférieure, à Alveolites et "Acervularia" discoïdes, passant vers le haut à une zone à Stromatactis (interprétés comme organismes constructeurs, d'affinité peut-être algaire: 1937, p. ; 1954 p. 157; 1958a p. 1057; 1959b p. 62). La pâte calcaire est une bouillie de Bryozoaires, Ostracodes, spicules, Crinoïdes ; les terrasses, nombreuses dans cette zone, sont attribuées à la stylolithisation:

> "La roche, dans toute sa hauteur, mais beaucoup plus sur les bords du récif que vers le centre, est parcourue d'un réseau de limets argileux stylolithiques, parfois très dense, échevelé et tranchant

les organismes fossiles, ce qui ne laisse aucun doute sur la nature du phénomène de pression responsable, en relation avec la teneur de la roche en argile, laissée comme résidu dans les joints stylolithiques" (1956, p. 15-16).

- une zone moyenne rose ou grise, caractérisée par des Coraux "subglobulaires" et branchus souvent retournés, des Brachiopodes et d'abondants Crinoïdes. On observe quelques Stromatopores lamellaires, Gastéropodes et Algues (*Sphaerocodium*). A la base de cette zone s'individualise souvent un niveau à *Receptaculites*. Les terrasses stylolithiques sont peu développées;

- une zone supérieure rouge, qui se présente comme une "récurrence de la phase inférieure de la première zone, à polypiers lités" (1956, p. 17).

D'un point de vue géométrique, Lecompte observe que:

> "Les lentilles récifales F2j sont complètement isolées dans des schistes. Ceux-ci ne s'y indentent pas mais buttent sur la surface du récif suivant un angle qui n'est pas originel mais qui a été exagéré par les phénomènes de tassement interrécifal (...). Aucun talus ne s'avance dans les schistes et il n'y a aucune influence sédimentaire du récif calcaire sur le milieu environnant. Sur le pourtour immédiat du récif, les schistes contiennent une faune autochtone. (...). Au large des récifs, dans l'aire inter-récifale, la faune disparaît rapidement et le schiste est bourré de nodules calcaires." (1956, p. 18; voir aussi 1954, p. 155-156).

Il va se servir de certaines de ces observations pour interpréter le milieu de sédimentation, après avoir rejeté toute analogie avec les appareils récifaux actuels (1938, p. 23; 1956, p. 11; 1958a, p. 1065; 1958b, p. 387) qu'il a eu l'occasion de visiter (Floride et Bermude). Il énumère (1938, p. 39-40) les différences les plus significatives entre édifices paléozoïques et édifices actuels. On peut résumer ces différences sous la forme du tableau II.1.

^{(9):} voir l'exposé de sa méthode (1936, p. 54-55). Il ne s'agit pas exactement d'un échantillonnage de type "banc-parbanc", mais on s'en approche indubitablement (18 échantillons pour 50 m, prélevés dans des zones où il discerne une variation lithologique).

L'originalité principale des biohermes F2j est selon lui, leur édification en milieu profond et subsident, subsidence qui est liée au contexte tectonique géosynclinal (1938, p. 42; 1954, p. 161; 1958b p. 385, 1959b, p. 18; 1967, p. 35).

> "Ce type de bioherme (...), s'est tout entier développé en milieu calme, sous la zone de turbulence, comme le montrent l'absence de talus d'épanchement organoclastique autour du récif, la petite taille et la forme lamellaire des coraux, l'absence de Stromatopores massifs, la pauvreté de la faune en général et sa distribution horizontale uniforme, la pigmentation rouge et les linéoles argileuses abondantes, surtout marginalement, accusant la décantation argileuse continuelle." (1958a, p. 1057).

L'influence bathymétrique se traduit principalement par le degré d'agitation des eaux et leur turbidité. C'est la raison pour laquelle Lecompte propose une zonation bathymétrique basée sur cinq à sept faciès (suivant les publications), qui sont interprétés en terme d'agitation du milieu (1956, p. 28; 1958a, p. 1051-1052; 1958b, p. 388-390; 1959b, p. 22; 1961, p. B32 et fig. 3 p. B29-31; 1963b, p. 2; 1967, pl. IV, p. 26-27).

> "1.- Zone turbulente à Stromatopores massifs,
> 2.- Zone subturbulente à Stromatopores lamellaires et

> Coraux (...). 3.- Zone sous-turbulente à

Coraux constructeurs. (...).

4.- Zone mixte, de calcaires très argileux,fins, pauvres, à Brachiopodes, Coraux constructeurs disséminés et Coraux non constructeurs. (...);

5.- Zone quiescente, constituée de schistes plus ou moins grossiers, plus ou moins calcareux, à f a un e dominante de Brachiopodes de taille normale et de polypiers solitaires.

6.- Zone profonde, de schistes fins, peu ou non calcareux, à faune benthonique naine (Brachiopodes et Lamellibranches). 7.- Zone à Goniatites, de schistes très fins, noirs, à faune pélagique." (p. 22, 1959b).

Les biohermes F2j, dont la phase initiale de développement est liée à une courte période de stabilité relative épirogénique (1967, p. 33) se sont édifiés en zone sousturbulente pour les zones rouges et en zone sub-turbulente pour la zone gris-rosé (1967, pl. XI, p. 36). Les schistes encaissants se sont déposés en zone quiescente⁽¹⁰⁾.

> "(...) [les biohermes F2j] se sont développés au cours d'une subsidence, lente au départ et durant la plus grande partie du développement du récif -qui, non seulement compense la sédimentation mais prend l'avance sur elle jusqu'à approcher de la zone de turbulence- précipitée dans la phase terminale. L'avance a toujours été très faible cependant, car pendant toute la durée du développement vertical du récif, la sédimentation contrarie celui-ci (terrasses marginales dans toutes les zones et rétrécissement du récif), ce qui exclut une phase de stabilité prolongée." (p. 19, 1956).

La récurrence de la zone rouge est brutale ("on ne refait pas en sens inverse le chemin vertical parcouru au cours de l'évolution antérieure du récif", *id.* p. 17) et précède de peu le dépôt "cataclysmique" des schistes de Matagne, considérés comme des sédiments profonds, qui provoquent l'"envasement" de l'édifice (1954, p. 164; 1958 b, p. 391; 1961, p. B52; 1967, p. 33).

Les apports argileux représentent le "fond continu" de la sédimentation (1958b, p.

^{(10):} Remarquons qu' apparaît là une difficulté d'interprétation, puisque les calcaires biohermaux et les schistes encaissants sont contemporains (1967, p. 32). Cette difficulté s'estompe si l'on suppose l'existence d'une dénivellation entre biohermes et schistes.

Caractéristiques	Edifices frasniens	Edifices actuels
Contexte tectonique	géosynclinal	"bassins peu déformables"
influence des édifices sur leur environnement	faible	forte (pourvoient des sédiments au milieu inter-récifal)
Morphologie des édifices	"simple", traduisant l'absence de courants. Pas de talus d'éboulis	complexe, avec talus
Structure des édifices	pas de zonation écol. ho- rizontale, mais verticale pas de phase d'émersion	forte zonation horizontale une phase "sénile" liée à l'émersion.
Taille des édifices	restreinte	vaste.
Conditions bathymétriques	? profondes, pas de sym- biose prouvée Coraux- Algues photosynthéti- ques. Milieu calme	peu profondes: symbiose Coraux-Zooxanthelles. Milieu turbulent.
Formule biologique	peu d'espèces, beaucoup d'individus. Pas d'orga- nismes perforants. Peu d'Algues	nombreuses espèces, y compris perforants. Les Algues sont un cons- tituant important.



Tableau II.1: comparaison d'après Lecompte entre édifices récifaux paléozoïques et actuels (1938, 1954, 1956, 1958 a, b, 1959 b et 1961).

Figure II.3: coupe schématique d'un "récif de marbre rouge F2j" du Massif de Philippeville. Lecompte, 1958 a, p. 1056.

"passant en grande partie au-dessus des biostromes de la plateforme, [ils] vont s'accumuler pour la plus grande partie dans le bassin entre les biohermes et dans les fosses transversales de subsidence." (1967, p. 24).

La forme, en "biohermes", c'est-à-dire à développement vertical marqué, n'est que le reflet de la compétition entre l'accrétion organique et la décantation argileuse dont l'intensité est fonction de la profondeur (1958 b, p. 395) et finalement de la rapidité de la subsidence⁽¹¹⁾ (1963 b, p. 19). En milieu peu profond, où la turbulence empêche le dépôt des argiles, les édifices organiques s'étalent en biostromes (1956, p. 13; 1958a, p. 1047; 1958b, p. 395; 1959b, p. 11, 15; 1963, p. 6; 1967, p. 36-37).

Lecompte voit donc, correspondant aux trois phases de développement de biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant, trois phases de développement de biostromes au Nord du synclinorium.

> "(...) les trois niveaux de biohermes du Sud sont remplacés au Nord par des biostromes séparés par des horizons dont la nature lithologique varie progressivement de schistes au Sud à des calcaires argileux vers le Nord, à Coraux massifs et branchus associés à des Brachiopodes, (...)" (1958a, p. 1061).

> "La transition entre les deux types [de constructions récifales] se déplace, stratigraphiquement, de la base au sommet, en direction Nord. Tandis que les récifs F2d ne sont connus en affleurement que sur le bord sud du bassin de Dinant et que les derniers biohermes F2h ne dépassent pas les abords du Massif de Philippeville, les derniers bio

hermes F2j se voient encore à l'affleurement à Renlies, à 18 Kms au Nord du bord sud du bassin de Dinant." (1958 b, p. 385).

Ce déplacement est dû à la transgression marine frasnienne. La prise en compte de ces déplacements de faciès a amené Lecompte à émettre de nettes réserves quant à la valeur chronostratigraphique de fossiles qui pourraient être par trop dépendants des conditions du milieu (zones de Maillieux et Gosselet) (1958 a, p. 1061-1063; 1959 b, p. 13-14 & 24; 1961, p. B55; 1963 b, p. 11; 1967, p. 24 & 36). Il préfère, pour établir des corrélations entre bord sud et bord nord du Synclinorium de Dinant, utiliser les "rythmes sédimentaires", à l'origine des trois phases récifales susmentionnées.

Ces rythmes sont la conséquence de "déformations épirogéniques" synsédimentaires qui individualisent des zones de "fosse géosynclinale" ou "bassin" à forte subsidence (faciès biohermaux, au sud du synclinorium et dans le Massif de Philippeville) et des zones de "shelf" à faible subsidence (faciès biostromaux du nord du synclinorium) (1958 b, p. 398-399; 1959 b, p. 9 & 21; 1961, p. B39; 1963 b, p. 5 & 17). Le Massif de Philippeville est proche, durant le Frasnien moyen, de la zone de flexure entre "fosse" et "shelf".

A cette différenciation longitudinale se superpose une différenciation transversale en zones de subsidence plus ou moins marquées (1959 b, p. 9; 1961, p. B39-40; 1963 b, p. 5; 1967, p. 22).

> "Ces bombements actifs (...) mettent aussi en évidence des dorsales transversales au plissement séparant des fosses d'ennoyage latéral, d'Ouest en Est: l'ennoyage de l'Artois, la dorsale de Rocroi-Philippeville-Beaumont, l'ennoyage de la Meuse (Givet-Anhée), la dorsale de Serpont-Rochefort, l'ennoyage de l'Ourthe, la dorsale de Stavelot, (...)". (1959b, p. 9).

Les biohermes se localisent sur les bombements, tandis que les zones d'ennoyage se caractérisent par une sédimen-

^{(11): &}quot;(...) il apparaît certain que la forme en bioherme ou en biostrome suivant laquelle se présentent les récifs est liée à la rapidité de la subsidence, elle-même fonction de la distance à la charnière oscillatoire." (1958 a, p. 1063).

tation argileuse dominante (1961, p. B40; 1963 b, p. 7).

* *

Les conceptions de Lecompte ont influencé nombre de géologues durant ces dernières décennies. Ses élèves d'abord, d'autres chercheurs ensuite, ont repris son cadre "tectono-sédimentaire" ou ses zones bathymétriques.

Rutten, notamment, après avoir participé à une excursion organisée par Lecompte (en 1955), a publié un article (1956) où il fait intervenir la dynamique crustale pour expliquer les grandes alternances entre sédimentation calcaire et détritique dans le Dévonien belge (p. 685).

Dans le cas du Frasnien "F2j", les biohermes commencent à se développer dans un environnement bien oxygéné, riche en éléments nutritifs puis, rapidement, la sédimentation détritique reprend, couplée à un approfondissement progressif du fond marin. Certains biohermes peuvent continuer à se développer car ils forment un haut-fond générateur de conditions locales plus favorables. Lors de l'enfouissement par la sédimentation détritique, on observe un nivellement progressif du fond et les nouveaux édifices se développeront en d'autres endroits (1956,688). Il n'existe pas p. d'interdigitations entre récifs et sédiments environnants (id. p. 687 & 689).

Rutten remarque que paradoxalement, les phases d'approfondissement semblent liées à des apports détritiques abondants. Ceci peut s'expliquer si l'on considère que toute subsidence du bassin de sédimentation est compensée par une élévation du continent, déterminant une reprise d'érosion (*id.* p. 690). La "charnière" autour de laquelle se fait ce mouvement de bascule est située approximativement à la limite continent-océan.

Sur un plan purement sédimentologique, signalons une contribution de M. Moniez (1961), consacrée à l'étude du "récif" de Château-Gaillard, près de Trélon (bord sud du Synclinorium de Dinant). Relevons entre autre que cet auteur postule l'existence

*

de courants marins longeant l'édifice, pour expliquer sa dissymétrie (1961, p. 109), et qu'il explique le passage de la "zone rouge" à la "zone grise" par une stabilisation du fond, permettant aux constructeurs d'atteindre la zone turbulente (*ibid.*).

* *

E. van Winkel, élève de Lecompte, a écrit une thèse consacrée à l'écologie du Frasnien dans le Synclinorium de Dinant et au bord sud du Synclinorium de Namur. D'un point de vue sédimentologique et stratigraphique, il confirme les vues de Lecompte et illustre notamment les déplacements de la macrofaune au gré des variations de faciès (1964, p. 125). La microfaune par contre, lui semble moins liée aux conditions de l'environnement et plus susceptible d'affiner les corrélations "dynamiques" de Lecompte.

L'étude détaillée des relations géométriques entre la coupe du chemin de fer de Neuville et la carrière des Bulants (bioherme situé à quelques centaines de mètres) amène van Winkel à démontrer la présence d'indentations entre le "récif" et les sédiments périrécifaux. Ces indentations correspondent à des "ralentissements de subsidence" (*id.* p. 67) et sont séparées entre elles par des bancs plus argileux. Le récif s'est développé sur un bombement "provoqué par un amoncellement de colonies coralliennes" (*id.* p. 63).

* *

Pierre Cornet a étudié la carrière de marbre rouge de Beauchâteau à Senzeille (Massif de Philippeville), au cours de son travail consacré aux Stromatoporoïdes dévoniens au bord sud du Synclinorium de Dinant. Je reviendrai plus tard à ses observations sédimentologiques dans le paragraphe consacré à ce "récif". Relevons toutefois dès maintenant que Cornet observe une dissymétrie dans les dépôts de flanc du récif, révélatrice selon lui d'un "versant exposé" et d'un "versant abrité" (1975, p. 187). L'envasement du récif pourrait être dû "soit à une accélération de la subsidence, soit à une recrudescence des apports argileux". (*ibid*.).

* *

Hsien Ho Tsien, élève de Lecompte, poursuit depuis une trentaine d'années l'oeuvre de son maître. Son approche, d'abord essentiellement paléontologique et stratigraphique, s'orientera ensuite rapidement dans le sens d'une synthèse paléoécologique et paléogéographique. C'est surtout cet aspect de son travail que nous allons considérer. Ses publications sont nombreuses, et malheureusement pour le lecteur, souvent redondantes.

Après avoir utilisé dans plusieurs publications les unités stratigraphiques de Maillieux et Gosselet (1967, 1968, 1970), Tsien les remet en question et insiste sur les problèmes découlant de leur utilisation⁽¹²⁾ (1972, p. 1; 1974, p. 2; 1977c, p. 204; 1980, p. 634). Il propose une nouvelle subdivision du Dévonien belge, lithostratigraphique, biostratigraphique et chronostratigraphique. cette subdivision est figurée aux tabl. 1 & 2, 1972; tabl. 1 & 2, p. 4 et 5, 1974; fig. 2, p. 192, 1977 b; fig. 1 et tabl. 1, p. 204 et 205, 1977 c; fig. 1, p. 105, 1979; tabl. 1 et fig. 1, p. 72 et 73, 1980; Tsien et coll., tabl. 1 p. 18, 1980; tabl. 1 p. 18, Tsien & coll., 1980; Mouravieff & Tsien, fig. 2, p. 2, 1983; Tsien, fig. 5, p. 7.8, 1984.

La proposition de 1972 utilise une biozonation sur base des Brachiopodes, des Conodontes et des Rugueux (dans les publications suivantes, seuls ces deux derniers groupes seront utilisés). Les "récifs de marbre rouge F2j", qui représentent un "faciès" diachronique, sont situés à cheval sur les biozones à Ancyrognathus triangularis-Phillipsastraea pentagona et Ph. micrommata, à la limite "Fr3a" et "ß" (tabl. 2, 1972). Par après, dans les travaux ultérieurs, ces édifices seront "partagés", dans le Massif de Philippeville, entre deux niveaux successifs; les uns, "inférieurs", équivalents des biohermes "F2j" du bord sud du Synclinorium de Dinant seront rangés dans la biozone à Ancyrognathus triangularis-Phillipsastraea pentagona, d'âge "Fr2a"; les autres, "supérieurs" et présents uniquement dans le Massif de Philippeville, seront rangés dans la biozone à Ph. micrommata, d'âge "Fr2ß" (fig. II. 4). Les deux niveaux, avec les schistes encaissants, forment la "Formation de Neuville".

(12): "ces unités sont tantôt lithostratigraphiques, tantôt biostratigraphiques et leur désignation est d'apparence chronostratigraphique" (1972, p. 1).

Cette nouvelle stratigraphie représente, au point de vue des rapports entre les deux bords du Synclinorium de Dinant, une rupture nette avec Lecompte, qui corrélait les biohermes de marbre rouge "F2j" avec les calcaires biostromaux de la Formation de Lustin au bord nord du synclinorium⁽¹³⁾.

Tsien explique que les biohermes "Fr2"⁽¹⁴⁾ se sont édifiés au cours d'une transgression marine, au contraire des biohermes "Fr1" qui se sont développés durant une phase "relativement stable" (1980, p. 78). A ces édifices correspondent respectivement au bord nord du Synclinorium de Dinant soit des calcaires argileux à polypiers, soit des biostromes à Coraux et Stromatopores, alternant avec des calcaires fins de milieu restreint. En effet, durant les périodes de stabilité relative, une barrière organique s'édifierait près de la zone de flexure, séparant un environnement marin ouvert d'un environnement plus restreint, soumis à des ouvertures périodiques (1974, p. 10; 1977a, p. 63; 1977b, p. 192; 1980, p. 78; Mouravieff et Tsien, 1983, p. 1; Tsien, 1983c; 1984, p. 7.6).

Ce sont les "mouvements épirogéniques" (1974, p. 14; 1977a, p. 62; 1977c, p. 192, 1980, p. 71 & 75) qui sont responsables des alternances de phase calme et transgressive. Ces mouvements déterminent aussi des ondulations transversales du fond du bassin de sédimentation (ce sont les zones d'"ennoyage" et de "bombement" de Lecompte).

Suivant la nature du "régime tectonique" et la localisation paléogéographique, différents types de constructions organiques se développent (1974, p.14; 1977 a, p. 61; 1977 b, p. 192; 1979, p. 103-104; 1980, p. 78; Mouravieff & Tsien, 1983, tabl. I, p. 2; Tsien, 1984, p. 7.6). Les biohermes de marbre rouge, édifices caractéristiques d'un "bassin" soumis à un régime transgressif (1980, p. 75) sont qualifiés de "mudmounds" (1974, p. 14, etc...). A partir de 1977, Tsien présente une classification des bioconstructions dévoniennes de l'Ardenne ("R1 à R5", Tsien & Dricot, 1977, p. 344;

^{(13):} d'autres auteurs ont critiqué également ces corrélations:
citons Mouravieff, 1970 (*in* Groessens, 1971), Groessens,
1971 p. 11-12 et Lacroix, 1972.

^{(14):} acception post 1972.

"R1 à R6", Tsien, 1977 a) qui sera étoffée progressivement par ajout de sous-types "R5A et R5B" (1977 b); Tsien & coll., 1980, p. 17, "R5A, B, C, D" (utilisés à partir de 1983) pour les notations afférentes aux mudmounds.

C'est la version la plus complète qui est détaillée ci-dessous.

Mouravieff & Tsien, 1983 (p. 4-5) et Tsien (1984, p. 7.21) définissent d'abord six "biofaciès":

biofaciès I: calcaire rouge pâle à *Phillipsastraea*, *Alveolites* globuleux et Stromatopores lamellaires; quelques *Thamnopora*, *Renalcis* et *Rothpletzella*;

<u>biofaciès II</u>: calcaire rouge pâle ou rouge à *Alveolites*, *Phillipsastraea*, Spongiaires et *Stromatactis*;

<u>biofaciès III</u>: calcaire rouge à Coraux branchus; quelques *Renalcis*;

<u>biofaciès IV</u>: calcaire rouge à *Stromatactis*;

biofaciès V: calcaire rouge pâle à *Renalcis*;

biofaciès VI: calcaire gris à *P h i l l i p s a s t r a e a*, *Alveolites*, *Iowaphyllum*, *Renalcis* et "micrite à structure stromatolitique".

Les biofaciès I, II, III et VI sont considérés comme "récifaux" (Tsien, *ibid*.) et comme tels, formés dans la zone d'action des vagues, tandis que les biofaciès IV et V sont interprétés comme "non récifaux" et formés sous la zone d'action des vagues.

Ces faciès une fois établis, chaque "type" de "mud-mound" est caractérisé par les biofaciès prédominants. Ainsi, le type "R5A" (exemple: bioherme de la carrière des "Croisettes" à Vodecée), contient surtout les biofaciès IV et II; le type "R5B" (exemple: bioherme de la carrière Beauchâteau à Senzeille), les biofaciès III et I⁽¹⁵⁾; le type "R5C" (exemple: bioherme du Fort-Condé à Givet), les biofaciès IV et V et le type "R5D" (exemple: bioherme de la carrière du Hautmont à Vodelée), les biofaciès VI et I.

D'une manière générale⁽¹⁶⁾, Tsien considére que les "mud-mounds" "R5" se sont développés dans la zone photique, à proximité de la zone d'action des vagues, dans un environnement où la décantation argileuse était importante⁽¹⁷⁾ (1977 b, p. 193-194, par exemple). Les organismes présents ("Il s'agit de Tabulés, de microorganismes, d'algues, de coraux rugueux, de Crinoïdes et de spongiaires; à ceux-ci s'ajoutent encore des structures d'origine microorganique, les Stromatactis (...)", 1984, p. 7.22) tolèrent ces eaux boueuses et participent à l'édification du "mound", soit en piégeant le sédiment en suspension (bafflestone), soit en le stabilisant après son dépôt, par simple protection mécanique (coverstone) ou par encroûtement (bindstone) (1979; 1981; 1983 a; Mouravieff & Tsien, 1983; 1984, p. 7.3).

Les Algues sont un constructeur important ("the principal frame-builders": Tsien & Dricot, 1977, p. 345) et sont représentées par *Renalcis, Epiphyton* et *Rothpletzella*.

Les "mud-mounds" s'interdigitent avec les dépôts encaissants (voir Tabl. 2, 1972; 1977 b, p. 197; 1980, p. 91; Mouravieff & Tsien, 1983, p. 5; Tsien, 1984 p. 7. 26 & 28; Tsien & coll., 1980, p. 21-24), mais la compaction différentielle, en partie synsédimentaire, entre les deux types de sédiments est importante et provoque une accentuation des pentes originelles (1977 b, p. 199; 1980, p. 90-91; Mouravieff et Tsien, 1983, p. 5; Tsien, 1984, p. 7.24). La valeur des pentes sédimentaires est estimée entre 10 et 45° (Mouravieff & Tsien, 1983).

Tsien s'est beaucoup intéressé aux variations morpho-écologiques des Coraux (1967, 1968, 1970, 1980). Il pense d'ailleurs que les grandes transgressions et régressions marines, par le stress qu'elles font peser sur

^{(15):} ces deux types de mud-mounds, définis depuis 1977(b), étaient caractérisés alors par leur contenu paléontologique: "R5A: mainly lamellar corals and algae",

[&]quot;R5B: mainly fasciculated corals and algae" (1977 b, tabl. I, p. 193).

^{(16):} les observations particulières de Tsien sur les biohermes cités seront discutées dans le chapitre IV, traitant de la description générale des coupes.

^{(17):} ces argiles "trouvent probablement leur origine au Sud, c-à-d. dans l'île Mid-Européenne" (1977a, p. 59).

les communautés organiques, sont à l'origine d'une intensification des processus cladogénétiques (1980, p. 643; 1983 b). On trouvera dans les quatre publications citées ci-dessus des exemples de différenciation morphologique des polypiers en fonction des conditions du milieu; je n'y reviendrai pas ici.

Les Stromatactis sont pour Tsien des organismes constructeurs qui, comme les Coraux ou les Stromatoporoïdes, présentent des variations écologiques liées à l'environnement (1977 a, p. 63; 1977 b p. 194; 1979, p. 119; 1980, p. 90-91; Tsien & coll., 1980, p. 25; Mouravieff & Tsien, 1983, p. 15 et fig. 14).

> "A la base de la zone à *Stromatactis*, ces derniers sont lamellaires, minces et régulièrement lités (...); ils apparaissent en petits fleurages irréguliers dans la partie inférieure de la zone (...). Ils deviennent des fleurages irréguliers de grande taille dans la partie moyenne (...). A la partie supérieure, ils redeviennent des fleurages irréguliers de petite taille." (1980, p. 90-91).

Ces "organismes" sont interprétés comme "probablement algaires" (Tsien et Dricot, 1977, p. 345; Tsien, 1980, p. 97), puis "d'origine microorganique" (1984, p. 7.22; 1985b).

Enfin, Tsien attribue à partir de 1983 une origine microorganique à la boue carbonatée qui constitue la fraction majeure du sédiment (Mouravieff et Tsien, 1983, p. 6 & 18; Tsien, 1984, p. 7.28; 1985a).

* *

C'est une version des idées de Lecompte et de Tsien "rajeunie" par un "vocabulaire actuel" que défend Tom Reijers.

Il insiste sur une séparation entre un environnement de plate-forme peu profonde au Nord et une zone nettement plus profonde vers le Sud (1984, p. 24; 1985). L'emplacement de cette zone de séparation, affectée d'une dolomitisation intense (*ibid.*), varie au cours du temps. Comme aucune construction récifale importante n'est localisée sur cette zone de flexure, la plate-forme est du type rampe ("(...)" knoll-reef rimmed ramp with no apparent wind or tide dominance (...)", p. 58, 1985), à pente marquée due à la situation géosynclinale.

Les monticules micritiques du Massif de Philippeville sont situés partiellement sur la zone de flexure (1984, p. 26). Ces édifices sont caractérisés par des pentes fortes (60°-70°, comm. orale) responsables de slumps et de dykes neptuniens (1984, p. 26; 1988). Le pigment ferrugineux est d'origine terrigène, lessivé du continent situé au Nord. Il est conservé sous forme oxydée dans les monticules "because it remained with the "growing" mud-mound in the shallowest part of the depositional environment" (1984, p. 28). Dans les schistes encaissants, il est transformé en pyrite. Les monticules se localisent sur des accidents tectoniques synsédimentaires (id. p. 29), dont la formation est liée à un régime en distension durant la fin du Dévonien (ibid.).

* *

Avant de clôturer le chapitre consacré aux travaux de Lecompte et de ceux qu'il a fortement inspirés, il me semble opportun de rappeler quelques critiques émises par Paul Sartenaer en 1974, concernant les reconstitutions paléogéographiques et la "dynamique" sédimentaire de Lecompte.

Sartenaer fait en effet remarquer que l'hypothèse des trois phases discontinues d'édification récifale ne représente peut-être qu'une vue de l'esprit, puisque certaines observations font état d'édifices en position intermédiaire, ou même d'édifices dont la croissance se prolonge durant deux "phases" (1974, p. 11)... Les zones bathymétriques de Lecompte lui semblent aussi sujettes à caution, tant qu'un canevas biostratigraphique précis n'aura pas été établi:

> "la méthode paléontologique, en fixant des âges relatifs, permettra d'éviter de nombreuses erreurs et notamment celle qui consiste à placer à diverses profondeurs d'une même mer des faunes ayant vécu à des périodes différentes." (*id.* p. 13).

F. ETUDES STRATIGRAPHIQUES RECENTES

Michel Coen et surtout Marie Coen-Aubert ont mis l'outil paléontologique au service de la stratigraphie fine du Frasnien. J'aurai l'occasion de parler de leur travail, puisque c'est à leur zonation biostratigraphique sur base des associations de Rugueux massifs que je me suis moi-même référé. Je vais donc simplement faire état ici des résultats qui concernent la sédimentologie des biohermes de marbre rouge.

Les nouvelles données doivent beaucoup à la finesse des cénozones utilisées: les biohermes de marbre rouge et les schistes encaissants contiennent trois associations successives de Rugueux massifs (Coen, Coen-Aubert & Cornet, 1976; Coen-Aubert, 1977, p. 53-55; 1980; 1982, p. 9 & 14) indépendantes du faciès (Coen-Aubert, 1980).

Ces associations permettent donc de préciser les relations stratigraphiques entre biohermes et dépôts péri-récifaux (Coen & Coen-Aubert, 1976) et au niveau régional, de mettre en évidence un diachronisme des bioconstructions.

Appelons, comme les auteurs précités, ces associations "faune 1", "faune 2" et "faune 3". La "faune 1" est d'âge "F2j" et les "faune 2" et "faune 3" sont d'âge "F3" (Coen, Coen-Aubert & Cornet, op. cit. p. 330; Coen-Aubert, 1982, p. 9 & 14). Dans le Massif de Philippeville, les biohermes étudiés par Coen-Aubert (1974b) et Coen, Coen-Aubert & Cornet (op. cit.) contiennent les faunes "1" et "2". La "faune 1" caractérise le stade "griotte" (Coen & coll., op. cit., p. 329-330 citent l'exemple du "Petit-Mont" à Vodelée); la "faune 2" les stades "royal" et "gris" (ibid., exemple du récif de "Beauchâteau" à Senzeille et du sommet du récif des "Bulants" à Neuville). La "faune 3" apparaît quant à elle dans des "calcaires noduleux" postérieurs au développement du bioherme de "Beauchâteau" et déposés sur son flanc (Coen-Aubert, 1974, p. 9; Coen & Coen-Aubert, 1974, p. 3; Coen & coll., ibid.). Ces calcaires noduleux, associés à d'autres unités, se retrouvent en milieu péri-récifal dans la coupe de la tranchée du chemin de fer de Neuville (Coen & Coen-Aubert, op. cit.),

permettant une comparaison des deux types de sédimentation $^{(18)}$.

Au bord sud du Synclinorium de Dinant et jusque dans la région de Rochefort, les récifs de marbre rouge sont tout entier compris dans la première zone à Rugueux (Coen & coll., fig. 1, p. 327, ma fig. II.6). "Les récifs (...) sont donc, dans l'ensemble, sensiblement plus jeunes au nord qu'au sud, comme l'avait d'ailleurs suggéré Tsien dès 1971." (*id.* p. 330).

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, on retrouve la "faune 1" dans le "premier niveau récifal de la Formation d'Aisemont" (Coen-Aubert, 1982, p. 9) et la "faune 2" dans le "second niveau récifal" de cette formation (*id.* p. 14). La "faune 3" se retrouve dans le Massif de la Vesdre dans des calcaires noduleux situés peu au-dessus de la Formation d'Aisemont (*ibid.*).

Ces importants résultats stratigraphiques n'ont pas empêché ces auteurs de faire aussi des observations d'ordre sédimentologique. Ainsi, Coen & coll. (op. cit.) donnent une description du bioherme de Beauchâteau à Senzeille et, comme Cornet, postulent l'existence d'une dissymétrie des dépôts de flanc, due selon eux à une différence d'exposition aux agents érosifs (*id.*, p. 330). Le relief de ces édifices était important et, pour le cas concret du récif de Petit-Mont, atteignait une quarantaine de mètres au-dessus du fond marin (id. p. 329). Notons aussi que dans leurs figures, ces auteurs représentent les récifs de marbre rouge sans indentation dans les schistes encaissants (Coen & coll., 1976, fig. 1 p. 327 par exemple).

Enfin, la disparition des récifs de marbre rouge serait liée à une "recrudescence des apports terrigènes" (Coen et coll., p. 330).

* *

Ce sont des données d'ordre essentiellement paléontologique et stratigraphique que nous fournit Francis Tourneur, qui a étu-

^{(18):} signalons que Coen & coll. (*op. cit.*) n'admettent pas la présence d'un second niveau de biohermes de marbre rouge à *Phillipsastraea* latéralement aux calcaires noduleux contenant la "faune 3", comme figuré à de nombreuses reprises par Tsien.

dié les biohermes de "Beauchâteau" à Senzeille (Massif de Philippeville) de "Fort-Condé" à Givet et de "Château-Gaillard" à Trélon (bord sud du Synclinorium de Dinant).

Tourneur confirme, sur base des Conodontes, les âges "F2j" et "F2j"-"F3" des biohermes de Fort-Condé et Beauchâteau (1982). L'abondance relative des divers genres de Conodontes lui permet de supposer un milieu de développement assez profond pour le récif de "Fort-Condé" et nettement moins profond pour "Beauchâteau" (1982, p. 96). Le récif de "Château-Gaillard" s'est édifié en "milieu relativement profond" (*id.* p. 98), mais surtout, il est d'âge "F2j" à "F3" ce qui, puisqu'il est situé au bord sud du Synclinorium de Dinant, cadre mal avec le schéma simple selon lequel les récifs seraient de plus en plus jeunes du Sud vers le Nord.

* *

En 1983, J.P. Biron, M. Coen-Aubert, R. Dreesen, B. Ducarme, E. Groessens et F. Tourneur ont étudié le bioherme de marbre rouge dit du "Trou de Versailles" à Rance.

Stratigraphiquement, sur base des Conodontes et des Rugueux massifs, cet édifice date du sommet du Frasnien ("F3"), malgré sa position relativement méridionale dans le Synclinorium de Dinant (1983, p. 327). Il est envasé par des calcaires noduleux à Brachiopodes datés de la base du Famennien, sans qu'apparaissent les "schistes de Matagne" (Ducarme, 1980, p. 116). La position stratigraphique de ce récif confirme donc l'observation de Tourneur (1982) sur la variabilité de l'âge du "faciès récif de marbre rouge".

Les auteurs font un relevé détaillé des Tabulés, Rugueux, Conodontes. Ils signalent également la présence de Girvanelles, *Sphaerocodium*, "Epiphytales", Fénestelles, spicules d'Eponge, Tentaculites, et Bryozoaires branchus. Quelques Parathuramminidés et Foraminifères du genre *Nanicella* sont présents.

G. ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES PONCTUELLES

En 1985, paraît un article de R. Dreesen, M.J.M. Bless, R. Conil, G. Flajs et C. Laschet décrivant le bioherme de marbre rouge de Baelen, situé dans le Synclinorium de Verviers. Ce bioherme, daté du Famennien (Dewalque, 1880) est la seule construction de ce type connue dans cet étage, sauf peut-être l'édifice signalé par X. Stainier (1893) dans le tunnel de chemin de fer de la ligne Jemelle-Anseremme, près de la Lesse, sous le château royal.

Cette étude comprend une description lithologique détaillée ainsi que des données paléontologiques concernant les Algues, les Ostracodes, les Eponges, les Conodontes et les Foraminifères.

Le coeur de l'édifice, formé de mudstones à Stromatactis et spicules d'Eponge, alternant avec des grainstones et packstones à Crinoïdes, repose sur des calcaires noduleux et argilo-sableux, comprenant des "bindstones" à Dasycladacées, des wackestones bioclastiques, etc... La présence dans la masse micritique de grainstones et de packstones à Crinoïdes est due à des passages répétés dans la zone d'action des vagues, peut-être suite à des tempêtes (1985, p. 344). Le milieu de développement de la partie micritique centrale, interprétée comme "algal mud mound" (ibid.) est ordinairement situé dans la zone photique, sous la zone d'action des vagues.

Les Eponges, peut-être à l'origine des *Stromatactis*, sont des constructeurs importants. La présence de "slumps" témoigne de l'existence d'un relief au-dessus du fond marin (*ibid*.). La croissance de cet édifice, en régime de transgression marine, serait liée à l'arrêt des apports détritiques (*id*. p. 342). Sa localisation semble dépendre de la formation d'un haut-fond suite au jeu d'une faille synsédimentaire (*ibid*.). Des communautés à Algues, Eponges, Crinoïdes auraient alors stabilisé et piégé le sédiment, préparant l'installation des faciès cryptalgaires centraux (*ibid*.) producteurs et fixateurs de micrite.

38
biostratigraphique et paléoécologique.

A "Hautmont", plusieurs associations d'Ostracodes sont observées dans les calcaires gris du coeur du récif, la griotte sommitale et les schistes envasants (1987, p. 199). Ces associations, interprétées en terme de paléoenvironnements indiquent que les calcaires gris se sont formés dans un milieu "sensiblement agité, situé à proximité du niveau d'action des vagues", la partie supérieure de la griotte dans un environnement "un peu plus calme situé avec certitude sous le niveau d'action des vagues" et les schistes envasants dans un milieu encore un peu plus profond, proche d'une zone relativement pauvre en oxygène dissous (*ibid.* et 1988, p. 84). Ces eaux mal oxygénées seraient reponsables de la fin de la croissance des récifs et du dépôt des schistes à aspect "Matagne" (1987, p. 200).

La présence d'eaux mal oxygénées dans la Paléothétys est attribuée à des événements tectoniques et climatiques globaux.

H. RE-INTERPRETATION DES "RECIFS" CLASSIQUES DU FRASNIEN DE L'ARDENNE

C'est sous ce titre provocateur que C.L.V Monty, M.C. Bernet-Rollande & A.F. Maurin ont fait paraître en 1982 un "extended abstract" contenant une énumération d'idées nouvelles sur l'origine des "mudmounds" des Ardennes. J'estime important de résumer l'essentiel de cette publication dans le cadre de cet historique. Je l'ai complétée par des éléments provenant de publications ultérieures.

> - Les édifices sont constitués de micrite carbonatée presque pure. Certains contiennent de l'hématite microbienne (voir aussi Monty, 1982). Leur encaissant est par contre très argileux et révèle souvent une condensation des biozones; les auteurs en tirent argument pour supposer que la croissance des monticules s'est faite pendant des pé

riodes d'arrêt de la décantation argileuse (voir aussi Monty, 1984, p. 23.5 et Monty & Van Laer, 1988, p. 158);

- la micrite est d'origine bactérienne, précipitée *in situ* (voir aussi Monty & Van Laer, *op. cit.*, p. 157 et Van Laer, 1988) tout comme la plupart des ciments de cavité (Monty, 1982c; Van Laer & Monty, 1984; Monty, 1985, p. 86; 1986; Van Laer, 1988);

- les édifices possédaient des pentes sédimentaires fortes (jusqu'à 50° d'après Monty, 1984, p. 23.2) et un relief marqué sur le fond marin. Comme cette micrite n'était pas cimentée (car on retrouve de nombreuses structures du type "slump", injection de sédiments, etc...), le maintien de pentes fortes est dû à la présence de films et de gels microbiens stabilisant le sédiment (voir aussi Monty & Van Laer,1984, p. 157 et Monty, 1984 a, p. 23.6);

- une certaine cimentation, due à l'activité microorganique, permet la formation de cavités et fractures, accueillant des communautés bactériennes non-photosynthétiques ou "endostromatolithes". Parmi ces microbes, les auteurs (de même que Monty, 1982 a & b; 1984, p. 23.5; Monty & Van Laer, 1984; Monty, 1986 c; Van Laer, 1988, pl 7, p. 184) citent les genres *Renalcis* et *Epiphyton*;

- la croissance des édifices résulte de l'empilement vertical de lentilles sigmoïdales (voir aussi Bernet-Rollande, Maurin & Monty, 1982). La carrière des "Croisettes" à Vodecée est prise comme exemple (Monty & Van Laer,1988, p. 174);

- L'environnement de croissance des "mud-mounds" est profond, "well below wave base" (Monty et coll., 1982, p. 340); leur conformation ne leur permettait de toute façon pas de résister à l'impact des vagues de tempête. Certaines "Algues", comme *Renalcis* ou les Girvanelles ne sont que des accrétions microbiennes dont la croissance peut se faire dans des cavités obscures; elles ne sont donc pas des indicateurs de la zone photique (voir aussi Monty, 1984, p. 23.5);

- un des facteurs à l'origine du développement des "mud-mounds" pourrait être la présence de courants d'"upwelling", l'occurrence de refroidissements océaniques généraux ou liés à des variations locales des courants marins, etc... (Bernet-Rollande, Maurin & Monty, 1981; 1982).

Dans sa thèse, consacrée à la pérennité -dans le temps et dans l'espace- du "phénomène mud-mound", Pierre Van Laer consacre quelques pages aux "mud-mounds" "F2j" du frasnien belge (1988, p. 369-397).

Il insiste sur le caractère épiphénoménal de la macrofaune (*op. cit.*, p. 371) par rapport aux "microbes constructeurs" (*id.* p. 185) responsables de la précipitation *in situ* de la micrite carbonatée⁽¹⁹⁾. Il faut donc s'intéresser aux caractères de la boue pour comprendre la nature de ces bioconstructions.

Les "mud-mounds" possèdent des pentes sédimentaires fortes et des morphologies diverses:

> "[Ils] peuvent soit présenter une forme hémisphérique très prononcée, avec de fortes condensations latérales (...), soit s'indenter fortement avec les dépôts argileux environnants (...)" (*id.* p. 371).

Ils se sont développés sur une zone de flexure (le bord sud du Massif de Philippeville) qui doit son origine à une tectonique d'affaissement de blocs (*id.* p. 392). Leur milieu de croissance est situé sous la zone d'action des vagues de tempête (*ibid.*).

D'une manière générale, les "mudmounds" représentent une adaptation "évolutive" des stromatolithes précambriens à l'apparition de la vie benthique marine en conditions normales de salinité, oxygénation,... (*id.* p. 533). Leur développement à certaines époques de l'histoire de la terre pourrait être liée à des "crises" biologiques éliminant une partie des organismes concurrents (*id.* p. 532; voir aussi Monty, 1984a, p. 23.7).

Van Laer s'est intéressé de manière particulière à l'origine et à la nature des ciments des "mud-mounds". J'aurai l'occasion d'y revenir brièvement dans le chapitre consacré à la diagenèse.

I. CONCLUSION

Est-il nécessaire de conclure un tel chapitre, qui par essence n'est pas "clos"? Oui, dans la mesure ou conclure n'est pas clore, mais retirer des enseignements...

J'ai certainement, et le lecteur en était prévenu, favorisé la sédimentologie au détriment des contributions paléontologiques et stratigraphiques; mais n'oublions pas que toute avance importante dans l'une de ces deux disciplines a forcément eu, pour le sujet qui nous intéresse, des répercussions importantes. Disons alors que j'ai considéré dans cet historique, la stratigraphie et la paléontologie comme outils de la sédimentologie, et leur ai donné l'importance et le poids que chacun de leur apport justifiait.

Le lecteur a pu s'apercevoir que les études biostratigraphiques des "récifs de marbre rouge" sont nombreuses et que les reconstitutions paléogéographiques ont très tôt fait florès... Il semble pourtant qu'aucune étude sédimentologique comparée des monticules de marbre rouge, appuyée sur un échantillonnage pétrographique détaillé n'existe à ce jour. Le lecteur a pu également remarquer qu'aucune étude diagénétique d'ensemble n'a encore été entreprise. De même d'ailleurs qu'aucune étude de compaction, qu'aucune étude tectonique moderne, etc...

Je n'ai pu m'empêcher de faire -de manière un peu caricaturale- un schéma reprenant quelques idées fondamentales concernant la sédimentologie des monticules (tabl. II.2). C'est, je le concède, une approche grossière, mais qui a le mérite, comme le suggère Jules Gosselet de montrer que:

^{(19):} ces microbes, allant des "Girvanelles bien conservées" à des "filaments fantômatiques" (*id.*, p. 522) sont ubiquistes dans les "mud-mounds". Seule leur mauvaise préservation empêche de les déceler. A cette accrétion "en surface", sous forme de tapis s'ajoute, dans le sédiment, des carbonates précipités par "diagenèse microbienne".

"L'histoire de la géologie de l'Ardenne et de ses dépendances peut se diviser en plusieurs phases dont chacune est marquée par une impulsion particulière donnée à la science et par la prédominance de certaines idées. Mais ces périodes, semblables à toutes celles de l'histoire scientifique, n'ont rien de bien tranché et empiètent les unes sur les autres; car il arrive toujours que quelques esprits poursuivent la direction dans laquelle ils ont marché pendant leur jeunesse, en même temps que d'autres, profitant des faits déjà acquis, tracent

une voie encore inexplorée, destinée à marquer une nouvelle étape de la science." (1888, p. 13).

Et de montrer aussi que si certaines questions posées à propos de la sédimentologie des monticules ont reçu très tôt une réponse (relations schistes-récifs, profondeur relative des faciès rouge et gris, nature de la sédimentation argileuse), d'autres restent pendantes, notamment le problème des indentations latérales, celui de l'origine des *Stromatactis*, de l'environnement de développement des édifices, de leur géométrie, de l'origine de la pigmentation, etc...

	rel. so réc	ch./ :if	angle des "pentes " lat.	indenta- tions lat.	constructeurs principaux	origine Stromatact.	origine pigm. rouge	nature boue carbonatée	profondeur dév. récif	profd. r. rouges/gris	décantation argileuse	origine des "terrasses"	fin du "rég récifal"	env. "sch. Matagne"
CASIER 1987-	t								proximité Z.A.V.			<u></u>	diminution oxygén.	peu oxygéné
MONTY et coll. 1982-			élevé		microbes (1982)	fluides + variable	microbes	microb. (1982)	entièrement ss Z.A.V.		dév. récif pdt arrêt			profond
COEN et coll. 1974-	t t			non	Coraux					l t	t t		apports détritiques	
TSIEN 1967-			"moyen", effet de compact.	oui	Cor., Algues Eponges microbes ('84)	Algues, microbes (1984)		microb. (1985a)	importante		continue		envasement augm. pfd.	profond
SAERTENAER 1974-														peu profond
VAN WINKEL 1964			t	oui	t		t	t	t	t	continue		envasement augm. pfd.	t
LECOMPTE 1936-1967			acc. par tassement	non	Algues, Ep. Coraux	Algues	détritique avec argile	détritus	sous Z.A.V.	rouges = + profonds	continue	concentr. par dissol.	envasement augm. pfd	profond "bathyal"
DE MAGNEE 1934			proche de l' horizontale	oui	1				dans Z.A.V	t	continue			
DUMON 1929-1982			tectonique, comp. diff.	oui, "décimétr."	Coraux	organismes à corps mou			dans Z.A.V	rouges = + profonds	t	arrêt de sédiment.	envasement augm. pfd.	profond
HARROY 1910			origine tectonique		Coraux		circulation d'eaux		dans Z.A.V			concentr. par dissol.	envasement retrait mer	peu profond
DELHAYE 1908-1932			jusqu'à 70°	oui	Coraux	organismes à corps mou	détritique	détritus	dans Z.A.V	rouges = + profonds	continue	arrêt sédim. + abrasion	envasement	t
MAILLIEUX 1908-1928			? élevé		Coraux, Ep., Bryozoaires	organismes à corps mou		t	dans Z.A.V	rouges = - profonds	continue	arrêt de sédiment.	envasement augm. pfd.	profond
GOSSELET 1881-1888	sch. pos pré-réc	t- et cif			1				t					
DUPONT 1881-1892	schistes post ré	s = cif	élevé		Coraux	variété de Stromatop.		détritus	dans Z.A.V très peu pfd	rouges = + profonds			envasement	? peu profond

Tableau II.2: évolution historique de quelques idées fondamentales concernant la sédimentologie des biohermes "de marbre rouge".

Chapitre 3: STRATIGRAPHIE

A. INTRODUCTION

Ce court chapitre est un survol des unités stratigraphiques les plus couramment utilisées dans la littérature belge pour la partie supérieure du Frasnien.

Les différentes unités proposées sont regroupées au sein de deux tableaux: le tableau III.1 est consacré au bord sud du Synclinorium de Dinant et au Massif de Philippeville, le tableau III.2 au bord nord du Synclinorium de Dinant, au bord sud du Synclinorium de Namur, au bord nord-est du Synclinorium de Namur et au Massif de la Vesdre.

N'oublions pas que l'un des objectifs de la présente étude est d'établir des corrélations séquentielles (Lombard, 1953; Mamet, 1972; Errera, 1976) permettant à la fois un positionnement stratigraphique précis des monticules les uns par rapport aux autres (ont-ils tous commencé leur développement à la même époque?) et à plus grande échelle, des corrélations entre Synclinorium de Dinant, Massif de Philippeville et Synclinorium de Namur.

J'ai donc été amené, à plusieurs reprises, à confronter corrélations biostratigraphiques et corrélations séquostratigraphiques, comme par exemple dans le cas des corrélations entre les biohermes du Massif de Philippeville et les sédiments stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant (Boulvain et Coen-Aubert, 1989).

Cela m'a permis de constater combien la complémentarité de ces deux méthodes était grande et leur usage conjoint nécessaire lorsque l'on essaie de corréler des sédiments bioconstruits avec des sédiments à caractère détritique plus marqué. Ce point de vue sera discuté dans le chapitre consacré aux corrélations séquostratigraphiques.

B. BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET MASSIF DE PHILIPPEVILLE

Le tableau III.1 inclut l'échelle "mixte" (à aspects bio-, chrono- et lithostratigraphique, cf. ch. "Historique") de Maillieux et Demanet (1928)⁽¹⁾ et les échelles litho- et chronostratigraphique de Tsien (1974 à 1984, cf. "Historique"), auxquelles s'ajoute sa zonation sur base des Coraux rugueux (1977 a).

Figurent dans le même tableau les zonations biostratigraphiques par Conodontes établies par Coen (1972, 1973) et par Mouravieff (1970, *in* Tourneur, 1982).

La différence entre ces deux zonations tient à l'emplacement de la base de la zone à Ancyrognathus triangularis, définie par l'apparition de ce fossile. Mouravieff fait commencer cette zone à la base des "récifs F2j", alors que Coen, après la découverte d'une sous-espèce d'A. triangularis (A. triangularis euglypheus⁽²⁾) dans les calcaires "F2g", la place stratigraphiquement plus bas.

L'apparition d'A. triangularis triangularis à la base des "récifs rouges F2j" permet dès lors à Coen de subdiviser la zone à A. triangularis en deux sous-zones.

⁽¹⁾ Cette échelle a été définie à l'origine au bord sud du Synclinorium de Dinant (Maillieux, 1913a). Plusieurs auteurs (*cf.* "Historique") ont essayé par la suite d'étendre son application au Massif de Philippeville (Maillieux, 1926; Dumon, 1929), au bord nord du Synclinorium de Dinant et au bord sud du Synclinorium de Namur (Dumon, 1929; Dubrul, 1939), à la région de Givet-Beauraing (Moureau, 1933; Dubrul, 1939), à la région de Barvaux (Dubrul, 1939; Coen, 1974) et au Massif de la Vesdre (Coen-Aubert, 1974a)

⁽²⁾ Cette attribution a été contestée par Mouravieff, qui y voyait une nouvelle espèce; la détermination de Coen a été confirmée en 1981 par d'autres auteurs (voir l'excellente discussion dans Tourneur, 1982 p. 91-92). Mouravieff (1982, p. 104-105) a par la suite décrit l'espèce sous le nom d'*A. tsiensi*.

La zone à *Palmatolepis gigas* sup. est définie par les deux auteurs à l'apparition d'A. *assymetricus* et correspond, dans la région de Frasnes, à la limite "F2"-"F3" (les *Palmatolepis* sont des fossiles rares dans la zone étudiée, essentiellement pour des raisons de faciès; ce sont eux qui permettent en Allemagne une zonation plus précise, incluant une zone à *Palmatolepis gigas* inférieure, non reconnue ici)⁽³⁾.

Les limites entre "MGM" ("micropaleontological guide marks") 21/22 et 22/23 (Streel et coll., 1974) sont définies à la première apparition d'A. triangularis (21/22, op. cit. p. 3) et d'A. assymetricus (22/23, op. cit. p. 4).

Dans le tableau III.1 figure également la zonation biostratigraphique basée sur les Rugueux de Coen-Aubert, établie dans le Frasnien du Massif de la Vesdre (1974) et étendue par la suite par Coen, Coen-Aubert et Cornet (1977) au Frasnien de l'Ardenne.

Cette zonation est basée sur la succession, au sein des biohermes de marbre rouge et des schistes encaissants de trois cénozones de Rugueux massifs: la "Faune 1", d'âge strictement F2j, où domine Frechastraea carinata Scrutton 1968; la "Faune 2" avec F. pentagona micrastaea (Penecke 1904), F. limitata (Edwards et Haime 1851) et Phillipsastraea ananas ananas (Goldfuss 1826) et la "Faune 3" où l'on trouve surtout F. pentagona pentagona (Goldfuss 1826), Iowaphyllum rhenanum (Schlüter 1880) et Ph. ananas veserensis Coen-Aubert 1974. L'apparition d' A. assymetricus coïncide avec une "Faune 2" bien installée (Coen & coll., 1977; Coen-Aubert, 1982, p. 14).

Ces associations coralliennes semblent indépendantes du faciès, puisqu'on les retrouve aussi bien dans les calcaires argileux stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant, du bord sud du Synclinorium de Namur et du Massif de la Vesdre que dans les monticules micritiques du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant (Coen-Aubert, 1980 p. 68; 1982, p. 9-14).

La plupart des biohermes que j'ai étudiés ont été datés par Madame Coen-Aubert sur base de cette biostratigraphie, plus précise que la biozonation des Conodontes.

Regrettons au passage l'absence d'accord des géologues belges sur une échelle lithostratigraphique pour cette région, conduisant à l'emploi (en général sous le couvert des guillemets) des notations à caractère mixte de Maillieux et Demanet (*op. cit.*).

C. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT, SYNCLINORIUM DE NAMUR ET MASSIF DE LA VESDRE

Pour le bord nord du Synclinorium de Dinant, le bord sud du Synclinorium de Namur et la partie orientale de sa bordure nord, j'ai repris uniquement l'échelle lithostratigraphique (tabl. III.2) résultant des travaux récents de Lacroix (1972, 1974 a, b), Coen (1974), Coen-Aubert et Coen (1974), Coen-Aubert et Lacroix (1978, 1985).

On consultera, pour un tableau comparatif des autres échelles publiées antérieurement, l'article de Lacroix (1974 b, p. 13).

De même, pour le Massif de la Vesdre, l'échelle stratigraphique utilisée (tabl. III.2) est basée sur les travaux de Coen-Aubert et Lacroix (1978). Notons simplement que au sein de la partie supérieure du Frasnien, Coen-Aubert (1971, 1974a, b) distingue trois niveaux récifaux à "*Phillipsastraea*", séparés ou non par des épisodes plus argileux.

⁽³⁾ Une publication de Bultinck & coll. (1988) utilise une zonation de Conodontes où apparaît une zone à *P. gigas* inf., basée sur l'apparition de *P. rhenana n. subsp.* (p. 32). La base de la zone à *P. gigas* sup. est définie par la première occurrence d'*Icriodus alternatus* et correspond à l'acmé de *A. triangularis*. D'après ce travail, cette espèce est déjà présente au sommet du "récif" du Lion. Cette zonation est actuellement controversée.

Ces niveaux récifaux sont dénommés "premier", "deuxième" et "troisième" biostrome et peuvent être distingués sur base de leur faune. Le premier biostrome est d'âge "F2j", alors que les deux derniers sont d'âge "F3" (Coen-Aubert, 1982, p. 14).



Tableau III.1: comparaison de différentes échelles stratigraphiques du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant. D'après les travaux de Maillieux (1913 a, 1926), Maillieux & Demanet (1928), Mouravieff (1970), Tsien (1974, 1977 b, c, 1979, 1980, 1984), Coen (1973), Streel & coll. (1974) et Coen & coll. (1977).



			S Syncl. de Namur & N Syncl. de Dinant			Massif de la Vesdre								
DEVONIEN SUP. FP A SNIFN		F3	"Schistes supérieurs"			"Schistes supérieurs"			Tn				Z. à P. gigas sup. (A.	
	EN	15	F. d'Aisemont		Faune 2	F. d'Aisemont		Faune 3 Faune 2	F3	Formation		Faune 2	asym- metrica)	
	IN	F2ij			Faune 1			Faune 1	F2ij	u Aisemoni	- 4	Faune 1	Atrian- gularis	
	RAS	F2gh	Formation de Lustin			Formation			F2gh	F. de Huccorgne				48
	Ľ,					de Lustin								
Chrono- stratigraphie		o- phie	Litho- stratigraphie	Litho- logie	Z.à "Phillips- astraea"	Litho- stratigraphie	Litho- logie	Z.à "Phillips- astraea"	Chrono- strati.	Litho- stratigraphie	Litho- logie	Z.à "Phillips- astraea"	Z. à Conodontes	

۲

,

Tableau III.2: échelles stratigraphiques utilisées pour le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Synclinorium de Namur et le Massif de la Vesdre. D'après Lacroix (1972, 1974 a, b), Coen (1974), Coen-Aubert & Coen (1974), Coen-Aubert & Lacroix (1978, 1985).

Chapitre 4: LOCALISATION ET DESCRIPTION DES COUPES

"(...) here the invincible old reefs were overwhelmed by the slimy mud, underneath which many of them still lie burried, but many more, surviving every fate, still lift their grisly heads against the sky... and hurl defiance at the elements!" Cumings & Shrock (1928, *in* Shaver & Sunderman, 1989).

A. INTRODUCTION

Le chapitre historique nous a montré qu'un grand nombre de "récifs de marbre rouge" sont connus des géologues depuis toujours. Comme aucune carrière nouvelle n'a été ouverte depuis plusieurs décennies, je me suis basé sur les données de la littérature pour recenser et localiser les monticules micritiques du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. IV.1).

Les régions investiguées s'étendent de Rance à Heer et de Roly à Vodecée, soit la totalité du Massif de Philippeville (fig. IV.2); au bord sud du Synclinorium de Dinant, il s'agit des régions de Boussu à Nismes, Givet (fig. IV.2), Rochefort - Marche-en-Famenne (fig. IV.3), et Durbuy (fig. IV.4). Enfin, dans le Massif de la Vesdre, j'ai étudié le bioherme recoupé par le sondage E 303 d e Chaudfontaine, situé à l'extrémité orientale actuellement connue de l'aire de répartition des "récifs de marbre rouge" (fig. IV.1).

En dehors de ces zones, seuls quelques édifices sont signalés: celui de Trélon (Lecompte, 1936; Tourneur, 1982) est le bioherme le plus_occidental du Synclinorium de Dinant. Entre la région de Rochefort - Marche et Givet, quelques édifices ont été signalés dans la plaine des Fagnes, à Baronville (Beauraing) par Moureau (1933), mais aucun affleurement ne subsiste à ce jour. De même, au-delà de Frasnes, hormis le "récif" de Boussu-en-Fagne (Maillieux, 1913 a, 1914), les autres édifices mentionnés ont pratiquement disparu (Lompret: Maillieux, 1913 a; Delhaye, 1913 b; Dumon, 1929; Aublain: Maillieux, 1913 a; Dumon, 1929; proximité de la carrière du Nord: Maillieux, op. cit.).

C'est indiscutablement dans le Massif de Philippeville et ses dépendances que les monticules micritiques sont les plus abondants. Leur nombre exact est difficile à déterminer, puisque chaque "tiène" peut en ca-cher un. Thonnard (1964) en a d'ailleurs identifié plusieurs, ignorés jusqu'alors, au cours de son étude aérophotogéologique de la région. Plusieurs auteurs ont essayé d'estimer leur abondance: ils seraient de 130 à 140, peut-être 200 pour Dupont (1882, p. 137); pas beaucoup plus de 100 pour Maillieux (1926, note 1, p. 90) et environ 80 pour Dumon (1929, note 1, p. 185). Je pense que ces estimations n'ont pas beaucoup de sens, puisque ces auteurs ne précisent pas s'il s'agit d'édifices exploités, en affleurement ou subaffleurant.

J'ai pour ma part relevé et visité dans le Massif de Philippeville, 56 monticules micritiques dont je peux pour la plupart confirmer l'attribution aux "récifs de marbre rouge F2j", par l'observation de "*Phillipsastrea*", fossile caractéristique (*cf.* chapitres II et III). Ces édifices sont reportés sur les figures IV.2, IV.3 et IV.4. Les numéros renvoient à une liste, en annexe (ANNEXE I), où sont énumérées leur localisation précise, les références bibliographiques les concernant et une brève description de leur état actuel d'affleurement.

En dehors du Massif de Philippeville, au bord sud du Synclinorium de Dinant, les monticules micritiques "F2j" sont nettement moins nombreux (48 seulement pour Dumon, 1929, p. 170) et suivant la région, de taille équivalente à ceux du Massif de Philippeville ou, plus souvent, nettement moins développés.







Figure IV.3: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans la région de Rochefort; même légende que fig. IV.2.



Figure IV.4: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans la région de Durbuy; même légende que fig. IV.2.

L'impression générale qui ressort de cet inventaire est que le nombre et la qualité des affleurements ont nettement diminué depuis les études classiques de Delhaye, Dumon et Lecompte. Un bon nombre de carrières ont été en partie remblayées, beaucoup sont inondées et d'une manière générale, sauf deux ou trois exceptions, l'exploitation a été relativement complète, ne laissant affleurer que les zones périphériques des édifices.

Parmi ces monticules, j'ai sélectionné neuf édifices du Massif de Philippeville et quatre édifices du bord sud du Synclinorium de Dinant, auquel il faut rajouter celui recoupé par le sondage de Chaudfontaine, comme base d'une étude détaillée. Mon choix a été guidé par les critères suivants:

- possibilité de décrire et d'échantillonner des coupes continues pénétrant différents niveaux des édifices (par souci de clarté, je découpe les biohermes verticalement en "niveaux" et latéralement en "zones": fig. IV.5);

- présence de faces sciées permettant des decriptions détaillées;

- accès au coeur des biohermes (Hautmont [39], Beauchâteau [3] dans une moindre mesure, Tapoumont également [5]) ou au contraire à des coupes en périphérie, où s'observent en indentation des faciès péri-biohermaux (Les Bulants [6] et surtout Tiène à l'Gatte [23]);

- représentativité de l'édifice au point de vue développement et situation géographique (Fort-Condé [50], par exemple n'est qu'un petit édifice non exploité en carrière qui ne présente aucune face sciée. Sa position géographique médiane entre les biohermes de la région de Frasnes et ceux de la région de Rochefort le rend cependant intéressant);

- simplicité tectonique (surtout important pour l'observation des relations avec l'encaissant plus argileux);

 - état d'altération (possibilité néanmoins d'améliorer l'état des surfaces par nettoyage à l'HCL);

- je ne mentionne l'accessibilité que pour mémoire, car un matériel adéquat permet le levé même dans des conditions difficiles: en rappel à Beauchâteau ou en cannot pneumatique à Petit-Mont et Tiène à l'Gatte.

A 21 coupes levées dans les 14 biohermes sélectionnés s'ajoutent trois coupes situées en milieu péri- et extra-biohermal: une à Frasnes au bord sud du Synclinorium de Dinant et deux autres à Neuville dans le Massif de Philippeville.

Afin d'arriver à reconstituer l'évolution du bassin de sédimentation, j'ai également étudié deux coupes situées au bord nord du Synclinorium de Dinant, une coupe au bord sud du Synclinorium de Namur et une coupe située au bord nord-est du même synclinorium. Ces coupes, situées à respectivement une trentaine de km au nordnord-est du Massif de Philippeville pour les trois premières et à une soixantaine de km au nord-est pour la dernière (fig. IV.I) recoupent des niveaux stratigraphiquement équivalents aux biohermes "de marbre rouge".

I. TECHNIQUES D'ETUDE MACROSCOPIQUE

Je parlerai ici essentiellement de la technique d'échantillonnage; concernant l'observation qui doit être minutieuse, je soulignerai combien le dessin sur affleurement lui est un auxiliaire indispensable... aidant non seulement à appréhender des détails qui auraient échappé à un examen trop superficiel, mais surtout à arriver à une sorte de connaissance proprioceptive de la roche.

la technique d'échantillonnage utilisée est dérivée de celle du "banc-par-banc" (Lombard, 1953, p. 6; Mamet, 1972). Le concept de banc montre ici toutes les limites inhérentes à sa définition. En effet, suivant que l'on examine des surfaces sciées ou des séries en affleurement naturel, le nombre de bancs que l'on va déceler est variable. Les "terrasses" des marbriers qui n'apparaissent que comme de minces filets argileux en surface sciée délimitent des bancs calcaires en affleurement altéré. Rapportant la discussion de l'origine des joints et terrasses au chapitre 12, j'ai considéré dans tous les édifices étudiés toute discontinuité d'épaisseur centimétrique, généralement de nature argileuse, comme une limite de banc. L' échantillonnage est plus fonction des variations lithologiques que du découpage en bancs. Pour le Massif de



Figure IV.5: découpage des biohermes en "niveaux" et "zones" pour deux exemples d'édifices du Massif de Philippeville.

Philippeville, près de 1000 échantillons ont été prélevés pour 700 m de coupe en milieu biohermal, 200 échantillons pour 300 m de coupe en milieu péri-biohermal et 100 échantillons pour 200 m de coupe dans les zones plus internes⁽¹⁾. Bien sûr, la densité que l'on pourrait obtenir en divisant les deux nombres n'a que peu de signification, car le pas d'échantillonnage varie en fonction du degré de monotonie de la succession lithologique.

Une difficulté inhérente à la nature des monticules (qui n'apparaît pas lors du levé de calcaires stratifiés de plate-forme, par exemple), est la forte variabilité latérale des lithologies à l'échelle décamétrique. Cette variabilité, qui est elle-même riche d'enseignements doit être prise en compte:

- soit par le levé de coupes perpendiculaires à la direction de croissance des monticules, "au sein d'un même banc" (coupe HML à Hautmont, coupe B des Bulants);

- soit par le levé de coupes perpendiculaires à la stratification, parallèles entre elles à distance adéquate (coupes de Beauchâteau, de Petit-Mont, de Hautmont); l'examen de photomosaïques permet ensuite de "raccorder" les coupes et de déterminer si les variations laté-rales sont continues ou discontinues.

Outre l'échantillonnage systématique pour confection de lames minces, j'ai prélevé un grand nombre de blocs de plusieurs dm que j'ai scié et attaqué à l'HCL pour l'observation de structures à l'échelle intermédiaire. Je voudrais insister sur cette notion d'échelle lors de la récolte des observations. S'il paraît évidemment absurde de passer directement de l'échelle de la photo aérienne à celle du microscope électronique à balayage, il n'apparaît pas toujours clairement que de l'échelle de l'affleurement à celle de la lame mince, il peut effectivement manquer celle de l'observation sur plaque ou bloc scié, à l'oeil ou à la loupe binoculaire. L'attaque à l'HCL (quelques dizaines de secondes avec HCL 3 M) a l'avantage de faire nettement apparaître diverses caractéristiques des ciments: leur nature (calcite-dolomite) notamment apparaît clairement par la différence de relief qu'induit leur différence de solubilité.

Dans plusieurs cas (Les Maquettes [25], Rochefontaine [35], Hautmont [39]), la présence dans la carrière de "chutes" de scierie m'a permis d'avoir à disposition un nombre presque illimité de plaques provenant de plusieurs zones et niveaux des biohermes.

II. ETABLISSEMENT DES COLONNES LITHOLOGIQUES

Ce document important servira à localiser les échantillons, aidera à définir les lithofaciès, à déterminer la géométrie des édifices et sera le support de l'analyse séquentielle. Je voudrais insister ici sur la nature des renseignements qu'il est souhaitable d'y faire figurer: caractéristiques sédimentologiques, paléontologiques, lithologique, etc... Il ne peut en tout cas s'agir que de données **objectives** et **observables** sur le terrain.

Ces deux impératifs sont liés au caractère descriptif de la colonne lithologique: tout géologue muni de ce document devrait idéalement pouvoir repérer sur le terrain les différentes unités. Il n'est donc pas recommandable de brouiller les pistes en y indiquant des caractères non visibles à l'affleurement ou pire, de représenter des caractéristiques résultant d'autres types d'approches par des variations de paramètres d'affleurement (par exemple représenter la structure microscopique de la roche par des variations dans la forme des bancs). Les coupes **interprétatives** par contre autorisent ce genre de manipulation, pour autant que le lecteur en soit prévenu.

Les colonnes lithologiques de ce travail comprennent donc l'essentiel des renseignements provenant de l'observation de terrain de nature à faciliter la démarche interprétative ou simplement le repérage des unités. Citons essentiellement:

- la résistance à l'altération (lorsque c'est possible); la lithologie; la couleur; la géométrie des unités et de leurs transitions; la présence d'accidents tectoniques; la position des échantillons; pour le cas particulier des calcaires nodulaires, la taille, l'orientation et le caractère plus ou moins individualisé des nodules;

^{(1):} cf. Flügel (1982, p. 7-8): cet auteur montre après une revue de la littérature que pour l'étude de carbonates de plate-forme, les auteurs utilisent en moyenne un pas d'échantillonnage compris entre 10 et 30 cm et pour l'étude de "carbonates d'eau profonde", un pas de 100 à 250 cm.

- la nature de la faune, sa morphologie (pour les Coraux: lamellaire, subsphérique, etc... par exemple), son abondance et la taille moyenne des organismes, représentée à l'échelle 1/20 quelle que soit l'échelle de la colonne lithologique. J'ai également essayé d e représenter les relations d'encroûtement des organismes et leur disposition géométrique;

- la forme, la taille (également à l'échelle 1/20) et l'abondance des *Stromatactis* et des autres masses de ciment fibreux.

A cette colonne lithologique qui résume l'essentiel des observations de terrain, mais avec une composante unidirectionnelle assez marquée, s'ajoutent quelques dessins de surfaces sciées ou d'affleurement, lorsque les variations latérales ou "l'architecture" des lithofaciès sont remarquables.

En regard des colonnes lithologiques figurent des informations de nature descriptive et objective issues de l'observation des lames minces: la structure de la roche (mudstone, wackestone, packstone, grainstone,...) et l'abondance relative des éléments figurés (fig. IV.6). L'abondance relative est basée sur le nombre et non sur la surface des différents constituants (exprimée en %), une solution pourtant utilisée par beaucoup de géologues (voir Flügel, 1982, p. 241-261) mais qui a le désavantage, selon moi, en prenant trop en compte la taille relative des organismes, de ne refléter que peu la structure des populations. Au contraire, en utilisant une abondance de type numérique, on évite dans une certaine mesure cet inconvénient (cf. aussi Hennebert & Lees, 1985, p. 123 qui utilisent un indicateur du type présent-absent afin d'éviter les artefacts qu'induisent le "bouclage à 100%" de la méthode des surfaces). Les différentes classes utilisées sont les suivantes: "absent", "rare", "abondant", "très abondant". "Rare" implique qu'un, voire deux exemplaires de l'élément figuré sont présents dans la lame; "abondant" indique que ces éléments figurés sont bien représentés (jusqu'à une dizaine d'occurrences); "très abondant" implique une dominance d'un ou deux types d'éléments figurés.

Les éléments figurés

J'ai en général uniquement représenté l'abondance des constituants millimétriques; l'abondance de la macrofaune, sans signification en lame mince étant figurée sur la colonne lithologique.

La plupart des groupes de fossiles sont repris mais à des niveaux taxonomiques différents, suivant leur sensibilité écologique. Les Algues par exemple, qui se sont avérées de bons indicateurs écologiques sont reprises au niveau générique; de même pour *Egosiella* et *Senceliaepora*, deux Tabulés branchus (Boulvain & coll., 1988; Lafuste & Tourneur, 1988).

Les Foraminifères sont toujours des Nanicella, sauf dans les coupes du bord nord du bassin de sédimentation où l'on trouve aussi des Frondilines. Les deux taxa sont cependant mutuellement exclusifs et j'ai pu représenter par une barre la limite de leur répartition (voir les coupes de Lustin, Crupet, Huccorgne et Aisemont). J'ai distingué aussi les spicules des réseaux spiculaires conservés et au sein des minéraux opaques, l'hématite, réprésentée par un cercle et la pyrite par un carré. Le diamètre du grain moyen du quartz détritique est représenté, essentiellement pour les coupes en milieu non biohermal; en effet dans les monticules, le quartz est toujours néoformé, en prismes bipyramidés ou plus rarement, dans des fissures, en plages de cristaux xénomorphes. Les microbrèches comprennent aussi des "boules de boue" (Purser, 1980, p. 46).

B. LOCALISATION ET DESCRIPTION GENERALE DES COUPES

Je ne décrirai ici que les monticules micritiques et les coupes en milieu péri- et extra-biohermal ayant fait l'objet d'une étude détaillée. L'ensemble des biohermes visités est, je le rappelle, repris en annexe avec les localisations, les données bibliographiques les concernant et leur état d'affleurement. Les coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur sont également décrites ci-dessous.

Les directions et pendages donnés pour les monticules micritiques sont approximatifs et correspondent aux caractéristiques de la surface de base des monticules.

Le numéro de chaque carrière ou affleurement permet de le situer sur les figures



Figure IV.6: légende générale des colonnes lithologiques

IV.2, IV.3 et IV.4; la localisation est précisée par le numéro de la carte IGNB au 1/25 000 et par les coordonnées Lambert.

I. MASSIF DE PHILIPPEVILLE

1. <u>Carrière Beauchâteau à Senzeilles</u> (n°3, fig. IV.2)

2,5 km au Sud-est de Senzeilles, IGNB 57/3-4, X: 158305 Y: 94335.

a. Bibliographie:

Gosselet, 1888; Delhaye, 1908; Dumon, 1929; Dumon & coll., 1954 (coupes); Coen-Aubert, 1974 b; Cornet, 1975 (description); Coen, Coen-Aubert & Cornet, 1976 (coupe); Tsien, 1977 b (coupe + planches), Dumon, 1979; Tsien, 1980 (coupe); Tsien & coll., 1980 (coupe); Dumon, 1982; Tourneur, 1982 (coupe); Mouravieff & Tsien, 1983 (coupe); Reijers, 1984 (planches); Tsien, 1984 (coupe + planches); Bultinck & coll., 1988 (coupe); Casier, 1988 (coupe); Monty & Van Laer, 1988 (coupe); Préat & Boulvain, 1988 (coupes); Van Laer, 1988 (coupe).

b. Biostratigraphie:

"Faune 2" (Coen & coll., 1976, p. 330); zone à Ancyrognathus triangularis et zone à Palmatolepis gigas (Tourneur, 1982); j'ai repris sur la fig. VI.8 la limite des deux zones selon cet auteur.

c. Description et localisation des coupes

Le monticule est en position horizontale (pl. I, photo 1) et ses contacts avec l'encaissant schisteux sont peu tectonisés au nord-ouest. Le sommet de l'édifice culmine à 30 m au-dessus du sol. Coen & coll. (1976, note infra-paginale p. 329) rapportent que d'après Dumon, un sondage effectué au centre de la carrière a traversé 18 m de marbre "royal" (voir tableau V.I) sans atteindre la "griotte" de base.

Quatre coupes ont été levées et échantillonnées (fig. IV.7) et une "face sciée" a été étudiée en détail (fig. IV.13).

La coupe A (fig. IV.8), dont certains échantillons m'ont été aimablement communiqués par Francis Tourneur est située sur le flanc du bioherme et recoupe, immédiatement à son contact, des grainstones crinoïdiques en bancs décimétriques. Ces bancs ont en général une surface supérieure plane et inférieure irrégulièrement ondulée (pl. III, photo 5). Par endroit, des épaississements sont visibles contenant des colonies coralliennes en place. Les Crinoïdes sont également abondants dans les schistes, sous forme de tiges de plusieurs ossicules accolés. Leur orientation est constante et pointe vers une zone située à 20 m en retrait du panneau scié central. Plus haut, les schistes s'appauvrissent en Crinoïdes. Seuls quelques minces bancs calcaires matérialisent encore la stratification; leur allure permet de déceler de petites failles. Vers 7 m (comptés à partir du bas de la coupe auquel on attribue arbitrairement une cote 0) apparaissent des bancs de calcaire argileux rouge contenant des "*Phillipsastrea*" tabulaires⁽²⁾, surmontés à leur tour de schistes fins et de schistes à nodules calcaires de quelques cm. Entre les schistes fins et les schistes noduleux, un banc de 20 cm contient des fragments de Trelonella.

La coupe D est également située en périphérie du monticule et débute par des packstones et wackestones argileux rouges à "Phillipsastrea", Alveolites, Thamnopora, Crinoïdes, fénestellidés et diverses Algues (fig. IV.9). Vers le haut, ces faciès s'enrichissent en Crinoïdes au dépens des Coraux, puis passent à des schistes à Crinoïdes et Coraux. Cette coupe est très semblable à la coupe A, hormis son état d'altération, nettement plus prononcé puisqu'il n'a pas été raffraîchi par sciage. Le sommet du bioherme, situé ici à la cote 7 m est surmonté, tout comme en A par des schistes à Crinoïdes. Je ne vois donc pas ici d'arguments suffisants pour différencier nettement les deux coupes et "zone opposer une

^{(2):} j'utilise ici la classification morphologique de Abott (originellement destinée aux Stromatoporoïdes, mais aisément transférable aux Coraux) qui distingue notamment les formes lamellaires (formes planes possédant un rapport longueur sur hauteur > 10/1), les formes tabulaires (l/h < 10/1), les formes subsphériques, les formes nodulaires (subsphériques mais diamètre < 8 cm), les formes hémisphériques et les formes bulbeuses (formes irrégulières de grande taille, avec $l \approx h$), etc... (1973, p. 805).





∋	o. 5. ∃10-	structure
	20日前日本語の「「「「「「」」」、「「」」、「」、「」、「」、「」、「」、「」、「」、「」、「	coloration
		échantillons
	0007 601 00 000 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00	
		Crinoides
		Senceliaepora
		Egosiella
		autres Tabulés
	*****	Fénestellidés
	·····	autres Bryozoaires
		Stromatopores
		Ostracodes
		Gastéropodes
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Cricoconarides
	••••••	Lamellibranches
		Lam. ornementés
		Foraminiféres
	•	grands spicules
		réseaux spiculaires
		Snhaerocodium
	·····	Spaeroc. dissous
		Ġirvanella
		Renalcis
		Palaeomicrocodium
		Trelonella
		Kaaiosphaeroporella
		bioclastes
		fenestrae
		encroûtements algaires
		encr. Algues, Coraux, Strom.
	····	péloïdes
	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	microbrèches
		quartz
		opaques
		dolomite Fe
	•	phòsphates

Figure IV.9: bioherme de Beauchâteau: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques.

Figure IV.8: bioherme de Beauchâteau: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.

\$



Rugueux massifs Rugueux solitaires autres Bryozoaires Lamellibranches Gastéropodes Cricoconarides Stromatopores piquants d'Oursins réseaux spiculaires Sphaerocodium

abritée" (coupe A) à une "zone exposée" (coupe D), comme indiqué par Cornet (1975, p. 187), Coen & coll. (1976, p. 330) et Monty & Van Laer (1988, p. 172).

Les coupes B et C, levées en rappel, sont situées dans des zones moins périphériques de l'édifice. La coupe C (fig. IV.10) présente un aspect nettement stratifié et montre à la base des wackestones et packstones rouges à Eponges, Thamnophyllum, Alveolites, Renalcis qui passent vers 3 m à des packstones bioclastiques à Crinoïdes, Alveolites, Fénestelles, Stromatopores, Sphaerocodium, Girvanelles, souvent stabilisés par des constructeurs lamellaires. De 6 à 10 m, Renalcis devient à nouveau abondant avec des péloïdes et de nombreux encroûtements de Coraux, de Stromatopores, de Sphaerocodium, etc...; les trois derniers mètres sont riches en Crinoïdes et Thamnopora.

La coupe centrale, B, a un aspect stratifié sur les 15 premiers mètres. Il s'agit d'une alternance de packstones bioclastiques à Crinoïdes, Coraux, Sphaerocodium, Girvanelles, péloïdes, etc... souvent stabilisés par des Alveolites tabulaires ou des Stromatopores lamellaires et de wackestones à Stromatactis⁽³⁾ centimétriques en relais, Crinoïdes, péloïdes, Sphaerocodium, etc... Latéralement vers la coupe C, apparaissent des Thamnophyllum métriques, souvent retournés (Tsien, 1977 b, p. 197; 1979, p. 120; 1980, p. 91; 1984, p. 7.26; Tsien & coll., 1980, p. 24). Ces faciès sont, à la base du panneau central, affectés par une déformation (fig. IV.12). Si l'on y observe les géopètes, toutes indiquent la même horizontale, témoignant simplement d'une cimentation postérieure à la déformation. Cette structure a été interprétée comme un slump (Cornet, 1975, p. 186; Coen & coll., 1976, p. 329; Tsien, 1980, p. 91; 1984, p. 7.26; Tsien & coll., 1980, p. 24; Mouravieff & Tsien, 1983, p. 24; Reijers, 1984, p. 26) ou comme une "structure d'injection de boue" (Van Laer, 1988, p. 382-383; Van Laer & Monty, 1988, p. 173). La première interprétation semble la plus convaincante.

A partir de 16 m jusqu'à 24 m, au sommet de la face supérieure centrale (fig.

IV.13), se différencient des zones stratifiées rouges et des zones massives gris-rose. Cet aspect particulier a été remarqué par certains géologues qui en ont donné les interprétations suivantes:

- pour Cornet (1975, p. 186) et Coen & coll. (1976, p. 330), il s'agit d'"(...) une sorte de lagon montrant des amas arrondis de sédiments bioclastiques mélangés à des dépôts schisteux dans lesquels ils s'impriment en load-cast." (Cornet, *op. cit.*);

- pour Van Laer (1988, p. 384-390) et Monty & Van Laer (1988, p. 173), il s'agit de remplissages de cavités (parties stratifiées rouges) entre des zones lithifiées (parties massives grises). On reconnaît dans ces remplissages des "Crinoïdes, des Brachiopodes et des Tabulés lamellaires (probablement en place (...))" (Van Laer, op. cit., p. 385).

Les zones massives grises sont riches en *Renalcis*, *Palaeomicrocodium* et encroûtements algaires. Au-dessus du panneau scié, au sommet du bioherme, apparaissent d'abord des wackestones massifs gris à *Alveolites* et "*Phillipsastrea*" tabulaires à subsphériques, Stromatopores lamellaires, *Sphaerocodium* et Girvanelles avec localement des *Trelonella*, ensuite, en bancs décimétriques des packstones et wackestones stratifiés à *Thamnopora* branchus, péloïdes, *Trelonella*, *Renalcis* et quelques Crinoïdes.

Bultinck & coll. (1988, p. 16) signalent de profondes crevasses et un enduit hématitique dans la zone sommitale de l'édifice, témoignant de "(...) subaerial exposure and synsedimentary volcanic activity (...). Moreover, large blocks of the emerged reef have been removed by storm waves and transported towards the deeper intermound area (...)". Mes observations personnelles ne m'ont permis de retrouver ni traces d'émersion, ni blocs récifaux transportés en milieu péribiohermal.

D'une manière générale, pour Tsien (1980, p. 92; 1984, p. 7.26), Tsien & coll. (1980, p. 24), Mouravieff & Tsien (1983, p. 24), les Coraux de Beauchâteau évolueraient d'une morphologie globulaire à une morphologie lamellaire du bas vers le haut du monticule, ce qui suggérerait une augmentation de la profondeur. Je ne peux souscrire à cette ob

^{(3):} ce terme est défini au chapitre suivant. Morphologiquement, il s'agit de masses de ciment fibreux possédant une base plane et un sommet digité.

Figure IV.10: bioherme de Beauchâteau: coupe C: colonne lithologique et données pétrographiques.



†9





Figure IV.12: déformation synsédimentaire dans des calcaires roscs du niveau moyen du bioherme de Beauchâteau; localisation: base de la coupe B sur la fig. IV.7.



Figure IV.13: bioherme de Beauchâteau, coupe B, face centrale supérieure de la carrière, avec localisation des échantillons. En pointillés, les zones les plus rouges.

servation que mes propres levés contredisent (voir coupe B, fig. IV.11 par exemple: les "Phillipsastrea" et Alveolites tabulaires et subsphériques abondent tout au long de la coupe et vers le sommet apparaissent en outre de nombreux Thamnopora branchus).

2. <u>Carrière Tapoumont à Neuville</u> (n°5, fig. IV.2)

IGNB 57/3-4, X: 159,600 Y: 94,675.

a. Bibliographie

Bayet, 1869 (non publié); Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupe); Dumon, 1979, 1982; Boulvain et coll., 1987.

b. Biostratigraphie

"Faune 2" (Boulvain et coll., 1987).

c. Description et localisation des coupes

La carrière, à flanc de colline, entame le bioherme situé en position subhorizontale. Les variétés de marbre exploitées actuellement de façon intermittente par la SA Gauthier-Wincqz de Soignies sont essentiellement des calcaires rosés et gris-rosé ("royal"). Un sondage vertical, effectué en 1921 dans le fond de la carrière au nord (fig. IV.14) par la "Marbrerie d'Avesnes" a recoupé environ 8 m de "griotte" (calcaire rouge) sous 8 m de "royal" avant d'arriver aux calcaires argileux de base (P. Dumon, comm. pers.).

Les calcaires argileux latéraux sont bien exposés le long de la tranchée d'accès sud. Le contact avec le monticule est tectonisé. La coupe A (fig. IV.15) part de la paroi nord et se termine dans des schistes fins au niveau de la rampe d'accès sud.

La première dizaine de mètres est constituée de wackestones (plus rarement packstones) gris-rosé à Crinoïdes, Brachiopodes et Fénestellidés souvent englobés dans des masses allongées de ciment fibreux ("nébuloïdes", voir chapitre 5). Ensuite, la disparition assez brutale de ces zones cimentées s'accompagne de l'apparition en grand nombre de *Sphaerocodium* et de Girvanelles en encroûtements autour des éléments figurés; ceci jusqu'à la cote 20 m environ, pour revenir jusqu'à la cote 30 m à des wackestones et packstones à Crinoïdes et Brachiopodes où les Algues sont plus rares.

De la cote 30 m à la fin du bioherme. Crinoïdes et Coraux deviennent très abondants: on observe Frechastraea pentagona micrastraea (Penecke 1904), Phillipsastrea (Goldfuss ananas ananas 1826). Thamnophyllum n. sp., Frechastraea limitata (Milne-Edwards & Haime 1851), Macgeea et Tabulophyllum pour les Rugueux; Alveolites suborbicularis Lamarck 1801, A. tenuissimus Lecompte 1933, Egosiella gracilis (Lecompte 1939), Senceliaepora tenuiramosa Lafuste & Tourneur 1988 et Thamnopora micropora Lecompte 1939 pour les Tabulés (Boulvain & coll., 1987, p. 227). Des Sphaerocodium, Bryozoaires, Stromatopores lamellaires et Girvanelles sont également présents.

Le passage aux calcaires argileux est tectonique. On trouve encore sur 5 à 6 m quelques bancs à Crinoïdes, Brachiopodes et Tabulés branchus ou à Eponges, puis la coupe se termine par quelques mètres de schistes fins.

Une petite coupe de 5 m a été levée au sommet du bioherme; elle présente à peu près la même succession que le sommet de la coupe A. Divers échantillons ont été prélevés dans la paroi centrale nord-sud en face de la coupe A: on y observe un développement plus important des masses allongées de ciment fibreux à Crinoïdes et Brachiopodes qui se superposent sur près d'une vingtaine de mètres à raison de quatre à six passées par mètre (Boulvain & coll., 1987, p. 235). Au-dessus de ces faciès apparaissent des wackestones gris riches en Girvanelles, péloïdes, *Sphaerocodium, Trelonella*.

3. <u>Carrière des Bulants à Neuville</u> (n°6, fig. IV.2)

IGNB 57/3-4, X: 159,775 Y: 95,625.

a. Bibliographie

Dumon, 1929; Lecompte, 1959b; Van Winkel, 1964 (coupe); Coen, Coen-Aubert & Cornet, 1976; Tsien, 1977b (coupe); Dumon, 1979; 1982; Mouravieff & Tsien, 1983 (coupe); Tsien, 1984; Préat & Boulvain, 1988 (coupe); Boulvain, 1989 b (coupe).



Figure IV.15: bioherme de Tapoumont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.

b. Biostratigraphie

Base: "Faune 1"; partie sommitale: "Faune 2", avec apparition d'A. assymetricus (Coen & coll., 1976, p. 329).

c. Description et localisation des coupes:

Direction E-W, pendage 80° S.

Cet édifice d'une quarantaine de mètres de puissance a été exploité dans sa partie périphérique. Une dalle sciée horizontale de 30 m x 16 m (perpendiculaire à la stratification), à l'extrémité est de la carrière a été étudiée en détail. Deux coupes y ont été levées et échantillonnées; l'une (A, fig. IV.16), perpendiculaire à la stratification débute dans les calcaires argileux formant la paroi nord de la carrière, se poursuit le long du côté ouest de la dalle et se termine au sommet du bioherme par un contact tectonique avec des schistes fins. L'autre (B, fig. IV.17), au niveau de la cote 18 m de la coupe précédente suit un même banc, depuis le bord de la dalle à l'ouest jusqu'à la paroi est (pl. I, photo 2).

De fréquentes interdigitations entre calcaires biohermaux rouges et calcaires argileux péri-biohermaux gris-vert apparaissent nettement sur la paroi est, non sciée et altérée (Van Winkel, 1964; Tsien, 1977 b, p. 197, 1984, p. 7.26; Tsien & coll., 1980, p. 24). Certaines intercalations verdâtres d'épaisseur métrique à décimétrique s'avancent même par endroit jusqu'à l'extrémité de la dalle (pl. I, photo 2), soit sur une quinzaine de mètres. Les joints et les fossiles lamellaires matérialisant la stratification ne sont pas toujours exactement parallèles au contact calcaire rouge-calcaire verdâtre; la coupe B (fig. IV.17) suit une telle digitation. Le contenu en insolubles (manocalcimétrie à volume constant) n'y varie pas significativement, malgré la variation de coloration.

La paroi ouest de la carrière, accessible en canot est sciée; elle est située à une cinquantaine de mètres de la paroi est. On y observe des calcaires rouges bien stratifiés à nombreux *Stromatactis* et "*Phillipsastrea*" tabulaires, sans intercalation de calcaires verdâtres.

Brièvement, la coupe A (fig. IV.16) montre, après une dizaine de mètres de wackestones argileux à Brachiopodes, 7 m d'une alternance de wackestones rouges à Coraux

("Phillipsastrea", Rugueux solitaires), Crinoïdes et encroûtements de Kleinbergella et de wackestones gris-verdâtre à Brachiopodes, Eponges et Egosiella. A partir de la cote 18 m, les wackestones rouges s'enrichissent en Stromatactis et s'appauvrissent relativement en Crinoïdes; quelques packstones bioclastiques font leur apparition. Les "Phillipsastrea" tabulaires et subsphériques restent assez abondants. De la cote 26 m à la cote 33 m, les Stromatactis décimétriques disparaissent au profit de réseaux de Stromatactis centimétriques en échelons, groupés en passées; les Kleinbergella sont remplacées par des Sphaerocodium et Girvanelles. Enfin, de la cote 33 m au sommet de la coupe, le calcaire prend une teinte grise et devient riche en passées de Brachiopodes et Crinoïdes englobés dans un ciment fibreux (nébuloïdes).

4. <u>Carrière du Tiène à l'Gatte à Philippeville</u> (n°16, fig. IV.2)

IGNB 58/1-2, X: 163,650 Y: 96,625.

a. Bibliographie

Dumon, 1929, 1979, 1982; Boulvain, 1989 b (coupe).

b. Biostratigraphie

Base: "Faune 1"; partie sommitale, "Faune 2" (M. Coen-Aubert, *in* Boulvain, 1989 b, fig. 2 p. 138).

c. Description et localisation de la coupe

Direction E-W, en dressant; le sommet de l'édifice est au sud.

Cette carrière a été très peu étudiée malgré le grand intérêt de sa situation: elle entame un monticule sur sa périphérie, depuis sa base jusqu'à son sommet en contact anormal avec des schistes fins.

Une coupe a été levée et échantillonnée le long de la paroi ouest, non sciée, accessible en cannot. Cette paroi, la plus éloignée du coeur de l'édifice, montre d'épaisses interdigitations de calcaires argileux (pl. I, photo 3). L'autre paroi, située à une cinquantaine de mètres à l'est, est sciée et présente la même succession que la coupe A des Bulants avec des wackestones rouges à *Stromatactis* et



Figure IV.16: bioherme des Bulants: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques

CARRIERE DES BULANTS (NEUVILLE)

dalle horizontale, côté nord



Figure IV.17: bioherme des Bulants: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques.

Le début de la coupe (fig. IV.18), levée en rappel le long de la paroi nord de la carrière, est constitué de wackestones argileux à Brachiopodes, comme aux Bulants. Ensuite, sur une vingtaine de mètres (cotes 5 m à 23 m), on observe des mudstones et des wackestones rouges, souvent argileux, à Stromatactis centimétriques, alternant vers la base avec des wackestones argileux gris-verdâtres, tous deux riches en Eponges. Le passage à la cote 23 m à des wackestones (plus rarement packstones et grainstones) gris à Crinoïdes, Brachiopodes, encroûtements de Sphaerocodium et Girvanelles, péloïdes et Trelonella est brutal après une passée plus argileuse. A partir de la cote 28 m, on observe à nouveau des wackestones rouges à petits Stromatactis, mais les spicules d'Eponges y sont rares. La coupe se termine, après un banc grisâtre à "*Phillipsastrea*" par une cinquantaine de mètres de schistes fins, riches vers la base en Brachiopodes, "Phillipsastrea" tabulaires, Crinoïdes et Fénestellidés.

5. <u>Carrière des Wayons à Merlemont</u> (n°28, fig. IV.2)

IGNB 58/1-2, X: 166,800 Y: 96,250.

a. Bibliographie

Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe); Pedrosa da Silva Lopes, 1988 (coupe).

b. Localisation et description de la coupe

Direction ENE-WSW, pendage 60° S.

Remarquable par l'important développement des mudstones rouges à *Stromatactis* à sa base, cet édifice d'accès facile n'a pourtant été que peu étudié. La fig. IV.19 montre l'aspect général de la carrière et l'emplacement de la coupe qui part de la base de l'édifice, en contact tectonique avec des schistes noduleux et se poursuit sans grand hiatus jusqu'à son sommet en contact également tectonique avec des schistes fins (fig. IV.20).

Les vingt premiers mètres montrent des mudstones (rarement wackestones) rouges à grands *Stromatactis*, souvent groupés en passées; ils ne sont accompagnés que par des spicules d'Eponges. Ensuite, de 21 m à 27 m, avec la disparition progressive des Stromatactis, apparaissent des Coraux (surtout des "Phillipsastrea" tabulaire), des Crinoïdes, des Brachiopodes et des Lamellibranches. Sous les organismes lamellaires, on remarque du ciment fibreux. De 27 m à 37 m, les masses allongées de ciment fibreux englobant Crinoïdes et Brachiopodes deviennent fréquentes, de même que les encroûtements de Sphaerocodium et Girvanelles, les Renalcis et les péloïdes. A partir de 37 m jusqu'à la fin de la coupe, le calcaire (packstones, wackestones surtout) est plus rosé, parfois gris et prend un caractère nettement bioclastique. Les Crinoïdes sont très abondants, avec quelques Brachiopodes, Lamellibranches et Coraux (vers le sommet apparaissent quelques Stromatopores lamellaires), des Sphaerocodium, Girvanelles et Renalcis. les encroûtements sont néanmoins moins développés et les spicules réapparaissent.

6. <u>Carrière Rochefontaine à Franchimont</u> (n°35, fig. IV.2)

IGNB 58/1-2, X: 169,450 Y: 96,925.

a. Bibliographie

Cauchy, 1825; Harroy, 1910; Delhaye, 1913; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe); Tsien, 1977 a.

b. Localisation et description de la coupe

Direction WNW-ESE, pendage 60° N.

Cette carrière, en exploitation actuellement par la Société Comarble, recoupe sur plus de 40 mètres un édifice en position inclinée. L'exploitation est en creux. Une série d'échelles permettent l'accès à la paroi nord depuis la surface jusqu'au fond de l'exploitation. J'ai échantillonné cette paroi, malgré son aspect altéré qui empèche une observation détaillée pour simuler un sondage et tester l'apport d'un échantillonnage assez lâche à la connaissance de la géométrie, de la situation et de la nature d'un monticule en subsurface.

Sur le site de la carrière se trouve également une scierie qui fournit en quantité



ч



Figure IV.14: état de la carrière de Tapoumont en 1988, après arrêt de l'exploitation. Localisation des coupes A et B.



Figure IV.19: schéma de situation de la carrière des Wayons, avec localisation de la coupe et de quelques échantillons. D'après Pedrosa da Silva (1988), modifié.



Figure IV.20: bioherme des Wayons: colonne lithologique et données pétrographiques.
3	45 50	55	60	structure
	× + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	**************************************	*** *** *** *** *** *** *** ***	coloration
			•	Rectanguines Sphaerocodium Sphaeroc. dissous Girvanella Renalcis Palaeomicrocodium Trelonella Radiosphaeroporella Wéthérédelles bioclastes fenestrae encroûtements algaires microbrèches quartz phyllites opaques dolomite Fe biographice

plaques et blocs sciés utiles pour un examen approfondi de certains faciès.

7. <u>Carrière du Hautmont à Vodelée</u> (n° 39, fig. IV.2)

IGNB 58/1-2, X: 175,200 Y: 95,000.

a. Bibliographie

Cauchy, 1825; Dupont, 1882 a; Dumon, 1929, 1932 (coupe), 1957 (nombreuses coupes et planches), 1979, 1982; Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Tsien, 1984 (coupe et planche); Terroir, 1987 (coupe); Casier, 1987 (coupe); Mamet & Boulvain, 1988; Boulvain, 1989 b (coupe).

b. Biostratigraphie

"Faune 2 et "Faune 3" (M. Coen-Aubert, comm. écrite).

c. Localisation et description des coupes

Direction WNW-ESE, pendage 45° S.

Cette carrière, actuellement en exploitation par la SA "Carrières de Sprimont", est l'une des seules où subsiste du "marbre gris". Elle a été longuement étudiée par Paul Dumon qui en donne des coupes précises (1957, surtout). Dumon livre également les résultats de quatres sondages verticaux exécutés en 1913-1914 par la Société de Merbes-le -Château (fig. 28, 29, 30 et 31, 1957). Sous le "marbre gris", les sondages ont recoupé une soixantaine de mètres de "royal" qui surmontent une cinquantaine de mètres de "griotte". Les sondages montrent également que plusieurs failles sont à l'origine de répétitions de couches et que le bioherme est en position redressée, surtout pour la partie en subsurface. Les épaisseurs sont donc douteuses.

Le contact avec les schistes est en général tectonique, sauf dans la tranchée d'accès ouest (fig. IV.21).

Stratigraphiquement au-dessus du "marbre gris", on observe quelques mètres de calcaires rouges à Coraux et *Stromatactis* ("griotte supérieure") qui passent progressivement, dans la tranchée d'accès ouest, à des schistes rougeâtres à bancs calcaires puis à des schistes fins. Dumon (1957, p. 31) signale le passage latéral du "marbre gris" à la "griotte supérieure" ce qui est attribuable, selon lui "(...) au fait que le calcaire gris se formait le plus près de la surface vers le centre du récif et que latéralement, il correspondait à un calcaire rouge griotte, les organismes ayant produit le marbre gris, brachiopodes et polypiers se développent moins facilement (...) dés qu'on arrive à de plus grandes profondeurs." (*id.* p. 31-32).

Plus récemment, Tsien signale des blocs remaniés du récif déposés sur ses flancs (1984, p. 7.29 et Mouravieff & Tsien, 1983, p. 22) à l'intervention de tempêtes et l'évidence de faciès stromatolithiques dans le "marbre gris" (1984, p. 7.29). Casier (1987) a étudié les Ostracodes dans le "marbre gris", la "griotte" et les schistes encaissants. Les conclusions paléoenvironnementales auxquelles il parvient ont été exposées au chapitre 2.

J'ai pour ma part levé et échantillonné six coupes dans l'édifice (fig. IV.21), cinq perpendiculairement à la stratification (A, B, C, D, P) et une latéralement au sein d'un même ensemble de bancs (L). Toutes les coupes peuvent être raccordées lithostratigraphiquement et dans le cas des coupes C, D et B, à 90°, également par calage par rapport à deux épais joints de stratification (fig. IV.22, IV.23, IV.24).

Les coupes C, D et B partent du coeur du bioherme pour aboutir dans les schistes fins qui lui sont postérieurs. Elles recoupent respectivement 32 m, 18 m et 7 m de bindstones et packstones gris à Renalcis, Sphaerocodium, Rugueux massifs subsphériques ou bulbeux, Stromatopores lamellaires, Tabulés branchus, péloïdes et tapis laminaires (voir discussion au chapitre 5). Remarquons que la coupe D (fig. IV.23) qui n'est située qu'à quelques mètres de C (fig. IV.22), est moins riche en tapis laminaires et encroûtements algaires et nettement plus bioclastique. Au-dessus du "marbre gris", le passage à la "griotte" est assez progressif, avec des wackestones roses à Coraux, Crinoïdes et Brachiopodes sur 2 à 5 m. Ensuite, avec l'apparition des Stromatactis, des Crinoïdes en grand nombre et des spicules d'Eponges, on constate la disparition progressive des Algues, des encroûtements et des péloïdes. La "griotte" est très argileuse, avec plusieurs "joints" centimétriques de grande extension latérale.



Figure IV.21: carrière du Hautmont: (a): plan général, directions, pendages et localisation des coupes A, B, C, D, L et P; (b): coupe de la carrière selon X-Y et localisation de la coupe B.

	~~~												{{{{{{}}}		structure coloration
	مربحہ کر	**~~****	<i>مکر</i>	i the second sec	* + * ~ * * * * * * * * * * * * * * * *	<u>الا</u> ر ال		A A A	Ø*****		** 0 Y B	\$ * * * * * * * * * * * * *		**************************************	
- 61	- 60			58	- 56	- 54	- <u>52</u> 50	- 48		- 46	- 44	- 42	- 40	. 36	échantillons
•		•		•	······································		• • •	•	•		•	••	•	• • • •	Crinoïdes Brachiopodes Senceliaepora Evosiella
•	•	•		•	•		• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	•	•	•	•	•	•	•	autres Tabulés Fénestellidés autres Bryozoaires Stromatopores
	•	•		•	•		•					•	•	••	Trilobites Ostracodes Gastéropodes Cricoconarides
•				•								•			Lamellibranches Lam. ornementés Foraminiféres spicules d'Eponges
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		••	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••		•						• •	••-	réseaux spiculaires Rectangulines Sphaerocodium Kleinbergella
•	•	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		• • •	•		•		·····	- • •		•	• • •	••••••	Girvanella Renalcis Palaeomicrocodium Nuia
							• • • • • • • • • • • • • • • • • • •					· · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	•	Wéthérédelles Trelonella Radiosphaeroporella bioclastes
•	······································	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		•	• • •	•••••	• •- •-	• • -	•	•- •		•- •	······	● ● 	<i>jenestrae</i> encroùtements algai encr. Algues, Corau péloïdes
	······································	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·													microbrèches quartz glauconite opaques
															dolomite Fe

3	40-	45 -	50	55 -	60 -	65-	structure
							coloration
32	222	20 18 16 17 17 18 16 17 17 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	N N 70 07 8			•	échantillons
							Crinoïdes Brachiopodes Senceliaepora Egosiella autres Tabulés Fénestellidés autres Bryozoaires
····		•••••					Stromatopores Trilobites Ostracodes
••••••		• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •				Gastéropodes Cricoconarides Lamellibranches
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •				Lam. ornementés Foraminiféres
······································	······································		······································				spicules d'Eponges réseaux spiculaires Rectangulines
	-						Sphaerocodium Kleinbergella
-							Girvanella Renalcis
							Palaeomicrocodium Nuia
							Wéthérédelles
and a set of the set o				10 M A 11 A A A A A A A A A A A A A A A A			Trelonella
							Radiosphaeroporella
· · • • • • • • • • • • • • • •	• •- • • • • •-	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	•=•••				fenestrae
			• · · · · ·	100 (100 (100 (100 (100 (100 (100 (100			encroûtements algaires
14 - F			•••••	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	The second s		encr. Algues, Coraux, Strom.
			••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	The second se	And the second sec		péloïdes
							microbrèches
		······					quartz
		·	• • • • • •	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••			opaques
							dolomite Fe
							phosphates

0	л 		ڊ - 15 15	20-7	struc	ture
*, *, *, *, *, *, *, *, *, *, *, *, *, *	2×12×10	ч	**************************************	لیانی میں اللہ میں ال میں اللہ میں	color ) 文 文	ation
- 2	- 21	- 2	- 21	- 22	échai	ıtillons
	27     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       •     •       • </td <td>22 23 23 23 23 23 23 23 23 23</td> <td>•</td> <td>00 • • •</td> <td>Description     Crinco       Brach     Brach       Sence     Egosi       autre     autre       Autre     Stron       Trilo     Ostra       Gaste     Crico       Lame     Crico       Lame     Foran       spicu     résea       Sphaa     Sphaa       Klein     Klein</td> <td>ides iopodes liaepora ella s Tabulés tellidés s Bryozoaires natopores bites codes conorides eropodes conarides ellibranches ornementés niniféres les d'Eponges ux spiculaires ingulines recocdium bergella</td>	22 23 23 23 23 23 23 23 23 23	•	00 • • •	Description     Crinco       Brach     Brach       Sence     Egosi       autre     autre       Autre     Stron       Trilo     Ostra       Gaste     Crico       Lame     Crico       Lame     Foran       spicu     résea       Sphaa     Sphaa       Klein     Klein	ides iopodes liaepora ella s Tabulés tellidés s Bryozoaires natopores bites codes conorides eropodes conarides ellibranches ornementés niniféres les d'Eponges ux spiculaires ingulines recocdium bergella
•	•	• • •	•		Girva Renal Palae	nella cis omicrocodium
		•••			Nuia Wéth Trelo	érédelles nella
		******			Radio biocla fenest	sphaeroporella 1stes rae
		•	•		encro encr. péloï	ùtements algaires Algues, Coraux, Stron des brècher
					quart	z onite ues
					dolor phos	nite Fe phates

Figure IV.23: bioherme du Hautmont: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques.

•

Coloration	25-	8 	35	- 0 <del>1</del>	45-	50 -	structure
	& * *		× · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				coloration
Crinoïdes     Brachiopodes     Serceliaçoa     Egosiella     Crinoïdes     Egosiella     Crinoïdes     Egosiella     Crinoïdes     Egosiella     Crinoïdes     Stromatopores     Crinoïdes     Stromatopores     Crinoïdes     Crinoïdia	- 17	- 16 - 16		8 7 6	ۍ د <del>ر</del>		échantillons
							Crinoïdes Brachiopodes Senceliaepora Egosiella autres Tabulés Fénestellidés autres Bryozoaires Stromatopores Trilobites Ostracodes Gastéropodes Cricoconarides Lamellibranches Lamellibranches Lamellibranches Lam. ornementés Foraminiféres spicules d'Eponges réseaux spiculaires Rectangulines Sphaerocodium Kleinbergella Girvanella Renalcis Palaeomicrocodium Nuia Wéthérédelles Trelonella Radiosphaeroporella bioclastes jenestrae encroûtements algaires encr. Algues, Coraux, Strom péloïdes microbrèches quartz glauconite opaques dolomite Fe

Les coupes C et D montrent vers la base de la "griotte" une passée de Stromatactis pluri-décimétriques organisés en réseau. Quelques mètres plus haut apparaissent des masses allongées de ciment fibreux que surmontent invariablement des Alveolites lamellaires (fig. X.7). Le passage de la "griotte" aux schistes fins est tectonique dans le cas de la coupe B (fig. IV.24), par l'intermédiaire de 12 m de schistes noduleux à bancs calcaires pour les coupes C et D. Dans les trois cas, la "griotte " est surmontée d'un fond durci. Malgré la proximité des coupes C et D (environ 10 m à ce niveau), le découpage en bancs dans la partie schisteuse est variable. Les bancs calcaires contiennent quelques Crinoïdes et Brachiopodes et sont généralement riches en spicules d'Eponges.

La coupe A (fig. IV.25) est située à une dizaine de mètres de la coupe D, en position plus périphérique. Le sommet de la coupe est en contact tectonique avec les schistes nodulaires et permet un calage avec les coupes B, C et D. On remarque l'absence de calcaires gris. Il s'agit ici uniquement de wackestones et packstones rouges à Coraux, Crinoïdes, Stromatactis, Brachiopodes. En partant de la base de la coupe, on observe d'abord 8 m de wackestones à masses allongées de ciment fibreux englobant des Brachiopodes, puis environ 13 m de packstones et wackestones à Crinoïdes, Brachiopodes, Alveolites et "Phillipsastrea" tabulaires, Thamnopora branchus, Stromatopores lamellaires, avec par endroit des spicules d'Eponges. Les Stromatactis sont assez abondants dans la première moitié de cet ensemble. Ensuite, de la cote 21 m à la cote 25 m, avec la disparition des Sphaerocodium s'affirme le caractère bioclastique, riche en Crinoïdes et enfin, de la cote 25 m à la fin de la coupe, réapparaissent les Stromatactis et les spicules d'Eponges. Ces 3 mètres de wackestone à Stromatactis sont comparables à la "griotte supérieure" des coupes B, C et D.

La coupe L a été levée, au sein d'un même niveau, entre les coupes A et D, sur la surface horizontale sciée (fig. IV.26). Elle débute au niveau de l'échantillon 21 de la coupe D (fig. IV.23). On passe du "marbre gris" à des packstones rouges bioclastique à *Alveolites*, "*Phillipsastrea*" tabulaire, *Stromatactis*, Crinoïdes et spicules d'Eponges par l'intermédiaire de wackestones rosés à *Thamnopora*, Brachiopodes et *Alveolites* nodulaires. La transition s'effectue sur une quinzaine de mètres.

Enfin, la coupe P, représentée fig. IV.27 à une échelle plus détaillée, recoupe 6 m de "marbre gris" qui surmontent un peu moins de 1 m de wackestones rosés à masses allongées de ciment fibreux à Brachiopodes, Crinoïdes, Tabulés branchus. Le passage entre ce faciès et le "marbre gris" est brutal, par l'intermédiaire d'une surface irrégulière de nature énigmatique. Le "marbre gris" montre une succession de bindstones, wackestones et packstones à tapis laminaires, *Hankaxis mirabilis*, péloïdes, encroûtements algaires (*Sphaerocodium*, Girvanelles), bioclastes, avec plusieurs niveaux bréchifiés où apparaissent des Crinoïdes.

8. <u>Carrière du Petit-Mont à Vodelée</u> (n°40, fig. IV.2)

IGNB 58/1-2, X: 175,625 Y: 95,000.

a. Bibliographie

Cauchy, 1825; Dupont, 1882 a; Gosselet, 1888 (coupe); Harroy, 1910 (coupe); Dumon, 1929, 1932, 1936, 1957 (nombreuses coupes et planches), 1964 (idem), 1979, 1982; Delhaye, 1932; Dumon & coll., 1954 (coupe); Coen, Coen-Aubert & Cornet, 1976 (coupe); Boulvain, 1989 b (coupe).

b. Biostratigraphie

"Griotte inférieure": "Faune 1"; "royal" et "marbre gris": "Faune 2" associée à *A. assymetricus* (Coen & coll., 1976, p. 329).

c. Localisation et description des coupes

Direction WNW-ESE, pendage 60° S.

La carrière du Petit-Mont n'est située qu'à 500 m de centre à centre à l'est de Hautmont. Tout comme Hautmont, elle a été abondamment étudiée par Dumon (nombreuses coupes et photographies dans ses articles de 1957 et 1964). De nos jours, la carrière est inondée et ses parois ne sont accessibles qu'en cannot.

La paroi E est sciée et présente actuellement une bonne coupe depuis la base de Figure IV.24: bioherme du Hautmont: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques.



Figure IV.25: bioherme du Hautmont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.

0 L		6	J.	20 -	25 -	structure
		**************************************			* * * * * * * * * * * * * * * * * * *	coloration
			30 25			échantillons
						Crinoïdes Brachiopodes Senceliaepora Egosiella autres Tabulés Fénestellidés autres Bryozoaires Stromatopores Trilobites Ostracodes Gastéropodes Cricoconarides Lamellibranches Lamellibranches Lamellibranches Lamellibranches Lamellibranches Spicules d'Eponges réseaux spiculaires Rectangulines Sphaeroccdium Sphaerocc dissous Girvanella Renalcis Palaeomicrocodium Trelonella Radiosphaeroporella
	• • • • • •	••••	••••••	···•	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	bioclastes fenestrae encroûtements algaires
	•		•••			encr. Algues, Coraux, Strom péloïdes microbrèches quartz phyllites opaques dolomite Fe phosphates



dalle horizontale





Figure IV.26: bioherme du Hautmont: coupe L: colonne lithologique et données pétrographiques.



Figure IV.27: bioherme du Hautmont: coupe P: colonne lithologique et données pétrographiques.

l'édifice, matérialisée par une surface ondulée fermant la carrière au nord-est, jusqu'à une terrasse horizontale sciée de 12 m de longueur en contact tectonique à son sommet avec des schistes fins. Cette coupe (B) a été levée, mais non échantillonnée; elle est représentée à la fig. VI.11. J'y ai ajouté les données d'un sondage horizontal effectué par la Société de Merbes-Sprimont dans le fond de la carrière, perpendiculairement à la stratification. Dumon (1936, p. 377-378) rapporte que le sondage a traversé 1,5 m de "griottes", ensuite 14,5 m de schistes noduleux à polypiers, puis 10 m de schistes fins pour pénétrer enfin sur quelques mètres dans du calcaire gris attribué au "F2h". Les schistes à polypiers semblent localisés uniquement sous le bioherme (Dumon, 1964, ch. 25).

La coupe A (fig. IV.28) a été levée et échantillonnée sur la bordure actuelle du monticule, le long du sommet de la colline. Elle débute au nord-est, sous la base du bioherme, le long d'une petite paroi qui recoupe la stratification et se prolonge vers le nord-ouest sur une vingtaine de mètres. La coupe reprend ensuite au sommet de la face est, où un peu plus de 20 m de calcaires sont accessibles.

Brièvement, après 7 m de wackestones et packstones argileux à Crinoïdes, Egosiella, Fénestellidés, Brachiopodes, péloïdes, etc... on pénètre sans transition dans le bioherme. On observe d'abord des wackestones (rarement packstones) rouges à "Phillipsastrea" lamellaires ou tabulaires, Crinoïdes, Fénestellidés, Brachiopodes, petits Stromatactis centimétriques, spicules d'Eponges et Sphaerocodium qui passent, à la cote 15 m à des mudstones et wackestones à Stromatactis pluri-décimétriques; les Coraux, les Crinoïdes et les Sphaerocodium disparaissent. Ensuite, après un joint argileux (cote 20 m), on retrouve des wackestones rouges à Coraux, Crinoïdes, spicules, Sphaerocodium, etc..., du même type que ceux de la première unité biohermale. La seconde partie de la coupe montre des wackestones et packstones rosés et gris, riches en Crinoïdes, Brachiopodes, Alveolites et "Phillipsastrea" tabulaires à subsphériques, Tabulés branchus, encroûtements algaires, péloïdes, Sphaerocodium, Girvanelles. Des Renalcis apparaissent à partir de la cote 30 m et des Trelonella de la cote 32 m à la cote 43 m environ. Les masses de ciment fibreux sont nombreuses et le caractère bioclastique affirmé.

Si l'on compare cette coupe avec la coupe B située 20 m plus bas, c'est-à-dire vers le centre de l'édifice, on constate bien sûr en B une nette augmentation d'épaisseur, principalement dans la seconde partie de la coupe; un joint important permet en effet un calage à mi-coupe. On constate également un développement plus important des Stromatactis dans la coupe B, la présence d'abondants Receptaculites à plusieurs niveaux dans la seconde partie de la coupe B et le développement de "marbre gris" à tapis laminaires, Hankaxis, brèches, Brachiopodes, etc..., absent au sommet de A (déjà signalé par Dumon, 1964, ch. 25). Ce "marbre gris" est surmonté d'un fond durci, bien visible sur la dalle horizontale au sommet du bioherme. Audessus du fond durci s'observent des wackestones et packstones rouges à rosés, à fréquentes intercalations argileuses, contenant au contact des fragments remaniés de "marbre gris", puis des Alveolites et "Phillipsastrea" subsphériques à tabulaires, des Tabulés branchus, des Rugueux solitaires, des Brachiopodes et des Crinoïdes.

Signalons enfin que Coen & coll. (1976 p. 329) indiquent pour Petit-Mont un relief de 40 m à la fin du Frasnien supérieur.

9. <u>Coupe de la tranchée de chemin de fer</u> Philippeville-Mariembourg, près de Neuville

IGNB 57/3-4; coupe A: X: 159,125 Y: 94,850; coupe B: X: 159,750 Y: 95,600.

a. Bibliographie

Lecompte, 1959 b, 1963 a (coupes); Van Winkel, 1964 (coupe); Coen, 1977 (coupe) (ancien tronçon) et Bouckaert & coll., 1970 (coupe); Coen-Aubert, 1974 b; Tsien, 1974, 1975 (coupe); Coen & coll., 1976; Coen & Coen-Aubert, 1976 (coupe); Coen, 1977 (coupe); Mouravieff & Tsien, 1983; Casier, 1988 b (nouveau tronçon).

b. Stratigraphie

Formation de Neuville sensu Tsien, 1975 et schistes de Matagne. Biostratigraphie ci-dessous dans le texte. Figure IV.28: bioherme du Petit-Mont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.

structure
coloration
échantillons
Brachiopodes Senceliaepora
Egosiella autres Tabulés
Rugueux solitaires Rugueux massifs Fénestellidés
autres Bryozoaires Stromatopores
Trilobites Ostracodes Gastéropodes
Cricoconarides Lamellibranches
réseaux spiculaires spicules d'Eponges mégasclères
 Foraminifères Sphaerocodium
Girvanella Renalcis Kawagna Proninella Issinella
Rectangulina Trelonella
 Palaeomicrocodium encroùtements algaires
 peioides <i>fenestrae</i> bioclastes
microbrèches
quartz dolomite dolomite Fe
opaques phosphates

25-	W	35	40 -	45	structure
					coloration
105	1120	130	132	- 150	échantillons
					Crinoides Brachiopodes Senceliaepora Egosiella autres Tabulés Rugueux solitaires Rugueux massifs Fénestellidés autres Bryozoaires Stromatopores Trilobites Ostracodes Gastéropodes Cricoconarides Lamellibranches réseaux spiculaires spicules d'Eponges mégasclères Foraminifères Sphaerocodium Girvanella Renalcis Kamaena, Proninella, Issinella Rectangulina Trelonella Palaeomicrocodium encroùtements algaires péloïdes fenestrae bioclastes
	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••			······································	microbrèches
	••	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	•	······································	quartz dolomite dolomite Fe opaques phosphates

## c. Localisation et description des coupes

Deux coupes ont été levées; l'une est située le long du nouveau tronçon de la ligne de chemin de fer Philippeville-Mariembourg (A) et débute à 1120 m au sud-ouest du pont de Neuville Nord; l'autre (B) est située le long du tracé ordinaire, dans un virage, à environ 250 m au sud du même pont (localisation pl. I *in* Bouckaert & coll., 1970).

La coupe A (fig. IV.29) commence, au coeur d'un petit anticlinal surbaissé, par des wackestones et packstones massifs en gros Stromatopores, bancs à bioclastes. Calcisphères, Issinelles et Paléobéréselles et se poursuit en direction du nord-est. Ces calcaires sont attribués au "F2h" (Coen & Coen-Aubert, 1974, p. 2). Ils sont surmontés d'un fond durci. On observe ensuite environ 3 m de argileux à packstones Crinoïdes, Brachiopodes, bioclastes, Fénestelles, spicules d'Eponges, Hexagonaria, Gastéropodes et Lamellibranches, suivis de 1,5 m de schistes contenant quelques nodules calcaires. De la cote 10 m à la cote 13,7 m, affleurent des wackestones argileux bioclastiques avec quelques Hexagonaria. De la cote 13,7 m à la cote 17 m, on observe des wackestones et mudstones argileux avec quelques "Phillipsastrea" évoluant progressivement vers des schistes noduleux, surmontés de la cote 17 m à la cote 23,7 m par une alternance de schistes noduleux et de mudstones et wackestones argileux avec des niveaux riches en Lamellibranches. Les Ostracodes sont abondants. Certains bancs calcaires montrent une lamination oblique.

Cet ensemble de calcaires argileux et de schistes noduleux est surmonté par des schistes fins, avec à la base quelques petits bancs calcaires. L'épaisseur exacte de ces schistes, difficile à mesurer du fait d'un plissement est estimée à 43 m (Bouckaert & coll., 1970, p. 7), environ 40 m (Coen & Coen-Aubert, 1976, p. 3) ou environ 50 m (Coen, 1977, fig. 3, p. 28). Au-dessus de ces schistes fins apparaît un ensemble de schistes noduleux à bancs calcaires d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Dans la moitié inférieure, ces schistes contiennent un grand nombre de "Phillipsastrea" tabulaires et possèdent une couleur verdâtre lorsqu'ils sont peu noduleux et rougeâtre lorsqu'ils contiennent de nombreux petits nodules calcaires. Les bancs calcaires décimétriques qui s'intercalent irrégulièrement sont des grainstones bioclastiques,

riches en Fénestelles, Ostracodes et microbrèches. Dans la moitié supérieure, la répartition des nodules et la coloration devient plus mêlée, tandis qu'apparaissent des bancs calcaires à Crinoïdes, à Coraux et à spicules d'Eponges. M. Coen-Aubert note la ressemblance entre les schistes noduleux vertsrouges et une unité de même lithologie surmontant le bioherme de Beauchâteau (Coen-Aubert, 1974 b, p. 6; Coen & Coen-Aubert, 1976, p. 3).

Après 1 à 2 m de schistes noduleux brunâtres, on observe des schistes fins.

Coen et Coen-Aubert (*op. cit.*, p. 3) ont observé dans les calcaires argileux surmontant le biostrome F2h, immédiatement après les calcaires argileux à colonies d'*Hexagonaria*, des *Phillipsastrea pentagona carinata*, typiques de la "Faune 1" (*ibid.*); les schistes noduleux verts et rouges sont caractérisés par contre par des représentants de la "Faune 3". Ces occurrences sont confirmées par les Conodontes.

La coupe B (fig. IV.30) est située approximativement à 800 m de la coupe A au nord-est. Elle n'est éloignée que d'environ 175 m de la coupe du bioherme des Bulants. Van Winkel (1964, p. 67) a d'ailleurs attribué les quelques passées de calcaire rougeâtre de la coupe à des extensions latérales de ce monticule.

La coupe commence au sommet des packstones à Paléobéréselles, bioclastes et Stromatopores branchus attribués au "F2h" (Van Winkel, 1964, p. 62). La direction des couches est E-W avec un pendage de 80° S. On observe d'abord 9 m de schistes noduleux alternant avec des wackestones argileux à Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes et Lamellibranches. Par endroit, quelques péloïdes et pelotes de Girvanelles sont présents. De nombreuses colonies pluri-décimétriques d'*Hexagonaria* sont en position de vie jusqu'à la cote 5 m. Aux environs de cette cote, les "*Phillipsastrea*" ("Faune 1") prennent le relais (Coen, 1977, p. 29).

De la cote 10 m à la cote 16 m, les quelques bancs de wackestones et mudstones présents dans les schistes noduleux prennent une teinte rougeâtre et contiennent des bioclastes, spicules d'Eponges et *Stromatactis*. A partir de la cote 16 m jusqu'à la cote 20,5 m les bancs calcaires deviennent épais, seule



Figure IV.29: "nouvelle" tranchée de chemin de fer de Neuville: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.



Figure IV.30: tranchée pétrographiques. de chemin de fer de Neuville: coupe <u>₿</u> colonne lithologique et données



ment séparés par quelques joints argileux centimétriques. On y observe des packstones à Girvanelles, *Trelonella* et quelques Crinoïdes et même, à la cote 18 m, un banc de bindstone à tapis laminaires, *Renalcis* et encroûtements algaires divers. Tous ces calcaires ont une couleur sombre. Les wackestones (plus rarement packstones) qui surmontent cette unité sont à nouveau riches en Crinoïdes, Brachiopodes, spicules d'Eponges, et Lamellibranches; quelques *Stromatactis* centimétriques y sont visibles. A partir de la cote 24 m, apparaissent des schistes fins, contenant encore vers la base quelques petits bancs calcaires centimétriques.

# II. BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

1. <u>Affleurement du Fort-Condé à Givet</u> (n° 50, fig. IV.2)

a. Bibliographie

Gosselet, 1881; Lecompte, 1959 b; Dumon, 1979, 1982; Tourneur, 1982 (coupe); Tsien, 1984; Boulvain, 1989 b (coupe).

b. Biostratigraphie

Zone à Ancyrognathus triangularis (Coen & coll., 1976, p. 328; Tourneur, 1982, p. 96).

c. Localisation du bioherme et description de la coupe

Ce petit bioherme est situé au sein des fortifications du Fort de Charlemont. On y accède par un sentier qui monte de la route Givet-Doische, à hauteur de la Chapelle Walcourt. La coupe (fig. IV.31) débute sous le bioherme, le long d'un talus situé à une vingtaine de mètres à l'ouest. On y observe une alternance de schistes verdâtres et de wackestones et mudstones à Crinoïdes, bioclastes ou spicules d'Eponges, assez semblables aux sédiments situés sous le monticule des Bulants par exemple. La coupe se poursuit ensuite sur le côté ouest de l'affleurement (dont aucune paroi n'est sciée) par environ 2 m de mudstones rouges à petits Stromatactis, Crinoïdes, spicules d'Eponges suivis, après un joint argileux, de 18 m de mudstones rouges à grands Stromatactis pluri-décimétriques, souvent groupés en passées. Les spicules d'Eponges sont très abondants et par endroits apparaissent quelques Ostracodes. Vers le sommet, on constate l'apparition de rares Crinoïdes, de quelques Fénestellidés et *Kleinbergella* en encroûtements sur les spicules.

Sur base de l'écologie des Conodontes, Tourneur (1982, p. 96) conclut à une certaine diminution de la profondeur depuis la base jusqu'au sommet de l'édifice, tout en restant dans un milieu situé sous la zone d'action des vagues (présence de *Palmatolepis*).

2. <u>Coupe du chemin de fer de Mariembourg à</u> <u>Nismes, près de Mariembourg</u> (n° 63, fig. IV.2)

IGNB 58/5-6, X: 162,600 Y: 86,075.

a. Bibliographie

Maillieux, 1914 (coupe).

b. Localisation et description de la coupe

La coupe (fig. IV.32) commence, dans le talus nord de la voie par environ 3 m de wackestones argileux noirs et lie-de-vin à bioclastes, Fénestellidés, Brachiopodes et Crinoïdes qui surmontent des packstones à péloïdes, pelotes de Girvanelles et Brachiopodes. Ensuite, après 2 m de schistes verdâtres à tiges de Crinoïdes, on observe 5 m de wackestones rouges à gris interrompus aux deux-tiers par une passée plus argileuse. Ces wackestones sont riches en Crinoïdes; y apparaissent également des Tabulés branchus dont principalement Senceliaepora, des Fénestelles, des spicules, des bioclastes, des Ostracodes et des petits Stromatactis. Au niveau de la cote 8 m, les bancs s'épaississent latéralement sur quelques mètres et prennent un aspect massif. Je les ai représentés en haut de la coupe (fig. IV.32).

Cet ensemble est surmonté, après une petite faille de faible rejet par environ 5 m de wackestones et packstones plus ou moins argileux gris, rouges et noirs à abondants Crinoïdes et spicules d'Eponges. On y observe également des Lamellibranches, des Fénestelles, des *Senceliaepora*, des petits *Stromatactis* et des *Kleinbergella*. A partir de la cote 17 m, apparaissent des schistes nodulaires verdâtres alternant avec quelques bancs









décimétriques de packstones et wackestones gris à Crinoïdes, Lamellibranches et bioclastes qui passent ensuite de manière brutale (fig. IV.33) à des schistes fins, noirs (Schistes de Matagne, Maillieux, 1914, p. 91). Ces schistes contiennent quelques nodules calcaires décimétriques et des bancs décimétriques de wackestones à Lamellibranches. Des analyses manocalcimétriques ont révélé 96 % d'insolubles dans les schistes.

3. <u>Carrière Saint-Rémy</u> à Rochefort (n° 64, fig. IV.3)

IGNB 59/3-4, X: 211,625 Y: 97,775.

a. Bibliographie

Cauchy, 1825; Gosselet, 1888; Harroy, 1910; Delhaye, 1913 a; Dumon, 1929, 1979, 1982.

b. Biostratigraphie

Zone à Ancyrognathus triangularis sup. (Coen & coll., 1976, p. 328).

c. Localisation et description de la coupe

Subhorizontale?

Cette carrière expose plusieurs dizaines de mètres de mudstones rouges à *Stromatactis* ("griotte"), souvent groupés en passées. Une série de photos et dessins ont été exécutés, notamment une photomosaïque de la totalité de la face nord-est (fig. V.8), afin d'étudier la répartition des *Stromatactis*. Une seule coupe a été levée, le long de la rampe d'accès à la carrière. La coupe (fig. VI.10) débute contre un muret de brique et se poursuit, perpendiculairement à la stratification jusque dans des schistes fins à la sortie de la carrière.

Il s'agit essentiellement, sur 18 m, de mudstones rouges à *Stromatactis* pluri-centimétriques et spicules d'Eponges. Un fond durci est visible à la cote 7,5 m. Vers le sommet, le calcaire devient plus argileux et s'enrichit en Crinoïdes et Brachiopodes. Le passage aux schistes fins se fait par l'intermédiaire de 1 m de schistes noduleux à Crinoïdes et Lamellibranches. 4. <u>Carrière du Tiers Cocrai à Humain</u> (n° 65, fig. IV.3)

IGNB 54/7-8, X: 212,500 Y: 99,000.

a. Bibliographie

Dumon, 1929, 1979, 1982.

b. Biostratigraphie

Zone à A. triangularis sup. (Coen & coll., 1976, p. 328).

c. Localisation et description des affleurements

Subhorizontale?

Ce gros édifice est entamé par plusieurs carrières, dont les plus importantes font affleurer entre 10 et 20 m de mudstones rouges à *Stromatactis* (carrières A et B, fig. IV.34). Dans la carrière D n'affleurent plus que quelques mètres de schistes fins, mais dans la carrière C, 3 à 4 m de parois altérées montrent des wackestones rosés à Crinoïdes, péloïdes, petits *Stromatactis* et Coraux lamellaires.

Outre divers dessins et photos, une coupe de 17 m (fig. VI.17) a été levée dans des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges de la carrière B (fig. IV.35). Elle montre de fortes variations dans la taille et la morphologie des *Stromatactis*. Le sommet de la coupe est en contact tectonique avec des schistes noduleux.

## 4. <u>Coupe de la tranchée d'accès sud à la car-</u> rière du Lion à Frasnes

IGNB 57/7-8, X: 160,200 Y: 84,550.

a. Bibliographie

Lecompte, 1959 b (coupe); Bultinck & coll., 1988 (coupe).

b. Stratigraphie

Membre de Boussu-en-Fagne, Formation de Frasnes; Formation de Neuville (Tsien, 1975).



Figure IV.34: localisation des carrières A, B, C et D entamant le bioherme de Tiers Cocrai, près de Humain.



Figure IV.35: carrière de Tiers Cocrai; croquis de la carrière B, localisation de la coupe et des figures V.7 (petit disque) et V.26 (grand disque).

## c. Localisation et description de la coupe

Direction approximativement E-W, pendage environ 45° N.

la coupe (fig. IV.36) débute contre le flanc ouest du bioherme "F2h" du "Lion" et se poursuit le long de la tranchée d'accès sud, en direction du nord-nord-ouest. Les 4 premiers mètres de schistes noduleux (42 % de calcite, 58 % d'insolubles) sont très riches en Hexagonaria, parfois retournées, Crinoïdes et bioclastes. Il s'y ajoute quelques Brachiopodes, Tabulés branchus et Fénestellidés. Le passage à des schistes fins à nodules calcaires décimétriques nettement individualisés et bancs calcaires de quelques centimètres d'épaisseur est brutal. Ces schistes fins (6 à 8 % de calcite) se poursuivent à peu près jusqu'à la cote 37 m. Plusieurs types de bancs et nodules calcaires s'y rencontrent: certains sont constitués de micrite pure; d'autres sont des grainstones à Fénestelles, Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes et bioclastes. Ces bancs ont parfois un sommet plan et une base onduleuse; beaucoup montrent des variations latérales d'épaisseur. À la cote 22,5 m, un banc décimétrique possède une lamination en "auges et mamelons" ("hummocky cross stratification"). Aux cotes 20 m et 35 m, les schistes deviennent plus nodulaires.

J'ai représenté à côté de la colonne lithologique, en sus des informations habituelles, le caractère bioturbé ou laminaire de la roche (en lame mince), ainsi que la présence de cinérites (E. Vandelaer, comm. pers.). Les bancs calcaires des schistes fins sont interprétés par Bultinck & coll. (1988, p. 30) comme des "(...) thin channel fills from post-reef crinoid meadows".

A partir de la cote 37 m, les schistes se chargent en nodules calcaires centimétriques mal individualisés et deviennent plus calcaires (10 % de calcite); on remarque même des bancs de mudstone rougeâtre à Crinoïdes, Brachiopodes, Fénestelles, bioclastes et spicules d'Eponges (cotes 40 m à 44 m). Ensuite, jusqu'à la cote 50,5 m, ces bancs calcaires sont remplacés par de petits nodules centimétriques grisâtres dans du schiste verdâtre. Les Ostracodes sont abondants; quelques bioclastes et galets mous sont également présents. A partir de la cote 50,5 m jusqu'à la fin de l'affleurement, on retrouve des schistes fins à nodules décimétriques bien individualisés.

Une petite coupe d'une dizaine de mètres (fig. IV.37), levée à quelques centaines de mètres au nord-est de la tranchée d'accès dans une ancienne petite exploitation encombrée de taillis permet de cerner à nouveau le passage entre le monticule "F2h" du Lion et les calcaires argileux et schistes noduleux qui le surmontent. Ici encore, le passage entre des grainstones et packstones à Amphypores, péloïdes, encroûtements algaires sur bioclastes, microbrèches, Calcisphères avec souvent des traces de démantèlement et classement à grande échelle (lamines centimétriques) et des wackestones et packstones argileux à Crinoïdes, bioclastes, Rugueux tabulaires et Tabulés branchus ou tabulaires est brutal.

## III. BORDURE OUEST DU MASSIF DE LA VESDRE

## 1. Sondage 134 E 303 de Chaudfontaine

IGNB 42/6, à proximité de l'hôtel "Les Thermes" et des sources chaudes publiques.

a. Bibliographie

Graulich, 1967 (coupe); Coen-Aubert, 1971, 1974 (coupe); Dejonghe, 1985 (coupe).

#### b. Stratigraphie

Formation d'Aisemont, Formation de Matagne (Dejonghe, 1985, p. 300).

## c. Description de la partie étudiée du sondage

Il s'agit d'un sondage à but hydrologique, exécuté pour le Service Géologique de Belgique et atteignant une profondeur de 548 m. Ce sondage a recoupé une zone plissée et faillée qui amène une répétition de certaines couches. La série forée va du Dévonien inférieur au Famennien (Graulich, 1967, p. 9-14). Graulich a signalé la présence "inattendue" d'un "récif de marbre rouge" (1967, p. 13) entre les cotes 59 m et 134,30 m.

J'ai étudié les carottes et les lames minces du sondage, conservées au Service Géologique de Belgique et aimablement mise



Figure IV.36: tranchée d'accès sud à la carrière du Lion: colonne lithologique et données pétrographiques.





Figure IV.33: coupe du chemin de fer de Mariembourg; dessin d'après affleurement de la transition schistes à nodules calcaires mal individualisés-schistes fins à "aspect Matagne", à nodules calcaires nettement individualisés.



Figure IV.37: nord-est de la carrière du Lion: colonne lithologique et données pétrographiques.

à ma disposition par L. Dejonghe entre les cotes 25 m et 152,35 m (fig. IV.38). Une description lithologique précise du sondage est donnée par Graulich (op. cit.), Coen-Aubert (1974, p. 37-38) et Dejonghe (op. cit.). Signalons simplement que si Coen-Aubert (1971, p. 3; 1974, p. 37-38) considère que le bioherme de marbre rouge (cotes 134,3 m à 79 m) s'installe au-dessus du "premier biostrome à "Phillipsastrea" et est surmonté par le "troisième biostrome", Dejonghe figure un bioherme rouge (134 m à 99 m) surmontant le "premier biostrome" et recouvert à son tour par les "deuxième" et "troisième" biostromes (op. cit. p. 300-301). Le "troisième biostrome" est rapproché par Coen-Aubert (1974 b, p. 8; 1982, p. 14) des schistes noduleux rougesverts affleurant dans les parties supérieures des coupes de Beauchâteau (coupe A, fig. IV.8) et de Neuville (coupe A, fig. IV.29).

La description du sondage peut s'établir comme suit:

- de 152,35 m à 150 m: wackestones noirs violacés à Crinoïdes, *Alveolites*, Girvanelles, Stromatopores branchus, Gastéropodes;

 de 150 m à 148,8 m: packstones laminaires à péloïdes, avec fentes de dessiccation;

- de 148,8 m à 135 m, des packstones bioclastiques à Crinoïdes, "*Phillipsastrea*" tabulaires, *Alveolites* lamellaires, Brachiopodes et Tabulés branchus, avec des Fénestelles, des Gastéropodes et quelques Paléobéréselles et *Kamaena*. A la base, on observe un niveau à Stromatopores subsphériques, péloïdes, Gastéropodes, Umbelles, etc...

- de 135 m à environ 122 m: wackestones rouge à rose à *Alveolites* lamellaires, quelques "*Phillipsastrea*" tabulaires, Crinoïdes, Brachiopodes, bioclastes et quelques petits *Stromatactis*; apparition en grand nombre de spicules d'Eponges;

- d'environ 122 m à 110 m: wackestones roses à abondants *Phacellophyllum*; les *Renalcis*, *Sphaerocodium* et Girvanelles sont abondantes, les spicules d'Eponges et les péloïdes sont présents;

- de 110 m à 100 m: wackestones roses à abondants *Phacellophyllum*; les *Renalcis* et les petits *Stromatactis* sont localement abondants;

- de 100 m à 90 m: wackestones, packstones, grainstones et bindstones roses à gris à Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Tabulés branchus, quelques "*Phillipsastrea*", tapis laminaires, Fénestelles, Stromatopores, abondants péloïdes, Girvanelles et débris d'Udotéacées;

- de 90 m à 85 m, wackestones gris à Brachiopodes, Fénestelles, petits *Stromatactis*, Stromatopores, péloïdes, Girvanelles, quelques spicules, Ostracodes;

- de 85 m à 77 m: wackestones gris à *Phacellophyllum*, Fénestelles, Ostracodes, péloïdes, quelques spicules, *Sphaerocodium*, *Renalcis*;

- de 77 m à 74 m: calcaires argileux verdâtres à Crinoïdes et Fénestelles;

 de 74 m à 60 m: calcaires argileux bariolés de rouge et de vert à tiges de plusieurs ossicules de Crinoïdes, Brachiopodes, nombreuses Fénestelles;

- de 60 à 30 m: schistes verdâtres à niveaux de Lingules;

- de 30 à 25 m: schistes bariolés rouge-vert à tiges de Crinoïdes.

IV. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

1. Coupe de Lustin

a. Bibliographie

Coen-Aubert & Coen, 1974 (coupe).

b. Localisation, stratigraphie et description de la coupe

Point 4 de Coen-Aubert & Coen (op. cit.). Direction N 70° W, pendage 75° N.

La coupe (fig. IV.39) est située le long d'un chemin creux en sous-bois, au flanc sud du synclinal de Walgrappe, au nord des Rochers de Frênes. Elle débute par quelques bancs de calcaire massif attribués à la Formation de Lustin (Coen-Aubert & Coen, *op. cit.*) qui bordent une ravine; ces packstones laminaires, loférites et wackestones bioturbés à péloïdes, bioclastes, Calcisphères, Umbelles sont surmontés d'un banc de 2 m de



Figure IV.38: sondage 134 E 303 de Chaudfontaine: colonne lithologique et données pétrographiques.





Figure IV.39: affleurement de Lustin: colonne lithologique et données pétrographiques.

wackestones argileux à bioclastes et Brachiopodes, dont le sommet est affecté d'un fond durci avec bioperforations et remplissage par le sédiment postérieur (pl. III, ph. 8).

On observe ensuite dans le talus du chemin, 9 m de schistes brunâtres avec quelques passées nodulaires riches en Brachiopodes. Ces 11 m de calcaires argileux et schistes contiennent des Ancyrognathus triangularis triangularis (Coen-Aubert & Coen op. cit., p. 519) et des Frechastraea carinata (Boulvain & Coen-Aubert, 1989, p. 86). Un hiatus de 2 m est suivi de 8 m de schistes qui passent à 2 m de mudstones argileux gris foncé à péloïdes, eux-même surmontés de 5 m de grainstones et packstones non argileux à péloïdes, oncoïdes pluri-millimétriques, Girvanelles et Litanaia. Vers le sommet de cette unité apparaissent des laminites. Après un mince hiatus, la coupe se termine par 1,5 m de packstones gris foncé à Crinoïdes, Brachiopodes, péloïdes, Fénestelles, Stromatopores, etc... Coen-Aubert & Coen (op. cit.) y signalent des F. limitata.

## 2. Coupe de Crupet

a. Bibliographie

Coen-Aubert & Coen, 1974 (coupe).

b. Localisation, stratigraphie et description de la coupe

Point 20 de Coen-Aubert & Coen (op. cit.). Direction N 80° W; pendage 90° S.

La coupe (fig. IV.40) est située au nord de l'église de Crupet, le long du talus d'une route qui descend vers le Bocq; elle débute contre un muret de pierre, près du carrefour.

On observe d'abord 15 m de schistes brunâtres puis verdâtres, localement riches en Brachiopodes et Lamellibranches. Coen-Aubert & Coen (op. cit., p. 520) y ont recueilli Ancyrognathus triangularis triangularis. Ensuite, en affleurement discontinu, on observe deux bancs de grainstones gris foncé à brunâtre riches en péloïdes, oncoïdes, Girvanelles et Gastéropodes, suivis d'un troisième banc de wackestone bioclastique à péloïdes et Crinoïdes avec également quelques Brachiopodes. La coupe se termine, après un hiatus de 2 m, par 2 m de schistes brun-vert, riches par endroit en silts et en Brachiopodes, surmontés après un hiatus de 6 m par 6 m de schistes verdâtres puis noirâtres.

V. BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR

Coupe d'Aisemont

a. Bibliographie

Lecompte, 1963 (coupe); Van Winkel, 1964 (coupe); Lacroix, 1972 (coupe), 1974 a (coupe), 1974 b; Dejonghe, 1985 (coupe).

b. Localisation, stratigraphie et description de la coupe

Direction E-W, série renversée à pendage 60° S.

La coupe (fig. IV.41) débute au deuxième niveau d'exploitation, au fond côté est de l'ancienne carrière Moreau, à Falisolle, actuellement propriété de la SA Carmeuse. L'exploitation est située près de la gare d'Aisemont.

J'ai commencé le levé dans les derniers bancs de calcaires massifs gris foncé de la Formation de Lustin. Il s'agit, sur les six derniers mètres d'une alternance de wackestones bioclastiques à Hexagonaria, péloïdes, Issinelles, Paléobéréselles, avec par endroit des Stromatopores branchus, des Bevocastria, des Umbelles et des packstones laminaires. Ces calcaires sont surmontés de 7 m de wackestones et mudstones argileux brunâtres contenant quelques niveaux riches en Brachiopodes ou en "Phillipsastrea". Vers le sommet, ces calcaires deviennent de plus en plus dolomitiques. On observe aussi, de la base vers le sommet de l'unité, une diminution de l'abondance et de la taille du grain moyen du quartz.

Après un petit hiatus, 2,5 m de mudstones argileux dolomitiques sont surmontés par 5,5 m de schistes brunâtres contenant quelques bancs centimétriques de dolomite. La coupe se poursuit ensuite plusieurs centaines de mètres à l'ouest, près de la route d'Aisemont, en direction du nord. Un hiatus de un à deux mètres est probable. On observe 7 m de dolomies brun-orangé, surmontées d'une quarantaine de mètres de schistes gris





Figure IV.41: carrière d'Aisemont: colonne lithologique et données pétrographiques.

foncé qui s'enrichissent progressivement vers le sommet de l'unité en bancs de grès. Enfin, en quelques mètres on passe à des grès en bancs pluri-décimétriques séparés par des joints schisteux, visibles dans une petite exploitation sur le côté est de la route.

## VI. BORD NORD-EST DU SYNCLINORIUM DE NAMUR

## Coupe de Huccorgne

## a. Bibliographie

Asselberghs, 1936 et Damiaen, 1956, cités par Pel & Montjoie, 1964; Pel & Montjoie, *op. cit.* (coupe); Lacroix, 1972 (coupe); Coen-Aubert & Lacroix, 1985 (coupe); Dejonghe, 1985 (coupe).

b. Localisation, stratigraphie et description de la coupe

Points 8 et 12 de Lacroix, 1972 et Coen-Aubert & Lacroix, 1985. Direction E-W, pendage 10 à 20° S.

La coupe (fig. IV.42) est située à l'est du village de Huccorgne, le long du talus de la route qui monte vers l'autoroute de Wallonie (chemin du château de Famelette).

Plusieurs mètres de schistes nodulaires à Brachiopodes affleurent au nord, le long de la bretelle d'accès à l'autoroute. Coen-Aubert & Lacroix (1985, p. 121) y signalent *Frechastraea carinata* ("Faune 1"). 8 m d'hiatus avec des affleurements discontinus de schistes brunâtres séparent cette unité de la suivante, formée de 1 m de wackestones argileux à péloïdes, Brachiopodes, quelques "Phillipsastrea" que surmontent 4,5 m de wackestones gris foncé à oncoïdes pluri-millimétriques, péloïdes, Girvanelles, Litanaia et localement "Phillipsastrea" (Frechastraea limitata et Phillipsastrea ananas ananas, "Faune 2": Coen-Aubert & Lacroix, ibid.), Tabulés et Stromatopores branchus. Ensuite, 2 m de dolomie brunâtre, pulvérulente, riche également en encroûtements algaires et péloïdes précèdent 1,5 m de packstones dolomitiques à oncoïdes, péloïdes, quelques Brachiopodes, Rugueux, Tabulés branchus et Crinoïdes. Les 4 m de packstones gris foncé qui surmontent ces dolomies sont encore riches en péloïdes, encroûtements de Girvanelles et Litanaia, mais leur caractère est plus bioclastique et il s'y ajoute des Crinoïdes, des Brachiopodes, des "Phillipsastrea" (Ph. ananas ananas notamment, ibid.) et des Alveolites subsphériques, des Stromatopores bulbeux ou lamellaires, des Gastéropodes et quelques Rugueux solitaires (Macgeea, ibid.). Les deux derniers mètres sont moins riches en macrofaune.

Ces calcaires sont surmontés de 11 m de schistes verdâtres à brunâtres contenant des bancs gréseux dont certains montrent des structures pédogénétiques. Un échantillon prélevé par Streel (1977, p. 399) à un peu moins de 1 m au-dessus de l'unité calcaire a été daté par spores de l'Hastarien inférieur (Tournaisien).


# Chapitre 5: DESCRIPTION DES FACIES

# A. INTRODUCTION

# I. LITHOFACIES, MICROFACIES ET ASSEMBLAGES

A la base de ces trois notions, existent à la fois un souci de simplification et de standardisation des descriptions sédimentologiques, et une volonté d'utilisation de ces notions lors de l'interprétation des paléoenvironnements et de l'analyse séquentielle. Reprenons ces différents aspects:

- il est évidemment possible, pour décrire des coupes dont on a observé les lames minces, parmi lesquelles certaines sont raisonnablement identiques, de reprendre à chaque fois une caractérisation détaillée du sédiment. Cette méthode est fastidieuse. Il est nettement plus avantageux de définir une série de "microfaciès" et de représenter, en regard de la coupe, leur succession (Mamet, 1972, p. 664);

- dans l'esprit de la plupart des sédimentologues existe l'espoir qu'à un "type" de sédiment corresponde un environnement. Des exceptions à cette relation s'observent, bien entendu, mais "si des termes lithologiques analogues existent, ceux-ci, par des études toujours plus poussées, voient leur individualité propre se dessiner de plus en plus nettement. Néanmoins, le risque que le sédimentologiste doit garder à l'esprit, c'est-à-dire ranger sous un même terme lithologique des roches génétiquement très différentes, est comparable à celui du paléontologue qui regroupe dans un même genre des espèces appartenant à des phylla différents." (Errera, 1976, p. 111). La description synthétique envisagée ici est une aide à l'interprétation des paléoenvironnements, dans la mesure où elle permet d'appréhender dans un corps sédimentaire, une organisation à grande échelle résultant d'une "certaine" répartition des types de sédiment; cette organisation à grande échelle est souvent une des clefs de l'interprétation;

- l'analyse séquentielle (voir ce chapitre) est basée sur l'examen de la courbe lithologique (Lombard, 1953, p. 4-5). cette courbe lithologique est construite sur base de la succession de "termes lithologiques" ou "lithofaciès".

Précisons maintenant ces notions et l'acception qui leur est donnée dans ce travail.

#### 1. Le lithofaciès

Ce terme a été défini pour la première fois par Krumbein (1948, p. 1909) comme "the sum total of the lithological characteristics of a sedimentary rock", incluant donc la nature, l'abondance, etc... des organismes s'ils influencent l'apparence de la roche. Ce terme est **descriptif** et ne doit contenir aucun élément interprétatif, comme le font justement remarquer Lecompte (1961, p. B21)⁽¹⁾ ou Errera (1976, p. 27). Il est donc, pour prendre un exemple, injustifié de parler de "lithofaciès de mer ouverte" pour ce qui devrait être appelé "lithofaciès des calcaires argileux à Brachiopodes".

Je me conformerai à cette définition du lithofaciès et ne ferai apparaître dans ce chapitre aucun terme ou élément interprétatif.

Pour la facilité du lecteur, j'attribuerai à chaque lithofaciès un numéro, précédé d'une lettre: "S" pour tous les lithofaciès du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant, "N" pour les lithofaciès du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur. Ces numéros de lithofaciès seront repris dans la description à la suite des noms des microfaciès.

^{(1):} ce qui n'empêche pas cet auteur, dans la même publication, de parler de "faciès turbulent", "subturbulent", "sous-turbulent", "quiescent" et "profond"
(p. B32), qui sont des qualifications résolument interprétatives.

#### 2. Le microfaciès

Si le lithofaciès est d'observation relativement directe, sur le terrain, le microfaciès est déterminable sous le microscope. Je reprends la définition proposée par Flügel (1982, p. 1): "Microfacies is the total of all the paleontological and sedimentological criteria which can be classified in thin-sections, peels, and polished slabs." Il va sans dire que ce terme est également uniquement descriptif.

L'utilisation conjointe des notions de lithofaciès et de microfaciès permet de respecter le principe de la gradation des échelles d'observation, dont j'ai déjà parlé dans le chapitre précédent. L'expérience montre qu'en général, à chaque lithofaciès correspond un ou plusieurs microfaciès; à chaque microfaciès ne correspond qu'un seul lithofaciès.

#### 3. L'assemblage

L'étude pétrographique a rapidement montré qu' au-delà du microfaciès, correspondait **de manière biunivoque**, à chaque lithofaciès, une association particulière d'éléments figurés caractéristiques que j'ai appelée "assemblage" à la suite de Lees & coll. (1985, p. 149). Ces auteurs précisent que les assemblages "(...) are based on the presence of components which are consistent, easily recognized and, it will be shown later, related to environmental parameters". (*ibid*.). Il s'agit donc ici encore d'une notion descriptive, qui ne tient pas compte de la structure de la roche mais uniquement de la nature des éléments figurés.

L'utilité manifeste des assemblages provient de la nature biunivoque de la relation qui les lie ici à la notion de lithofaciès. Une unité lithologique dont l'altération ne permet pas la reconnaissance du lithofaciès pourra être néanmoins identifiée en lame mince par l'intermédiaire de son assemblage, ce qui permettra par la suite de tracer la courbe lithologique.

Devant cette dualité, j'utiliserai dans la suite du travail le lithofaciès pour insister sur l'aspect de la roche et l'assemblage pour insister sur sa valeur écologique.

#### II. CLASSIFICATIONS ET DEFINITIONS

J'utiliserai pour les descriptions pétrographiques, la classification de Dunham (1962), étendue par Embry et Klovan (1972) à laquelle j'ai rajouté un terme proposé par Tsien (1981, fig. 5 p. 605; 1983, fig. 6 p. 6; 1984, fig. 2 p. 7.3 par exemple), celui de "coverstone". Ce terme ne fait pas double emploi avec "bindstone" (Embry et Klovan, *op. cit.*), puisque dans un "coverstone", les organismes lamellaires ou tabulaires ne s'encroûtent pas mutuellement ou n'encroûtent pas leur substrat, mais fixent le sédiment par simple protection mécanique. Il va de soi que cette classification est uniquement descriptive.

J'ai à plusieurs reprises, en rédigeant ce chapitre, constaté combien certains termes, normalement de nature descriptive, avaient acquis une connotation interprétative. Je n'en veux pour preuve que les termes suivants: *Stromatactis*, stromatolithe, thrombolite, structure grumeleuse, *fenestra*, zebra, etc...

L'acception que j'utiliserai pour chaque terme important, défini lors de sa première utilisation, restera, dans la mesure du possible, descriptive.

Enfin, pour alléger la description des faciès, j'ai préféré définir dès maintenant quelques termes relatifs aux ciments, ces termes seront par la suite repris et discutés dans le chapitre 12, consacré à la diagenèse. La nomenclature utilisée est inspirée des synthèses de Bathurst (1971, ch. 10); Horowitz et Potter (1971, p. 5-7); Scholle (1978); Tucker (1981, fig. 4.35 p. 126, p. 132-135) et Flügel (1982, p. 82-87).

On appelera **sparite** des cristaux de taille généralement supérieure à 50  $\mu$ m. Un préfixe sert à différencier une sparite précipitée comme ciment : orthosparite d'une sparite néomorphique: pseudosparite (voir les critères de différenciation cités notamment par Bathurst, 1971, p. 417-419 et Flügel, 1982, p. 84-85). La morphologie des cristaux permet de distinguer des formes **granulaires** (rapport entre la plus grande et la plus petite dimension du cristal <= 1,5 à 1), des formes **en lames** (rapport de 1,5 à 1 jusqu'à 6 à 1) et des formes **fibreuses** (rapport > 6 à 1)⁽²⁾. Il

^{(2):} en anglais, respectivement "equant sparite", "bladed sparite" et "fibrous sparite".

est utile de préciser, lorsque l'on décrit une mosaïque de cristaux de sparite, si la taille des cristaux augmente depuis la bordure de la cavité jusqu'au centre, auquel cas on parlera de sparite **drusique**, ou si les cristaux possèdent tous la même taille, auquel cas on parlera de mosaïque **équigranulaire**⁽³⁾. La forme des

mosaïque équigranulaire⁽³⁾. La forme des cristaux peut être précisée par les termes **automorphe** ou **xénomorphe**⁽⁴⁾. Enfin, les relations particulières avec le substrat sur lequel croissent les cristaux seront qualifiées par les termes **syntaxique** lorsque les cristaux de sparite ont la même orientation optique que leur substrat, **en frange**⁽⁵⁾ dans le cas contraire. Les qualificatifs **isopaque** et **anisopaque** permettent de décrire la morphologie de ces franges.

# B. MASSIF DE PHILIPPEVILLE ET BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

#### I. SCHISTES FINS A FAUNE PAUVRE (LITHOFACIES S1)

C'est un lithofaciès extrêmement bien individualisé sur le terrain. Ces schistes fins sont verdâtres ou brunâtres suivant leur degré d'altération ou bien noirs à "aspect Matagne" (Sartenaer, 1970 p. 346). Leur teneur en calcite déterminée par manocalcimétrie⁽⁶⁾ varie de 4 à 17% (tableau V.1); les schistes à "aspect Matagne" sont les plus pauvres, avec des teneurs de l'ordre de 4% de calcite. Aucun de ces schistes ne contient de dolomite. La schistosité est nettement marquée et occasionne un débit en plaquettes minces.

Des nodules calcaires oblongs, centimétriques à décimétriques, à surface irrégulièrement mamelonnée sont occasionnels. Dans certains cas, leur alignement, voire leur coalescence donne naissance à des bancs à aspect boudiné. Le contact schiste encaissant-nodule calcaire est toujours extrêmement net, ce qui, combiné à la résistance différente des deux roches à l'altération, isole parfaitement les nodules à l'affleurement (fig. IV.33).

(3): respectivement "drusy mosaic" et "equant mosaic".

(4): respectivement "euhedral" et "anhedral".

(5): respectivement "syntaxial" et "crusts".

En lame mince, on y distingue trois microfaciès.

# 1. Schistes laminaires

Ce microfaciès contient quelques % de grains de quartz d'une trentaine de  $\mu$ m de diamètre moyen, très bien classés; une proportion un peu plus importante de paillettes d'illite, d'une centaine de  $\mu$ m de longueur et quelques agrégats de 50 à 150  $\mu$ m de cristaux de chlorite. La lamination résulte de la superposition de lamines d'environ 100  $\mu$ m d'épaisseur, alternativement riches et pauvres en quartz et micas.

#### 2. Schistes bioturbés à faune pauvre

Ce microfaciès est très comparable, par son contenu en quartz et micas aux schistes laminaires, mais la bioturbation a fait disparaître la lamination. On observe quelques terriers horizontaux ouverts, à cimentation sparitique drusique, de 2 à 3 mm de diamètre. Des Ostracodes à carapaces non dissociées ainsi que des Cricoconarides sont présents. De nombreux filaments non dichotomes de quelques centaines de  $\mu$ m à 1 mm sont dispersés dans le sédiment. Ces filaments ont un diamètre de l'ordre de 100  $\mu$ m et sont constitués de pyrite.

# 3. <u>Schistes à Lamellibranches</u>, <u>Brachiopodes</u> <u>et bioclastes</u>

Il s'agit toujours des mêmes schistes, laminaires ou bioturbés, contenant quelques % de quartz et de micas mais également, accumulés en passées de quelques mm à quelques dizaines de mm d'épaisseur, des Brachiopodes et des Lamellibranches. Ces organismes sont souvent mutuellement exclusifs. Associés à ces passées ou dispersés dans le sédiment, s'observent divers bioclastes dont l'état de conservation est nettement moins bon Brachiopodes que celui des et Lamellibranches: quelques ossicules de Crinoïdes, bioperforés, quelques fragments millimétriques de Fénestelles, de Fistuliporidés et de Rugueux solitaires. On trouve également quelques rares Cricoconarides, Ostracodes, Gastéropodes,

^{(6):} manocalcimètre à volume constant, brevet SNPA.

Nanicella et des micro-bioclastes⁽⁷⁾ de coquilles. Certains Lamellibranches contiennent des pellets allongés, réguliers, de 100  $\mu$ m de long.

# II. SCHISTES NODULAIRES ET CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES, SPICULES D'EPONGES, CORAUX, CRINOIDES (LITHOFACIES S2) ASSEMBLAGE A EPONGES, BRACHIOPODES, CRINOIDES

Suivant le degré d'altération et son contenu en calcite qui est variable (de 40% à plus de 90%), ce lithofaciès prendra l'aspect de calcaires argileux gris verdâtre ou brunâtre en bancs centimétriques à décimétriques à surface irrégulière, séparés par des joints argileux ou de schistes à nombreux nodules calcaires. Ces schistes, contrairement aux schistes fins décrits ci-dessus, ont un débit en fragments irréguliers. Les nodules calcaires qu'ils contiennent, de forme grossièrement lenticulaire, sont centimétriques à décimétriques, avec une surface externe mal définie, passant progressivement aux schistes.

Ce lithofaciès possède parfois la particularité d'être bariolé de rose et de gris verdâtre en zones irrégulières interpénétrées (coupes de Neuville "a" et des Bulants). Parfois, seuls les nodules prennent une teinte rougeâtre au milieu des schistes de couleur gris-vert (coupe de Neuville).

Outre les Brachiopodes, Rugueux, Tabulés et Crinoïdes, assez fréquents, on constate la présence de spicules (mégasclères) visibles à l'oeil nu, de 1 à 3 mm de long, associés à des *fenestrae*⁽⁸⁾ irrégulières à ciment sparitique granulaire. En lame mince, on y reconnait quatre microfaciès distincts.

# 1. Mudstones gris verdâtres bioturbés

Ce microfaciès, dont la matrice est microsparitique à pseudosparitique⁽⁹⁾, est généralement fortement bioturbé. La bioturbation se manifeste par des terriers horizontaux de 1,5 millimètre de diamètre moyen, remplis de sédiments présentant un arrangement concentrique des micro-bioclastes ("bioturbation figurée" de Schäfer, 1956, 1972, cité par Reineck & Singh, p. 159, 1985) ou simplement par des différences de couleur ou de cristallinité de la matrice (bioturbation "déformative", *id.*) associée à de très petites *fenestrae* irrégulières à ciment sparitique granulaire. Ces mudstones contiennent quelques rares carapaces d'Ostracodes, Cricoconarides, Brachiopodes et micro-bioclastes.

# 2. <u>Floatstones et coverstones gris-verdâtres à</u> rouges à Coraux lamellaires

Dans la même matrice que décrite en (1) ci-dessus s'observent des *Alveolites* lamellaires⁽¹⁰⁾, pluricentimétriques ou même des "*Phillipsastrea*". On rencontre également de rares Stromatopores lamellaires. Tous ces organismes jouent un rôle stabilisateur du sédiment, essentiellement boueux, par leur action mécanique de protection. Des *fenestrae* à ciment sparitique granulaire sont fréquentes sous les organismes lamellaires. La matrice contient quelques spicules d'Eponges et quelques micro-bioclastes.

(10): voir note 3, chapitre IV.

^{(7):} je distinguerai des divers bioclastes de Brachiopodes, Lamellibranches, Coraux, etc..., les "micro-bioclastes", de taille généralement inférieure à 100  $\mu$ m et difficilement identifiables.

^{(8):} devant la confusion et le mélange de connotations descriptive et interprétative régnant dans la littérature pour les termes "fenestrae", "birds-eyes", etc... (voir par exemple Deelman, 1972; Wilson, 1975, p. 82; Tucker, 1981, p. 124-126; Flügel, 1982, p. 216-226; Leeder, 1982, p. 291), j'utiliserai le terme fenestra pour toute masse de sparite, présente dans le sédiment, non attribuable à un squelette d'organisme. D'autres termes,

utilisés dans la suite du travail préciseront d'avantage le type de *fenestra*.

^{(9):} le néomorphisme de la micrite donne naissance au cours de la diagenèse à de petits cristaux de sparite. Folk a proposé d'appeler "microspar" des cristaux de diamètre compris généralement entre 5 et 10  $\mu$ m (1965, p. 37) et "pseudospar" des cristaux de diamètre supérieur à 30  $\mu$ m (1965, p. 43). Cette classification a été suivie par de nombreux auteurs (voir Longman, 1977, Flügel, 1982, etc...). Tucker (1981, p. 137) propose les aménagements suivants: micrite: < 4  $\mu$ m; microspar: de 4 à 10  $\mu$ m; pseudospar: de 10 à 50  $\mu$ m. C'est cette classification que j'utiliserai dans la suite du travail.

# 3. <u>Wackestones et packstones gris-verdâtres à</u> rouge à bioclastes (Crinoïdes, Coraux,...) et spicules d'Eponges

Il s'agit généralement de wackestones et de packstones bioclastiques. Les Crinoïdes, souvent très abondants, sont bioperforés (probablement par des Eponges) et accompagnés de spicules, de Brachiopodes et de Lamellibranches; en moindre abondance, on trouve également des Bryozoaires branchus, des carapaces d'Ostracodes, des fragments de Coraux, des Cricoconarides, des Fénestelles et des Gastéropodes. Tous ces bioclastes ont une taille assez homogène (généralement de l'ordre de 300  $\mu$ m) et sont groupés en passées, souvent bioturbées. La bioturbation se manifeste également par des terriers ouverts horizontaux, cimentés par de la sparite, contenant parfois des pellets oblongs de 150  $\mu$ m (ex.: TG 97) et des terriers de 2 à 3 mm de diamètre, comblés par des sédiments en structure concentrique (ex.: NV 14). Quelques fenestrae irrégulières de 1 à 2 mm, à remplissage pseudosparitique et ciment sparitique granulaire sont également attribuées à la bioturbation.

Associées aux passées bioclastiques, on trouve des "boules de boue" (Purser, 1980, p. 46; on peut également parler de "plasticlastes", une variété d'intraclastes: Flügel, 1982, p. 134). Ces boules de boue de taille millimétrique à centimétrique peuvent être irrégulières, à contour diffus ou au contraire, être régulières, sphéroïdales ou allongées, à contour net (ex.: FC 6). Le sédiment qui les constitue est identique au sédiment encaissant, mais souvent de couleur plus sombre. Dans certains cas, même (ex.: TG 10), les boules de boue sont plus sombres en leur qu'à périphérie. centre leur Exceptionnellement, certaines boules peuvent être encroûtées assymétriquement par Kleinbergella (ex.: FC 6) ou encore, s'emboîter mutuellement.

En dehors des passées bioclastiques, on trouve parfois de nombreux *Egosiella gracilis*, bien conservés, sans indice de transport (BL 1), quelques rares Fistuliporidés, des spicules d'Eponges, parfois encroûtés assymétriquement par *Sphaerocodium* (TG 52) ou *Kleinbergella* (MB 18), des micro-bioclastes, quelques Crinoïdes, quelques Rugueux solitaires de petite taille et des Trilobites. Le quartz et les micas sont rarement présents (TG 9 et TG 98: quartz et paillettes de micas de 40  $\mu$ m). La lame BL 1 montre un fond durci encroûté par endroits par *Kleinbergella*.

La couleur de la roche est le plus souvent gris-verdâtre, mais des zones rouges violacées sont quelquefois présentes et leur répartition semble suivre certaines inhomogénéités du sédiment. Dans la lame HMD 3, par exemple, à dominante verte, les terriers sont entourés d'une zone verdâtre de 0,5 mm d'épaisseur, suivie d'une zone rouge de même extension.

# 4. <u>Mudstones et wackestones gris-verdâtres à</u> rouge à spicules d'Eponges

Ce microfaciès (pl.I, photo 4) est caractérisé par l'abondance des spicules d'Eponges, monoaxes ou tétraxes, possédant parfois un canal central et de diamètre compris entre 100  $\mu$ m (abondants exemples) et 1 mm (rares)⁽¹¹⁾. Des réseaux spiculaires à maille quadrangulaire sont fréquents.

Ces fossiles sont à rapporter aux Hyalospongea (Vosmaer, 1886, *in* de Laubenfels, 1955). Voir aussi Lecompte, 1936, p. 95, qui donne une description précise des spicules qu'il observe dans le bioherme de marbre rouge de Château-Gaillard à Trélon et les attribue aux Eponges siliceuses et Termier & coll., 1981 qui font un inventaire des Eponges dans les sédiments encaissant les biohermes: Hexactinellides, Lyssakides et Démosponges tétractinomorphes; toutes sont siliceuses.

Les *fenestrae* à cimentation sparitique granulaire sont assez abondantes. Elles sont de forme irrégulière, digitées à base plane, de taille millimétrique à centimétrique, souvent liées à la présence d'un réseau spiculaire.

Les autres organismes sont rares: quelques Cricoconarides, Brachiopodes, *Egosiella* et carapaces d'Ostracodes. Les micro-bioclastes sont rares.

^{(11):} on constate en général la présence de deux populations distinctes, l'une de diamètre de l'ordre de 100  $\mu$ m et l'autre de 300 à 500  $\mu$ m.

# III. CALCAIRES ROUGES A STROMATACTIS ET SPICULES D'EPONGES (LITHOFACIES S3) ASSEMBLAGE A STROMATACTIS ET SPICULES D'EPONGES

#### 1. Description du lithofaciès

C'est le lithofaciès caractéristique des "griottes", "griottes fleuries", etc... des carriers (cf. tableau V.2, où sont repris, en regard de leur description sédimentologique, quelquesunes des appellations des marbres provenant des récifs de marbre rouge "F2j"). Le trait saillant de ce lithofaciès, outre sa couleur, du rouge au rouge brun ou au rouge violet, est la présence, souvent en grand nombre, de "Stromatactis" (pl. I, photo 6).

L'appellation "Stromatactis" a été donnée par Dupont, en 1881 (p. 266) à "de longues bandes ou de petites masses cristallines irrégulières" fréquentes dans les récifs de marbre rouge frasniens. En 1882 (p. 93), il en donne une définition plus complète:

> "d'un tissu extrêmement délicat, souvent voilé par une recristallisation, son squelette présente une disposition en bandes parallèles; l'intérieur de celles-ci se divise en chambres irrégulières et perpendiculaires dont les parois ont une structure rayonnée penniforme".

Cette définition sera encore précisée en 1885 de la façon suivante: "une série de bandes concentriques, à surface rugueuse, dont le tissu blanchâtre et chatoyant au polissage est très finement rayonné dans un sens perpendiculaire" (p.25).

Lecompte, en 1937 (p. 7) en précise la morphologie: il s'agit d'"(...) amas cristallins à surface inférieure subplane et à surface supérieure très digitée, régulièrement disposés en allure à peu près concordante avec les terrasses". En conformité avec cette définition, j'appelerai dans la suite du travail "Stromatactis" toute structure à base plane ou légèrement ondulante et "sommet" digité, cimentée par de la calcite sparitique fibreuse⁽¹²⁾. Notons que certains auteurs n'insistent pas sur ce dernier critère (voir par exemple Heckel, 1972, p. 8; Wilson, 1975, p. 163; Flügel, 1982, p. 218; Bourque et Gignac, 1983, p. 522; Playford, 1984, p. 208) alors que d'autres, plus proches de la diagnose originale, l'incluent dans leurs définitions (par exemple Bathurst, 1959, p. 513; 1982, p. 167; Textoris et Carozzi, 1964, p. 399; Shinn, 1968, p. 892; Otte et Parks, 1971, p. 393; Tucker, 1981, p. 125; Pratt, 1982, p. 1207; Tsien, 1985, p. 276).

La consonance biologique de "Stromatactis" (en réalité un nom de genre) provient du fait que Dupont y reconnaissait un organisme apparenté aux Stromatoporoïdes (1881, p. 267). C'est Nicholson (1885, cité par de Dorlodot, 1912) qui le premier a combattu cette attribution, suivi par de Dorlodot (1912, note 1 p. 126) qui montre que le prétendu squelette des Stromatactis n'est que le résultat d'une précipitation par "double échange entre les sels de calcium en solution dans l'eau marine et les carbonates, et principalement le carbonate d'ammonium provenant de la décomposition des organismes" (1912, p. 129), de cristaux d'un carbonate fibreux, ensuite recristallisé sous forme de calcite (op. cit.).

Si la controverse concernant l'origine des *Stromatactis* s'est prolongée jusqu'à nos jours (voir chapitre 10), principalement quant à l'origine des cavités, un consensus s'est peu à peu dégagé sur la nature de la calcite fibreuse des *Stromatactis*: il s'agit d'un ciment, précipité ou non dans un vide du sédiment.

Il semble nécessaire, pour progresser dans l'étude des *Stromatactis* d'en établir une classification qui permettra de mettre en évidence les différences morphologiques, de répartition, etc... Je n'utiliserai pas la classification proposée par Tsien (1985, p. 282-283) puisqu'elle est basée sur les caractéristiques soit du ciment fibreux, soit du sédiment interne, qui sont fort probablement secondaires, voire diagénétiques.

# a. Etablissement d'une classification descriptive des Stromatactis (fig. V.1)

sédiment interne à disposition géopète, pourraient répondre à la définition (voir par exemple Newell, 1955). Limitons la définition des *Stromatactis* à des structures cimentées en **contexte micritique**.

^{(12):} je n'inclus pas dans les *Stromatactis*, les innombrables occurences de cavités "de croissance" des récifs du type framestone qui, une fois recouvertes par un

APPELLATIONS	DESCRIPTION	LITHOFACIES	LOCALISATION	
Griotte unie	calcaire rouge	calc. rouge à Stromatactis et sp. Eponges	niveau inférieur, périphérie	
Griotte fleurie	calcaire rouge avec Stromatactis gris	calc. rouge à Stromatactis et sp. Eponges	niveau inférieur, centre	
Griotte impérialée, Vieux bleu, Impérial	calcaire rouge à très nombreux Stromatactis gris (> 50% roche)	calc. rouge à Stromatactis et sp. Eponges	niveau inférieur, centre	
Gros rouge	calcaire argileux rouge à Coraux, Crinoïdes	calc. rouge à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes	sommet	
Royal rosé, R. rouge, R. clair, etc	calcaire rouge à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, Receptaculites	calc. rouge/rose à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, , Stromatopores	niveau moyen + niveau supérieur, en périphérie	
Royal byzantiné, Rouge byzantiné	calcaire rouge à nombreuses <i>fenestrae</i> irrégulière grises et Brachiopodes	calc. rouge/rose à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, , Stromatopores + nébuloïdes	niveau moyen, centre	
Byzantin	calcaire rouge à nombreuses fenestrae irrégulière grises et Brachiopodes; fen. plus abondantes que calcaire rouge	calc. rouge/rose à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, , Stromatopores + nébuloïdes	niveau moyen, centre	
Gris, Royal gris, Gris des Ardennes, Bleu, Saint-Edouard, etc	calcaire gris à Brachiopodes, Coraux subsphériques	calc. gris à Coraux, Stromatopores, Tapis laminaires & calc. gris à petites <i>fen.</i> , Tabulés branchus, Brachiopodes	niveau supérieur, centre	

--

Tableau V.2: appellations traditionnelles, description sommaire, lithofaciès (au sens de ce travail) et répartition de quelques variétés de marbres "F2j".



Figure V.1: classification morphologique des fenestrae.

MANOCALCIMETRIE: % calcite par lithofacies

lithofaciès	nbr. échant.	maximum	minimum	moyenne	σn
schistes à faune appauvrie S1	7	17	4	8	4
schistes nod. et calc. argilx. à Brach., Ep., Coraux, Crin. S2	8	92	42	78	17
calcaires rouges à Stromatactis spicules d'Ep. S3	4	94	85	87	4
calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes. S4	10	97	84	91	4
calc. rouges/roses à Coraux, Crin., Brach., <i>Str-is</i> , Stromatop. S5	6	100	97	98	1
calc. gris à <i>fenestrae</i> spar. , Tabulés bran- , chus, Brach. <b>S</b> 7	5	100	97	99	1
calc. gris/roses à Coraux, Strom-pores, thromb. S8	6	100	99	99	1

Brach.: Brachiopodes; calc.: calcaires; Crin.: Crinoïdes; Ep.: Eponges; nod.: noduleux; Str-is: Stromatactis; Strom-pores: Stromatopores; thromb.: thrombolites.

Tableau V.1: teneur en calcite des principaux lithofaciès, déterminée par manocalcimétrie à volume

La morphologie externe des Stromatactis, par-delà les caractères fondamentaux qui servent à les définir (base plane, sommet digité, ciment fibreux) est très variable. Je distingue des formes "irrégulières", dont la digitation présente un caractère irrégulier autosimilaire et des formes "régulières" à digitation non autosimilaire, résultant souvent de la répétition d'un même motif (fig. V.2). Les formes illustrées dans la littérature sont en général des formes irrégulières (voir par exemple Lecompte, 1937, pl. I, 1959 a, fig. 3, 4, 5, 6; Bathurst, 1959, pl. I, 1980, fig. 3, 1982, fig. 1, 2, 6 c & d; Lees, 1964, pl. 7, fig. 37; Heckel, 1972, fig. 4; Dumon, 1974, fig. 79; Wilson, 1975, pl. XVIII B; Tsien, 1980, pl. 2, 1985, pl. I; Pratt, 1982, fig. 9, 10; Bourque et Gignac, 1983, fig. 4, 5, 9; Lees et Miller, 1985, fig. 3; Wallace, 1987, fig. 3 a).

Parmi les formes irrégulières, je fais la distinction entre formes "simples" et "complexes"; les formes simples ne possèdent qu'un niveau basal plan, les formes complexes en possèdent plusieurs à des niveaux différents (fig. V.3). Lorsque les *Stromatactis* sont très abondants, les formes complexes tendent par coalescence à former un réseau irrégulier.

Les Stromatactis ont en général une longueur comprise entre un centimètre et un mètre⁽¹³⁾, pour une hauteur égale ou moindre (Lecompte [1937, p. 5] signale dans la carrière de Bergnonry, des Stromatactis "géants" de 0,5 à 0,7 m de haut pour plusieurs mètres de développement horizontal). Le rapport longueur sur hauteur est variable, mais est souvent de l'ordre de 2-5 à 1. Il me semble utile, dans ces conditions, pour préciser d'avantage la morphologie des Stromatactis, d'utiliser la classification d'Abott (voir note 2, ch. IV). On distinguera donc en général des formes bulbeuses, tabulaires et lamellaires, suivant leur rapport longueur/hauteur. Certains Stromatactis lamellaires peuvent avoir un rapport l/h supérieur à 50 (fig. V.4). Enfin, pour caractériser la digitation des formes irrégulières, j'utiliserai les termes botaniques "lobée" ou "dentée", associés au qualificatif "marquée" ou "peu marquée" suivant que la profondeur des indentations est faible ou moyenne, par rapport à la hauteur du *Stromatactis*.

La base de la plupart des *Stromatactis* est parallèle à la stratification, matérialisée en général par des joints argileux ou plus rarement par des organismes lamellaires. Dans de rares cas (coupe des Wayons, fig. IV.20, 12,5 m à 14,5 m), les Stromatactis d'un même banc, opposition avec tous les autres en Stromatactis de la coupe, s'inclinent d'un angle de plusieurs dizaines de degré avec la stratification. La figure V.5 présente un autre cas, relevé sur un bloc de la carrière de Rochefontaine, où l'on voit des Stromatactis irréguliers, généralement tabulaires et complexes, former un angle de 45° avec la stratification, définie dans ce cas concret par un Rugueux massif et des joints argileux.

La base des Stromatactis est par contre toujours parallèle aux divers géopètes présents dans la roche, ce qui n'est qu'une évidence, puisque les Stromatactis sont eux-mêmes une structure géopète. Un examen attentif de la micrite située immédiatement sous les Stromatactis révèlera en effet souvent une légère différence de teinte, voire un certain classement des menus débris ou encore une vague lamination. Ces caractères ne se retrouvent pas dans la micrite environnante et témoignent d'une sédimentation interne, en remplissage de cavité (Bathurst, 1959, p. 506-508 et 513; Lees, 1964, p. 514-516; Heckel, 1972, p. 9 et parmi d'autres Wallace, 1987, p. 696). Les caractéristiques de ces sédiments internes seront détaillées ci-dessous, avec d'autres observations microscopiques.

Notons encore que lors de l'examen d'un *Stromatactis*, il est impératif de s'assurer de la perpendicularité de la section observée par rapport à la stratification, car dans le cas contraire, les bases notamment peuvent laisser apparaître des ondulations d'autant plus marquées que l'on se rapproche de l'horizontale (fig. V.6). Ceci est particulièrement le cas lors de l'examen de blocs utilisés comme parements, car le marbre est très souvent découpé "à la passe" (Dumon, 1964, p. 26), c'est-à-dire parallèlement à la stratification.

^{(13):} l'observation pétrographique montre que la cimentation fibreuse n'a lieu que dans des cavités plurimillimétriques ou plus grandes (Boulvain, 1989 b, p. 143). Les cavités plus petites étant cimentées par de la sparite granulaire, il n'existe de Stromatactis s. s. que de dimension supérieure à 5 à 6 mm. On pourra appeler de petites fenestrae à base plane et sommet digité, cimentées par de la sparite granulaire "fenestrae stromatactoïdes".



Figure V.2: exemple de *Stromatactis* à digitation "régulière". En blanc, la matrice, en noir, la sparite fibreuse, en tiretés, la sparite granulaire. Bioherme des Bulants, niveau inférieur, cote 18 m de la coupe A, fig. IV.16.



Figure V.3: exemple de *Stromatactis* irrégulier complexe. En blanc, la matrice, en noir, la sparite fibreuse, en tiretés, la sparite granulaire, en pointillés, les zones les plus argileuses. Bloc de calcaire rouge à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3), carrière des Croisettes.



Figure V.4: exemples de *Stromatactis* lamellaires, simples et complexes. La sparite fibreuse est en blanc, la matrice en pointillés. Remarquer la disposition des fibres de sparite (matérialisées par des hachures) et des impuretés (liserés noirs): les fibres peuvent être orientées perpendiculairement à la bordure des *Stromatactis* ("A") ou bien parallèllement ("B"). Bloc de "griotte" de la carrière de Tiers Cocrai.





Figure V. 5: Stromatactis très irréguliers et trains de petits Stromatactis (en noir) discordants par rapport à la stratification, matérialisée par des "joints" argileux (pointillés) et par un "Phillipsastraea" (hachuré). Calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). La matrice est en blanc. Bloc, carrière de Rochefontaine.

Figure V.6: divergence angulaire entre bases de *Stromatactis* dans une lame mince taillée obliquement par rapport à la stratification. Mudstone à *Stromatactis*, spicules et Crinoïdes (hachurés) (S4). Remarquer, sous le *Stromatactis* le plus inférieur, de petites *fenestrae* stromatactoïdes à sparite granulaire, et la présence (flèches) de coquilles limitant l'extension verticale des *Stromatactis*. Lame TP 81, Tapoumont.

Dans certains cas, les *Stromatactis*, structures essentiellement horizontales, peuvent passer sans solution de continuité à des structures verticales du type "dyke neptunien" (fissures subverticales à remplissage précoce, Shrock, 1948, p. 4; Tucker, 1981, p. 125 et excellentes illustrations de Playford, 1981, fig. 43; 1984, fig. 23, 25, 26) (fig. V.7).

Pour en revenir à la description du lithofaciès, signalons qu'il peut être pratiquement dépourvu de *Stromatactis* ou au contraire en compter un nombre tel qu'ils semblent former plus de 50% de la roche ("griotte" des carrières de Saint-Rémy, des Wayons, de Tiers-Cocrai). Dans ce cas, les *Stromatactis* perdent leur individualité et leur accumulation donne naissance à une structure réticulée. le passage entre une "griotte" dépourvue de *Stromatactis* et une "griotte" où ils représentent le constituant essentiel est souvent brutal (fig. V.8).

les Stromatactis sont, dans ces calcaires rouges à spicules d'Eponges, souvent de grande taille; ils ont en moyenne de 30 à 50 centimètres d'extension horizontale, avec une morphologie tabulaire, lamellaire ou bulbeuse, simple ou complexe. Il existe une relation peu nette entre ces différentes caractéristiques: des Stromatactis abondants ont tendance à être complexes et bulbeux, tandis que des Stromatactis plus rares sont lamellaires, tabulaires et souvent simples. La digitation est dentée et marquée. Quelques Stromatactis réguliers sont présents (coupe des Bulants, pl.I, photo 5), "évoluant" souvent vers des formes tabulaires simples. Quelques formes tabulaires complexes à digitation peu marquée sont visibles dans la carrière de Petit-Mont (fig. XII.1).

Ces calcaires rouges à Stromatactis contiennent un peu plus d'une dizaine de % d'insolubles, constitués d'argile et d'hématite. Ce sont les lithofaciès biohermaux les plus riches en insolubles (tabl. V.1). Il existe une relation entre Stromatactis et abondance des joints: dans les zones où les joints sont nombreux, les Stromatactis sont rares et de forme lamellaire (fig. V.9). Il est difficile de séparer la cause de l'effet: on peut envisager plusieurs hypothèses:

- les *Stromatactis* (quelle que soit leur origine) ne se "développent" pas lorsque le milieu devient plus riche en insolubles; - la nature du sédiment a empêché le développement en hauteur de la cavité;

- la rareté des structures cimentées résistantes que sont les *Stromatactis* a facilité la concentration d'insolubles par pression-dissolution.

Je penche dans certains cas pour cette dernière hypothèse, car on trouve (ex.: MQX 2) dans des "griottes" riches en insolubles, parcourues par un réseau de joints diffus, des *Stromatactis* isolés dans des nodules de micrite pauvre en insolubles, épousant leur forme. Ces nodules paraissent en quelque sorte avoir été "armés" par le *Stromatactis*.

La coloration rouge de la roche, même en dehors des zones à sédiments internes peut être inhomogène, délimitant des zones irrégulières à intensité de pigmentation légèrement différente. Ces zones peuvent être disposées concentriquement, à la manière des courbes de niveau sur une carte topographique. Dans certains cas, des *Stromatactis* peuvent être bordés d'une auréole de quelques millimètres d'un rouge plus soutenu.

Enfin, ajoutons qu'en surface sciée, après attaque pendant quelques secondes par HCL 6M apparaissent de nombreux spicules d'Eponges, généralement de 1 millimètre de longueur.

En lame mince, on distingue trois microfaciès.

# 2. <u>Mudstones à Stromatactis et spicules</u> <u>d'Eponges</u>

Ce microfaciès ne contient en général que des *fenestrae* pluri-centimétriques à ciment fibreux (les *Stromatactis* macroscopiques, dont il est difficile, étant donné leur taille, d'observer en lame mince la base plane et le sommet digité) et des spicules d'Eponges. Les spicules, souvent associés en réseaux, sont nombreux (on retrouve ici également les deux populations de 100 et 500  $\mu$ m de diamètre).

Il n'existe pas de relation géométrique privilégiée entre *Stromatactis* et spicules. les spicules peuvent surmonter les *Stromatactis* (fig. V.10 et pl. I, photo 8), voire les pénétrer, ou former des concentrations sous eux (fig. V.11), ou encore occuper une position quelconque par rapport à ceux-ci.



Figure V.7: *Stromatactis* en continuité de cimentation avec des fissures verticales à sparite fibreuse (en noir). En blanc, la matrice; hachurée, la sparite granulaire. Carrière de Tiers Cocrai, calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3); localisation dans la carrière: petit disque de la fig. V.35.



Figure V.8: dessin d'après photomosaïque de la face sciée nord de la carrière Saint-Rémy. Calcaires rouges à *Stromatactis* (S3). Groupement en "passées" des *Stromatactis*, avec transition brutale entre "griotte fleurie" et "griotte unie". En noir, les *Stromatactis*; en pointillé, les passées argileuses; en blanc, la matrice et en tiretés, les failles.



Figure V.9: relations entre taille et abondance des *Stromatactis* (en noir), et importance des "joints" argileux (en pointillé). Vers le bas, zebra au-dessus d'une petite faille inverse affectant un *Stromatactis* lamellaire. En blanc, la matrice. Calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3), bloc, carrière des Croisettes.



Figure V.11: relations géométriques entre des *Stromatactis*, des spicules d'Eponges (tirets) et des péloïdes (représentés par des pointillés grossiers). Les *Stromatactis* sont situés au-dessus des spicules et des péloïdes, eux-mêmes associés à des petites *fenestrae* stromatactoïdes ("s"). Remarquer la présence d'un tapis cryptalgaire ("C") dans le fond des deux *Stromatactis*, surmonté, en bas, par un peu de microspar (pointillé fin) probablement éboulé de la partie supérieure de la "cavité". Lame TP 57, Tapoumont.

Le ciment fibreux est en général plus développé au sommet des *Stromatactis* qu'à leur base. Entre le sédiment et le ciment fibreux, existe parfois une zone pseudosparitique grise, d'épaisseur irrégulière, de quelques centaines de microns. Ce pseudospar calcitique se localise surtout au sommet des *Stromatactis* et lorsque des fossiles sont inclus dans le ciment, ils possèdent aussi ce type d'"encroûtement". Lorsque cette bordure pseudosparitique est présente, on la retrouve dans tous les *Stromatactis* d'un même niveau (partie supérieure de Fort-Condé).

Outre ces Stromatactis, on trouve quelques petites fenestrae généralement irrégulières, millimétriques à ciment sparitique granulaire. La fig. V.11 montre un cas où ces fenestrae sont associées à un réseau spiculaire. La fig. V.12 montre la coexistence d'une fenestra millimétrique stromatactoïde avec un Stromatactis.

Hormis les spicules d'Eponges, les fossiles sont rares. On rencontre quelques *Egosiella*, Ostracodes, *Nanicella* et des microbioclastes. Les seules Algues présentes sont des *Kleinbergella*, en encroûtement asymétrique de spicules, de 200 à 300  $\mu$ m d'épaisseur.

La matrice présente parfois une texture "vermiforme" (Kapp, fig. 3, 1975; Pratt, fig. 13c, 1982; Clough & Blodgett, 1985; structure "pelletoïde" au sens de Ross & coll., fig. 25 & 27, 1975; micrite "spongieuse" de Tsien, fig. 2 (2) & 3 (2), 1985; signalée également par Miller, p. 317, 1986, sans désignation). Cette structure est due à la présence de nombreuses fenestrae tubulaires, allongées, souvent sinueuses et bifurquées, de diamètre variable proche de 70  $\mu$ m (fig. V.13). Ces plages irrégulières sont souvent associées à la présence de Stromatactis. En dehors de ces zones, la matrice est hom og èn e, microsparitique à pseudosparitique.

a. Les sediments internes associes aux *Stromatactis* 

La différence d'aspect entre la matrice située sous les *Stromatactis* et la matrice environnante permet de délimiter grossièrement l'extension de la cavité originale. La limite inférieure entre sédiments internes et sédiments encaissants est néanmoins souvent difficilement identifiable. Les limites latérales, par contre, s'affirment progressivement au fur et à mesure que l'on se rapproche de la partie cimentée de la cavité.

Les remplissages de cavités (autre que les ciments) consistent (par fréquence décroissante) en:

- un microspar à vagues laminations planes (fig. V.14), passant parfois progressivement à du pseudospar vers le sommet du remplissage (il arrive cependant [ex.: HMD4], que la limite entre microspar et pseudospar soit nette, avec des interstratifications microspar-pseudospar). Le diamètre moyen des cristaux du sédiment interne est plus élevé que celui du sédiment encaissant, sauf à la base des cavités. Ce sédiment interne contient souvent des microbioclastes et plus rarement des spicules d'Eponges, des Ostracodes, des fragments de Crinoïdes, etc... D'une manière générale, on peut dire que les fossiles du sédiment interne sont identiques à ceux du sédiment encaissant, mais en moindre abondance. Certains remplissages contiennent des "boules de boue" (ex.: HMC28). La présence de filaments hématitiques de 20 à 40  $\mu$ m de diamètre à proximité du sommet du remplissage n'est pas exceptionnelle. La transition remplissage-ciment est nette; le sédiment interne est parfois interstratifié avec des couches d'un ciment jaunâtre, en cristaux trapus de 100  $\mu$ m (SC1, CD25, HMC30, par exemple). Certains sédiments internes présentent la particularité de contenir eux-mêmes des petites fenestrae à ciment sparitique. Certaines de ces fenestrae (diamètre 0,5 mm) peuvent être attribuées à la bioturbation:

- un microspar à texture "vermiforme" (voir cidessus et fig. V.13) contenant parfois des spicules identifiables;

- des péloïdes à bordure externe diffuse, de même coloration que le sédiment encaissant, d'un diamètre d'une centaine de  $\mu$ m, répartis à équidistance les uns des autres (cette distance est en général de l'ordre de une à deux fois le diamètre des péloïdes) et cimentés par une pseudosparite jaunâtre équigranulaire de 30  $\mu$ m (ex.: SC6, SC9). Ce ciment passe insensiblement à de la calcite fibreuse losque la densité des péloïdes diminue. Dans certains cas, ce remplissage inclut quelques péloïdes de plus grande taille (600  $\mu$ m, ex.: SC11; 200  $\mu$ m, ex.: CD31) ou des micro-bioclastes et des Ostracodes (rare: CD31). Ce remplissage peut être irrégulièrement laminaire, avec alter



Figure V.12: Stromatactis (à droite) et fenestra stromatactoïde (à gauche), surmontant des spicules d'Eponges. Le néomorphisme de la micrite est nettement plus important sous la fenestra stromatactoïde, cimentée par de la sparite granulaire que sous le Stromatactis, cimenté par de la sparite fibreuse. La matrice est en pointillés. Lame CD 23, Fort-Condé.



Figure V.10: relations géométriques entre une *fenestra* stromatactoïde et un réseau spiculaire. Lame HMC 17, Hautmont, coupe C.



Figure V.13: structure vermiculaire sous une fenestra. Lame CD 51, Fort-Condé.



bloc à deux cm d'intervalle. "m": microspar laminaire; "r": péloïdes à forte coloration rouge; "c": encroûtement cryptalgaire sur une première génération de ciment fibreux ("f"); "g": sparite granulaire. La matrice est en pointillés. Remarquer l'absence de ciment fibreux à la base du *Stromatactis*, par suite de la sédimentation interne. Bloc, Les Maquettes.

nance de lamines à péloïdes et pseudospar de quelques centaines de microns et de lamines micritiques de quelques dizaines de microns (ex.: CD31); ce type de sédiment est signalé par Playford, 1981, p. 18);

- des tapis micritiques sombres d'aspect cryptalgaire (fig. V.11). Ces tapis encroûtent parfois, sur les parois latérales et supérieure de la cavité, une première génération de ciment fibreux (fig. V.14; pl. VIII, photo 7);

- des tubes attribuables à *Girvanella*, formant un tapis peu épais à la surface du sédiment interne (ex.: SC102);

- des "ooïdes" de 100 à 200  $\mu$ m, à cortex microsparitique. Le nucleus peut être un fragment de coquille, d'Algue, un Ostracode, etc...

Ces divers types de sédiments internes peuvent être interstratifiés (fig. V.15). La séquence générale de succession des remplissages, déduite de nombreuses observations est la suivante: microspar à texture vermiformemicrite ou microspar-péloïdes-ciment fibreux.

#### 3. <u>Mudstones à Stromatactis, spicules</u> d'Eponges, bioclastes

Il s'agit le plus souvent de mudstones à *Stromatactis* contenant des spicules d'Eponge, parfois des réseaux spiculaires conservés, avec encroûtements sporadiques de *Kleinbergella*. S'y ajoutent des micro-bioclastes et bioclastes de coquilles, quelques Ostracodes et occasionnellement, des branches d'*Egosiella*.

# 4. <u>Wackestones à bioclastes, spicules</u> <u>d'Eponges</u>

Ce microfaciès est caractérisé par l'abondance relative des bioclastes (surtout de coquilles). Les spicules d'Eponges sont moyennement abondants, de même que les *Egosiella*. Secondairement, on rencontre quelques *Nanicella*, Brachiopodes, Bryozoaires branchus, Trilobites et Ostracodes. Quelques rares Crinoïdes bioperforés sont présents. Les *Stromatactis* sont moins fréquents que dans les autres microfaciès ci-dessus, mais on constate la présence de nombreuses petites *fenestrae* irrégulières et stromatactoïdes à ciment granulaire. Ce microfaciès peut, lorsque les processus de pression-dissolution (Wanless, 1979) sont intenses, prendre l'aspect d'un "stylocumulat" (*cf.* Logan & Semeniuk, 1976 p. 6; les stylocumulats sont des roches dont une grande part de la micrite a été dissoute, ne laissant subsister que les éléments figurés résistants, emballés dans une matrice très argileuse).

D'une manière générale, la matrice des trois microfaciès décrits ci-dessus est micro- à pseudosparitique; les cristaux se présentent sous la forme d'aiguilles trapues de 10 à 20 microns de longueur, dont l'enchevêtrement ne laisse subsister aucune porosité (voir chapitre "diagenèse").

# IV. CALCAIRES ROUGES A ROSES A STROMATACTIS, CORAUX, CRINOIDES (LITHOFACIES S4) ASSEMBLAGE A CORAUX, CRINOIDES, STROMATACTIS, KLEINBERGELLA

Ce lithofaciès différe du précédent par l'apparition, en quantité variable, de Crinoïdes (en général sous forme d'ossicules désarticulés) et de Coraux lamellaires, parfois tabulaires (Alveolites, "Phillipsastrea"). Les Stromatactis de grande taille sont inexistants. On observe quelques exemplaires de taille moyenne, simples, souvent tabulaires, centimétriques à décimétriques. A ces Stromatactis de taille moyenne s'ajoutent des petits Stromatactis et fenestrae stromatactoïdes à ciment fibreux et granulaire, millimétriques à centimétriques, dont l'abondance peut donner naissance à des réseaux irréguliers. Les Stromatactis y sont disposés "en relais", formant des passées d'épaisseur centimétrique (fig. V.16).

Il n'est pas rare de constater, sous les divers fossiles lamellaires (particulièrement les Coraux), la présence de *fenestrae* à ciment fibreux (fig. V.17) et à base plane (due probablement à la présence de sédiments internes). Ces *fenestrae* ont en général une épaisseur moindre que celle des organismes lamellaires qui les surmontent (fig. V.17); mais parfois leur épaisseur peut être du même ordre de grandeur, voire même de dix à quinze fois supérieure (fig. X.7). Dans ce cas, on a l'impression d'observer une suite (ou un ré



Figure V.15: divers types de sédiments internes dans des Stromatactis.

140



Figure V.16: passées de petits *Stromatactis* "en relais" dans des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). En noir, la sparite fibreuse, en blanc, la sparite granulaire, en pointillés, la matrice. Plaque provenant de Rochefontaine, grandeur naturelle.



Figure V.17: Alveolites ("A") et "Phillipsastraea" ("P") lamellaires surmontant de la sparite fibreuse (en noir). Par endroit, la sparite fibreuse "déborde" des Coraux et forme des Stromatactis (flèches). Remarquer les spicules ("s") sous le ciment fibreux. En blanc, la matrice. Lithofaciès des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). Bloc, Les Maquettes.

seau) de *Stromatactis* non digités. Dans tous les cas où la cavité déborde latéralement de l'organisme qui la recouvre, ce débordement donne naissance à une sorte d'excroissance digitée, orientée vers le haut (fig. V.18).

Ces calcaires ont un contenu en calcite de l'ordre de 90% (tabl. V.1); on y observe deux microfaciès distincts.

# 1. <u>Wackestones à Stromatactis, spicules</u> <u>d'Eponge, Crinoïdes, bioclastes, Coraux</u>

.

La couleur de ces wackestones (fig. V.19) est généralement rouge (exceptions: HMC35, HMD15, HMB19,...), souvent légèrement plus claire que les wackestones du lithofaciès S3. En plus des Stromatactis centimétriques à décimétriques s'observent de petites fenestrae stromatactoïdes millimétriques à sub-millimétriques à ciment sparitique granulaire. Ces petites fenestrae doivent leur base plane à un sédiment interne, légèrement moins riche en éléments figurés et plus néomorphique que le sédiment encaissant. Des Crinoïdes ou autres fossiles saillent souvent au sommet de ces *fenestrae*, entre deux indentations du ciment dans le sédiment. Lorsque les coquilles sont abondantes, elles forment le toit de nombreuses fenestrae à ciment granulaire.

Les fossiles les mieux représentés sont les Crinoïdes, les spicules d'Eponges, les Ostracodes et les micro-bioclastes. Les Brachiopodes sont plus rares, ainsi que les Gastéropodes. Occasionnellement, on observe des Lamellibranches, des Fénestelles, des Trilobites et bien sûr des Tabulés lamellaires, des "Phillipsastrea" tabulaires et des Rugueux solitaires. Les Egosiella ainsi que de rares Senceliaepora et Thamnopora branchus sont présents, mais les premiers dominent nettement. Les Algues ne sont représentées que par des Kleinbergella formant des encroûtements asymétriques sur les spicules et les Crinoïdes (l'échantillon HMB2 montre un encroûtement de Kleinbergella sur un fond durci) et de rares Rectangulines en pelotes anguleuses de quelques centaines de microns.

# 2. <u>Packstones et wackestones à bioclastes</u> (Crinoïdes, spicules d'Eponges, *Egosiella*, Brachiopodes,...)

Ce sont des packstones et wackestones bioclastiques. Les bioclastes, souvent groupés

en passées millimétriques, sont grossièrement classés. Suivant les cas, on observe des dimensions moyennes de 200 à 300  $\mu$ m (ex.: HMC4) ou de 500 à 600  $\mu$ m (ex.: HMC3) avec souvent quelques fossiles plus grands, de quelques millimètres à quelques centimètres (grands fragments d'Alveolites, de "Phillipsastrea", de Rugueux solitaires, de Thamnopora branchus, d'Egosiella, Brachiopodes, fragments de tiges de Crinoïdes avec plusieurs ossicules accolés,...). Ces passées bioclastiques surmontent à l'occasion un fond durci (échantillons HMC11, HMD8).

Les bioclastes consistent en ossicules de Crinoïdes, souvent fortement bioérodés, en spicules d'Eponges, fragments de Coraux (Egosiella principalement), de Brachiopodes, de Fénestelles; s'y ajoutent des Ostracodes et des Nanicella. Occasionnellement, on observe des fragments de Bryozoaires branchus, de Lamellibranches, de Trilobites, de Gastéropodes et quelques péloïdes algaires (sous forme de pelotes irrégulières, de taille variable, avec quelques tubes identifiables de Sphaerocodium ou de Girvanelles). Les micro-bioclastes sont abondants.

Il n'est pas rare d'observer, dans ce microfaciès, des microbrèches de quelques millimètres, constitués du même type de sédiment, parfois plus micritique (l'échantillon HMC4 contient une microbrèche avec encroûtement asymétrique de *Kleinbergella*). On observe aussi, dans des boules micritiques millimétriques, des réseaux spiculaires conservés.

les encroûtements de *Kleinbergella* sont assez fréquents. Quelques petites *fenestrae* à sparite granulaire du même type que celles du microfaciès précédent sont présentes. Ce microfaciès peut évoluer vers un stylocumulat.

La matrice de ces deux microfaciès est de nature microsparitique, avec des cristaux en forme d'aiguilles trapues, mais sensiblement moins développées que dans le cas du lithofaciès précédent (ceci se remarque nettement lors de l'examen des lames de Petit-Mont, par exemple, où chaque passage entre les deux lithofaciès se marque par une variation de la taille des cristaux de microspar).



Figure V.18: Alveolites (A) surmontant une fenestra à ciment fibreux (en blanc) et dolomitique (hachures croisées); là où se termine latéralement le Corail, apparaît un Stromatactis (gauche du schéma). Lithofaciès des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). La matrice est en pointillés. Plaque RFX 4, Rochefontaine.



Figure V.19: wackestone à *Stromatactis* (en blanc), spicules d'Eponges, Crinoïdes (hachurés), bioclastes, (S4). La matrice est en pointillés. Lame TP 76, Tapoumont.

# V. CALCAIRES ROSES A CORAUX, CRINOIDES, BRACHIOPODES, PETITS STROMATACTIS, FENESTRAE, STROMATOPORES (LITHOFACIES S5) ASSEMBLAGE A CRINOIDES, CORAUX, PELOIDES, SPHAEROCODIUM, RENALCIS

Ce lithofaciès est d'une teinte nettement plus claire que les deux lithofaciès précédents. Il est constitué de l'alternance décimétrique à métrique de:

- calcaires roses à nombreuses fenestrae millimétriques stromatactoïdes à ciment granulaire, Crinoïdes, Brachiopodes, etc... La matrice présente dans ce réseau de fenestrae possède les caractéristiques d'un sédiment infiltré (granoclassement, laminations). Par endroit, les fenestrae, moins abondantes, font place à des Coraux tabulaires ou nodulaires ("Phillipsastrea", Alveolites et exceptionnellement Thecostegites, pl. II, photo 3), voire à de grands Thamnophyllum formant des buissons métriques. A Beauchâteau, par exemple, ces Thamnophyllum, groupés sur quelques dizaines de m², sont basculés en tous sens. Les Tabulés branchus (Thamnopora et Senceliaepora essentiellement) sont abondants, comme les Brachiopodes. Des Receptaculites sont localement très nombreux;

- calcaires rouges à bioclastes millimétriques à centimétriques (Crinoïdes, fragments de Coraux, Brachiopodes), souvent stabilisés par des Coraux tabulaires (surtout *Alveolites*), plus rarement par des Stromatopores lamellaires. Ces passées bioclastiques sont souvent nettement plus argileuses que les sédiments encaissants.

Ce lithofaciès, très pur, a un contenu en calcite moyen proche de 100% (tabl. V.1); en lame mince, on y observe cinq microfaciès différents.

# 1. <u>Wackestones à Stromatactis</u>, spicules <u>d'Eponges</u>, péloïdes

Ce microfaciès est caractérisé par la présence de *Stromatactis* pluri-centimétriques, en général simples à digitation marquée, associés à des spicules d'Eponges. On observe aussi des Ostracodes, des péloïdes de quelques centaines de microns à un millimètre, probablement des débris d'encroûtements algaires, des *Sphaerocodium* et des Girvanelles en encroûtements asymétriques de quelques centaines de microns et quelques *Renalcis* en petites touffes de dimension inférieure à 1 mm. Plus rarement, apparaissent quelques Crinoïdes, des *Egosiella* et quelques *Senceliaepora* et des fragments de *Thamnopora* et d'Alveolites.

# 2. <u>Wackestones à Stromatactis ou fenestrae</u> stromatactoïdes, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes

Il s'agit de wackestones, parfois de packstones à *Stromatactis* ou *fenestrae* stromatactoïdes millimétriques à centimétriques. Ces *fenestrae* sont abondantes, disposées en relais les unes par rapport aux autres et souvent adossées à un fossile qui limite leur extension verticale. Une partie assez importante de la matrice semble infiltrée (néomorphisme plus important que le sédiment encaissant, contenu en éléments figurés moindre, lamination, couleur légèrement différente).

Les éléments figurés consistent en abondants péloïdes irréguliers de quelques centaines de  $\mu$ m à 1 mm, d'origine algaire (Sphaerocodium et/ou Girvanelles; probablement ici aussi des fragments d'encroûtements), accompagnés d'ossicules de Crinoïdes ou de fragments de Fénestelles (pl. II, photo 1). Ces deux derniers fossiles semblent mutuellement exclusifs lorsqu'ils sont abondants. S'y ajoutent des micro-bioclastes, des Ostracodes, des Gastéropodes, des Brachiopodes et des Egosiella. Occasionellement, on observe des Lamellibranches, des spicules d'Eponges, des Trilobites, des Renalcis, des fragments d'Alveolites et de Thamnopora, des Bryozoaires branchus, des Senceliaepora, des Nanicella, des Cricoconarides, de petits fragments de Stromatopores lamellaires ou de Rugueux solitaires et des Rectangulines en pelotes anguleuses de quelques centaines de um. Des boules de boue irrégulières de micrite sombre de 1 à 2 mm sont présentes également.

Quelques-uns des éléments figurés sont encroûtés asymétriquement soit par *Kleinbergella* qui est encore localement abondante, mais surtout par *Sphaerocodium*, plus rarement par des Girvanelles. Ces encroûtements peuvent atteindre une centaine de  $\mu$ m. Par comparaison avec le lithofaciès S4 (calcaires rouges à *Stromatactis*, Crinoïdes, Coraux), on remarque que les Crinoïdes sont nettement moins bioérodés.

#### 3. <u>Packstones</u>, grainstones, rudstones bioclastiques à Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes

Il s'agit d'un empilement d'éléments en équilibre mécanique avec une matrice totalement infiltrée (fig. V. 20). Ces éléments consistent en fossiles de quelques mm, en très bon état de conservation: des Fénestelles où l'on reconnaît plusieurs zoécies, des Brachiopodes, des Lamellibranches, des Cricoconarides, quelques ossicules perforés de Crinoïdes et des péloïdes millimétriques d'origine algaire (Girvanelles, Sphaerocodium et rares Wetheredelles). Accessoirement, on trouve des Gastéropodes, des Bryozoaires fistuliporidés et branchus, des Stromatopores, des Tabulés branchus (Thamnopora, Egosiella, Senceliaepora) et des Trilobites. Signalons l'occurence d'une microbrèche anguleuse (éch. SZ29).

A ces "grands" éléments s'ajoute une fraction bioclastique plus fine, de quelques centaines de  $\mu$ m, formée des mêmes fossiles, avec un enrichissement relatif en Crinoïdes; des *Renalcis*, des boules de boue et des Ostracodes sont également présents.

La cohésion de ces éléments figurés est maintenue, avant l'infiltration de la matrice par:

- du ciment fibreux en franges isopaques de 100 à 200  $\mu$ m;

- un ciment jaunâtre en cristaux trapus, rhomboédriques, formant une frange d'une seule rangée de cristaux, de 60 à 100  $\mu$ m d'épaisseur;

- une frange microsparitique de quelques dizaines de  $\mu$ m.

La matrice, infiltrée dans cette trame consiste en:

- microspar et pseudospar approximativement équigranulaire, montrant "granoclassement" inverse et lamination irrégulière (pl.II, photo 2). La lame SZ32' montre au sein du remplissage, un niveau cimenté par une rangée de cristaux trapus (voir ci-dessus); - microspar à structure "vermiforme" (ex.: SC134);

- sédiment très riche en hématite, surmonté de microspar et pseudospar de couleur rouge (ex.: PM116).

Ce microfaciès peut présenter l'aspect d'un stylocumulat.

# 4. <u>Coverstones à Crinoïdes, péloïdes, bio-</u> clastes, Coraux tabulaires et Stromatopores lamellaires

Il s'agit d'un sable bioclastique, à peu de choses près du même type que le microfaciès précédent, stabilisé mécaniquement (coverstone) par des Coraux tabulaires (principalement Alveolites, auquel on peut ajouter "Phillipsastrea" et de rares *Thecostegites*), des Stromatopores lamellaires (fig. V.21) et des Bryozoaires fistuliporidés encroûtants. Ces organismes sont fréquemment encroûtés par Sphaerocodium, par des Girvanelles et moins couramment par des Kleinbergella et des Wetheredelles. Je cite cidessous quelques successions d'encroûtements observées en lame mince:

- Alveolites - Sphaerocodium - Stromatopore -(Kleinbergella - Girvanelles -Sphaerocodium) x n: éch. SZ225;

- Fistuliporidé - (*Kleinbergella* - Girvanelles -Sphaerocodium) x n - Stromatopore -(*Sphaerocodium* - Girvanelle) x n: éch. SZ52;

- Alveolites - (Stromatopore - Sphaerocodium - Wetheredelle) x n: éch. SZ49;

- Fistuliporidé - Alveolites -(Fistuliporidé -Girvanelles - Sphaerocodium) x n -(Stromatopore - Fistuliporidé) x n -(Kleinbergella - Fistuliporidé -Sphaerocodium) x n - Stromatopore: éch. SZ15;

etc,...

De tels encroûtements se font sur plusieurs cm d'épaisseur (pl. II, photo 4).

Le sable bioclastique est riche en Crinoïdes et péloïdes algaires (de quelques centaines de  $\mu$ m; il s'agit de fragments d'encroûtements); s'y ajoutent des bioclastes



Figure V.20: packstone bioclastique à Crinoïdes (hachurés), Fénestelles, péloïdes (en noir), Brachiopodes (S5). La matrice, infiltrée et granoclassée, est en pointillés; un pointillé serré représente les zones les plus pseudosparitiques. Lame SZ 32, Beauchâteau, coupe B.



Figure V.21: coverstone à Crinoïdes (hachurés), péloïdes (en noir), bioclastes, Stromatopores lamellaires (S) (S5). Au centre, un *Stromatactis* (St) et sous le Stromatopore du haut, une *fenestra* allongée à sparite fibreuse (en blanc). En tiretés, la sparite granulaire; en pointillés, la matrice. Lame SZ 48, Beauchâteau, coupe B.

de Fénestelles, des Ostracodes, des *Renalcis* en petits bouquets (éch. HM42: *Renalcis* en habitat cryptique, sous un Lamellibranche), des fragments des constructeurs cités plus haut et moins fréquemment des boules de boue de 2 à 3 mm, des Gastéropodes, des *Senceliaepora*, des *Egosiella*, de s Cricoconarides, des Brachiopodes, des Lamellibranches, des spicules d'Eponges, des *Nanicella*, des fragments de Rugueux solitaires et des Rectangulines. Dans certains cas (éch. SZ51), les fragments de Coraux présentent un net arrondi. Ces bioclastes, contrairement aux organismes lamellaires, sont peu encroûtés (encroûtements asymétriques).

La matrice micritique, riche en microbioclastes est infiltrée entre les bioclastes et délimite parfois des *fenestrae* stromatactoïdes. S'y ajoutent de rares *Stromatactis* complexes à digitation marquée, de taille centimétrique, dont le ciment fibreux contient quelques fossiles (fig. V.21). Certaines *fenestrae* contiennent des ooïdes à cortex micritique.

Ce microfaciès montre une variation latérale lorsqu'on s'éloigne du centre des monticules vers la périphérie: le contenu en éléments figurés change et s'enrichit en Foraminifères, spicules, Crinoïdes et Trilobites, avec une diminution de la taille moyenne des bioclastes et l'aspect évolue vers une structure de type "stylocumulat". Le caractère "coverstone" ne se modifie pas.

# 5. <u>Wackestones et floatstones à Crinoïdes</u>, <u>Coraux, bioclastes</u>

Le contenu faunistique et floristique de ce microfaciès est identique à celui du microfaciès précédent. Il s'agit cependant ici d'un floatstone ou d'un wackestone où les bioclastes flottent dans un matrice micritique dont une part peut être infiltrée.

# VI. CALCAIRES GRIS FONCES A BRACHIOPODES ET CRINOIDES CIMENTES PAR DE LA CALCITE FIBREUSE ("NEBULOIDES") (LITHOFACIES S6) ASSEMBLAGE A BRACHIOPODES, PELOIDES, CRINOIDES, FENESTELLES

Ce lithofaciès pourrait être considéré comme un aspect particulier, comme un "accident" du lithofaciès précédent, auquel il est fréquemment lié, soit qu'il forme des "bancs" au sein de celui-ci, soit qu'il y forme des poches, des lentilles ou des structures irrégulières... Mais son développement peut devenir si considérable qu'il constitue la presque totalité de la roche. C'est pour cette raison et parce que ses caractères lithologiques permettent de le différencier nettement de tout autre sédiment que j'en ai fait un lithofaciès à part entière.

Il faut donc garder à l'esprit qu'il existe un continuum entre les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Stromatopores, fenestrae avec quelques poches cimentées à Brachiopodes et Crinoïdes d'une part et des accumulations de Brachiopodes cimentés en bancs pluri-décimétriques, séparés par de minces intercalations de calcaires roses d'autre part. Les poches sont irrégulières, grossièrement lenticulaires, décimétriques à plurimétriques; les bancs sont d'épaisseur décimétrique (pl. II, photo 5) avec une extension horizontale de quelques m (coupe des Bulants, fig. IV. 16, 30 m et 38 m) ou de 20 à 30 cm d'épaisseur avec une extension latérale de plusieurs dizaines de m (coupes de Tapoumont, fig. IV.15, bas et de Petit-Mont, fig. IV. 28, 60 et 62 m par exemple).

Ce lithofaciès, que j'appelle "nébuloïde" (car le ciment fibreux englobe les éléments figurés comme une couche de brouillard noie les objets, d'une nappe par endroits effilochée), se caractérise par une accumulation de Brachiopodes ou localement de *Receptaculites*, cimentés par une calcite fibreuse gris-noir (cette calcite fibreuse est en général nettement plus sombre que la calcite fibreuse qui cimente les *Stromatactis*). En périphérie des monticules, les Brachiopodes sont progressivement remplacés par des Crinoïdes.

Lorsqu'il existe un passage latéral entre ce lithofaciès et des calcaires micritiques, on observe que la diminution de l'abondance des Brachiopodes s'accompagne de la dispersion dans le sédiment de la zone cimentée (comme le brouillard qui s'effiloche) sous forme de petits *Stromatactis* plurimillimétriques en relais, qui à leur tour se raréfient progressivement. Par endroit, les nébuloïdes prennent l'aspect de "passées" de *fenestrae* très irrégulières, englobant les fossiles, à ciment fibreux et granulaire (fig. V.22), de taille variable, souvent décimétrique.



Figure V.22: type particulier de "nébuloïdes": *fenestrae* irrégulières à ciment fibreux (en noir), formant des "passées" décimétriques dans les calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites *fenestrae*, Stromatopores (S5). En blanc, la sparite granulaire; en pointillés, la matrice; en hachures croisées, la dolomite ferrifère. Bloc, carrière de Rochefontaine.
Dans les zones où les nébuloïdes sont fréquents en passées horizontales, les *Stromatactis* millimétriques sont abondants entre deux zones cimentées successives. Les îlots de micrite cimentés par la calcite fibreuse sont toujours décolorés par rapport a u sédiment encaissant.

Ce lithofaciès possède est riche en dolomite ferrifère brun-orangée ("peaux de crapeaux" des carriers).

Une dernière caractéristique de ce lithofaciès est sa périodicité. A Tapoumont, par exemple, dans la paroi en cours d'exploitation, vers la partie centrale du bioherme, des passées de 20 à 30 cm se superposent régulièrement à intervalles de quelques dizaines de centimètres et ce sur plus d'une dizaine de mètres.

Le contenu en calcite de ce lithofaciès est proche de 100%.

## 1. <u>Grainstones à ciment fibreux à</u> Brachiopodes, péloïdes, Crinoïdes

En lame mince, on remarque immédiatement la richesse en "impuretés" du ciment fibreux (pl. II, photo 6). Ces impuretés semblent être de même nature que dans les calcites fibreuses provenant d'autres lithofaciès (voir chapitre "diagenèse" pour la nature des impuretés), mais leur abondance est nettement plus élevée. Elles se répartissent en bandes de densité différente, perpendiculaires à la direction de croissance des fibres.

Le ciment se dispose en franges isopaques de 0,5 mm à plusieurs mm autour des éléments figurés qu'il inclut (pl. II, photo 6). Les éléments figurés comprennent principalement des Brachiopodes, en très bon état de conservation, des péloïdes (probablement des fragments d'encroûtements de 50 à 500  $\mu$ m de diamètre) et en quantité moindre, des Crinoïdes, des Fénestelles, des Tabulés branchus (Thamnopora, Senceliaepora, rares quelques *Egosiella*) et spicules. Occasionnellement, on observe des Gastéropodes, des fragments d'Alveolites et de Receptaculites, des Ostracodes, des pelotes irrégulières de Sphaerocodium de 1 à 2 mm, des Lamellibranches, des Bryozoaires branchus et des fragments de Fistuliporidés, des Renalcis et de rares microbrèches, Trilobites et Stromatopores.

Souvent, tous ces éléments figurés sont encroûtés asymétriquement par des *Sphaerocodium* ou des Girvanelles. Ces encroûtements de 0,5 mm d'épaisseur moyenne sont pseudosparitiques (pseudospar de 20  $\mu$ m) et directement en contact avec la calcite fibreuse.

Les fossiles semblent souvent, tant la proportion de calcite fibreuse est importante, flotter dans le ciment. La lame BL43 montre une certaine quantité de micrite infiltrée entre les éléments figurés.

VII. CALCAIRES GRIS A FENESTRAE MILLIMETRIQUES, TABULES BRANCHUS ET BRACHIOPODES (LITHOFACIES S7) ASSEMBLAGE A PELOIDES, SPHAEROCODIUM, GIRVANELLES, TRELONELLA

Ce lithofaciès ne se différencie pas de manière spectaculaire sur le terrain. Sa couleur, son caractère stratifié et sa nature micritique suffisent cependant à le reconnaître. Les *fenestrae* à ciment sparitique granulaire sont difficiles à distinguer. On observe peu de ciment fibreux et de *Stromatactis*. Le contenu en insolubles de ces calcaires est nul (tabl. V.1).

En lame mince, on observe deux microfaciès.

## 1. <u>Wackestones à péloïdes, Tabulés branchus,</u> <u>fenestrae millimétriques stromatactoïdes</u>

Ces wackestones, plus rarement packstones sont caractérisés par leur richesse en péloïdes et par le développement important des encroûtements algaires. Les péloïdes, de 50 à 200  $\mu$ m sont probablement des fragments d'encroûtements; ils sont accompagnés de quelques boules de boue millimétriques. A ces péloïdes s'ajoutent, mais en moindre proportion, d'autres éléments figurés: des Tabulés branchus (Senceliaepora, Thamnopora), des pelotes de Sphaerocodium, des Trelonella, souvent brisées (pl. II, photo 7), des Fénestelles et des Bryozoaires branchus, des Crinoïdes, des micro-bioclastes, des Brachiopodes, des Ostracodes et des Gastéropodes. Occasionellement, on trouve des Renalcis, des Stromatopores branchus ou lamellaires, des Nuia, des Lamellibranches, des

Bryozoaires fistuliporidés, des spicules d'Eponges, des *Alveolites*, des fragments de Rugueux massifs, des microbrèches millimétriques (même microfaciès) et des raies de Radiosphaeroporelles.

Les encroûtements (Sphaerocodium, Girvanelle et dans une moindre mesure Fistuliporidés et Wetheredelles) sont asymétriques ou complets et peuvent être complexes. Ils atteignent souvent plusieurs mm. Les Crinoïdes sont en général nettement moins encroûtés que les autres fossiles. Les encroûtements les plus développés contiennent souvent quelques micro-bioclastes.

Les *fenestrae* sont souvent abondantes dans ce microfaciès. Il s'agit en général de *fenestrae* stromatactoïdes à cimentation sparitique granulaire, de taille millimétrique. Lorsqu'elles sont plus grandes, la cimentation est fibreuse et l'on a alors de petits *Stromatactis* en relais.

Par endroit, les péloïdes semblent former une trame résistante, dans laquelle s'infiltre un peu de micrite. La proportion sédiment infiltré/sédiment primaire est faible.

## 2. <u>Grainstones à péloïdes, Girvanelle,</u> Sphaerocodium, Trelonella

Ces grainstones à ciment fibreux, ciment fibreux fortement recristallisé ou ciment sparitique contiennent parfois un peu de micrite infiltrée. Les péloïdes d'origine algaire (fragments d'encroûtements) sont très abondants et de taille variable (100 à 500  $\mu$ m). Tous les fossiles sont encroûtés symétriquement par Sphaerocodium, Girvanelle, quelques Wetheredelles et de rares Serpules. Les fossiles comprennent de manière caractéristique de nombreuses Trelonella (pl. II, photo 8), dissoutes et cimentées par de la calcite sparitique granulaire ou même fibreuse (rare: éch. PM142). S'y ajoutent des bioclastes d'environ 200  $\mu$ m de coquilles, spicules etc..., des spicules d'Eponge (mégasclères de 0,5 mm de diamètre), des Brachiopodes, des Senceliaepora et des Thamnopora, des Lamellibranches, des Crinoïdes et des Ostracodes. On observe sporadiquement des Trilobites, des Fénestelles, des Bryozoaires branchus et fistuliporidés, des Gastéropodes, des Renalcis, des Orthocères et des raies de Radiosphaeroporelles. Outre ces fossiles, des boules de boue de quelques mm de diamètre et des microbrèches irrégulières de la même dimension (même lithofaciès) ne sont pas rares. Tous les éléments figurés sont brisés; il n'y a pas de classement granulométrique.

## VIII. CALCAIRES GRIS MASSIFS A CORAUX, STROMATOPORES, THROMBOLITES, TAPIS LAMINAIRES (LITHOFACIES S8) ASSEMBLAGE A CORAUX, RENALCIS, SPHAEROCODIUM, STROMATOPORES, TAPIS GRUMELEUX

Ce lithofaciès ("marbre gris" des carriers) est caractérisé par son aspect massif, sans joints argileux et sans organismes lamellaires ou tabulaires. Contrairement aux autres lithofaciès, des stylolithes sont présents. Sur paroi sciée, seules se détachent des *fenestrae* à ciment granulaire blanc tranchant sur le fond gris de la roche. Ces *fenestrae*, sont de forme irrégulière à contour arrondi (pas de sommet digité du type *Stromatactis*). On y remarque souvent, isolés dans le ciment, des copeaux, résultant d'effondrement du toit ou des parois.

La coupe HMP (Hautmont, fig. IV. 27) montre, à plusieurs niveaux (1,6 à 2 m; 3,6 à 4 m; 4,6 à 5,2 m) des brèches centimétriques ou des galets légèrement arrondis, de même lithofaciès, dans un encaissant légèrement plus clair. Ces brèches, ou ces galets n'ont subi que peu ou pas de déplacement, car certains fragments s'emboîtent mutuellement.

Le lithofaciès révèle des Coraux subsphériques ou bulbeux (pl. III, photo 1), le plus souvent des Rugueux du genre Hankaxis, avec quelques "Phillipsastrea" et aussi quelques Alveolites. Les Brachiopodes sont localement abondants, de même que les Thamnopora et les Renalcis qui se détachent en blanc sur le fond gris de la roche. Le calcaire prend par endroit un aspect laminaire, avec de petits dômes surbaissés de quelques cm de haut ressemblant à des "stromatolithes"⁽¹⁴⁾ du type "LLH-S" et

^{(14):} les stromatolithes sont définis par Logan & coll. (1964, p. 69) comme suit: "Stromatolites are laminated structures composed of particulate sand, silt and clay-size sediment, which have been formed by the trapping and binding of detrital sediment particles by an algal film (...). Stromatolites may be columnar, club-shaped, undulose or spheroidal in form".

"LLH-C" ("laterally linked hemispheroids", "close" et "space" "linked").

Je discuterai dans le chapitre interprétatif de l'attribution des structures observées. Un court examen montre toutefois que s'il s'agit bien de structures d'origine biologique et non physique (cf. les critères proposés par Aitken, 1967, p. 1170, notamment l'encroûtement des irrégularités du substrat par des lamines d'épaisseur constante) l'absence de lamines de sédiment détritique exclut l'appellation stromatolithe. Contentons-nous donc de l'appellation "tapis laminaires".

La classification descriptive que j'ai utilisée ci-dessus est celle de Logan & coll., (1964), modifiée par Aitken (1967) de manière à y intégrer les laminites planes. Cette classification, destinée aux stromatolithes est aussi applicable aux tapis laminaires.

D'une manière générale, le contour des organismes est souligné par un liseré centimétrique de même aspect que le calcaire laminaire. Le contenu en insolubles est négligeable.

On observe en lame mince quatre microfaciès.

#### 1. Bindstones laminaires à péloïdes

Ces bindstones sont constitués de péloïdes ronds de 30 à 60  $\mu$ m, à contour diffus, dispersés dans un pseudospar jaunâtre de 30 à 100  $\mu$ m. Souvent, ce pseudospar forme un cortex de 30  $\mu$ m d'épaisseur autour des péloïdes⁽¹⁵⁾. Cette structure particulière est comparable à la "structure grumeleuse" de Cayeux (1935, p. 271): "(...) elle montre de tout petits éléments calcaires, à pâte extrêmement fine, se détachant en gris sombre, de forme générale globuleuse ou irrégulière, dont les contours ne sont jamais franchement arrêtés et sans différenciation d'aucune sorte. Ces matériaux, dont la microstructure est invariablement cryptocristalline, sont plongés dans une gangue de calcite incolore et grenue". Voir également Bathurst, 1971, p. 511-513; Leeder, 1982, p. 296; Flügel, 1982, p. 119 qui reprennent la même définition. La structure grumeleuse est équivalente à la "structure

granulaire" de Gürich (1906, p. 15), à la "structure pelletoïdale" ou "péloïdale" ("pelleted fabric") de Riding & Toomey (1972, p. 515); Ross & coll. (1975, p. 39)⁽¹⁶⁾; Bathurst (1982, p. 167); Bourque & Gignac (1983, p. 526); Bourque (1984); Tsien (1985, p. 292), à la "clotted structure" de Schwarzacker (1961, p. 1486-1487); Lees (1964 p. 508); Lees & Miller (1985, p. 175) et Bridges & Chapman (1988, p. 144) et à la "structure spongiforme" de Pratt (1982, p. 1216 et fig. 13 a, b) et de Jansa & coll. (1989, p. 733). Je discuterai, dans le chapitre consacré à l'interprétation sédimentologique, de la signification de cet aspect particulier de la matrice. Insistons simplement ici sur le fait que le ciment est un pseudospar et qu'il ne s'agit donc pas de grainstones à péloïdes!

Outre ces péloïdes à "contour diffus", on observe en moindre abondance, des péloïdes irréguliers, à bordure nette cette fois, de quelques centaines de  $\mu$ m et occasionnellement des micro-bioclastes, des Ostracodes, des *Renalcis*, des *Nuia* et des brèches millimétriques du même microfaciès.

Ces bindstones sont souvent laminaires, avec par endroits, des *fenestrae* allongées horizontalement à la jonction de deux lamines successives. La lamination, plane, millimétrique à pluri-millimétrique mais peu continue latéralement, est due à la présence de fins lits plus micritiques entre lamines riches en péloïdes ("lamination alternante simple" suivant la classification de Monty, 1976, p. 195).

## 2. <u>Bafflestones thrombolitiques à structure</u> grumeleuse, à *Renalcis*, *Palaeomicrocodium*

La structure de base est une "matrice" à structure grumeleuse, telle que décrite en (1) ci-dessus mais qui, au lieu de présenter une structure laminaire, forme des digitations verticales irrégulières (thrombolite)⁽¹⁷⁾, délimitant des espaces inter-digitations de quelques mm où se dépose un sédiment à carapaces

^{(15):} signalons de rares cas où ce cortex est lui-même surmonté d'un liseré micritique de quelques dizaines de  $\mu$ m.

^{(16):} mais ces auteurs appellent aussi du même nom ce que j'ai distingué comme "structure vermiforme".

^{(17):} ici encore, j'utilise ce terme avec une connotation essentiellement descriptive. Les thrombolites sont des "(...) cryptalgal structures lacking lamination and characterized by a macroscopic clotted fabric." (Aitken, 1967, p. 1164).

d'Ostracodes, péloïdes et micro-bioclastes. Quelques Gastéropodes et fragments de Lamellibranches et de *Trelonella* sont également présents. Ce remplissage est parfois laminaire.

Au sein des digitations, on observe de très abondants buissons verticaux de *Renalcis*, de 1 à 5 mm de hauteur, associés à d'abondants *Palaeomicrocodium* qui semblent aussi se disposer en buissons de taille et d'orientation similaire (fig. V.23, pl. III, photo 3). On observe également quelques *Nuia*. La matrice à structure grumeleuse est par endroit affectée de perforations irrégulières qui découpent également les buissons de *Renalcis* et qui sont remplis par le même type de sédiment à structure grumeleuse. On n'observe cependant pas de *Renalcis* dans ces perforations, alors qu'on y observe des *Palaeomicrocodium*.

## 3. <u>Bindstones à tapis grumeleux</u>, Coraux, Stromatopores, *Renalcis*, *Sphaerocodium*

La matrice à structure grumeleuse est du même type que celle décrite au (1) cidessus, avec une lamination millimétrique onduleuse, peu continue latéralement. Cette lamination délimite des tapis qui nappent les irrégularités du substrat et encroûtent les organismes (fig. V.24, pl. III, photo 2). On observe quelques fenestrae, allongées à la jonction de deux "tapis" ou irrégulières, entre des fossiles (cavités de croissance). Ces fenestrae, à cimentation essentiellement granulaire, sont parfois remplies de sédiments internes (fig. V.25): fragments anguleux millimétriques de "tapis" à structure grumeleuse ou microspar contenant des micro-bioclastes, des Ostracodes ou quelques Crinoïdes.

Les organismes présents sont surtout des Rugueux massifs bulbeux ou subsphériques (essentiellement *Hankaxis*, mais on observe aussi quelques "*Phillipsastrea*"). S'y ajoutent des *Alveolites* subsphériques et des Stromatopores tabulaires, quelques *Thamnopora* branchus, des ossicules de Crinoïdes, des *Renalcis* en petites touffes de 1 à 2 mm (fig. V.24), quelques *Senceliaepora*, Lamellibranches, Fénestelles, des spicules d'Eponges, des Ostracodes, des *Nuia*, des fragments de *Trelonella* et de rares *Palaeomicrocodium*. A ces fossiles s'ajoutent des péloïdes irréguliers de quelques centaines de  $\mu$ m, des fragments de tapis à structure grumeleuse (0,5 à 1 cm) et des boules de boue millimétriques contenant quelques micro-bioclastes.

Tous les fossiles (y compris Palaeomicrocodium, éch. HMP 2), mais spécialement les organismes constructeurs sont fortement encroûtés sur quelques centaines de  $\mu$ m à plus d'un cm d'épaisseur. Outre les tapis à structure grumeleuse signalés plus haut, les organismes encroûtants comprennent surtout les Sphaerocodium, les Girvanelles et les Bryozoaires fistuliporidés. On peut observer des encroûtements du type Thamnopora + Fistuliporidé Sphaerocodium + tapis à structure grumeleuse et Renalcis (ex.: HMB 29) ou Girvanelle + Wetheredelle + Stromatopore + Sphaerocodium (ex.: SZ 228), etc... Les Sphaerocodium sont parfois dissous; ils apparaissent alors sous l'aspect de "Sphaerocodium inversés". Dans certains cas, les tapis à structure grumeleuse sont entrelardés de lamines plus micritiques ou de lamines contenant des filaments de Girvanelles ou de Sphaerocodium.

## 4. <u>Packstones, grainstones, rudstones à</u> <u>brèches, tapis à structure grumeleuse, Coraux,</u> <u>Stromatopores, *Renalcis, Sphaerocodium*</u>

Ce microfaciès est le résultat de la bréchification du microfaciès précédent. Il possède le même contenu faunistique et floristique. Les brèches sont millimétriques à centimétriques, parfois légèrement arrondies, mais souvent anguleuses et **présentant entre elles des emboîtements**. Ces brèches sont donc en général des fragments de tapis à structure grumeleuse, des fragments d'encroûtements, voire des fragments mixtes Corail-tapis à structure grumeleuse.

Ce microfaciès représente, avec le précédent, les termes extrêmes d'un continuum où tous les degrés de démantèlement s'observent: des poches localisées à fragments millimétrique jusqu'à une brèche caractérisée à éléments pluri-centimétriques. Parfois les deux termes extrêmes sont présents au sein d'une même lame: un tapis à structure grumeleuse associé à des Coraux, surmonté d'un grainstone à micro-brèches (éch. HMP 2).



Figure V.23: bafflestone thrombolitique à *Renalcis* (en noir) et *Palaeomicrocodium* ("P")(S8). La matrice thrombolitique est représentée en blanc, quelques *fenestrae* irrégulières à sparite granulaire apparaissent en tiretés et le sédiment microsparitique infiltré au sein des thrombolites est représenté par des pointillés. Lame SZ 38, Beauchâteau, coupe B.



Figure V.24: bindstone à tapis grumeleux, Coraux (*Thamnopora*, au centre à droite et Coraux indéterminés, en bas), *Renalcis* (en noir) et Crinoïdes (hachurés) (S8). Quelques *fenestrae* irrégulières à sparite granulaire, en tiretés, apparaissent vers le haut de la lame. Lame HMB 29, Hautmont, coupe B.

Ce microfaciès, comme le précédent, est affecté d'une forte fracturation (fractures d'ouverture millimétrique à ciment granulaire).

## IX. CALCAIRES GRIS FONCES STRATIFIES A CRINOIDES (LITHOFACIES S9) ASSEMBLAGE A CRINOIDES, FENESTELLES

Ce lithofaciès est aisément reconnaissable sur le terrain grâce à sa richesse en ossicules de Crinoïdes. Il forme souvent des bancs d'épaisseur décimétrique qui s'individualisent nettement lorsqu'ils sont encaissés par des schistes ou des calcaires argileux. Dans ce cas, on observe les caractères géométriques suivants:

- la continuité latérale du banc peut être pluridécamétrique, mais elle est en général de l'ordre de quelques m;

- l'épaisseur du banc n'est pas constante; il forme par endroit des renflements qui triplent ou quadruplent son épaisseur moyenne; ces renflements sont liés à la présence locale de colonies coralliennes; le banc peut s'interrompre localement pour réapparaître plus loin;

- en dehors des zones où existent des renflements dûs à la présence de Coraux, la surface supérieure des bancs est plane. Ce n'est pas le cas de la surface inférieure qui est souvent très onduleuse, pénétrant sur plusieurs dizaines de cm dans les schistes ou calcaires argileux inférieurs (pl. III, photo 5).

Ces calcaires ne montrent en général aucune lamination macroscopiquement décelable. Le banc LI 50 (coupe du chemin d'accès à la carrière du Lion à Frasnes, fig. IV.36) est un cas particulier de calcaire laminaire à grain fin. Il devrait être classé dans un autre lithofaciès, car quoique riche en Crinoïdes, le diamètre moyen des éléments figurés est inframillimétrique. Cependant, ce banc étant unique et son contenu répondant néanmoins à la définition de l'assemblage, il est commode d'en traiter ici. Ce banc de 4 cm d'épaisseur, continu latéralement à l'échelle de l'affleurement (4 m) est isolé dans des schistes fins. Sa lamination est millimétrique, généralement plane, mais on observe aussi des laminations obliques en auges et mamelons ("hummocky cross stratification; voir par exemple la définition et les excellentes représentations de Moretti & coll., 1984, p. 31-37).

Outre les Crinoïdes, en ossicules isolés de 0,5 à 1 cm ou formant des tiges de quelques cm, on observe des fragments de Coraux et des Brachiopodes. Les ossicules de Crinoïdes ont souvent une coloration rosée se détachant sur le gris de la roche.

## 1. <u>Rudstones non granoclassés à Crinoïdes</u>, (micro-)brèches, bioclastes

Ces rudstones à ciment sparitique granulaire, souvent syntaxique sur les Crinoïdes, sont fréquemment dolomitisés (dolomite en cristaux idiomorphes de 100 à 200  $\mu$ m). La dolomitisation est surtout effective dans les zones où un peu de matrice argileuse ou pseudosparitique est présente (éch. SZ 114, TP 60).

Outre les Crinoïdes, très abondants, on trouve des brèches (millimétriques à centimétriques), généralement du lithofaciès à Coraux et Crinoïdes, des Brachiopodes, des fragments de Lamellibranches, de Tabulés, de Rugueux solitaires ou massifs, de Fénestelles et de Cricoconarides. La plupart des éléments figurés, y compris les brèches, sont fortement encroûtés par des *Sphaerocodium* et plus rarement des Girvanelles. Il s'agit souvent d'encroûtements asymétriques. Il n'y a aucun classement granulométrique.

## 2. <u>Grainstones granoclassés à Crinoïdes, péloïdes, bioclastes</u>

Ces grainstones (pl. III, photo 7), plus rarement rudstones, sont cimentés par de la sparite équigranulaire et syntaxique sur les Crinoïdes, ou parfois drusique. Par endroit, on peut suspecter la présence d'une première phase fibreuse très recristallisée. On observe un certain classement des éléments figurés, avec un diamètre moyen de 1 mm, mais aussi éléments plus quelques grossiers (centimétriques). Localement se superposent des zones de quelques mm d'épaisseur de granulométrie moyenne nettement différente. Un peu de matrice argileuse peut être présente.

Les éléments figurés consistent essentiellement en Crinoïdes peu perforés (ossicules isolés et tiges), mais les péloïdes irréguliers sont également abondants; ce sont des fragments d'encroûtements algaires, avec parfois des Sphaerocodium ou des Girvanelles, des fragments de tapis à structure grumeleuse et quelques boules de boue. On observe moins fréquemment d'autres bioclastes: des Brachiopodes, des Fénestelles, quelques Renalcis, des Cricoconarides, des Coraux, des Stromatopores, des Bryozoaires branchus, des Ostracodes et des Lamellibranches. Occasionnellement, on observe quelques Radiosphaeroporelles, Nuia, Trilobites et fragments de Fistuliporidés.

## 3. <u>Rudstones peu granoclassés à Crinoïdes</u>, <u>Fénestelles, bioclastes</u>

Ce microfaciès ressemble au précédent au point de vue de son contenu faunistique, mais il n'y a pas ici de ciment, qui est remplacé par une matrice micritique à microsparitique sombre (pl. III, photo 6), présentant par endroit un granoclassement. Cette phase est vraisemblablement infiltrée entre les éléments figurés.

les Crinoïdes sont abondants (ossicules de 0,5 cm de diamètre et tiges), mais les Fénestelles sont également nombreuses. Des fragments de Rugueux solitaires, des péloïdes algaires, des Brachiopodes et des Bryozoaires branchus sont présents. Occasionnellement, on trouve des Trilobites, des Lamellibranches, des Ostracodes, des Gastéropodes et des Radiosphaeroporelles.

Le classement est nettement moins marqué que dans le cas du microfaciès précédent.

### <u>Rudstones peu granoclassés à Fénestelles</u>, <u>Crinoïdes</u>, <u>Brachiopodes</u>, <u>péloïdes</u>

Ce microfaciès n'est que médiocrement granoclassé. Des bioclastes millimétriques d'organismes sont empilés en équilibre mécanique, avec une orientation des éléments allongés parallèle à la stratification. On observe souvent une phase microsparitique infiltrée, parfois accompagnée de péloïdes algaires et/ou de micro-bioclastes. Cette phase infiltrée se dépose irrégulièrement sur les éléments figurés; les vides restants sont cimentés par de la sparite fibreuse ou par de la sparite équigranulaire dans laquelle on observe par endroit des fantômes de cristaux fibreux. Les éléments figurés ne comprennent que peu de fragments coralliens et pas de micro-brèches, contrairement au microfaciès décrit en (1) ci-dessus. Ils sont dominés par un type d'organisme variant suivant l'échantillon. Il peut s'agir (c'est le cas le plus fréquent) de Fénestelles (ex.: LI 19), des Brachiopodes (ex.: NV 10), de Gastéropodes (ex.: NV 9) ou de fragments de Tabulés (ex.: NV 35) ou de Stromatopores (ex.: LI 12). Il s'y ajoute un fond continu de Crinoïdes, Bryozoaires branchus, boules de boue de quelques mm, péloïdes algaires, Ostracodes, Cricoconarides, Trilobites, Lamellibranches et micro-bioclastes.

## 5. <u>Grainstones granoclassés à péloïdes et</u> bioclastes

Ces grainstones sont généralement nettement classés, voire laminaires (LI 50, fig. IV.36, dont il a déjà été question). La taille moyenne des éléments figurés est souvent proche de 1 mm, mais LI 50 est beaucoup plus fin, avec un diamètre moyen de l'ordre de 100  $\mu$ m. Latéralement, ce microfaciès peut passer à des rudstones à Fénestelles (fig. X.10). Les constituants sont essentiellement des péloïdes algaires, accompagnés de quelques bioclastes, souvent de taille plus importante (Crinoïdes, Brachiopodes, Lamellibranches, Fénestelles). On observe également quelques Ostracodes.

## X. LES STRUCTURES "UBIQUISTES" DES MONTICULES MICRITIQUES

Ces structures sédimentaires s'opposent aux *Stromatactis*, stromatolithes, etc... dont la répartition était liée à un, voire à deux ou même trois lithofaciès. Les structures qui font l'objet de ce paragraphe s'observent dans plusieurs lithofaciès sans changement notable de leurs caractéristiques.

1. Les zebra (définis par Fischer, 1964, p. 135)

Il s'agit de structures cimentées par de la calcite fibreuse et granulaire, de longueur décimétrique à métrique, à base plane et sommet plan à très légèrement digité (digitation lobée peu marquée). Ces structures forment souvent un angle par rapport à la stratification (fig. V.26). Dans certains cas, du sédiment interne, en discordance avec la base de la structure, souligne cette différence angulaire (fig. V.27).

Les zebra ne sont pas des structures très abondantes dans les monticules de marbre rouge (contrairement aux monticules dolomitiques frasniens moyens de la région de Villers-le-Gambon, où ils sont très répandus, *cf.* Monty & Van Laer, 1988, p. 174; Van Laer, 1988, p. 393).

Outre les deux exemples figurés provenant de calcaires rouges à *Stromatactis* des carrières des Bulants et de Tiers Cocrai, j'ai observé des structures semblables dans la "griotte" de la carrière des Wayons, dans des faciès gris à la carrière des Croisettes et dans un remplissage microsparitique de cavité plurimétrique de la carrière du Hautmont. Il s'agissait toujours de sédiments à caractère micritique.

Les zebra ne forment jamais de niveaux étendus, mais sont limités latéralement (fig. V.28, V.29). Ils semblent souvent associés à des déformations du sédiment résultant de compressions latérales.

Les zebra sont en général interprétés comme des structures liées à une action mécanique (Schwarzacher, 1961, p. 1494; Lees, 1963, p. 523; Wilson, 1975, p. 163, par exemple), à la recristallisation de boue carbonatée (Ross & coll., 1975, p. 43), à la superposition de croûtes lithifiées (Bathurst, 1980, p. 132, fig. 1) ou de tapis algaires (Pratt, 1982) et de sédiments non consolidés et vannage par les courants marins, ou enfin, au collapse de gels thixotropiques (Monty, comm. orale).

2. <u>Les dykes et sills neptuniens</u> (définis par Shrock, 1948, cité par Wilson, 1975)

Les dykes neptuniens sont des fissures emplies de sédiments internes, sécantes par rapport à la stratification (fig. V.30). Leur extension peut être centimétrique à pluri-décamétrique (fissure signalée par Delhaye, 1932, p. 93-94). Elles tranchent nettement le sédiment encaissant (avec troncature des éléments figurés) ou le déchiquètent irrégulièrement en contournant les fossiles (ex.: TP 55). Playford (1981, fig. 43, p. 46; 1984, p. 203-208) donne de belles illustrations de dykes neptuniens du Dévonien du Canning Basin (Nullara Limestone, Famennien) qu'il associe à des phénomènes d'ouverture mécanique du sédiment par étirement latéral, tout comme Bridges & Chapman (1988, p. 156-159) pour des fissures dans des monticules micritiques waulsortiens du Derbyshire (Royaume-Uni).

Les sills neptuniens (Playford, 1984, p. 203) sont des fissures parallèles à la stratification. Ils sont nettement plus rares que les dykes dans les monticules étudiés et les quelques exemples que j'ai observé sont de dimension métrique à pluri-métrique. Ces structures sont interprétées comme résultant de l'ouverture du sédiment à l'état plastique sous l'effet de compressions latérales (*ibid.*). A l'appui de cette interprétation, signalons les raccourcissements par petites failles inverses d'une première génération de sédiments internes, visibles dans un sill neptunien de la carrière des Croisettes (fig. V.31).

Dykes et sills neptuniens peuvent rejouer en ouverture à plusieurs reprises; ils représentent probablement dans le sédiment des zones de faiblesse à caractère plus ou moins permanent.

#### 3. Les remplissages de cavité

Les sédiments internes comprennent les divers exemples cités en remplissage des *Stromatactis*:

- du microspar à structure vermiforme;

- du microspar à pseudospar laminaire, souvent à coloration rouge ou rose, contenant quelques bioclastes ou fossiles (fig. V.32). La taille plus grande des cavités permet la présence de petits Lamellibranches, Brachiopodes, Ostracodes, voire Orthocères, souvent groupés en passées; Pour Monty (comm. orale) il s'agirait d'organismes endobiontes (= "coelobiontes" de Kobluk, 1981, a, b, par exemple). Ce microspar laminaire semble dans un cas au moins ("griotte" supérieure de Hautmont), pouvoir se disposer le long des épontes d'une fissure verticale;



Figure V.26: zebra ("Z") et *Stromatactis* (en noir) dans des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). La sparite granulaire ("g") matérialise des réseaux de failles. Carrière B de Tiers Cocrai; localisation dans la carrière: grand disque sur la fig. IV.35.



Figure V.27: zebra (zone inférieure droite du dessin) dans la "griotte" à *Stromatactis*. A: vue générale, montrant l'existence d'un petit dôme; en haut du dessin, quelques *Stromatactis* complexes; B: détail de A: sédiments internes ("si") discordants par rapport à la base du zebra. En noir, la sparite fibreuse; en pointillés, les zones argileuses; en blanc, la matrice; "g": sparite granulaire. Niveau inférieur du bioherme des Bulants.



Figure V.25: sédiments internes et ciments dans une cavité de croissance d'un bindstone à tapis grumeleux et Corail (S8). Lame HMC 51, Hautmont, coupe C.



Figure V.28: zebra dans des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules (S3) affectés par des déformations. Remarquer la disparition latérale progressive (à gauche) ou brutale (à droite) des zebra; vers le haut, quelques *Stromatactis*. En noir, sparite fibreuse; hachurée, sparite "feuilletée", résultant de phénomènes d'ouverture du sédiment; "j", "joints" argileux; en blanc, la matrice. Carrière B de Tiers

162



Figure V.29: zebra développés autour d'un thrombolite (pointillé grossier), dans des calcaires gris à Coraux, stromatopores, tapis laminaires, thrombolites (S8). En noir, sparite fibreuse; pointillé fin, "joints" argileux; "g", sparite granulaire associée à de petites fissures. cote 53 m de la coupe B, carrière de Petit-Mont, fig. VI.11.



des épontes du dyke (flèches). Quelques fissures verticales ("f") recoupent des Alveolites ("A"). "P": "Phillipsastraea". On remarque également de nombreuses fenestrae à sparite fibreuses sous des Coraux et quelques Stromatactis. "Griotte supérieure" de Hautmont, cote 35 m de la coupe D, figure IV.23.



Figure V.31: sill neptunien dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). Remarquer les petites failles inverses (flèches) témoignant de compressions latérales, responsables de l'ouverture du sill. Les sédiments internes sont détaillés sur un agrandissement (fig. V.32), dont la surface correspond au rectangle, à droite de la figure. L'essentiel des sédiments internes consiste en Crinoïdes, fréquemment granoclassés ("C"). En noir, la sparite fibreuse; en pointillés, la matrice; "A": *Alveolites;* "P": "*Phillipsastraea*"; "m": sédiments internes microsparitiques. La zone hachurée n'est pas détaillée. Bloc, carrière des Croisettes.



Figure V.32: sill neptunien dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4), agrandissement d'une zone de la fig. V.31, détaillant la succession des sédiments internes. "1": plusieurs couches de microspar laminaire rouge, par endroit riche en petits Brachiopodes et/ou péloïdes; "2": grainstone à Crinoïdes, quelques Brachiopodes et Coraux (la direction des hachures souligne la direction d'une lamination grossière due au granoclassement des ossicules et plaques); "3": pseudospar rose à structures micritiques dendritiques. Le microspar laminaire et le grainstone crinoïdique sont séparés par un stylolithe. En noir: la sparite fibreuse; en pointillés fins: la matrice; en pointillés grossiers: *Alveolites*; hachuré: "*Phillipsastraea*"; "g": sparite granulaire. Bloc, carrière des Croisettes.

- des tapis cryptalgaires à structure grumeleuse, souvent laminaires (lamination alternante de microspar, péloïdes et pseudospar);

à ces sédiments internes, s'ajoutent, uniquement dans les sills et dykes neptuniens:

 des brèches centimétriques à décimétriques; dans le cas de l'échantillon TP 52, par exemple, il s'agit de fragments indurés de calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae et Stromatopores et de calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus et Brachiopodes. Ces fragments sont encroûtés asymétriquement par des tapis grisâtres de plusieurs centaines de  $\mu$ m à structure grumeleuse, contenant parfois des bioclastes. Les tapis eux-mêmes sont par endroit cassés et repris sous forme de microbrèches. Le tout est emballé dans une matrice du type wackestone à bioclastes (assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, etc...). Ce type de remplissage bréchique a déjà été signalé par Bridges & Chapman, 1988, p. 156 dans des monticules waulsortiens d'Angleterre);

- des masses réniformes de ciment fibreux (fig. V.33 et Van Laer, 1988, pl. 43, b), de taille décimétrique, dans une matrice microsparitique ou dans une sparite granulaire. On pourrait rapprocher ces structures des "spar balls" illustrés par Playford (1984, fig. 27, p. 207), mais il s'agit là de masses ovoïdes détachées du substrat, qui indiqueraient un "strong water movement in the submarine fissure" (*ibid.*);

- un sable crinoïdique (grainstones à Crinoïdes), montrant des laminations centimétriques irrégulières (fig. V.32); ce type de remplissage a été également signalé par Bridges & Chapman, 1988, p. 156 dans des monticules waulsortiens d'Angleterre;

- des péloïdes à contour irrégulier et des microbrèches. Ces éléments figurés de 0,2 à 1 mm sont souvent hématitisés;

- un pseudospar rosé à structures micritiques dendritiques, qui rappellent le Genre *Frutexites*. Ce sédiment se dispose au toit des cavités avec une croissance nettement centripète (fig. V.32). Ce type de structure est signalée par Kobluk (1980, p. 1619) dans des cavités de "patch reefs" ordoviciens d'Ontario (Canada). Voir aussi James & Kobluk (1978, fig. 8 d) et Kobluk & James (1979, fig. 5 e) qui interprètent ces structures comme des *Renalcis* ("patch reefs" cambriens du Labrador, Canada).

- l'équivalent du lithofaciès des calcaires gris à Brachiopodes et Crinoïdes, cimentés par de la calcite fibreuse, dans une fissure verticale de la "griotte" supérieure de Hautmont;

- des microstromatolithes ferro-oxydants (Mamet & Boulvain, 1988), recouverts par un sédiment interne microsparitique (sills) ou cimentés par du ciment fibreux (dykes) (fig. VII.3). Ce type de remplissage de cavité sera décrit en détail au chapitre 7;

- des argiles laminaires rouges;

Nulle part, je n'ai observé de *Renalcis* croissant dans des cavités comme décrit à de nombreuses reprises par Monty (1982 a, p. 343), Monty & coll. (1982, p. 340), Mouravieff & Tsien (1983, p. 21), Tsien (1984, p. 7.23), Van Laer (1988, p. 183, p. 526). Ces auteurs ont vraisemblablement confondu des stades précoces de croissance des microstromatolithes avec ce taxon (Mamet & Boulvain, 1988, p. 65) (voir par exemple Van Laer, 1988, pl. 7 A, B).

#### 4. Chronologie des remplissages, discussion

Les quelques exemples de sills et dykes neptuniens que je connais actuellement ne me permettent pas d'établir une chronologie précise de leurs remplissages. Quelques éléments de réflexion peuvent être néanmoins avancés:

- pour une raison géométrique évidente, il n'est pas étonnant de constater que les sills neptuniens renferment plus souvent des sédiments internes que les dykes et que ces derniers sont plus souvent cimentés que les sills. Les observations de plusieurs géologues dans le Trias et le Jurassique des Alpes, rapportées par Flügel (1982, p. 232) mentionnent d'ailleurs une différence fréquente de microfaciès entre les deux structures;

- la nature des sédiments internes témoigne d'une fissuration synsédimentaire, contemporaine de l'édification des monticules (sable bioclastique, par exemple, équivalent du lithofaciès des calcaires gris stratifiés à Crinoïdes (S9), ou microspar à Tabulés branchus (fig. V.30) dans une fissure verticale du Hautmont,



Figure V.33: masses réniformes de ciment fibreux (en noir, haut de la figure) dans un remplissage de cavité. Au-dessus du ciment fibreux, un remplissage péloïdique à forte coloration rouge (noir pointillé de blanc), surmonté d'une sparite granulaire (tiretés). Dans la matrice (pointillés), quelques *Stromatactis* (bas de la figure) et de petits Brachiopodes. Hachures: sparite "feuilletée"; hachures croisées: dolomite ferrifère. Bloc, carrière des Maquettes, provenant du niveau inférieur du bioherme.

168

provenant d'une couche déposée moins d'un m plus haut). les implications seront discutées au chapitre 10;

- le sable crinoïdique semble être l'un des sédiments internes les plus tardifs, suivi des argiles rougeâtre; les concrétions fibreuses réniformes sont précoces et précèdent tout autre type de remplissage. Les microstromatolithes ferro-oxydants, même cimentés par de la calcite fibreuse, semblent être des structures précoces puisqu'ils peuvent être surmontés de microspar à Tabulés branchus, datable de la fin de l'édification biohermale (fig. V.30);

- la répartition des fissures synsédimentaires des appareils récifaux du Canning basin (Australie) a été étudiée par Playford (1984, p. 203). Il a été montré que les dykes s'observent en sommet d'édifice, suite à un phénomène d'ouverture du sédiment par glissement le long des pentes; les sills sont par contre localisés au sein du talus récifal, en environnement d'avant-récif où s'exercent des poussées latérales.

Les quelques dykes neptuniens présents dans les biohermes de marbre rouge ne permettent pas d'avancer d'arguments décisifs en faveur de leur répartition. Notons cependant que les fissures étudiées à Hautmont sont toutes localisées en sommet d'édifice.

## 5. Les déformations précoces du sédiment

Elles sont discernables par une disposition anormale des joints de stratification, qui dessinent des plis. Un exemple a déjà été présenté lors de la description de la carrière de Beauchâteau (fig. IV.12). Cette déformation est interprétée ici comme un slump.

Il s'agit d'un cas isolé dans la carrière de Beauchâteau, où la stratification est en général assez régulière, comme d'ailleurs dans tous les édifices que j'ai étudié, à deux exceptions près: le bioherme de la carrière Maudoux-Mousty et celui des Croisettes, malheureusement sous eau depuis peu. La stratification est, dans la partie supérieure de ces deux monticules, extrêmement irrégulière, avec une succession de petits plis métriques (signalé déjà par Lecompte, 1959 b, p. 98).

Ces structures, observées aux Croisettes par Monty & Van Laer (1988, p. 174) sont interprétées comme des figures sédimentaires résultant non d'une déformation du sédiment, mais de l'empilement de "lentilles sigmoïdales" lors de la croissance de l'édifice. Ce mode de croissance est d'ailleurs généralisé abusivement à l'ensemble des biohermes de marbre rouge (Monty & coll., 1982, p. 340).

# C. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET SYNCLINORIUM DE NAMUR

Les litho- et microfaciès sont décrits dans l'ordre de la séquence virtuelle locale (chapitre 9), des milieux les plus ouverts aux milieux les plus restreints.

Il est probable que les quelques lames étudiées dans la partie supérieure de la Formation de Lustin ne donnent pas un échantillonnage représentatif de la diversité des microfaciès présents.

## I. SCHISTES ET SILTITES ARGILEUSES (LITHOFACIES N1)

Ces roches brunâtres à verdâtres affleurent mal. Une augmentation du contenu en silt correspond souvent à une plus forte résistance à l'altération. Les organismes sont peu abondants, en général représentés uniquement par des Brachiopodes. La bioturbation est toujours présente. L'analyse manocalcimétrique donne une moyenne de 10% de calcite (n = 4 éch., tous prélevés à Lustin). A Aisemont, ce lithofaciès est par endroit dolomitique.

#### 1. Schistes silteux bioturbés

Il s'agit de sédiments argileux localement riches en lentilles millimétriques de silt (quartz, de diamètre moyen proche de 30  $\mu$ m, micas en baguettes de 50  $\mu$ m). Des cubes de pyrite sont souvent présents. La bioturbation se manifeste par une désorganisation de la lamination.

#### 2. Schistes silteux à bioclastes

Ces sédiments sont comparables à ceux du microfaciès précédent, mais contiennent en plus des fragments de Crinoïdes, de Brachiopodes et quelques Lamellibranches et Cricoconarides.

## 3. Grès fins

La fraction sableuse domine ici complètement la fraction argileuse. La taille moyenne des grains de quartz avoisine 200  $\mu$ m. Des paillettes de micas sont présentes. Ce microfaciès, rare, est souvent dolomitique.

## II. CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES, CRINOIDES, BIOCLASTES, LAMELLIBRANCHES (LITHOFACIES N2)

Suivant l'altération, on observera des schistes noduleux ou des calcaires argileux gris-brunâtre à gris-verdâtre à Brachiopodes, Crinoïdes, Lamellibranches souvent groupés en passées. Par endroit, on rencontre quelques rares *Hexagonaria* ou "*Phillipsastrea*".

Ce lithofaciès est parfois dolomitique (à Aisemont). La teneur moyenne en calcite est de 62% (var. = 14\%, n = 7).

## 1. Mudstones argilo-silteux

Ces mudstones argileux contiennent entre 1 et 5% de silts dispersés (diamètre moyen du quartz proche de 30  $\mu$ m). S'y ajoutent quelques bioclastes de taille comprise entre 100 et 300  $\mu$ m (Crinoïdes, Brachiopodes, Fénestelles). La bioturbation est importante.

#### 2. Wackestones argileux à Brachiopodes

Les Brachiopodes, souvent concentrés en passées, peuvent être abondants dans ce microfaciès (pl. III, photo 8). Ils présentent généralement un bon état de conservation. Ils sont accompagnés de Lamellibranches, de bioclastes d'environ  $300 \,\mu$ m, de silt quartzeux dispersé, de fragments de Fénestelles, et plus rarement de Bryozoaires branchus, de Gastéropodes, de Trilobites, de spicules d'Eponges et de Crinoïdes.

## 3. <u>Packstones bioclastiques à Brachiopodes et</u> <u>Lamellibranches</u>

Il s'agit de passées bioclastiques riches en Brachiopodes et Lamellibranches, avec une fraction silteuse non négligeable (jusqu'à 30%), des fragments de Fénestelles, des Bryozoaires branchus et des Gastéropodes. On observe parfois des Rugueux massifs entiers ou en fragments. Souvent apparaît une lamination grossière résultant d'un classement des débris.

## III. CALCAIRES GRIS FONCE A ONCOLITHES, CORAUX, LAMELLIBRANCHES, BRACHIOPODES, STROMATOPORES (LITHOFACIES N3)

Ces calcaires en bancs décimétriques à métriques sont souvent dolomitisés (ils prennent alors une teinte brun-orangé). La faune est abondante et variée: des Rugueux massifs, quelques solitaires, des tabulés branchus et tabulaires, quelques Stromatopores nodulaires et branchus, quelques Brachiopodes, Lamellibranches, Crinoïdes et Gastéropodes. A ceci s'ajoutent souvent de nombreux oncolithes⁽¹⁸⁾ pluri-millimétriques. Par endroit apparaît une lamination grossière pluri-millimétrique.

Le contenu en calcite avoisine 88%(var. = 8%, n = 12), celui en dolomite 6% (var. = 7%, n = 12).

## 1. <u>Wackestones bioclastiques à péloïdes</u>, <u>Coraux, Brachiopodes</u>

Ces wackestones, (rarement packstones) contiennent de nombreux péloïdes de 30 à 300  $\mu$ m, souvent irréguliers, attribuables probablement à des fragments d'encroûtements algaires. La macrofaune est variée et comprend des Brachiopodes, des Crinoïdes, des Trilobites, des Tabulés bran-

^{(18):} des nombreuses "exégèses" de la définition originale de Pia (1926, cité par Logan & coll, 1964), je retiendrai qu'un oncolithe est un corpuscule d'origine algaire, formé de la superposition sur un nucleus de lamines plus ou moins concentriques, généralement micritiques; sa surface est souvent irrégulière, avec de nombreuses concavités. Beaucoup de classifications des oncolithes ont été proposées (voir la revue dans Flügel, 1982, p. 137-144). Je rapporte ici les oncolithes observés aux classifications de Logan & coll. (1964) et de Dahanayake (1977, 1978).

chus (Egosiella, Thamnopora), des Lamellibranches, des Litanaia, des Stromatopores branchus, des Ostracodes, des Gastéropodes et des Fénestelles. S'y ajoutent d'assez nombreux bioclastes et quelques oncolithes formés autour de Stromatopores, Tabulés et souvent Litanaia. La plupart des éléments figurés sont encroûtés symétriquement par des Girvanelles.

Parmi les oncolithes, on distingue des formes pluri-millimétriques simples ou complexes (oncolithes d'oncolithe), à lamination irrégulière, à surface externe bosselée (type "SS-R" de Logan & coll., 1964 ; type "IV c" de Dahanayake, 1977, 1978) et des formes millimétriques à pluri-millimétriques, simples à lamination régulière, à surface externe relativement sphérique (type "SS-C" de Logan & coll., 1964 ; type "I" de Dahanayake, 1977, 1978)

### 2. <u>Packstones et grainstones à oncolithes et</u> <u>péloïdes</u>

Les oncolithes, généralement très développés de abondants. autour Lamellibranches, Gastéropodes, Fénestellidés, Radiosphaeroporelles sont simples ou complexes. On observe également des oncolithes pluri-millimétriques (jusqu'à 1 cm) à lamination irrégulière, surface bosselée (type "SS-R", "IV c") et des oncolithes plus petits, plus réguliers, à surface subsphérique (type "SS-C", "I" ou "III"). Dans les lamines d'épaisseur variable des oncolithes pluri-millimétriques, on reconnaît des tubes de Girvanelles et des Serpules. Les oncolithes bosselés sont abondants dans les packstones, tandis que les oncolithes réguliers sont caractéristiques des grainstones (fig. V.34), où ils sont parfois granoclassés, donnant naissance à une lamination grossière. A ces oncolithes s'ajoutent des péloïdes, de taille variant entre 30  $\mu$ m et plusieurs centaines de  $\mu$ m (probablement des fragments d'encroûtements algaires ou d'oncolithes), des bioclastes et plus sporadiquement, des Radiosphaeroporelles, Lamellibranches, Umbelles, Crinoïdes et Brachiopodes.

La dolomite, parfois abondante, se présente sous la forme de cristaux idiomorphes rhomboédriques de 100 à 200  $\mu$ m, localisés principalement dans les oncolithes et péloïdes. Suivant le degré d'altération, elle est limpide ou montre une démixion de cristaux d'hématite suivant les plans de clivage. Le ciment des grainstones est de la calcite sparitique granulaire.

## IV. CALCAIRES GRIS FONCE BIOTURBES (LITHOFACIES N4)

Ces calcaires en bancs pluri-décimétriques à métriques, à patine claire, contiennent peu d'insolubles (moy. = 97% calcite, var. = 3%, n = 5) et ne sont que rarement dolomitiques. La macrofaune est peu abondante, consistant en quelques Stromatopores branchus, Gastéropodes et rares Brachiopodes. Certains bancs sont riches en Rugueux massifs subsphériques.

## 1. <u>Wackestones et packstones à péloïdes</u>, <u>Issinelles, Bioclastes</u>

Ce microfaciès contient, outre d'abondants péloïdes et Issinelles, des bioclastes, des lithoclastes pluri-millimétriques et quelques Stromatopores branchus, Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes.

### 2. Packstones à péloïdes et bioclastes

Les abondants péloïdes sont de dimension comprise entre 100 et 150  $\mu$ m, les bioclastes sont en moyenne de 300  $\mu$ m. On observe aussi d'abondantes Kamaenidés et Paléobéréselles et en moindre abondance, des Umbelles, des Stromatopores branchus, des Calcisphères, des Girvanelles et des Ostracodes. Parfois, on observe quelques fragments identifiables de Brachiopodes ou de Lamellibranches.

#### V. LOFERITES (LITHOFACIES N5)

Ce lithofaciès a été observé fréquemment en association avec le lithofaciès précédent. Son aspect laminaire, sa cassure saccharoïde et les nombreuses *fenestrae* millimétriques irrégulières qu'il contient permettent de l'identifier rapidement.



Figure V.34: grainstone à péloïdes et oncolithes (en pointillés) (N3). La dolomitisation (hachures croisées) affecte principalement les péloïdes et oncolithes en épargnant la sparite granulaire (en blanc). Lame LU 31, coupe de Lustin.

1. <u>Grainstones à péloïdes et fenestrae irrégu-</u> lières

Ces grainstones à ciment sparitique granulaire contiennent d'abondants péloïdes irréguliers de 40 jusqu'à 500  $\mu$ m. Les *fenestrae* irrégulières, d'extension horizontale millimétrique sont nombreuses. Leur alignement détermine une lamination irrégulière. Ce sédiment correspond aux "loférites", définies par Fischer (1964).

## VI. CALCAIRES LAMINAIRES (LITHOFACIES N6)

Il s'agit de calcaires en bancs décimétriques, gris foncé à la cassure, à patine claire qui possèdent une lamination fine, souvent interrompue par endroit. La macrofaune est rare. Ces calcaires sont très pauvres en insolubles (moins de 3%).

## 1. <u>Wackestones, rarement packstones lami-</u> naires à péloïdes et bioclastes

La lamination résulte de l'alternance millimétrique de lamines planes riches en micrite et en péloïdes et de lamines riches en bioclastes et péloïdes. Les péloïdes ont un diamètre moyen de 80  $\mu$ m, les bioclastes de 200  $\mu$ m. Ces derniers consistent le plus souvent en fragments d'Issinelles, de Paléobéréselles et d'Ostracodes. La lamination est interrompue en de nombreux endroits par la bioturbation. Certains terriers verticaux sont emplis de bioclastes. Ces sédiments contiennent en outre des valves d'Ostracodes, des Labyrinthoconus, quelques Kamaenidés, des Calcisphères, Frondilines et Gastéropodes. Les Crinoïdes sont rares. Ce sédiment peut être rapporté aux laminites bioturbées de type 4, décrits dans la Formation de Trois-Fontaines (Givétien) par Préat & Boulvain (1987, p. 53).

# Chapitre 6: REPARTITION DES FACIES MODELES DE MONTICULES MICRITIQUES

"Every apple consists of a core surrounded by the edible fleshy fruit. The fruit could not have formed without this core; indeed the core is the very reason for the fruit, but the core is generally not what people mention when asked to describe an apple (...). A reef complex is similar in having a core (...) that acts as nucleus to forming surrounding debris deposits. (...) the secret to understanding either an apple or a reef complex is to understand the whole entity as a function of its parts".

Longman (1981, p. 11).

# A. INTRODUCTION

Pour donner une image, on pourrait comparer le problème consistant à essayer de reconstituer la répartition des faciès au sein des monticules micritiques à la résolution d'une équation à 6 inconnues. Quelles sontelles?

Elles représentent en fait les "coordonnées" spatio-temporelles qui permettent de localiser un faciès au sein du ou des modèles de monticule (car reconstituer schématiquement la répartition des faciès d'un bioherme équivaut à en faire un modèle sédimentologique).

Ces coordonnées sont au nombre de 6:

- les coordonnées x, y et z, qui suffisent à localiser un faciès au sein d'un bioherme;

- les coordonnées X et Y, qui permettent de localiser un bioherme sur la plate-forme; il faut en effet s'attendre à des variations de faciès selon la position géographique et la profondeur;

- la coordonnée Z, qui permet de localiser stratigraphiquement l'édifice, pour rendre compte de variations de faciès dues à l'évolution de la plate-forme au cours du temps.

De ces six inconnues, l'étude de terrain nous permet en première approximation d'en supprimer une, qui se révèle être une combinaison linéaire d'une autre variable. Il s'agit de "y", une des composantes de la localisation horizontale d'un faciès au sein d'un bioherme. En effet, comme nous l'avons vu, les monticules micritiques semblent posséder une symétrie radiaire, ou en tout cas, dans l'état actuel des affleurements, il n'est pas possible de démontrer une nette dissymétrie.

Poursuivons notre analogie mathématique. Nous sommes donc amenés à résoudre une équation à cinq inconnues. Cette équation représente en fait une coupe, une colonne lithologique. Nous ne pourrons résoudre notre équation que si nous possédons d'autres "renseignements", d'autres combinaisons de nos cinq inconnues, en fait plusieurs coupes. Nous sommes ainsi amenés, pour pouvoir réaliser notre modèle, à étudier un certain nombre de coupes, qui entament certains types de biohermes suivant leur localisation spatiotemporelle, à certains niveaux. Il importe évidement de varier autant que possible les niveaux recoupés et le type de bioherme, sinon, suivant notre analogie, nous n'alignerons que des équations qui sont des combinaisons simples les unes des autres et qui ne permettent pas la construction d'un système d'équation et sa résolution.

## **B. REPARTITION DES FACIES**

## I. ETABLISSEMENT DES COUPES SYNTHETIQUES

J'ai repris, à plus petite échelle, chaque coupe étudiée et j'ai fait figurer en regard les lithofaciès, les microfaciès et l'intensité de la coloration rouge. Ce mode de représentation nécessite quelques explications (fig. VI.1, par exemple).

J'ai privilégié, au point de vue graphique, la représentation des lithofaciès qui apparaissent immédiatemment par des bâtonnets de longueurs différentes correspondant à chaque échantillon. Ce choix est dicté par l'utilisation qui sera faite, dans un chapitre ultérieur, des lithofaciès: ils formeront les différents termes de la séquence virtuelle locale (Lombard, 1953; Errera & coll., 1972; Mamet, 1972; Errera, 1976) et leur succession

définira la courbe lithologique. Cette courbe est matérialisée dans les figures par un trait rejoignant le sommet des bâtonnets. Nous ne nous servirons, provisoirement, que de l'aspect descriptif de cette courbe. Peu importe donc l'ordre des termes lithologiques.

J'ai ensuite, pour chaque lithofaciès, fait figurer le microfaciès correspondant à l'échantillon. Le microfaciès est codifié par le nombre de segment de chaque bâtonnet: par exemple, le microfaciès des wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes du lithofaciès des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) est représenté par une division en cinq segments du bâtonnet correspondant au lithofaciès. Le tableau (VI.1) reprend pour chaque lithofaciès la représentation des différents microfaciès.

L'échelle de ces coupes et leur fonction synthétique m'ont permis de corréler les différentes sections levées au sein d'un même monticule ou au sein d'un monticule et des schistes et calcaires argileux péri-biohermaux.

Ces corrélations à trés petite échelle sont principalement lithologiques ou géométriques, parfois biostratigraphiques. Ainsi les différentes coupes levées à Hautmont sont raccordées sur base de plusieurs joints de stratification importants qui traversent tout l'édifice (fig. VI. 5); de même pour les coupes A et B à Petit-Mont (fig. VI.11). Les coupes A et B de Beauchâteau (fig. VI.7) sont corrélées par la première occurence d'A. assymetricus (Tourneur, 1982). La première apparition dans les coupes A, B et C de Trelonella (entières pour B et C et sous forme de fragments pour A) donne également un calage approximatif qui confirme les données des Conodontes.

Enfin la coupe levée dans la carrière des Bulants (fig. VI.2) est mise en regard de celles levées dans la tranchée de Neuville. Les repères lithostratigraphiques sont: le sommet des calcaires "F2gh" affectés d'un fond durci et l'apparition de schistes fins surmontant le bioherme et les calcaires argileux des coupes de la tranchée de chemin de fer.

## **II. COMBIEN DE MODELES?**

Combien y a-t-il de types de monticules micritiques raisonnablement différenciables?

De nombreux auteurs avant moi (voir historique) ont différencié les biohermes du massif de Philippeville de ceux du bord sud du Synclinorium de Dinant. Cette distinction est basée sur la lithologie: alors que les édifices du Massif de Phillipeville sont constitués de "griotte", "royal" et "gris", ceux du bord sud du Synclinorium de Dinant (tout au moins dans sa partie ouest, jusqu'à Rochefort), ne font affleurer que de la "griotte". Ceci nous amène déjà à envisager au moins deux modèles.

C'est dans le Massif de Philippeville que les monticules micritiques sont les plus abondants. Les nombreux auteurs qui se sont consacrés à leur étude les ont, hormis des différences de taille, considérés généralement comme similaires. Seul Tsien distingue sur base paléontologique deux types de "récifs" (R5A et B, voir historique).

Mon étude de terrain montre cependant que les monticules micritiques du Massif de Philippeville peuvent être rangés dans deux catégories, différentes de celles proposées par Tsien. Des différences fondamentales de géométrie, de lithologie et de contenu paléontologique permettent de distinguer les édifices du type "les Bulants", de ceux du type "les Wayons-Hautmont". Ces carrières sont représentatives de chacun de ces types. Je reprendrai, après la description des deux types de monticules, les différences qui les singularisent.

Enfin il sera nécessaire de comparer le bioherme recoupé par le sondage de Chaudfontaine, seul édifice étudié dans le Massif de la Vesdre, avec les modèles élaborés pour le Massif de Philippeville et le bord sud du Synclinorium de Dinant.

	1 segment	2 segments	5 segments	4 segments	J segments	0 segments
Schistes à faune ap- pauvrie S1	sch. à Lamell, Brach., biocl.	sch. bioturbés	sch. laminai- res			
Sch. et calc. à Brach, sp, Cor., Crin. S2	<u>M</u> à spicules	<u>W, P</u> à biocl., Coraux, spic.	<u>F</u> , <u>C</u> à Coraux lamellaires	<u>M</u> bioturbés		
Calc. à <i>Stromatactis,</i> spicules d'Ep. S3	<u>M</u> à <i>Str-is,</i> spicules	<u>M</u> à <i>Str-is,</i> sp. bioclastes	<u>W</u> à biocl., spicules			
Calc. à <i>S-is,</i> Coraux, Crinoïdes S4	<u>W</u> à <i>Str-is,</i> sp, Crin, Coraux	<u>W</u> à biocl. (C <b>r</b> in,)				
S5 Calc. à Coraux, Crin., Brach, <i>fen</i> , Str-pores		<u>C</u> à Crin, pél., Cor. Str-pores	<u>P,G, R</u> à biocl. Crin, Fén., pél	<u>W</u> ,F à Crin, Coraux, biocl.	<u>W</u> à <i>Str-is,</i> Crin, Fén, pél.	<u>W</u> à <i>Str-is,</i> spicules, pél.
Calc. à Brach, Crin = nébuloïdes S6	<u>G</u> à Brach, pél Crinoïdes					
Calc. à <i>fen,</i> Tabulés branchus, Brach. S7	<u>G</u> à pél., Girv. <i>Sphaeroc</i> .,	<u>W</u> à pél., <i>fen.</i> Tabul. branch.				
Calc. à Coraux, Str-pores, thromb., tapis grumeleux S8	<u>P, G, R</u> bréch. à Coraux,	<u>Bi</u> à tapis grumeleux, Coraux,	<u>Bi</u> à péloïdes thrombolites	<u>Ba</u> àRenalcis, Palaeomicr.		
Calc. à Crinoïdes S9	<u>R</u> , <u>G</u> bréch. à Crin., biocl.	<u>G</u> à Crin., pél, biocl. class.	<u>R</u> à Crin, Fén., biocl.	<u>R</u> à Fén, Crin., Brach, pél.	<u>G</u> à pél., biocl. classement.	

# LITHOFACIES | REPRESENTATION GRAPHIQUE DU MICROFACIES

<u>Ba</u> = Bafflestone, <u>Bi</u> = Bindstone, <u>C</u> = Coverstone, <u>F</u> = Floatstone, <u>G</u> = Grainstone, <u>M</u> = Mudstone, <u>P</u> = Packstone, <u>R</u> = Rudstone, <u>W</u> = Wackestone. Calc. = calcaire, Sch. = schistes.

biocl. = bioclastes, Brach.= Brachiopodes, bréch.= bréchique, class.= classement, Cor. = Coraux, Crin.= Crinoïdes, Fén.= Fénestelles, fen. = fenestrae, Girv.= Girvanelles, Palaeomicr. = Palaeomicrocodium, pél.= péloïdes, Ren.= Renalcis, Rugx= Rugueux, Sphaeroc. = Sphaerocodium, sp. = spicules, Str-is= Stromatactis, Str-pores= Stromatopores, thromb.= thrombolite

Tableau VI.1: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant, avec leur représentation graphique.

## III. LE MASSIF DE PHILIPPEVILLE

## 1. Les monticules du type "les Bulants"

Je connais actuellement deux édifices de ce type: les monticules de Tiène à l'Gatte (fig. VI.1) et des Bulants (fig. VI.2). Les coupes de Neuville (B et A, fig. VI.2), situées respectivement à 175 m et 800 m du monticule des Bulants, permettent d'étudier le milieu péri-biohermal qui environne ce type d'édifice. Rappelons que la coupe des Bulants est située probablement à moins d'une centaine de mètres du coeur du monticule et que Tiène à l'Gatte semble un peu plus périphérique.

La base de ces monticules est située à une dizaine de mètres au-dessus des calcaires en bancs massifs du "F2gh". Les édifices surmontent des calcaires argileux ou des schistes nodulaires à Eponges, Brachiopodes et Crinoïdes (lithofaciès S2), que l'on retrouve aussi au sein des interdigitations grisverdâtres, fréquentes en bordure de ces édifices. La comparaison des différentes coupes montre que les mudstones à spicules d'Eponges augmentent en importance lorsque l'on se rapproche des biohermes: les wackestones et packstones à bioclastes, Coraux et spicules sont également bien représentés. Même à plusieurs centaines de mètres du bioherme, les Coraux sont abondants et les faciès essentiellement argilo-carbonatés (floatstones à Coraux, mudstones bioturbés).

Les premiers sédiments biohermaux sont des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) ("griottes"), principalement des wackestones à *Stromatactis*, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes . Les *Stromatactis* sont plutôt peu développés. Les Coraux sont représentés principalement par des "*Phillipsastrea*" tabulaires, quelques *Egosiella*, de rares *Alveolites*. Latéralement, ces sédiments passent assez rapidement aux calcaires argileux. Le bioherme, à ce stade de développement, ne mesure que cent à deux cents mètres de diamètre (comparer les coupes de Tiène à l'Gatte, des Bulants et de Neuville).

Ces "griottes" à Coraux forment la première dizaine de mètres de ces édifices. Ensuite, se développent progressivement les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores (S5). Les microfaciès les plus fréquents sont des wackestones à petits *Stromatactis* (millimètriques à centimètriques) et petites fenestrae stromatactoïdes, péloïdes, spicules, Crinoïdes, Fénestelles, Nous verrons que dans les monticules du type "les Wayons-Hautmont", le lithofaciès est souvent représenté par des coverstones à Coraux ou des grainstones à bioclastes. Ces microfaciès sont rares ici. On observe régulièrement des passées "nébuloïdes" (calcaires gris à Brachiopodes et Crinoïdes, cimentés par de la calcite fibreuse, S6), qui passent ici clairement à leurs extrémités à des "trains" de petites fenestrae ou Stromatactis en relais. Ces passées "nébuloïdes" d'une dizaine de centimètres d'épaisseur pour deux à cinq mètres d'extension horizontale se succèdent rarement à moins d'un mètre d'intervalle (pl. II, photo 5).

Ce lithofaciès, épais de 10 à 20 mètres, possède une extension horizontale un peu plus importante que le lithofaciès précédent (cf son apparition dans la coupe latérale à Tiène à l'Gatte, fig. VI.1, mais pas dans la coupe de Neuville B, fig. VI.2).

La dizaine de mètres supérieure du bioherme est constituée de calcaires gris, parfois roses à *fenestrae* sparitiques millimètriques, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7). Les péloïdes, Girvanelles, *Sphaerocodium*, *Trelonella* et encroûtements symétriques de bioclastes sont fréquents. Des récurrences du lithofaciès précédent ne sont pas rares.

Ces calcaires gris ont, par opposition avec les lithofaciès précédents, une extension horizontale plus vaste. Ils sont présents dans la coupe de Tiène à l'Gatte (fig. VI.1) et apparaissent brutalement dans la coupe Neuville B (fig. VI.2), située à plus de 100 mètres du coeur du bioherme des Bulants, au-dessus de calcaires argileux à Brachiopodes, spicules et Crinoïdes. Leur extension est difficile à chiffrer par manque de coupes mais ils ne forment pas un niveau continu, puisqu'on ne les retrouve pas dans la coupe Neuville A, à 800 mètres des Bulants.

Les calcaires gris à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) ne semblent se développer que très localement (une occurence dans la coupe Neuville B, fig. VI.2) et pas nécessairement au coeur du bioherme.



Figure VI.1: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de Tiène à l'Gatte. L'intensité du pigment ferrugineux est proportionnelle à la densité du pointillé de la colonne de gauche, à côté de la colonne lithologique. Les autres symboles sont conformes à la légende, fig. IV.6.

Figure VI.2 colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes des Bulants, de la tranchée de chemin de fer de Neuville ("A" et "B") et de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion. Corrélations lithostratigraphiques entre les coupes de Neuville et des Bulants.



On n'observe aucun passage latéral entre calcaires gris à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) ou à fenestrae sparitiques millimètriques, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4), même à distance importante des monticules.

Les calcaires stratifiés à Crinoïdes (S9) sont très peu représentés.

Au sommet de ces monticules réapparaissent quelques mètres de calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores (S5) (les Bulants, Neuville B, Tiène à l'Gatte).

Le passage à des schistes fins est brutal. Un ou deux bancs riches en Crinoïdes surmontent le bioherme. L'apparition de ces deux types de sédiments s'observe également en milieu péri-biohermal (Neuville A).

Des mesures de pendage sédimentaires ont été effectuées dans les deux biohermes au cours du levé tout au long des coupes et aussi le long des autres parois accessibles des carrières. Les mesures consistent à comparer le pendage des géopètes et de la base des fossiles lamellaires, qui indiquent la paléosurface du monticule.Il faut être attentif au choix des géopètes et ne mesurer que ceux qui sont cimentés précocement (en pratique par de la calcite fibreuse), si l'on veut mesurer un pendage sédimentaire et non un pendage dû à la compaction ou à des phénomènes diagénétiques, qui accentuent la pente originelle.

A part certains accidents locaux, la pente sédimentaire mesurée, même en périphérie, est inférieure à 10°.

La répartition des lithofaciès et des microfaciès principaux est schématisée à la figure VI.3; c'est le modèle de monticule micritique du type "Les Bulants".

2. <u>Les monticules du type les Wayons-</u> <u>Hautmont</u>

Considérons d'abord les cas suivants:

- le bioherme des Wayons (fig. VI.4): la coupe étudiée entame une zone relativement périphérique, depuis la base de l'édifice;

- le bioherme du Hautmont, entamé dans sa partie supérieure dans la zone centrale (fig. VI.5);

- le bioherme de Rochefontaine, entamé obliquement dans sa partie moyenne et supérieure (fig. VI.6);

- le bioherme de Beauchâteau (fig. VI.7), dont l'exploitation révèle la partie moyenne et supérieure en zone relativement centrale;

- le bioherme de Tapoumont (fig. VI.8), entamé dans sa partie moyenne et supérieure, relativement en périphérie.

Le nombre élevé de coupes dans ce type de bioherme permet une reconstitution détaillée de la répartition des lithofaciès et microfaciès. Détaillons par niveaux.

#### a. le niveau inférieur

Il s'agit, sur près d'une vingtaine de mètres, de "griottes", principalement des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). Les "griottes" surmontent en général des calcaires argileux. La base du bioherme est nettement définie. Plus en détail, on remarque que les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges passent par endroit à des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et que les *Stromatactis* sont souvent groupés en passées (*cf.* la description de ce lithofaciès, chapitre 5).

La seule évolution à grande échelle de la base vers le sommet de cette unité est l'apparition de plus en plus fréquente des calcaires à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes. Son extension horizontale n'est pas connue avec précision par manque de coupes à ce niveau. Je pense, par analogie avec d'autres biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant, qui sont constitués exclusivement des calcaires à *Stromatactis* et spicules d'Eponges, que le monticule ne doit pas dépasser 200 m de diamètre. Les variations latérales sont peu marquées. Le passage à la zone suivante est rapide.

## b. Le niveau moyen

Le niveau moyen des biohermes de ce type possède une quinzaine de mètres de puis



Figure VI.3: Modèle de monticule micritique du type "Les Bulants", Massif de Philippeville.



Figure VI.4: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe des Wayons.



Figure VI.5: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D et P de Hautmont et corrélations lithologiques.



Figure VI.7: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D de Beauchâteau et corrélations lithologiques.



Figure VI.8: lithologie, lithofaciès et microfaciès des coupes A et B de Tapoumont.

188
sance. Il est caractérisé par des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5). Les nébuloïdes (S6) sont abondants, surtout vers les zones centrales des édifices, où ils forment une succession de passées stratiformes de 10 à 20 cm de puissance pour une extension décamétrique. Ces nébuloïdes se succèdent dans certaines zones à un intervalle de 20 à 30 cm. Si l'on suit un de ces nébuloïdes latéralement vers la périphérie, on remarque qu'il s'enrichit en Crinoïdes au détriment des Brachiopodes et des Receptaculites. La dolomite ferrifère est souvent abondante dans ces niveaux. La carrière de Tapoumont offre sur sa paroi ouest un bon exemple de cette succession de nébuloïdes (Boulvain & coll., 1988).

Examinons maintenant la répartition des divers microfaciès des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores (S5).

En zone relativement périphérique (coupes de Tapoumont, fig. VI.8, et Rochefontaine, fig. VI.6), les wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes dominent nettement; il y a peu de Coraux par rapport aux Crinoïdes et le microfaciès est un peu plus abondant que les nébuloïdes. Des récurrences du lithofaciès précédent (calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes, S4) sont assez fréquentes.

En zone plus centrale (coupe Beauchâteau B, fig. VI.7), on observe une alternance de plusieurs microfaciès: les wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles et péloïdes sont interrompus tous les 30 à 100 cm par des packstones ou rudstones à bioclastes (Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes) et/ou des coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux tabulaires et Stromatopores lamellaires. Ces derniers organismes ont un rôle stabilisateur du sédiment évident. Les passées bioclastiques, éventuellement stabilisées par des constructeurs lamellaires sont souvent plus argileuses que l'encaissant. Les nébuloïdes sont fréquents.

Il est important de remarquer qu'apparait ici pour la première fois une différenciation horizontale entre plusieurs types de microfaciès. Le lithofaciès reste identique pour l'ensemble du monticule au niveau considéré. L'extension horizontale de la zone moyenne est probablement légèrement plus importante que celle de la zone inférieure. C'est à ce niveau qu'apparaissent, au sein des schistes encaissants, des bancs de calcaires stratifiés à Crinoïdes (S9) de 10 à 30 cm de puissance, accolés aux flancs du bioherme (fig. VI.9). Les indentations entre calcaires biohermaux et schistes fins sont peu visibles et probablement peu importantes.

### c. Le niveau supérieur

Il possède entre 20 et 40 m de puissance suivant le caractère périphérique ou central de la coupe considérée. Il s'agit surtout de calcaires rosés à gris. On constate l'apparition d'une différenciation horizontale au niveau du lithofaciès entre zone centrale et zone périphérique.

Examinons d'abord, à l'aide des coupes Beauchâteau B (fig. VI.7), Hautmont B, C, D, P (fig. VI.5), quelle est la répartition des lithofaciès et microfaciès dans la zone centrale des monticules.

On peut attribuer à la zone centrale une cinquantaine de mètres d'extension horizontale. Cette valeur est basée sur des observations effectuées à Hautmont, où l'on observe le passage latéral de la zone centrale à la zone périphérique; de même à Beauchâteau, où l'orientation des tiges de Crinoïdes sur une pente latérale selon la ligne de plus grande pente, permet de situer le sommet du monticule à une vingtaine de mètres en retrait par rapport à l'actuel front d'exploitation. La coupe Beauchâteau B est donc située en bordure de la zone centrale. On y observe des interdigitations nombreuses entre calcaires gris à fenestrae sparitiques millimètriques, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7), calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires (S8) et calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5), ainsi qu'un fort gradient de variation horizontale.

Cette zone centrale ("coeur" du bioherme) est caractérisée par sa coloration grisclair. On y observe essentiellement les calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires, thrombolites (S8). Au niveau des microfaciès, on observe une zonation latérale: au centre les bindstones à péloïdes,



Figure VI.9: dessin d'après affleurement de la coupe A de Beauchâteau. Observer la "progradation", vers le sommet de la coupe, des calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* (S5) dans les schistes fins (S1) contenant quelques bancs de grainstones à Crinoïdes et Coraux (S9). Remarquer également, vers le milieu de la coupe, les déformations tectoniques affectant les grainstones crinoïdiques.

Coraux, Stromatopores, *Renalcis*, et leur équivalent bréchifié (packstone, grainstone, rudstone à Coraux,...) (Hautmont P, Hautmont B, Hautmont C); ensuite, en bordure de la zone centrale les bafflestones à *Renalcis*, péloïdes, *Palaeomicrocodium*, et les bindstones à péloïdes. Les bafflestones à *Renalcis*, péloïdes, *Palaeomicrocodium*, forment en général de petites lentilles de taille métrique (Beauchâteau B) encaissées de calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5).

Dans la zone centrale apparaît déjà par endroits un autre lithofaciès: les calcaires gris à petites fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7). L'assemblage à péloïdes, Girvanelles, Sphaerocodium, Trelonella, y est très caractéristique. Sa répartition horizontale semble être assymétrique. En effet, dans certaines zones des biohermes (Hautmont L, fig. IV.26), on passe sans l'intermédiaire de ce lithofaciès de calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires, thrombolites (S8) aux calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5). Les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) augmentent en importance localement en bordure de la zone centrale et devient majoritaire dans le début de la zone périphérique, où s'observe à nouveau des colorations plus rouges. Cette dernière zone est caractérisée surtout par les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5), comme dans le niveau moyen, interdigité, dans sa partie externe, avec des wackestones et floatstones à Crinoïdes, Coraux et bioclastes (calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes, S4).

Plus en détail, la zone périphérique comprend, du centre vers l'extérieur (coupes Beauchâteau B, C, D, fig. VI.7 Hautmont A, fig. VI.5, Tapoumont, fig. VI.8):

- des calcaires gris à *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7), interdigités avec des coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores (microfaciès de S5); - des wackestones à petits Stromatactis, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes (S5), avec quelques coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores, et des nébuloïdes irréguliers contenant surtout des Brachiopodes. Les nébuloïdes irréguliers ont une extension métrique;

- des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). Cette dernière sous-zone prograde dans les schistes périphériques au monticule (fig. VI.9, coupe Beauchâteau A, fig. IV.8 et VI.7) et surmonte donc les bancs de calcaires crinoïdique (S9).

On peut donc dire que le niveau supérieur des monticules du type "les Wayons-Hautmont" possède une extension horizontale nettement plus importante que les niveaux inférieur et moyen, mais difficile à chiffrer avec précision.

C'est également à ce niveau qu'on observe les variations faciétales horizontales les plus spectaculaires, surtout vers le sommet du niveau supérieur où l'extension horizontale du coeur du monticule semble diminuer. Ce phénomène est notamment visible dans les coupes périphériques de Tapoumont où, au-dessus de plusieurs passées de calcaires gris à petites *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7), réapparaissent les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores, S5.

Le niveau supérieur est caractérisé par les plus fortes réductions latérales d'épaisseur en direction de la périphérie (50% de réduction pour Beauchâteau, entre Beauchâteau B et Beauchâteau C, niveau supérieur; 50% à Petit-Mont, également pour le niveau supérieur) et corrélativement par les plus fortes pentes synsédimentaires, qui atteignent 35° (il s'agit du résultat de 25 mesures effectuées à Tapoumont le long de la coupe A et de mesures ponctuelles aux Croisettes et à Rochefontaine). Cette valeur de pente est un maximum; il est difficile de calculer une moyenne, car les pentes varient suivant la localisation dans l'édifice. Des surfaces étendues dans la zone centrale possèdent une pente nulle.

Je distingue cet "extrême sommet" du "niveau supérieur" des monticules. Il s'agit d'un "capuchon" d'une dizaine de mètres de puissance localisé surtout en zone centrale, surmontant au-dessus d'un fond durci (pl. III, photo 1) le coeur de calcaire gris. Son extension latérale semble variable mais est plus faible que celle des niveaux inférieur et moyen. Sa présence à l'origine dans la plupart des biohermes du type "les Wayons-Hautmont" est attestée par la littérature. On ne l'observe plus que rarement actuellement, suite à l'exploitation.

Il s'agit de "griottes", principalement des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4), et plus rarement des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). Ce capuchon apparaît encore actuellement dans les biohermes du Hautmont (fig. VI.5) et de Petit-Mont (coupe B, fig. VI.11). A Hautmont, son extension déborde sur la zone périphérique du niveau supérieur (les "griottes" surmontent les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae* et Stromatopores, S5, dans la coupe Hautmont A).

Ces griottes sommitales passent ensuite progressivement vers le haut à des calcaires argileux et des schistes nodulaires à Eponges, Brachiopodes et Crinoïdes (S2), eux-mêmes surmontés brutalement par des schistes fins à faune appauvrie (S1).

La répartition des lithofaciès et des microfaciès les plus importants est schématisée à la figure VI.1O, qui constitue le modèle de monticule du type "Les Wayons-Hautmont".

### e. Le milieu péri-biohermal

Les sédiments sont principalement des schistes à faune appauvrie (S1), avec, en bordure des niveaux moyen et supérieur des biohermes, des bancs décimétriques de calcaires stratifiés à Crinoïdes (S9). On observe également à ces niveaux, dans les schistes, des petites bioconstructions à Coraux (coupe Beauchâteau A, fig. IV.7). Il n'y a pas de niveaux calcaires continus dans ces schistes.

### 3. Le cas du bioherme du Petit-Mont

La coupe A, levée dans ce bioherme (fig. VI.11), est identique dans ses niveaux moyen et supérieur, à une coupe levée dans les niveaux correspondants dans un monticule du type "les Wayons-Hautmont". Le niveau inférieur, cependant, est légèrement différent et mérite que l'on s'y attarde.

La base du bioherme du Petit-Mont surmonte 15 m de "calcaires argileux et de schistes noduleux à Polypiers" (probablement des schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes, S2), qui suivent 10 m de "schistes fins" (Dumon, 1936). Sous ces schistes fins, on retrouve les calcaires stratifiés "F2gh". Il semble bien que les sept premiers mètres de "griotte" du bioherme soient encaissés dans des calcaires argileux (S2), comme les biohermes du type "les Bulants", et non dans des schistes fins (S1) comme le bioherme des Wayons par exemple. De fait, si après cette première unité de 7 m on retrouve bien, comme dans les biohermes du type "les Wayons-Hautmont", les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3), on constate que les 7 premiers mètres de "griotte" sont des calcaires à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4), avec même par endroit, apparition de calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5). La succession la plus fréquente (S3 puis S4) est donc ici inversée.

Si l'on examine les coupes du chemin de fer de Neuville (Neuville A et B, fig. VI.2), qui montrent que les biohermes du type "les Bulants" se développent au sein des schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes, (S2) (Neuville B), on constate que cette unité calcaro-argileuse et les édifices qu'elle contient sont surmontés par des schistes fins. On pourrait donc supposer, sur base purement géométrique, et en négligeant d'éventuelles variations latérales de faciès des schistes aux calcaires argileux à l'échelle du Massif de Philippeville:

- que le bioherme des Wayons, dont on connait la base, encaissée par des schistes, s'est développé durant le dépôt des schistes fins (S1), **après** les biohermes du type "les Bulants", qui se sont développés durant le dépôt de calcaires argileux (S2);

Calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponge S3
Calcaires rouges à <i>Stromatactis</i> , Coraux, Crinoïdes s4
Calcaires rouges/roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites fen. et Stromatactis, Stromatopores + nébuloïdes S5+S6 MF <u>W</u> à petites fenestrae, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes
Calcaires rouges/roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites fen. et Stromatactis, Stromatopores + nébuloïdes $55 + 56$ MF <u>C</u> à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores + <u>P</u> , <u>R</u> à bioclastes
Calcaires gris à petites <i>fenestrae</i> , Tabulés branchus, Brachiopodes s7
Calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires S8 MF <u>Ba</u> à <i>Renalcis, Palaeomicrocodium,</i> péloïdes
Calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires S8 MF <u>Bi</u> à tapis grumeleux à Coraux, Stromatopores, <i>Renalcis, Sphaerocodium</i> + équivalent bréchique
Calcaires gris à Crinoïdes S9 MF <u>G</u> à Crinoïdes, péloides, bioclastes
도 calcaires argileux S2

Figure VI.10: Modèle de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont", Massif de Philippeville.



Figure VI.11: colonnes lithologiques, lithofaciòs et microfaciès des coupes A et B de Petit-Mont et corrélations lithologiques.

- que le niveau inférieur du bioherme du Petit-Mont est contemporain du sommet du monticule des Bulants, pour ses sept premiers mètres, et du niveau inférieur du monticule des Wayons pour la dizaine de mètres suivante.

Ces relations seront discutées lors de l'établissement des corrélations séquostratigraphiques.

La biostratigraphie confirme les observations géométriques: la fig. VI. 12 représente une corrélation schématique des monticules du Petit-Mont, des Bulants et de Beauchâteau (d'après Coen & coll., 1977, sur base des "Phillipsastrea" et des Conodontes), de Tapoumont (d'après Boulvain & coll., 1988, sur base des "Phillipsastrea"), du Hautmont, de Tiène à l'Gatte et des Wayons (déterminations inédites de "Phillipsastrea" de Madame Coen-Aubert). On remarque que les monticules de Tiène à l'Gatte et des Bulants contiennent principalement la "Faune 1", sauf vers leur sommet où apparaît la "Faune 2", alors qu'à Beauchâteau, Hautmont, Tapoumont, on observe la "Faune 2" dans toute la coupe, voire même des exemplaires de la "Faune 3". A Petit-Mont, la "Faune 1" apparaît encore dans la partie inférieure de la "griotte", rapidement surmontée par la "Faune 2".

Il est par ailleurs justifié de se demander si le monticule du Hautmont, dont on connait uniquement le niveau supérieur et celui de Beauchâteau, dont on connait le niveau supérieur et une partie du niveau moyen, développés durant le dépôt des schistes fins, ont un niveau inférieur comparable à la base du bioherme des Wayons ou à la base du bioherme du Petit-Mont. Ont-ils commencé leur développement au sein des schistes fins ou bien déjà durant le dépôt des calcaires argileux? Peu de données sont utilisables pour répondre à cette question, c'est pourquoi j'ai décidé de regrouper tous les monticules du Massif de Philippeville, dont au moins les niveaux moyens et supérieurs se sont développé pendant le dépôt des schistes fins, au sein du type "les Wayons-Hautmont".

4. <u>Comparaison des deux types d'édifices ob</u>servés dans le Massif de Philippeville

a. Les monticules du type "Les Bulants" (fig. VI.3) Il s'agit des biohermes des Bulants et de Tiène à l'Gatte. Ces biohermes possèdent les caractéristiques suivantes:

- ils sont encaissés par des schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2). Ils sont surmontés de schistes fins (S1);

- ils sont fortement interdigités avec leur encaissant (pl. I, photos 2 et 3);

- ils possèdent, sur une puissance réduite (de l'ordre de 40 m), tout l'éventail des lithofaciès mis en évidence, à l'exception des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) qui sont mal représentés. Les variations lithologiques verticales sont rapides;

- ils montrent peu de variations latérales de faciès, hormis l'apparition en périphérie de profondes interdigitations de calcaires argileux;

 leur puissance varie très peu latéralement; ils possèdent de faibles pentes périphériques;

- les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores (S5) comprennent surtout des wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes;

- on n'observe pas la réapparition de "griottes" (S4, S3) sommitales;

- au point de vue biostratigraphique, ces biohermes contiennent principalement la "Faune 1", relayée vers le sommet par la "Faune 2".

### b. Les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" (fig. VI.10)

Le type "les Wayons-Hautmont" comprend ces deux carrières, dont l'une, Hautmont, fait affleurer les zones centrales du monticule et l'autre, les Wayons, entame les zones périphériques. Il faut y ajouter les biohermes de Tapoumont, Rochefontaine, Beauchâteau, Petit-Mont et les Croisettes (d'après les données de la littérature).

Par opposition avec les biohermes précédents, ces édifices possèdent les caractéristiques suivantes:



Figure VI.12: Corrélation biostratigraphique (Coraux et Conodontes) de plusieurs biohermes du Massif de Philippeville. D'après Coen & coll. (1977), Boulvain & coll. (1988) et Coen-Aubert (comm. écrite).

- ils sont encaissés, au moins à partir de leur niveau moyen, par des schistes fins (S1) entrelardés à certains niveaux de bancs de calcaires crinoïdiques (S9);

- ils sont peu interdigités avec leur encaissant;

- ils possèdent tous les lithofaciès définis précédemment, dont les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3), souvent bien développées. Ils ont un coeur important de "marbre gris" (calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires, S8) et atteignent une puissance de 60 à 80 m;

- on y observe au sommet une récurrence de calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) et de calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3);

- les variations latérales de faciès sont rapides et importantes. La coupe Hautmont L (fig. IV.26) par exemple montre le passage latéral sur 20 m des calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires (S8) aux calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4);

- leur puissance varie latéralement, surtout dans la partie médiane et supérieure, avec en conséquence des pentes latérales plus accentuées que dans le cas du type "les Bulants", atteignant des valeurs maximales proches de 35°;

- les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores (S5) comprennent des wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes, des packstones et rudstones bioclastiques et des coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores;

- au point de vue biostratigraphique, ces édifices contiennent principalement la "Faune 2", avec, vers leur sommet, quelques exemplaires de la "Faune 3".

### 5. <u>Représentation semi-quantitative des lithoet microfaciès</u>

### a. Les lithofaciès

J'ai compté, pour chaque monticule étudié dans le Massif de Philippeville, le nombre d'occurence de chaque lithofaciès au long des différentes coupes. Il ne s'agit pas d'une méthode statistique rigoureuse d'évaluation de la proportion en volume des lithofaciès, mais simplement une utilisation de données disponibles, dans le but d'obtenir des renseignements d'ordre essentiellement semiquantitatif. Je n'ai tenu compte que des lithofaciès biohermaux et ai regroupé les nébuloïdes au sein des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5).

Examinons d'abord la moyenne des proportions des lithofaciès pour les monticules du Massif de Philippeville (fig. VI.13).

On remarque que les plus fréquents sont les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5), typique du niveau moyen des biohermes mais aussi de la partie périphérique du niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". De là probablement sa grande importance. Ensuite, avec une fréquence nettement moindre, on relève les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4) et à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) qui apparaissent dans le niveau inférieur des monticules et au sommet des édifices du type "Les Wayons-Hautmont" et enfin les calcaires gris à fenestrae sparitiques millimètriques, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) et les calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires (S8) qui apparaissent dans le niveau supérieur des monticules. Ces proportions précisent la répartition qualitative des lithofaciès en pondérant leurs poids respectifs.

Par rapport à la moyenne, l'examen de la proportion des lithofaciès pour chaque monticule renseigne sur le type d'édifice et bien évidemment sur la zone et le niveau recoupé. L'utilisation de ce type de graphique, pour un sondage par exemple, permet donc de visualiser rapidement le type de bioherme et d'aider à la localisation de la coupe par rapport à l'édifice. Si l'on examine par exemple l'histogramme de fréquence des lithofaciès de la carrière de Rochefontaine, on constate une fréquence très élevée des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5), avec de rares occurences des calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) et des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). Ceci indique, étant donnée la longueur de la coupe, que le monti



PROPORTION DES LITHOFACIES: Massif de Philippeville

Figure VI.13: proportion relative des lithofaciès pour quelques coupes de biohermes du Massif de Philippeville (TP: Tapoumont, RF: Rochefontaine, HM: Hautmont, SZ: Beauchâteau, SC: Les Wayons, PM: Petit-Mont, TG: Tiène à l'Gatte, BL: Les Bulants; moy.: moyenne de ces proportions pour les huit biohermes).

cule est recoupé dans son niveau moyen et supérieur, en zone périphérique.

### b. Les microfaciès

J'ai représenté, pour chaque lithofaciès "biohermal" et pour les schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2), la fréquence d'occurence des différents microfaciès (fig. VI.14). Ici encore, il s'agit d'un dessin à but indicatif, destiné à enrichir les modèles sédimentologiques en modulant le poids de chaque microfaciès. J'ai constaté par ailleurs que, sauf pour les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) et les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires, thrombolites (S8) le poids des microfaciès au sein des lithofaciès était comparable pour les deux types de monticules reconnus.

Relevons quelques observations intéressantes:

- les schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) est dominé par les Eponges ou les bioclastes lorsque l'on se rapproche d'un bioherme. Les mudstones bioturbés et les coverstones à Coraux lamellaires sont des microfaciès extra-biohermaux;

- la domination, au sein du niveau inférieur des biohermes des microfaciès non bioclastiques sur leurs équivalents bioclastiques;

- la prépondérence, dans le lithofaciès S5, des wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes. Nous avons vu que dans les biohermes du type "Les Bulants", ce microfaciès constitue la totalité du lithofaciès; dans les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont", il est relayé en zone centrale par les packstones et rudstones bioclastiques et les coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores;

- la domination des bindstones à péloïdes, Coraux, Stromatopores, *Renalcis* sur les autres microfaciès dans les calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires (S8).

Si l'on combine les informations issues des fig. VI.13 et VI.14, on constatera que dans les monticules du Massif de Philippeville, le microfaciès le plus fréquent est les wackestones à petits Stromatactis, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes.

### IV. LE BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

Cette vaste région où les monticules micritiques "F2j" sont plus rares, sera représentée par les biohermes de Fort-Condé (fig. VI.15), de Saint-Rémy (fig. VI.16), de Tiers-Cocrai (fig. VI.17) et par la coupe du chemin de fer de Mariembourg (fig. VI.18). Les informations concernant le milieu extra-biohermal proviendront de la coupe de la tranchée d'accès à la carrière du Lion (fig. VI.2).

Deux types d'édifices se dégagent d'une comparaison même superficielle: les monticules du type "Saint-Rémy", constitués principalement de calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) et le bioherme de la coupe de Mariembourg, auquel on peut rajouter les trois "Terniats" et le petit édifice surmontant le monticule "F2h" du Lion qui font affleurer des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4), avec de nombreuses interdigitations de schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2). Compte tenu du nombre restreint de coupes, je ne présenterai pas ici, pour les édifices du type "Mariembourg", de modèle sédimentologique.

### 1. Les monticules du type "Saint-Rémy"

Il s'agit des édifices de Fort-Condé, de Saint-Rémy et de Tiers Cocrai. Ces trois biohermes sont constitués principalement de calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3); la coupe B de Tiers Cocrai (fig. VI.17) montre quelques occurences de calcaires à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et même, dans la carrière C, une occurence de calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5). Il est malheureusement impossible de préciser les relations géométriques existant entre ce lithofaciès et les calcaires rouges à *Stromatactis*.

Les édifices sont de tailles fort différentes; Fort-Condé est un petit bioherme d'une vingtaine de mètres de puissance, d'extension horizontale difficile à préciser, Saint-Rémy est un bioherme dont la puissance







Figure VI.15: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe du bioherme de Fort-Condé.

202

Figure VI.16: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de la carrière de Saint-Rémy.



t

Figure VI.17: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de la carrière B de Tiers-Cocrai.



Figure VI.18: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe du chemin de fer de Mariembourg.

atteint au moins 30 m pour un diamètre sans doute supérieur à 100 m et Tiers Cocrai est un édifice probablement encore plus vaste mais entamé superficiellement; son extension horizontale pourrait dépasser 300 m. Cette taille importante pourrait expliquer la présence d'un coeur (?) où apparaîssent les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et *fenestrae*, Stromatopores (S5). Aucune autre différenciation lithologique horizontale n'apparaît dans ces édifices.

Ces biohermes reposent probablement sur un substrat de calcaires argileux et sont surmontés par des schistes fins. Il n'y a pas d'évidences de pentes périphériques, ni d'interdigitations de schistes ou de calcaires argileux.

Stratigraphiquement, ces édifices sont contemporains de la "Faune 1" (Coen & coll., 1977, fig. 1, p. 327).

### 2. <u>Le monticule de la coupe du chemin de fer</u> de Mariembourg

Cet édifice (fig. VI.18), comme ceux des "Terniats", possède une petite vingtaine de mètres de puissance et une extension horizontale sans doute de l'ordre d'une centaine de mètres. Il est peu pigmenté, contrairement aux biohermes du type "St-Rémy" et les Stromatactis qu'il contient sont peu développés. On y observe par contre, à de nombreuses reprises, des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). Cet édifice est surmonté par des schistes fins, présentant rapidement un "aspect Matagne" et il semble indenté dans les schistes environnants. Le seul type de différenciation horizontale visible dans cette coupe est un épaississement latéral de certains bancs à Stromatactis.

On peut rapprocher de ce petit édifice, au point de vue sédimentologique, les quelques bancs de calcaires à Coraux et Crinoïdes qui affleurent au-dessus du monticule "F2h" du Lion, à Frasnes. Géométriquement, ces quelques bancs sont situés également juste sous les schistes "à aspect Matagne".

La tranchée d'accès à la carrière du "Lion" (fig. VI.2) n'intercepte ce petit bioherme que très marginalement; après une forte épaisseur de schistes fins, reposant par l'intermédiaire de quelques mètres de schistes nodulaires à bioclastes sur le flanc du monticule du Lion, on observe des schistes nodulaires et des calcaires argileux riches en bioclastes, qui prennent très localement une légère teinte rosée. Ces sédiments sont contemporains du développement du bioherme "F2j".

La figure VI.19 est une représentation schématique de la fréquence des lithofaciès dans les biohermes situés au bord sud du Synclinorium de Dinant. Le bioherme de Mariembourg s'individualise nettement des biohermes du type "Saint-Rémy".

### V. LE MASSIF DE LA VESDRE

Le bioherme recoupé par le sondage 134 E 303 de Chaudfontaine est le seul édifice étudié dans le Massif de la Vesdre; la répartition des faciès sera comparée aux modèles élaborés pour le Massif de Philippeville et pour le bord sud du Synclinorium de Dinant.

### 1. Répartition des lithofaciès (fig. VI.20)

On observe, une dizaine de mètres avant l'apparition de la pigmentation rouge, l'occurence de calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5). Ce lithofaciès est interrompu vers 125 m par des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). A partir de 120 m, les calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires (S8) dominent, avec vers 100-105 m, une récurrence de calcaires roses à Coraux, Crinoïdes. Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5) et vers 91-94 m apparition de calcaires gris à petites fenestrae sparitiques, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7). Ensuite, jusqu'au sommet du monticule, vers 77 m, on observe à nouveau les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et fenestrae, Stromatopores (S5). Cette répartition, malheureusement unidimensionnelle, peut être enrichie par les observations suivantes, issues des travaux de M.Coen-Aubert (1974) et de L. Dejonghe (1985):

- la "partie inférieure" du complexe récifal (de 148 m à 135 m) se prolonge latéralement et forme le "premier biostrome à "*Phillipsastrea*"";



Figure VI.20: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine.

- la "partie moyenne" du complexe (de 135 m à ?100 m) est encaissée latéralement par des schistes;

- la "partie supérieure" du complexe ( de ?100 m à 80 m) se prolonge latéralement et forme le "deuxième biostrome à "*Phillipsastrea*".

- le "troisième biostrome" (de 75 m à 65 m) surmonte le bioherme.

### 2. Comparaison

Cet édifice est très proche, par la nature de ses lithofaciès, des biohermes du Massif de Philippeville. On remarquera néanmoins le développement considérable des calcaires gris à Coraux, thrombolites, tapis laminaires (S8) par rapport aux autres lithofaciès et l'absence des calcaires à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) dans les niveaux inférieurs.

On peut rapprocher sédimentologiquement le "premier biostrome à "Phillipsastrea"" des schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) qui encaissent les monticules du type "les Bulants" dans le Massif de Philippeville et qui forment également un niveau continu latéralement, surmonté de schistes fins dans lesquels se développent la plus grande partie des biohermes du type "les Wayons-Hautmont". Ici aussi, le bioherme a connu la majeure partie de son développement alors que se déposaient des schistes fins. La formation du 2e niveau biostromal vers le sommet de l'édifice est à priori sans comparaison dans le Massif de Philippeville, où aucun niveau calcaire continu n'apparait au sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont"; on remarque seulement une nette augmentation de leur diamètre lors du développement du niveau supérieur (fig. VI.10).

Enfin soulignons l'analogie lithologique entre le "troisième biostrome à "*Phillipsastrea*"" qui surmonte le bioherme du sondage de Chaudfontaine (schistes nodulaires "bariolés" rouge-verts à Crinoïdes, Brachiopodes, Fénestelles, Coraux) et les sédiments similaires observés au-dessus du monticule de Beauchâteau (coupe A, fig. IV.8) et dans la tranchée de chemin de fer de Neuville (coupe A, fig. IV.29). Au point de vue biostratigraphique, rappelons que le "premier biostrome à "*Phillipsastrea*"" du Massif de la Vesdre contient la "Faune 1" (comme les schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes, [S2] du Massif de Philippeville), le "deuxième biostrome à "*Phillipsastrea*"" du Massif de la Vesdre contient la "Faune 2" (comme le sommet des biohermes du Massif de Philippeville) et le "troisième biostrome à "*Phillipsastrea*" contient la "Faune 3" (comme les sédiments analogues du Massif de Philippeville) (Coen-Aubert, 1971, 1974).

### VI. LE BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET LE SYNCLINORIUM DE NAMUR

### 1. Introduction

Il m'a paru nécessaire de faire figurer ici la répartition des lithofaciès et microfaciès pour les quatres coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant (Lustin, fig. IV.39, Crupet, fig. IV.40), au bord sud du Synclinorium de Namur (Aisemont, fig. IV.41) et au bord nord-est du même synclinorium (Huccorgne, fig. IV.42). Les lithofaciès et microfaciès sont figurés à la fig. VI. 21, en utilisant le même type de représentation que pour les monticules: la longueur de la droite correspondant à chaque échantillon détermine le lithofaciès; le nombre de segments qui la constituent, le microfaciès. Le tableau VI.2 reprend pour chaque lithofaciès et microfaciès le figuré qui lui correspond.

#### 2. Répartition des lithofaciès et microfaciès

Les premiers calcaires argileux (N2) surmontent une unité de calcaires purs, où apparaissent des calcaires bioturbés (N4), des loférites (N5) et des calcaires laminaires (N6). Ces calcaires argileux (wackestones à Brachiopodes) sont parfois surmontés d'un fond durci à perforations (Lustin, pl. III, photo 8).

On observe ensuite une unité monotone où alternent schistes et siltites argileuses (N1) (principalement des schistes silteux bioturbés) et des calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes et bioclastes (N2).



### PROPORTION DES LITHOFACIES: Bord sud du Synclinorium de Dinant

Figure VI.19: proportion relative des lithofaciès pour quelques coupes de biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant (TC: Tiers-Cocrai, SR: Saint-Rémy, FC: Fort-Condé, MB: Mariembourg; moy.: moyenne de ces proportions pour les quatre biohermes).

LITHOFACIES	REPRESENTATION GRAPHIQUE DU MICROFACIES		
	1 segment	2 segments	3 segments
N1 "Schistes" et siltites argileuses	siltites	"schistes" silteux à bioclastes	"schistes" silteux bioturbés
N2 Calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoï- des, bioclastes, etc	<u>P</u> bioclastiques à Brachiopodes et Lamellibranches	<u>W</u> argileux à Brachiopodes	<u>M</u> argilo-silteux
N3 Calcaires à oncolithes Coraux, Lamellib., Brach.,Stromatopores	<u>P</u> et <u>G</u> à oncolithes et péloïdes	<u>W</u> bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes, etc	
N4 Calcaires bioturbés	<u>P</u> à péloïdes et bioclastes	<u>W</u> et <u>P</u> à péloïdes, Issinelles, bioclastes	
N5 Calcaires laminaires	<u>W</u> laminaires à péloïdes et bioclastes		
"Loférites" N6	<u>G</u> à péloïdes et <i>fenestrae</i> irrégulières		

G = grainstone, M = mudstone, P = packstone, W = wackestone. Brach. = Brachiopodes, Lamellib. = Lamellibranches.

Tableau VI.2: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur, avec leur représentation graphique.





Cette unité est surmontée de calcaires ou de dolomies à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes et Stromatopores (N3). On observe dans toutes les coupes une tendance à une accentuation du caractère bioclastique vers le sommet de l'unité, avec réapparition de Coraux et de Crinoïdes (microfaciès de wackestones bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes, etc...). Certaines coupes montrent cette tendance également à la base de l'unité.

Les coupes se terminent par une réapparition des schistes et des siltites argileuses (N1).

### C. CONCLUSIONS

Nous avons obtenu à partir d'une description sédimentologique des monticules micritiques du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant, trois modèles de répartition des lithofaciès et des microfaciès, correspondant à trois types d'édifices différents. Il s'agit des édifices du type "les Bulants" et "les Wayons-Hautmont" pour le Massif de Philippeville, et du type "Saint-Rémy" pour le bord sud du Synclinorium de Dinant. Ces trois modèles sont rigoureusement objectifs, car leur élaboration n'a entrainé aucun élément d'interprétation; aucune hypothèse n'a été posée sur le type d'environnement dans lequel ils se sont développés, ni sur l'origine d'aucun de leurs constituants. Leur morphologie externe a été déduite d'observations de terrain et de mesures de pendage sédimentaire.

Les monticules du type "les Bulants" sont des édifices à faibles pentes périphériques, fortement interdigités avec les schistes noduleux et calcaires argileux péri-biohermaux. Ces biohermes sont caractérisés par une forte différenciation verticale des faciès, mais aucune différenciation latérale. Les monticules du type "les Wayons-Hautmont" possédent, à partir de leur niveau moyen, des pentes périphériques pouvant atteindre une trentaine de degrés. Ils sont peu interdigités avec les sédiments péri-biohermaux, en l'occurence des schistes fins. A la différenciation verticale des faciès s'ajoute, à partir du niveau moyen, une nette différenciation horizontale. Ces monticules possédent un important "coeur" de "marbre gris" et sont caractérisés par la récurrence, à leur sommet, des faciès inférieurs ("griottes").

Des observations purement géométriques, confirmées par biostratigraphie, ont permis de préciser les relations stratigraphiques existant entre ces deux types de monticules et leurs sédiments extra-biohermaux. Elles sont schématisées, avec la répartition des lithofaciès, à la fig. VI.22.

Au bord sud du Synclinorium de Dinant, les monticules du type "Saint-Rémy" sont caractérisés principalement par un seul lithofaciès: les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges. Ces édifices sont encaissés par des schistes fins et ne semblent pas posséder de fortes pentes périphériques.

L'organisation spatiale des lithofaciès des monticules, avec une grossière symétrie de révolution et dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", une différenciation sédimentologique horizontale, est incompatible avec l'hypothèse de l'empilement de lentilles sigmoïdales, proposée par Monty & coll. (1982, p.340), pour l'ensemble des biohermes de marbre rouge.



Figure VI.22: modèles des monticules micritiques du Massif de Philippeville avec la position des coupes. En bas à droite: monticule du type "Les Bulants"; en haut à gauche, monticule du type "Les Wayons-Hautmont". MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES



MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN

## SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE **DES MONTICULES MICRITIQUES "F2J" DU FRASNIEN DE L'ARDENNE**

**Fascicule 2** 

par

Frédéric BOULVAIN

1993



PROFESSIONAL PAPER 1993/2 - Nº 260

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE - BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST PROFESSIONAL PAPER 1993/2, N° 260, 436 p., 6 pl.

### SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE DES MONTICULES MICRITIQUES "F2J" DU FRASNIEN DE L'ARDENNE

Fascicule 2

par

Frédéric BOULVAIN

Edition Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques Rue De Mot, 24 - 1040 Bruxelles Avril 1993

Editeur J. Herman : Service Géologique de Belgique Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles Uitgeverij Drukkerij van het Ministerie van Economische Zaken De Motstraat, 24 - 1040 Brussel April 1993

> Editeur J. Herman : Belgisch Geologische Dienst Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel

# Chapitre 7: ORIGINE DU PIGMENT FERRUGINEUX

### A. INTRODUCTION

Depuis plus d'un siècle, les géologues, à l'instar d'Alfred de Musset, se sont étonnés de cette teinte pourprée qui fait la réputation des marbres "griotte", "royal", "rosé", etc... Leur intérêt s'est concrétisé par de nombreuses hypothèses sur l'origine de ce pigment, alimentant un débat qui s'est prolongé jusqu'à nos jours.

Il est vraisemblable que la nature du pigment était connue de longue date, probablement par les carriers, peut-être par les géologues. Dans la littérature, il semble pourtant qu'il faille attendre 1908 pour qu'un géologue identifie l'oligiste (Delhaye, 1908 a, p. B252). Par la suite, c'est surtout l'origine du pigment qui va susciter des débats.

La présence d'oxydes de fer a été signalée dans les monticules de marbre rouge sous trois formes différentes:

- un pigment rouge dispersé dans la masse carbonatée (nombreuses références que je détaillerai ci-après);

- des microstromatolithes hématitiques millimétriques (Mamet & Boulvain, 1988 et nombreuses références également détaillées ci-dessous);

- des filaments et coccoïdes hématitiques (Van Laer, 1988 p. 529; Boulvain, 1989).

### B. LES MICROSTROMATOLITHES HEMATITIQUES

### I. BIBLIOGRAPHIE

Ces petits édifices ont été signalés sous diverses appellations dans la littérature belge:

"Quand sur toi leur scie a grincé, les tailleurs de pierre ont blessé quelque Vénus dormant encore, et la pourpre qui te colore te vient du sang qu'elle a versé". Alfred de Musset, Poésies Nouvelles.

- "stromatolithes d'eau profonde": Tsien (1977 a, fig.. 4b p. 67; 1977 b, fig.. 17 p. 198; 1979, fig.. 11 p. 109 et p. 120);

- "New gen. 3": Tsien (1979, fig. 31 p. 117 et p. 120);

- "Renalcis", "Epiphyton", "Frutexites": Tsien (1979, fig. 18-21, p.113, p. 120; 1980, fig. 7 p. 99 et p. 90; 1984, fig. 19 p. 7.23 et p. 7.18); Tsien, Mouravieff & Mountjoy (1980, p. 25); Monty (1982 a p. 343; 1986 c); Mouravieff & Tsien (1983, p. 22, fig. 20 et p. 21); Van Laer (1988 p. 526 par exemple et 179 et suivantes);

- "New gen. 1": Tsien (1980 fig. 7 p. 99 et p. 90; 1984 p. 7.23 fig. 19); Tsien, Mouravieff & Mountjoy (1980 p. 25);

- "endostromatolithes": Monty (1982 a, p. 343; 1986 c); Van Laer (1988, p. 526 par exemple);

- "stromatolithes de cavité": Monty (1982 b);

- "épiphytales": Biron & coll. (1983, pl. IV, fig. 1-3).

En dehors des monticules frasniens de la Belgique, Playford & coll. (1976) signalent des "stromatolithes profonds" ("deep-water stromatolites", p. 562) formant des biohermes pluri-décamétriques sur le tombant récifal de la barrière dévonienne du Canning Basin (ouest de l'Australie). Ces stromatolithes, très finement laminaires, sont de coloration rouge et contiennent des oxydes de fer et plus rarement de manganèse (op. cit. p. 558).

### II. DESCRIPTION GENERALE

Il s'agit, dans les monticules, de formes microorganiques endobiontes, c-à-d se développant au sein de cavités. Je connais une

dizaine d'exemples de grandes cavités dans lesquelles ces microstromatolithes hématitiques prennent un développement appréciable. Il s'agit en général de fissures ouvertes dans des calcaires rouges, d'extension métrique à décamétrique et d'ouverture décimétrique.

Deux de ces fissures, dans des blocs sciés de la carrière des Croisettes (Vodecée) ont été figurées par Tsien (1977 a, fig. 4 a et b p. 69; 1977 b, fig. 17 p. 198; 1979, fig. 31, p. 117; 1980, pl. 1, fig. 7; 1984, fig. 19a p. 7.23) et Mouravieff & Tsien (1983, fig. 20, p. 22). Dans l'une d'elle, horizontale, les microstromatolithes sont recouverts par de la micrite; dans l'autre, verticale, ils sont cimentés par de la calcite.

Mamet & Boulvain (1988) ont décrit d'endostromatolithes. les constructions microstromatolithiques observées dans une fissure verticale du monticule du Hautmont, à Vodelée. Je renvoie à cette publication pour une description des microstromatolithes et de leur mode de croissance. Les figures VII.1, VII.2 et VII.4 illustrent quelques exemples de microstromatolithes

biohermes frasniens (fissures plurimétriques), les microstromatolithes peuvent s'organiser en une superstructure que j'appelerai, à la suite de Monty (1982 a, p. 343) endostromatolithe. Il s'agit d'un arrangement radiaire de taille IV. NATURE MINERALOGIQUE DES MIgénéralement décimétrique de nombreuses colonies microstromatolithiques. Chaque microstromatolithe individuel est séparé de son voisin par 1 à 5 mm de sparite granulaire. Il y a en général apparition d'une lamination concentrique grossière d'ordre supérieur et lorsque ces endostromatolithes sont recouverts de sédiments, leur surface externe, hémisphérique, est nettement délimitée. Outre le cas d'endostromatolithes recouverts de sédiments internes, visibles dans une fissure horizontale du bioherme des Croisettes (bloc scié), il existe, dans des fissures verticales (Les Croisettes, bloc scié), des endostromatolithes cimentés par de la calcite. Ces bioconstructions se disposent en masses mamelonnées sur les parois de la fissure, leur croissance centripète amenant leur jonction vers le centre de celle-ci (fig. VII.3).

### III. CHRONOLOGIE DU REMPLISSAGE D'UNE CAVITE PAR DES CONSTRUCTIONS MICROSTROMATOLITHIQUES

Les étapes successives du remplissage d'une cavité par des microstromatolithes (fig. VII.4) sont les suivantes:

1° Etablissement de "voiles" ou "chevelus" traversant la cavité et formation d'amas de colonies globulaires.

2° Croissance centripète de microstromatolithes dans les espaces délimités par les "voiles", ou sur les parois des cavités.

3° Dans certaines fissures, formation

4° Croissance centripète et précoce de ciment sparitique fibreux, formant des druses dans les cavités résiduelles. La cathodoluminescence (cf. chapitre "diagenèse"), en mettant en évidence les étapes de croissance des cristaux de calcite, confirme cette observation effectuée d'abord en lumière naturelle.

Dans les cavités les plus grandes des 5° Les vides ultimes sont comblés par de la sparite granulaire, éventuellement remplacée par de la dolomite ferrifère.

## CROSTROMATOLITHES

Sous la loupe binoculaire sur surface polie, les microstromatolithes apparaissent généralement entièrement rouges. En lame mince, ils sont constitués d'une alternance de microlamines brun-noires et transparentes (pl. IV, photo 4). L'observation au microscope électronique à balayage (après attaque ménagée à l'HCL) révèle l'existence de zones concentriques plus ou moins riches en cristaux submicroniques d'hématite en plaquettes hexagonales.

En cathodoluminescence, les zones transparentes en lumière naturelle sont brillamment luminescentes dans les jaune-orangés, les zones plus sombres en lumière naturelle ont elles une luminescence très faible à nulle (pl. IV, photos 4 et 5). Ces couleurs de



microstromatolithes à partir d'un "voile". D'après pl. IV, Figure VII.1: schéma de la croissance des photo 2. Lame HMC9 H, Hautmont, coupe C.

Figure VII.2: croissance des microstromatolithes à partir d'encroûtements pariétaux de cavité. En blanc: la sparite, en pointillés: la matrice du wackestone rouge à Crinoïdes, spicules, bioclastes (S4). Lame HMC 13', Hautmont, coupe C.

Figure VII.3: endostromatolithe (en noir) dans une fissure verticale affectant des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoîdes (pointillés) (S4). La structure caractéristique des endostromatolithes provient de l'arrangement radiaire régulier de nombreux microstromatolithes. En blanc: sparite, en pointillés serrés: vide.







 $\mathfrak{S}$ 

 $\dot{\frown}$ 



luminescence correspondent respectivement à irréguliers à bordure externe peu nette, de 2 à celle de la calcite sparitique automorphe luminescente (phase 3) manganésifère et à celle de la calcite sparitique automorphe non luminescente (phase 2) ferrifère, mises en évidence dans les séquences diagénétiques des monticules micritiques frasniens (Boulvain, 1989 b).

des microlamines claires était bien provoquée par le même activateur (Amieux, 1982 et chapitre 12) que la luminescence des calcites sparitiques automorphes, des analyses à la microsonde ont été effectuées sur un microstromatolithe provenant de la fissure verticale de la carrière des Croisettes, illustrée à la fig. VII.3. Ces analyses ont montré qu'aucun activateur autre que le manganèse n'était présent. Sur trois points d'échantillonnage, on obtient les résultats suivants:

### FeO: non détecté; MnO: 0,85%; MgO: 0,6%; CaO: 95,6%; SrO: 0,05%.

Ceci correspond assez bien à l'analyse moyenne des calcites de la "phase 3" (Boulvain, 1989 b, tabl. 1), avec une teneur en MnO un peu moins importante. Deux analyses effectuées sur une microlamine sombre montrent l'absence de manganèse et la présence de faibles quantités de FeO, proche de la limite de détection (0,05%, pour un intervalle de confiance de 3  $\sigma$ ).

### C. LES FILAMENTS ET COCCOIDES HEMATITIQUES

### I. DESCRIPTION

Ces formes hématitiques sont rares dans les monticules micritiques. Je les ai décrits (1989 b) dans un remplissage de cavité (un Receptaculites), provenant d'un bloc de la carrière de Rochefontaine, dans les calcaires rosés à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) (fig. VII.5).

Macroscopiquement, les sédiments internes consistent en péloïdes millimétriques de couleur rouge sang, microspar rosé et gris, sparite et dolomite ferrifère. Les péloïdes sont le premier sédiment interne. Une lame mince taillée dans ce sédiment montre, outre des microbrèches irrégulières, parfois anguleuses, de 0,5 à 1,5 mm de diamètre, des agrégats

4 mm de dimension, de couleur rouge (fig. VII.6). A plus fort grossissement, on constate que ces agrégats consistent en un feutrage lâche de filaments rougeâtres, flexueux, non dichotomes de 1 à 3 um de diamètre pour plusieurs dizaines de µm de longueur, accompagnés de sphères de 5 à 10 µm de diamètre (pl. IV, photo 1). Ces filaments et coccoïdes Pour vérifier si la luminescence vive sont cimentés par de la sparite fibreuse et granulaire.

> Divers essais ont été tentés pour visualiser la structure tridimensionnelle du feutrage: des échantillons polis ont été suspendus dans des solutions acides diluées (HCl 0,05 M, acide acétique 1 M), puis séchés, métallisés et observés au microscope électronique à balayage. Des échantillons fraichement cassés et non attaqués ont été également observés. Malheureusement, aucune structure filamenteuse ou coccoïde n'a pu être détectée; tout au plus, dans les meilleurs cas, peut-on observer, sur la surface de l'échantillon, des arrangements lâches de plaquettes hexagonales d'hématite, mimant une structure circulaire. Il semble donc que les cristaux d'hématite ne soient pas soudés les uns aux autres et qu'en dissolvant la calcite, on perde le support qui maintenait leur cohésion sous forme de filaments ou coccoïdes.

> J'ai depuis retrouvé ces filaments et coccoïdes dans des sédiments internes microsparitiques de Stromatactis, au sein de péloïdes de remplissages de cavité (éch. PM 145, SC 122) et également en association avec les microstromatolithes décrits ci-dessus. Voyons comment se présente cette "association".

Une lame mince d'un endostromatolithe, prélevée dans la fissure verticale déjà signalée dans un bloc de la carrière des Croisettes (fig. VII.3), montre des filaments et coccoïdes hématitiques semblables à ceux décrits précédemment. Ces filaments se concentrent dans certaines zones riches en hématite des microstromatolithes, mais perdent leur individualité, ce qui rend leur identification difficile. Par endroit, les filaments forment un pont entre deux colonettes (pl. IV, photo 4). En cathodoluminescence, les filaments ne ressortent pas par rapport à la calcite fibreuse (pl. IV, photo 5).



e /11.5: R

ointillé gr (en noir). hématitis ø

Un autre type de filaments se développe le long d'une paroi de la même fissure (fig. VII.7 a). Il s'agit ici encore de filaments non dichotomes de plusieurs centaines de  $\mu$ m de longueur, mais dont le diamètre atteint 10 um, avec des constrictions régulièrement espacées, délimitant une suite de cellules ovoïdes (fig. VII.7 b). En lumière naturelle réfléchie, un concrétionnement apparaît nettement autour de ces cellules; le matériau ne semble pas être de l'hématite et des analyses à la sonde ont donné les résultats suivants (trois analyses):

FeO: 2,45% avec de fortes variations; MnO: non détecté; MgO: 1,4%; CaO: 95,85%; SrO: 0,08%.

Il s'agit donc d'une calcite, par endroit riche en fer (cette teneur dépasse nettement celle de la calcite ferrifère correspondant à la "phase 4" de cimentation de Boulvain, 1989 b, tableau 1). Il est difficile, étant donné le type d'analyse, de savoir si le fer est sous forme de granules submicroniques ou s'il est dispersé dans le réseau du carbonate. Dans ce dernier cas, on peut émettre l'hypothèse que la nature carbonatée du concrétionnement serait due à des conditions particulières d'oxydo-réduction régnant dans la fissure à l'époque du développement des filaments (Harder, 1919 p. 55).

### II. ATTRIBUTION TAXONOMIQUE: LES ORGANISMES FERRUGINEUX

L'observation de coccoïdes et de filaments ferrugineux microscopiques fait immédiatement penser aux Ferrobactéries (Winogradsky, 1888). Ces microorganismes ne sont cependant pas les seuls à précipiter le fer sous forme oxydée⁽¹⁾, puisque dans le groupe des organismes ferrugineux (Gaidukov, cité par Pringsheim, 1952 p. 208), on compte des Cyanobactéries (Knoll & Awramik, 1983, p. 294: exemple: dans les stromatolithes du Gunflint Iron Formation, du Protérozoïque de l'Ontario; Knoll, 1986, p. 126), des Protistes (exemples actuels: Euglénidés, Chlamydomonadacées; Pringsheim, 1952, p. 209), des Champignons (exemple: dans les oolithes ferrugineuses jurassiques de la Minette de Lorraine;

Dahanayake & Krumbein, 1986; exemple actuel: dans le vernis du désert, en association avec des Lichens, Cvanobactéries, etc...; Krumbein & Jens, 1981) et bien sûr, plusieurs types de Bactéries, détaillées ci-après (tab. VII.1).

Les organismes ferrugineux sont ubiquistes (Pringsheim, 1952, p. 210, Ghiorse, 1984, p. 519). On les observe dans des milieux aussi différents que les fonds marins (exemple: fjord à eaux stratifiées en Colombie britannique, nodules ferro-manganésifères des grands fonds, Cowen & Silver, 1984; tapis bactériens à proximité des évents hydrothermaux, Jannasch & Nelson, 1984; Karl & coll., 1988), en suspension dans les eaux océaniques sur des agrégats et pellets (Cowen & Silver, op. cit.), dans les marais, lacs, rivières (Ghiorse, 1984 a et observations personnelles dans des ruisseaux belges, islandais, etc...), dans des effluents industriels (Kuenen & Robertson, 1984 p. 311), dans les sols (Nealson, 1983 p. 173) et dans des puits, systèmes d'adduction d'eau, de drainage, etc..., (Harder, 1919 p. 13-14; Van Veen & coll, 1978 p. 348), dans les sources ferrugineuses (Pringsheim, 1952 p. 210) et même en environnement désertique. Ces environnements n'ont en commun que de mettre à disposition des organismes, à la fois du fer (et du manganèse) à l'état réduit et de l'oxygène (Pringsheim, ibid.).

Les structures filamenteuses observées dans les diverses cavités des monticules micritiques frasniens ont été identifiées par le Dr. Z. Moureau, du Laboratoire de Microbiologie de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, comme des Ferrobactéries engainées, du "groupe" Sphaerotilus-Leptothrix.

### 1. Les Ferrobactéries

Les Ferrobactéries se distinguent morphologiquement facilement des Champignons, qui développent un mycelium de diamètre nettement plus important (voir par exemple Dahanayake & Krumbein, 1986 p.91; Krumbein & Jens, 1981, fig. 15-18; Nealson, 1983 fig. 6.6-6.10). Leur ressemblance avec des Cyanobactéries est par contre plus marquée et pourrait poser un problème d'identification (Knoll, 1986 p. 126; Knoll &



^{(1):} je n'envisage pas ici les organismes précipitant le fer sous forme réduite; on peut consulter par exemple Nealson, 1983, p. 179 et suivantes.

222

### MICROORGANISMES FERRUGINEUX

(Protistes: Flagellés: Euglénidés, Chlamydomonadacées, etc...) pas d'exemple fossile

Champignons: Papilospora, Aureobasidium, Cryptococcus,...

Cvanobactéries: Gunflintia?,...

Eubactéries: acidophiles: Thiobacillus, Ferrobacillus, Metallogenium?

de pH neutre: Bactéries coccoïdes: Siderococcus, Siderocapsa, Naumaniella, Ochrobium, etc...

> Bactéries pédonculées ou bourgeonnantes: Galionnella,...

Bactéries engaînées: Sphaerotilus, Leptothrix, Chlonothrix, Crenothrix, Streptothrix, Phragmidiothrix.

Bactéries formant des filaments dichotomes: Actinomyces.

Tableau VII.1: classification des microorganismes ferrugineux. D'après Harder (1919), Pringsheim (1952), Van Veen & coll. (1978), Nealson (1983), Ghiorse (1984).

Awramik, 1983 p. 294 et fig. 10.2 b)⁽²⁾, mais compte tenu de la présence des filaments frasniens au sein de cavités, nous avons éliminé cette possibilité.

### a. Classification

Les Ferrobactéries sont généralement classées en deux groupes: les formes qui se développent en milieu acide (mines de sulfures ou sources chaudes) comme Thiobacillus ferrooxidans, microorganisme également actif dans l'oxydation du soufre inorganique (Nealson, 1983, p. 168) et les formes de milieux à pH neutre, détaillées ci-après.

Les Ferrobactéries acidophyles sont les seules Eubactéries dont le rôle actif dans la précipitation du fer soit clairement mis en évidence, contrairement aux Bactéries de milieu neutre, où l'oxydation du fer peut être un processus de nature purement physico-chimique (Nealson, id. p. 170-171). Une vive controverse existe donc sur le rôle des Bactéries ferro-oxydantes de pH neutre; oxydent-elles activement le fer ou l'accumulent-elles passivement? Cette controverse débouche bien sûr sur le problème de leur possible autotrophie, qui n'a pas encore été démontrée (Ghiorse, 1984 b, 1989 et discussion dans Pringsheim, 1952, p. 208).

En tout état de cause, les Ferrobactéries fixent le fer à la surface de leurs parois, qui sont fortement anioniques, d'abord en proportion stoechiométrique, ensuite, par effet de nucléation, en proportion non stoechiométrique (Beveridge & Fyfe, 1985; Ferris & coll., 1988). Beveridge (1984) a montré d'ailleurs que même après ingestion et digestion par des prédateurs les fragments de gaines peuvent stocker une grande quantité de métaux (p. 606) et les entraîner dans le sédiment.

Au sein des Bactéries ferro-oxydantes de pH neutre, on distingue les groupes suivants (Harder, 1919; Van Veen & coll., 1978; Nealson, 1983; Ghiorse, 1984; Z. Moureau, comm. écrite):

(2): ces auteurs étudient des Cyanobactéries ferrooxydantes dans des stromatolithes peu profonds du Protérozoïque de l'Ontario.

223

gainées

- les Siderocapsaceae qui déposent le fer ferrique dans ou sur leurs capsules. Siderococcus a une forme coccoïde, Siderocapsa coccoïde ou ovoïde et Naumaniella une forme de batonnet;

Ces Bactéries du fer ne sont pas signalées en milieu marin, sauf trés récemment par Cowen & Silver (1984), qui ont observé de nouvelles Bactéries coccoïdes dans des macroparticules au sein de la colonne d'eau, par 120 m de profondeur (p. 1341) et par Karl & coll (1988), dans des tapis bactériens à proximité d'évents hydrothermaux. Les organismes coccoïdes souvent associés aux filaments hématitiques dans les échantillons frasniens pourraient donc être des Siderocapsaceae;

- les Bactéries pédonculées, dont Galionella ferruginea, en forme de haricot, qui produisent un pédoncule spiralé imprégné de fer ferrique, très reconnaissable;

- les Bactéries ferro-oxydantes engainées dont font partie le groupe Sphaerotilus-Leptothrix (pl. IV, photo 3). Les filaments hématitisés observés dans le Frasnien ont des gaines comparables à ces organismes.

Les Sphaerotilus ne précipitent que le fer, alors que les Leptothrix peuvent précipiter le fer et le manganèse. Certaines souches peuvent néanmoins perdre cette dernière faculté. Toutes ont été observées dans l'eau de mer, quoique leur tolérance aux sels soit faible (Van Veen & coll., 1978 p. 344). La précipitation d'oxydes a lieu sur la gaine, au sein d'une couche mucilagineuse (id p. 345).

b. Ecologie des Bactéries ferro-oxydantes en-

Une des questions que l'on peut se poser est évidemment l'avantage que retire la Bactérie de la fixation du fer ou du manganèse. Cette question est malheureusement liée au problème actuellement non résolu de l'autotrophie (chémolithotrophie) ou de l'hétérotrophie du groupe (Nealson, 1983 p. 171; Ghiorse, 1984b; Van Veen & coll., 1978; Pringsheim, 1952). On constate cependant que, à l'exception de Sphaerotilus, ces Bactéries peuvent vivre dans des milieux pauvres en matière organique (Pringsheim, 1952 p. 209), ce qui renforcerait l'hypothèse d'une autotrophie partielle (amphi- ou mixo-

trophie) par utilisation de l'énergie d'oxydation du fer pour assimiler l'azote inorganique (le carbone inorganique semble inassimilable: Van Veen & coll., 1978 p. 343).

Une autre utilisation du fer ou du manganèse par ces Bactéries pourrait être un mécanisme de protection contre une élévation trop importante de la teneur du milieu en oxygène, en  $H_2S$ , en  $H_2O_2$  (détoxification) (Lalou, 1957; Nealson, 1983 p. 176), une protection contre la toxicité du métal (Ghiorse, 1989 p. 165) ou encore une protection mécanique contre diverses agressions du milieu (Nealson, 1983 p. 178).

Les Bactéries du "groupe" Sphaerotilus-Leptothrix se développent à des pH compris entre 6,5 et 8,1 (Van Veen & coll., 1978 p. 344), pour des températures entre 15 et 40° C (ibid.). Ces Bactéries sont microaérophiles (Van Veen & coll., ibid.; Ghiorse, 1984 b p. 527). Elles vivent dans des environnements où le fer et le manganèse sont disponibles sous forme réduite, mais où le potentiel redox est suffisamment élevé pour que l'oxydation puisse se faire. Ces environnements peuvent être des sédiments ou des corps d'eau appauvris en O₂ (cas des fjords de Colombie britannique par exemple: Nealson, 1983), éventuellement à la suite d'une forte concentration en matière organique (cas des eaux polluées par des engrais par exemple: Pringshein, 1952 p. 214) et riches en fer et/ou manganèse. Il peut s'agir aussi de microenvironnements (macroparticules ou pellets dans la colonne d'eau: Cowen & Silver, 1984 p. 1341), où les Bactéries ferrooxydantes sont associées à d'autres microorganismes qui maintiennent une concentration d'O₂ relativement basse (*ibid*.).

### III. DISCUSSION: LES BACTERIES FERRO-OXYDANTES FRASNIENNNES

Ces microrganismes sont préservés dans deux types d'environnements:

- au sein de fissures, plus ou moins vastes, en feutrage lâche ou en association avec des endostromatolithes;

- dans des remplissages microsparitiques de fenestrae, souvent au sein de péloïdes. Le foisonnement des Bactéries peut être mis en relation avec l'existence de microenvironnements riches en matière organique, comme décrit

dans la nature actuelle (Cowen & Silver, op. cit., p. 1342), conduisant à une modification locale du Eh et une solubilisation du fer.

Quelles étaient les conditions de milieu régnant dans les fissures des monticules à l'époque du développement des Bactéries ferro-oxydantes, et quelles étaient leurs relations avec les endostromatolithes?

### 1. Quand les Bactéries ferro-oxydantes se sont-elles développées?

Plusieurs arguments tendent à démontrer une croissance précoce des Bactéries dans les fissures et cavités des monticules:

- dans les cavités, elles sont incluses dans un sédiment interne (microspar ou pseudospar) lui-même contemporain du développement du monticule (antérieur par exemple au remplissage par le sable crinoïdique, contemporain de l'édification des niveaux moyen et supérieur des biohermes);

- elles sont cimentées dans certaines fissures par du ciment fibreux, lui-même précoce (Boulvain, 1989 b; voir également les arguments présentés dans le chapitre 12 consacré à la diagenèse);

- enfin, une fissure déjà illustrée (fig. V.30), à Hautmont, montre des endostromatolithes et des Bactéries ferro-oxydantes, cimentées par de la calcite fibreuse, surmontés de sédiments microsparitiques à Tabulés branchus, provenant d'un banc situé à quelques dizaines de cm plus haut, au niveau de l'ouverture de la fissure.

Ces arguments jouent aussi pour les endostromatolithes, souvent associés aux Bactéries ferro-oxydantes.

### 2. Quelles pouvaient être les conditions régnant dans les fissures?

Il faut envisager un milieu où le fer est disponible sous forme réduite, en même temps qu'une certaine quantité d'oxygène. La grande rapidité de croissance des Bactéries ferro-oxydantes peut conduire en quelques jours à la fixation de grandes quantités de métaux (Cowen & Silver, 1984).

Il faut également garder présent à l'esprit le fait que ces fissures ont été le siège de la précipitation de quantités importantes de calcite fibreuse, nécessitant la circulation de grands volumes d'eau. Il n'est cependant pas prouvé que la croissance bactérienne ait joué un rôle actif dans la cimentation calcitique⁽³⁾.

### 3. Les Bactéries ferro-oxydantes et les endostromatolithes

J'ai montré précédemment les relations géométriques pouvant exister entre microstromatolithes et Bactéries ferro-oxydantes. J'ai montré également que les microstromatolithes résultaient de l'empilement de microlamines de calcite riche en cristaux submicroniques d'hématite et de microlamines de calcite contenant du manganèse. Les microlamines à hématite sont nettement moins abondantes que les microlamines manganésifères.

Une analyse par microsonde (fig VII.8 a) d'une gaine bactérienne frasnienne (éch. CR) a montré que celles-ci ne contiennent que du fer et pas de manganèse décelable. Ce résultat est confirmé par les données de cathodoluminescence, puisqu'on n'observe qu'une très faible luminescence des filaments. On peut comparer cette analyse à une analyse d'une gaine de Leptothrix actuelle (pl. IV, photo 3), provenant du ruisseau de la Woluwe et contenant outre du manganèse et du fer, du silicium, de l'aluminium,... (fig. VII.8 b), comme mentionné par Ghiorse (1984 b p. 534), pour Galionella. L'absence de manganèse dans les gaines des bactéries frasniennes peut-être due à plusieurs causes:

- il pourrait s'agir de souches ne précipitant pas le manganèse. Cowen et Silver (op.cit.) signalent aussi qu'une même souche de Bactéries peut avoir des préférences: ils constatent que les mêmes microbes précipitent le fer dans la colonne d'eau océanique à partir de -120 m et le manganèse à partir de profon-

(3): des cultures de Ferrobactéries provenant de mares du parc de la Woluwe, à Bruxelles, ont cependant montré que coexistaient développement de Bactéries ferro-oxydantes et précipitation de cristaux de CaCO2 (analyses sonde

effectuées par A. Bernard, ULB). Il n'a pas été possible de discerner si cette précipitation avait un caractère purement physico-chimique ou était induite par le métabolisme bactérien.

ganèse;

- on peut également envisager un départ sélectif du manganèse durant la diagenèse, mais l'étude en cathodoluminescence n'a montré aucun enrichissement en manganèse dans l'environnement immédiat des filaments.

Les colonnes microstromatolithiques suggèrent l'existence de communautés complexes de Bactéries, dont les Ferrobactéries ne seraient qu'une des composantes⁽⁴⁾, particulièrement apte à la fossilisation suite à leur minéralisation (Ferrys & coll., 1988).

Dans les stromatolithes inter- et subtidaux, actuellement bien étudiés, de telles communautés, dominées par les Cyanobactéries, ont été mises en évidence (Davies, 1970, p.181; Golubic, 1976 a, b). Leur composition taxonomique, jointe aux ef-

en coupe.

deurs plus importantes (-700 m, - 1450 m suivant les échantillons, id., tableau 1 p. 1342);

- au contraire, on pourrait envisager le cas de souches ayant cette capacité, mais croissant dans un milieu où le manganèse n'est pas disponible. Ce cas est rare dans le milieu marin (Krauskopf, 1957; Seyfried & Bischoff, 1977) où le fer est moins mobile que le man-

Compte tenu des relations géométriques entre Bactéries ferro-oxydantes et microstromatolithes, on pourrait envisager une participation des premières à la formation des microlamines les plus riches en fer des seconds (cela apparait à la pl. IV, photo 4, où l'on voit des filaments bactériens passant d'une colonne microstromatolithique à l'autre, au niveau de microlamines riches en fer).

De même d'autres morphologies, comme les voiles, peuvent être attribuées aux Bactéries ferro-oxydantes et ce d'autant plus que la formation de structures identiques (chevelus, draperies) est visible actuellement dans les milieux où se développent ces microorganismes.

^{(4):} Il est intéressant d'ajouter que Z. Moureau a observé, dans les cultures de Bactéries ferro-oxydantes dont j'ai déjà fait mention, le développement, à partir d'un "voile", de colonnes millimétriques rappelant par leur forme extérieure les microstromatolithes frasniens. Nous n'avons malheureusement pas pu observer ces structures



Figure VII.8: analyse par microsonde d'une gaine de Ferrobactérie frasnienne (échantillon provenant de la fissure illustrée fig. VII.3) (A) et d'une gaine de Bactérie du groupe Sphaerotilus-Leptothrix, provenant de la Woluwe (B). Les échantillons ont été métallisés à l'or.



fets des facteurs du milieu peut même être à l'origine de différences morphologiques entre divers types de constructions (Serebryakov, 1976, p. 321-322).

La lamination visible dans les microstromatolithes frasniens ne peut être attribuée à une alternance de croissance cyanobactérienne ou bactérienne et de sédimentation détritique, comme c'est souvent le cas pour les stromatolithes tidaux (Monty, 1976, p. 211-215; Park, 1976, p. 379; Hardie & Ginsburg, 1977, p. 50-84 et p. 92-97), mais d'autres mécanismes rhytmiques peuvent être envisagés (Monty, op. cit., p. 197-227), dont:

- croissance alternée de deux types de microorganismes;

- calcification périodique;

- enrichissement périodique du milieu en nutriments (organiques ou minéraux, par exemple, fer ou manganèse).

Cette dernière hypothèse pourrait être envisagée, combinée avec la première: on pourrait imaginer un apport périodique de métaux, éventuellement lié à une variation périodique du Eh, combiné avec une alternance entre Bactéries fixatrices du fer et du manganèse.

### D. LE PIGMENT FERRUGINEUX DISPERSE

### I. HISTORIQUE

C'est à Delhaye que l'on doit probablement la première détermination du pigment rouge et également, la première théorie génétique. L'origine du fer est pour lui continentale:

> "(...) l'analyse chimique montre que les proportions de fer et d'argile varient toujours dans le même sens. L'élément colorant est dû à de l'oligiste, qui imprègne de façon très intime, tous les constituants de la pâte détritique. On doit considérer qu'il a été introduit au moment même de la formation de ces calcaires, en même temps que les matières argileuses, sous la forme de fines particules

tions à petite échelle: "La répartition de cette matière [le pigment rouge] dans la pâte calcaire a peut-être été très uniforme à l'origine, mais elle a subi des remises en mouvement qui en ont modifié profondément la distribution. Au microscope, on observe que le pigment est irrégulièrement distribué par plages ou en traînées ou (...) formant des liserés aux coquilles dont il pénètre les pores." (Delhaye, 1932, p. 87).

Delhaye a également remarqué que la coloration des "récifs de marbre rouge " du bord sud du Synclinorium de Dinant est plus pâle que celle des "récifs" du Massif de Philippeville (1913 b, p. B487, note 1). Il attribue cette différence soit à une "dilution" du pigment dans l'océan, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte, soit à une décoloration secondaire par circulation d'eaux, plus importante dans les petits édifices du bord sud du synclinorium.

Remarquons que Delhaye ne donne pas d'explication bien claire à l'existence de types de marbres de couleur différente au sein d'un même récif. Une explication est avancée en 1910 par Harroy, à partir d'une hypothèse proche de celle de Delhaye:

227

226

limoniteuses insolubles (...)" (Delhaye, 1908 a, p. B252).

Après son dépôt, le fer est réduit dans le sédiment, sous l'influence de l'H₂S résultant

de la décomposition des organismes, puis oxydé à nouveau par des eaux atmosphériques oxydantes, lors de la phase orogénique (ibid.).

Delhaye n'exclut pas les remobilisa-

"(...) le marbre doit sa coloration rouge aux sels de fer qu'il contenait originairement ou qu'il a recus lors de l'envasement. Ils ont été transformés en sels ferriques par oxydation et sur-oxydation (...). La circulation des eaux parvenait à hydrater l'oxyde ferrique en formant un corps plus soluble, qui peu à peu est éliminé." (Harroy, 1910, p. M329-330).

lessivage du pigment rouge présent partout. A propos des "griottes", Harroy écrit:

> "Cette nouvelle rubéfaction [de la griotte supérieure] est un phénomène de contact contemporain, tandis que la concentration du beau marbre rouge au fond des gisements est un phénomène lent dû à la circulation lente des eaux dans toute la masse (en relation peutêtre avec le niveau de la nappe aquifère) et à l'oxydation. En un mot, les marbres rouges doivent leur coloration à l'action de l'air et de l'eau sur les sels de fer qu'ils contiennent ou qu'ils ont reçus des schistes qui les entourent." (Harroy, 1910, p. M333).

Lecompte aussi fait allusion à l'origine continentale du pigment ferrugineux (1956, p. 16; 1958 a, p. 1057; 1958 b, p. 397; 1959 b, p. 26, 111; 1966, p. B25; 1967, p. 35):

> "L'apport terrigène consiste uniquement en phyllites et en pigment ferrugineux finement divisé." (Lecompte, 1936, p. 77).

Dans la même étude, il remarque (p. 56) la coexistence du pigment rouge et de cristaux de pyrite.

Moniez reprend également cette interprétation (1961, p. 105-106, 109) et ajoute que "On a (...) une disposition zonaire autour des Stromatactis, avec alternance de dendrites rouges et grises" (op. cit., p. 106).

Dumon oppose la couleur des "griottes" et des schistes encaissants. Il attri- à l'intérieur des cristaux de microsparite, d'un bue cette différence à une variation de l'oxygénation du milieu:

"Le fer est à l'état d'oxyde ferrique. C'est la raison de la coloration rouge des marbres griotte et royal. Latéralement à un niveau inférieur à la croissance du récif se déposent des schistes verts. Ici, le fer n'est pas à l'état d'oxyde ferrique, le milieu sans doute est moins oxygéné." (Dumon, 1964, ch. 31).

Le marbre gris résulte donc d'un La même interprétation est reprise, vingt ans après, par T. Reijers:

> "If iron, washed into the sea during the transgression, was trapped within the belt in which carbonate mud-mounds form, it can be postulated that only the iron trapped within the mud-mound stood a chance of being oxidised because it remained with the "growing" mud-mound in the shallowest part of the depositional environment. The remainder of the iron had been deposited between mounds in an overall reducing environment, where it became green (...)" (Reijers, 1984, p. 28).

Les hypothèses de Lecompte, Moniez, Dumon et Reijers ont donc comme corollaire que l'absence de coloration du marbre gris est due à un arrêt du dépôt de pigment ferrugineux (et d'argiles), provoqué par le passage de l'édifice en "zone subturbulente".

C'est, je pense, à Monty & coll. (1982), que l'on doit la première suggestion de l'origine microbienne du pigment ferrugineux (quoique la contribution de microorganismes dans la précipitation de certains minerais de fer soit connue depuis Ehrenberg, en 1836 [cité par Harder, 1919]; c'est un bel exemple de manque de communication entre disciplines).

> "(...) The bulk of the insolubles consists here of in situ microbial hematite (...)" (Monty & coll., 1982, p. 339);

Van Laer (1988) remarque la présence, pigment d'oxyde de fer "diffus". Il attribue sa présence au métabolisme des microbes qui sont à l'origine de la précipitation de la boue carbonatée:

> "(...) il est fort probable que l'hématite ait été liée aux mucilages organiques (...) les microbes calcifiants pourraient avoir utilisé le fer comme piège à oxygène." (op. cit., p. 530-531).

Le fer est disponible suite à la présence d'argiles (op. cit., p. 531). Aucune argumentation ou observation n'étayent cependant les hypothèses avancées par ces auteurs.

Enfin, j'ai en 1989, publié un court article qui attribue le pigment d'oxyde de fer à la dégradation, par microsparitisation, de tubes microbiens ferrugineux (voir 1989 c, pl. 1).

"Dans certaines zones, (...), apparaissent des reliques de filaments qui (...), peuvent être rapportées à un feutrage de micro-organismes ferro-oxydants (...). Ce feutrage, conservé dans certaines cavités et scellé par de la sparite a été détruit dans la matrice par le néomorphisme de la micrite" (1989 c, p. 83).

Mentionnons aussi d'autres édifices carbonatés contenant un pigment ferrugineux rouge décrits dans la littérature: des monticules turoniens à Rudistes de Tunisie (Camoin & Maurin, 1988); des "patch reefs" cambriens à Archaeocyathes du Labrador, Canada (James & Kobluk, 1978); des récifs holocènes émergés de Guam, Micronésie (Siegrist & Randall, 1985); des édifices à Stromatactis de l'Ordovicien du Tennessee, USA (Ruppel & Walker, 1982); des biohermes permiens à Algues des Alpes méridionales (Flügel, 1981), etc...

### II. REPARTITION DU PIGMENT FERRUGINEUX

Nous avons vu, d'une manière générale, dans le chapitre consacré à la description des litho- et microfaciès que l'intensité de la pigmentation rouge est une donnée caractéristique des faciès, au même titre par exemple que l'abondance des péloïdes, des Girvanelles, etc... L'intensité de la pigmentation diminue depuis les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) jusqu'aux calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8). Cette succession correspond, dans le cas des monticules du type "Les Bulants" à une évolution verticale des édifices, et dans le cas des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", à une évolution verticale doublée d'un différenciation latérale (fig. VI.3 et VI.10).

Dans le cas fréquent où la transition entre deux microfaciès est matérialisée par une surface, cette discontinuité peut séparer deux

Cette correspondance univoque entre nature des faciès et coloration subit quelques exceptions:

- les bindstones à tapis grumeleux, Coraux, Stromatopores, Renalcis, Sphaerocodium (lithofaciès S8) sont généralement gris (Beauchâteau, coupe b, fig. VI.7; Hautmont, coupes b, c, d, p, fig. VI.5); la coupe c, (fig. VI.7) à Beauchâteau montre pourtant des faciès identiques, hormis la coloration qui est rouge foncé. La coupe c est située en position nettement plus périphérique que la coupe b;

On pourrait encore citer quelques exemples, mais en gros, on constate que ces cas aberrants sont toujours situés en bordure de la zone de répartition habituelle du litho- ou du microfaciès (cf. fig. VI.3 et VI.10).

Intéressons-nous maintenant à la répartition de la coloration à petite échelle: comment se distribue-t-elle au sein d'une lame ou d'un échantillon poli, homogène au point de vue microfaciès?

PM72);

- parfois, on observe une certaine décoloration sur quelques dixièmes de mm de part et d'autre de fissures cimentées par de la sparite équigranulaire (phase 4, voir chapitre

zones de coloration différente: dans l'échantillon PM62, par exemple, un mudstone à Stromatactis rouge est nettement séparé d'un wackestone à bioclastes, plus rosé, par une surface légèrement ondulante; c'est le cas également pour les quelques fonds durcis qui séparent les calcaires gris du niveau supérieur des monticules de la "griotte" sommitale.

- les calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5), si abondants dans la partie moyenne des monticules sont rouges à roses. A Hautmont (coupe HML, fig. VI.5), certains échantillons sont gris; de même pour les échantillons PM4 et 5, situés à Petit-Mont, 5 m sous la base du monticule (fig. VI.11);

- dans les calcaires rouges à Stromatactis, la répartition du pigment est rarement homogène. On observe des zones irrégulières, souvent plus foncées autour des Stromatactis, voire des bandes millimétriques, plus ou moins concentriques claires-foncées qui alternent comme les vaguelettes et les creux formés par l'impact d'un caillou dans un étang (éch.

"diagenèse") (éch. PM80) ou, beaucoup plus rarement, une coloration rouge plus intense autour d'une fissure (éch. SC85);

- autour des nébuloïdes, la roche est fréquemment décolorée, tirant vers des roses clairs;

- les sédiments internes tranchent nettement par leur couleur et se reconnaissent ainsi très facilement. Plusieurs cas s'observent:

> - dans des calcaires rouges, des sédiments internes légèrement plus clairs que les sédiments primaires. Ce cas est fréquent, la coloration s'éclaircit lorsque le néomorphisme du sédiment interne s'intensifie;

> - dans des calcaires rouges ou gris, des sédiments internes d'un rouge intense, tranchant nettement sur le sédiment primaire. Sous le microscope, on observe des filaments partiellement désagrégés, à parois hématitique, mèlés au remplissage microsparitique. Ces filaments sont absents du sédiment encaissant;

- des péloïdes fortement colorés en rouge dans des remplissages microsparitiques de cavité. Ces péloïdes de 150 à  $300 \ \mu m$ , assez réguliers, contiennent très souvent des filaments hématitiques relativement bien conservés (éch. PM145, SC122) (également signalé par Playford, 1984 p. 208 pour des édifices dévoniens du Canning Basin, Australie);

- Les sutures et joints des calcaires rouges possèdent fréquemment une coloration rouge très soutenue. Dans de rares cas, on peut observer des joints verdâtres dans les calcaires rouges; si l'on suit ces joints sur quelques dm, on constate parfois leur changement rapide de couleur vers des rouges sombres. Les calcaires gris du niveau supérieur des monticules ne possèdent en général pas de joints; on observe alors la présence de stylolithes sans coloration particulière, excepté quelques rares stylolithes rouges qui se détachent nettement sur le fond gris de la roche (HMP4 par exemple);

- certains éléments figurés, et en particulier les ossicules de Crinoïdes sont fréquemment pigmentés en rouge, même dans des faciès gris; le pigment se concentre dans la porosité intraparticulaire.

### **III. TENEURS EN FER**

La figure VII.9 donne, pour la coupe B de Hautmont, les résultats d'analyses par fluorescence des rayons X d'un éventail des lithofaciès (voir l'annexe II pour le détail des résultats). On remarque immédiatement que les calcaires gris (lithofaciès S7 et S8) contiennent très peu de fer, contrairement aux calcaires rouges (lithofaciès S3 et S4) qui possèdent des teneurs allant jusqu'à 5% Fe₂O₃,

avec une moyenne de l'ordre de 1,8%. L'analyse du magnésium, de l'aluminium et du silicium montre que la teneur en fer covarie avec la teneur en argiles, comme cela a été fréquemment mentionné dans la littérature.

### IV. DISCUSSION

Synthétisons brièvement les deux principales hypothèses formulées pour rendre compte de l'origine du pigment ferrugineux:

- le pigment est d'origine détritique, il a été amené en suspension avec les argiles; il se dépose dans les zones où l'agitation de l'eau est faible (niveau inférieur, niveau moyen et sommet des monticules). Dans les schistes périphériques, le milieu était réducteur, le fer est à l'état ferreux; dans le monticule, en légère surélévation, le milieu est oxydant et le fer à l'état ferrique;

- le pigment est d'origine microbienne; il a été précipité *in situ* par des Bactéries, Cyanobactéries, Champignons, etc... La répartition du pigment reflète en premier lieu l'écologie particulière des microorganismes.

### 1. <u>La première hypothèse ne peut expliquer</u> certains aspects de la répartition du pigment ferrugineux

Le principal argument des tenants de la première hypothèse est la corrélation positive entre teneurs en argiles et pigment ferrugineux (fig. VII.9). Cet argument, quoique fondé sur une observation pertinente, n'est pas péremptoire, puisqu'on remarque également une forte corrélation entre teneur en argiles et présence



Figure VII.9: colonne lithologique de la coupe B de Hautmont, avec les résultats d'analyses par fluorescence X (roche totale) pour le fer, le silicium, l'aluminium, le magnésium et le manganèse. Résultats complets en annexe II.

de spicules d'Eponges par exemple. Nul ne pensera cependant à un apport commun de l'argile et des spicules par décantation...

L'hypothèse détritique ne peut expliquer la répartition à petite échelle du pigment ferrugineux et notamment sa présence au sein des péloïdes et de certains remplissages de cavité. Elle n'explique pas non plus la présence de pigment ferrugineux dans la porosité intraparticulaire.

communautés organiques ne variait que légèrement lorsque l'on passe des calcaires argileux gris infra-biohermaux aux premiers sédiments biohermaux rouges. Si le changement de couleur était uniquement lié à une variation des conditions d'oxydo-réduction, il me semble qu'il faudrait s'attendre à un important bouleversement écologique, avec remplacement des communautés organiques dominantes (Byers, 1977, p. 6).

### 2. Arguments en faveur d'une précipitation microbienne in situ

J'ai montré de manière irréfutable la présence de communautés microbiennes et notamment de Bactéries ferro-oxydantes dans les cavités des monticules micritiques. Lorsque ces microbes apparaissent dans des sédiments internes, ils leur confèrent une V. IMPLICATIONS ECOLOGIQUES couleur rouge très accentuée. Par analogie, on peut se demander si l'ensemble du pigment ne pourrait pas être d'origine microbienne.

Des observations au microscope optique à fort grossissement de lames minces polies de calcaires rouges montrent que la répartition des microcristaux d'hématite (dimension de l'ordre du  $\mu$ m) n'est pas homogène à petite échelle, mais se concentre en petits amas allongés. Dans certaines zones même, des reliques de filaments apparaissent (pl. IV, photo 2). Mon hypothèse est que des filaments de microorganismes ferrooxydants étaient présents dans le sédiment dès sa formation, mais que le néomorphisme de la micrite les a désagrégés; par contre, dans les cavités, les filaments ont été protégés, fossilisés en quelque sorte, par le ciment. L'intensité du néomorphisme de la micrite conditionne le degré de préservation des filaments microorganiques.

Il faut insister ici sur le décalage temporel entre la cimentation sparitique fibreuse et le néomorphisme de la micrite, contemporain de la dernière phase de cimentation calcitique: la calcite fibreuse est précoce, tandis que le néomorphisme est nettement plus tardif et se poursuit lors de l'enfouissement (voir chapitre 12). Durant ce laps de temps relativement long, le pigment a pu être dispersé en partie dans la microsparite.

Je considère que l'excellente corréla-Enfin, on a vu que la composition des tion entre l'intensité de la coloration et le type de lithofaciès ou de microfaciès est un argument pour une origine organique du pigment. L'abondance du pigment est ainsi mise sur le même plan que celle de tout autre élément organique de la communauté biohermale et sa répartition correspond à l'écologie propre des microbes. Les quelques décalages entre faciès et coloration sont dûs à une tolérance des microorganismes ferro-oxydants à l'environnement légèrement différente de celle de la majorité des organismes de l'assemblage.

> Enfin, je pense que la découverte de tapis bactériens ferrugineux dans les fonds marins (Karl & coll., 1988) est un argument de type actualiste qui conforte mon interprétation.

La question primordiale à résoudre est évidemment de savoir si les Bactéries ferrooxydantes se sont développées dans le sédiment ou à sa surface. Je ne possède pas d'argument ou d'observation permettant d'apporter à cette interrogation une réponse décisive. Quelques indices permettent néanmoins de supposer une croissance microorganique à l'interface eau-sédiment:

- les tapis bactériens ferrugineux actuels se développent dans l'eau, non dans le sédiment (Karl & coll., op. cit.);

- la sensibilité de l'enregistrement: l'abondance des microorganismes ferro-oxydants semble varier même en réponse à de faibles variations des facteurs du milieu. Ceci écarte l'idée d'un développement microorganique au sein du sédiment, qui joue un rôle de tampon par rapport aux variations de la qualité des eaux;

- les Bactéries ferro-oxydantes sont des organismes microaérophiles; elles ne peuvent vivre au sein d'un sédiment à caractère réducteur; or on constate par endroit le développement abondant de framboïdes ou de cubes de pyrite au sein du sédiment, malgré l'abondance de fer oxydé (ex.: SC40, 41 et 65, particulièrement) (déjà signalé par Lecompte, 1936, p. 56); le sédiment devient donc partiellement réducteur dès son dépôt.

La présence de Bactéries ferro-oxydantes dans certains faciès des monticules frasniens est riche en implications écologiques.

On remarque en effet que ces microorganismes colonisent principalement le niveau inférieur et le sommet de ces bioconstructions ("griottes") et dans une moindre mesure leur niveau moyen. Leur apparition est brutale et ils ne se maintiennent pas lorsque se déposent les schistes fins du sommet de l'étage. Ils semblent limités à des zones où existe une production carbonatée (ceci est également démontré à petite échelle par les schistes nodulaires bigarrés de la coupe de Neuville A, fig. IV. 29; le pigment ferrugineux est restreint aux nodules carbonatés).

Les quelques données que l'on peut déduire de l'écologie particulière des microorganismes ferro-oxydants actuels permettent de supposer, à l'époque de l'édification des niveaux rouges des monticules micritiques la présence d'eaux sous-oxygénées et de fer disponible. Le passage des monticules dans une zone mieux oxygénée a provoqué la disparition progressive des Ferrobactéries et le développement des faciès gris.

La source du fer est probablement à rechercher dans les argiles dont l'apport au sédiment a été interrompu lors du passage des édifices dans une zone plus turbulente. Les microorganismes ferrugineux, éliminés de la surface des monticules micritiques ont pu néanmoins poursuivre leur développement dans les cavités et fissures où continuaient à prévaloir les conditions qui leur étaient favorables.

On peut se demander quel est le facteur qui a limité les communautés de microorganismes ferro-oxydants aux seuls monticules micritiques, surtout dans le cas des biohermes du type "Les Bulants", encaissés par des calcaires argileux et ne formant pas de fortes dé-

Il est peut-être utile d'élargir mainte-

nant le débat et de se rappeler que microstromatolithes ferro-oxydants et pigment ferrugineux ont été décrits, outre dans les monticules micritiques frasniens, dans des Griottes carbonifères (Mamet & Boulvain, 1990) et dans la Grande Brèche viséenne (De Putter & Boulvain, 1990). Ces trois milieux, sédimentologiquement très différents, étaient-ils également déficitaires en oxygène et riches en fer?

Enfin, il ne faut pas exclure, dans l'histoire diagénétique des monticules micritiques, une remobilisation du pigment ferrugineux, voire la réduction du fer ferrique lors du passage de fluides fortement réducteurs. On peut expliquer ainsi les divers phénomènes de décoloration du calcaire autour de fissures cimentées par de la calcite équigranulaire ferrifère.

Les oxydes de fer apparaissent sous trois formes dans les monticules micritiques frasniens; deux sont indubitablement des structures organisées d'origine biologique:

- des microstromatolithes et des formes associées (cloques, voiles,...), éventuellement organisés en endostromatolithes; ces organismes endobiontes sont constitués d'alternances de microlamines de calcite manganifère et de microlamines de calcite riche en microcristaux d'hématite;

nivellations sur le fond marin⁽⁴⁾. Je pense que l'on peut trouver un élément de réponse dans la sensibilité écologique des microorganismes ferrugineux qui nécessitent pour leur développement des condition d'oxydo-réduction bien particulières (Ghiorse, 1984 b), éventuellement en liaison avec une production locale de carbonates et de matière organique. On peut également supposer l'existence de mutualisme avec d'autres microorganismes, éventuellement carbonatogènes, donnant naissance à des communautés à haute productivité, établies dans des zones favorables du fond marin (légère surélévation, existence de courants,...), par définition locales...

### E. CONCLUSIONS

^{(4):} une dénivellation peut ête génératrice de différences écologiques dans un milieu où existe une certaine stratification des eaux (Byers, 1977).
- des coccoïdes et filaments hématitiques, également endobiontes. Les filaments sont couverte dans le sédiment de reliques de filaattribuables aux Ferrobactéries du "groupe" Sphaerotilus-Leptothrix. Ces microorganismes ont été observés sous forme de feutrages dans des cavités; associés à des remplissages microsparitiques de Stromatactis; dans des péloïdes; ou encore en association avec les microstromatolithes;

- un pigment ferrugineux rouge très dispersé dans la matrice calcaire et dont la répartition est liée au type de faciès (fig. VII.10).

Les formes endobiontes se sont développées durant l'édification des monticules, avant la cimentation par de la calcite fibreuse. Des arguments actualistes font envisager la circulation d'eaux appauvries en oxygène et riches en fer et/ou manganèse dissous dans les fissures. Dans les plus petites cavités, des conditions locales favorables à la croissance de Ferrobactéries pourraient être liées à la présence de matière organique en décomposition.

Par analogie, et surtout suite à la déments hématitiques, on peut supposer que des microorganismes ferro-oxydants se sont développés à la surface des monticules, au cours de leur croissance. La précipitation microbienne du fer a eu lieu aussi longtemps que les édifices en développement étaient baignés d'eaux appauvries en oxygène. Au fur et à mesure de l'augmentation de la turbulence, les microorganismes ont disparu progressivement de la surface des monticules, poursuivant leur croissance dans les cavités.

Au cours de la diagenèse, les parois ferrugineuses des microorganismes sont en grande partie détruites, d'abord par la recristallisation des hydroxydes en hématite, ensuite par le néomorphisme du sédiment micritique. Seules subsistent quelques reliques dans certaines zones moins néomorphiques, alors que dans les cavités, la cimentation précoce préserve ces structures délicates.



Figure VII. 10: répartition des colorations dans les biohermes du Massif de Philippeville

## Chapitre 8: REPARTITION DE LA MICROFLORE

### A. INTRODUCTION

L'étude de la microflore algaire du Frasnien de Belgique semble assez superficielle, surtout si on la compare aux nombreux travaux consacrés aux Coelentérés, Stromatoporoïdes et Brachiopodes. Les seuls travaux de synthèse sont ceux de Tsien & Dricot (1977) et Tsien (1979).

Rappelons également que c'est à Lecompte (1936) que l'on doit la première mention du rôle important des Algues dans l'édification de certaines parties des biohermes "F2j".

Même si les taxa dévoniens n'ont que peu d'affinités avec les représentants actuels, rendant impossible une stricte application de la méthode actualiste, leur répartition par rapport aux ceintures de faciès a été bien étudiée (Wray, 1979, p. 875) et permet leur utilisation à des fins écologiques.

Ce court chapitre est consacré à la répartition des thalles algaires au sein des biohermes. Leur description fait l'objet d'une publication plus étendue (Mamet & Boulvain, soumis) qui reprend également de manière approfondie la répartition des genres et espèces.

Les taxa observés ont été groupés empiriquement comme suit:

1°: Edifices biosédimentaires: Renalcis, Nuia.

2º: Microcodiacées: Palaeomicrocodium.

3°: Filaments micritisés: *Girvanella*, *Rectangulina*.

4°: Palissades de tubes calcifiés: *Sphaerocodium*.

5°: Colonies kystoïdes: Wetheredella, Aphralysia.

6°: Files de plaques encroûtantes: *Kleinbergella*.

7°: Dasycladacées en raies: *Radiosphaeroporella*.

8°: Udotéacées érigées: Trelonella.

9°: Cônes labyrinthiques: Labyrinthoconus.

10°: Tubes encroûtants: Asphaltinelles.

#### B. REPARTITION DES ALGUES DANS UN MONTICULE IDEALISE

La figure VIII.1 résume la répartition des différents taxa par rapport au modèle de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont" du Massif de Philippeville, développé au chapitre 6.

A la base des constructions, les Algues sont inexistantes dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). Un peu plus haut, en même temps que les Coraux et les Crinoïdes (S4), apparaissent les *Kleinbergella*, souvent en encroûtements sur des spicules d'Eponges. Il existe également des encroûtements doubles, *Kleinbergella* + *Aphralysia* et *Kleinbergella* + *Sphaerocodium* (rare).

Avec la disparition des grands Stromatactis dans les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, petites fenestrae, Stromatopores (S5) du niveau moyen, apparaissent les Sphaerocodium, les Girvanella, les Renalcis et les Nuia. Ces deux premières Algues forment des encroûtements sur les éléments figurés, avec Sphaerocodium nettement plus abondant que Girvanella.. à opinion Contrairement une couramment répandue, les Renalcis frasniens ne sont pas localisés dans des géodes, mais bien dans la masse micritique.

Plus haut, dans le niveau supérieur, se marque une nette différenciation horizontale entre zone centrale et zone périphérique. Dans les faciès centraux, les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires 240

(S8) sont très riches en *Renalcis*; les faciès latéraux comprennent notamment les calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7), où abondent les Trelonella, associées à des Girvanella, quelques Sphaerocodium et des tiples où s'observent souvent deux, trois, Radiosphaeroporella. Entre ces deux faciès, en bordure du coeur, on remarque l'existence exemple Wetheredella - Asphaltina de petits édifices cryptalgaires métriques à Bevocastria - Serpules - Eponges). Renalcis et Palaeomicrocodium.

Dans le Givétien de Belgique, les Palaeomicrocodium sont souvent observés dans des faciès proches de l'émersion ou même émergés (Mamet & Préat, 1987). Dans les monticules micritiques, l'absence de critères d'émersion et leur répartition très spécifique, en association avec Renalcis (bafflestones à Renalcis, péloïdes, Palaeomicrocodium, S8, pl. III, photo 3) semble exclure cette interprétation.

Enfin, les calcaires rouges sommitaux, du même type que les calcaires du niveau inférieur, ne contiennent que quelques Kleinbergella et Sphaerocodium.

Les schistes fins (S1) périphériques des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" ne contiennent pas d'Algues, contrairement aux schistes noduleux et calcaires argileux (S2) latéraux aux monticules du type "Les Bulants", où l'on observe quelques très rares Kleinbergella et Sphaerocodium.

### C. COMPARAISON AVEC LA FLORE DU GIVETIEN BELGE

Une cinquantaine de genres d'Algues sont reconnus au Givétien (Mamet & Préat, 1987), mais cette diversité assez élevée traduit la variété des milieux de dépôt (lagunes, constructions "récifales", milieu marin ouvert). La flore des monticules micritiques frasniens est beaucoup moins diverse et se réduit à un peu plus d'une douzaine de genres: Aphralysia, Asphaltina, Girvanella, Kleinbergella, Labyrinthoconus, Nuia, Radiosphaeroporella, Renalcis, Sphaerocodium, Trelonella, Wetheredella. La très grande majorité des taxa est ubiquiste au Dévonien et seul Trelonella est peut-être cantonné dans les monticules micritiques.

Une caractéristique évidente est la simplicité des constructions biosédimentaires. Un seul type d'Algue domine partout, mais on

trouve assez régulièrement une association de deux taxa: par exemple Aphralysia -Kleinbergella, Kleinbergella - Sphaerocodium ou Girvanella - Sphaerocodium. On est bien loin des faciès lagunaires à oncolithes mulquatre voire cinq organismes encroûtés (par

## **D. CONCLUSIONS**

L'étude de la microflore montre qu'à chaque lithofaciès des monticules micritiques correspond une Algue dominante (fig. VIII.1): les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) contiennent quelques Kleinbergella; ensuite, Sphaerocodium domine dans les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) du niveau moyen; les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites et tapis laminaires (S8) du coeur des édifices sont caractérisés par d'abondants Renalcis et enfin, les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) de la périphérie du niveau supérieur sont riches en Trelonella.

Essayons maintenant de dégager ce que la flore peut apporter à la connaissance de l'écologie des monticules micritiques:

- un milieu général de sédimentation plutôt calme. La plupart des formes sont très fragiles et ne sont connues normalement qu'en débris désarticulés. Le milieu est donc protégé, peu soumis à l'action des vagues et des courants (par exemple Dasycladacées en raies exceptionnellement préservées);

- à partir du niveau moyen des monticules du Massif de Philippeville, un minimum de lumière permet le développement de trames de Sphaerocodium. Les sommets de ces biohermes sont caractérisés par la prolifération des Udotéacées.

Si l'on compare la distribution de la flore au modèle très général de Wray (fig. 1, 1979), on remarquera que seul Sphaerocodium et Renalcis sont considérés comme des formes récifales; Girvanella apparaît plutôt dans des faciès d'arrière-récif, de même que les Udotéacées. La succession verticale des lithofaciès et des flores associées peut traduire une diminution de la augmentation de l'éclairement (Wray, 1979, p. 133-134; Flügel, 1982 p. 331-334; cf. aussi chapitre 10).

Revenons encore à l'absence -apparemment étonnante- d'Algues rouges dans les monticules étudiés. Un élément de réponse pourrait être le contexte de relative turbidité dans lequel s'est effectué l'essentiel de la

profondeur, reponsable d'une croissance des édifices. Adey & Burke (1977, p. 72) et Hayward (1982, p. 111) ont montré, respectivement pour des récifs coralliens holocènes et actuels que les Algues rouges ne tolèrent pas la turbidité, car elles ne possèdent pas, au contraire des Coraux, de possibilité d'autonettoyage. Elles colonisent donc les zones turbulentes, formant la crête récifale. De tels environnements n'existaient pas dans les monticules frasniens.



Figure VIII.1: répartition verticale et horizontale des taxa algaires par rapport à un monticule du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville. "3": calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges; "4": calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes; "5": calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores; "6": zone d'abondance maximale des nébuloïdes; "7": calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes; "8": calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires; "9": calcaires gris à Crinoïdes.

# Chapitre 9: ANALYSE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

"An alternative strategy is to approach the interpretation of the buildups via their lateral equivalents." (Lees & coll., 1985 p. 134)

### A. INTRODUCTION

Le lecteur pourrait s'étonner de voir placer un tel chapitre avant l'interprétation détaillée des paléoenvironnements, c'est que l'établissement de courbes lithologiques et leur corrélation ne nécessitent à priori pas d'interprétation (Errera, 1976, p.69-96, auquel je renvoie également le lecteur pour l'exposé des bases de la méthode). En outre, le fait de travailler sur des coupes corrélées entre elles et situées en contexte paléogéographique varié est un moyen puissant d'enrichir et de contrôler une interprétation sédimentologique en termes de paléoenvironnements. "Un lithofaciès individuel ne peut pas être interprété en lui-même: il est trop difficile de tirer une interprétation unique des caractères pétrologiques de tous les faciès particuliers et l'enregistrement stratigraphique est trop fragmentaire pour permettre une interprétation qui résulte de la roche toute seule" (Middleton, 1973, p. 983, cité par Errera, 1976).

A nous donc de réunir, pour une même "époque" ou phase de l'histoire d'un monticule, des données non seulement sur les sédiments qui se déposaient dans son voisinage immédiat, mais également sur ceux qui se déposaient à plusieurs dizaines de kilomètres de distance, dans des zones plus internes de la plate-forme. C'est en réunissant et en comparant ces données que l'on pourra espérer remonter aux processus sédimentaires qui ont présidé à la genèse des sédiments.

Je vais donc, après avoir défini l'ordre des différents termes lithologiques ou lithofaciès, à la fois pour les monticules micritiques et pour les sédiments stratifiés déposés au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, proposer des corrélations séquentielles entre les différentes coupes. Ces corrélations serviront, à petite échelle, à corréler stratigraphiquement les biohermes entre eux et à échelle plus grande, à comparer stratigraphiquement des coupes situées en contexte paléogéographique différent au sein d'un même bassin de sédimentation.

Ces corrélations séquostratigraphiques seront comparées aux corrélations biostratigraphiques sur base des "*Phillipsastraea*".

#### B. CHOIX DE L'ORDRE DES TERMES LITHOLOGIQUES

Le but de cette opération est de tracer une courbe lithologique qui sera à la base des corrélations séquostratigraphiques.

Rappelons quels sont les différents lithofaciès mis en évidence:

#### I. MASSIF DE PHILIPPEVILLE ET BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

Monticules micritiques et sédiments péri- et extra-biohermaux:

- schistes à faune appauvrie (S1);

- schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2);

- calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3);

- calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4);

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5);

 calcaires gris à Brachiopodes et Crinoïdes cimentés par de la calcite fibreuse (nébuloïdes) (S6);

- calcaires gris à fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7);

- calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8);

- calcaires gris foncé à Crinoïdes (S9).

II. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT, SYNCLINORIUM DE NAMUR

#### Sédiments stratifiés:

- schistes et siltites argileuses (N1);

- calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes (N2);

- calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3);

- calcaires bioturbés (N4);

- "loférites" (N5);

- calcaires laminaires (N6).

Bien qu'une analogie apparaisse d'emblée entre certains lithofaciès (calcaires nodulaires à Brachiopodes, schistes), la plupart sont généralement très différents. Il faudra donc établir pour les deux régions, deux successions de lithofaciès différentes. Si l'on veut comparer les courbes lithologiques construites à partir de ces différentes suites de lithofaciès (c'est la "série virtuelle locale" de Lombard, 1972, p.16-17), il faut impérativement que l'ordre des lithofaciès soit choisi en fonction d'une même logique:

"L'ordre des termes lithologiques peut être uniquement arbitraire lorsqu'il s'agit de comparer des coupes voisines (...) possédant les mêmes lithofaciès. (...) Il n'en est évidemment plus de même lorsqu'il s'agit de comparer des séries sédimentaires pour lesquelles les termes lithologiques sont différents. Dans ce cas, le plus courant et le plus intéressant, l'ordre des termes lithologiques doit être choisi en fonction d'une seule et même logique." (Errera, 1976, p. 76).

Cette logique peut être la pesanteur (cas de la "série virtuelle générale" de Lombard, op.cit.), mais peut être aussi, par l'intermédiaire d'une interprétation actualiste reposant sur la loi de Walther (1894, p.979), celle de la succession des lithofaciès au sein d'un "modèle de plate-forme".

Ainsi, si l'on compare les lithofaciès définis au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur aux "Standard microfacies types" de Wilson (1975), dont la disposition dans l'espace au long de la plate-forme définit des "ceintures de faciès" ("facies belts"), on obtient directement un classement des lithofaciès, depuis les zones les plus externes de la plate-forme jusqu'aux zones les plus internes:

- les schistes et siltites argileuses (N1) peuvent être comparées au "SMF-8" "whole fossils wackestones", "shelf facies, open circulation", "quiet water, below normal wave base" (p. 65);

- les calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes (N2) correspondent au "SMF-9" "bioclastic wackestone", "shelf facies, open circulation", "shallow water at or just below wave base" (ibid.);

- les calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) sont équivalents au "SMF-13" "onkoid biosparite grainstone", "shelf facies, open circulation", "shoal environment in agitated water" (p. 65-66);

- les calcaires bioturbés (N4) et les loférites (N5) correspondent au "SMF-19" "laminated to bioturbated pelleted lime mudstone-wackestone grading occasionally into pelsparite with fenestral fabric, loferite", "restricted marine shelf lagoons, protected environment" (p. 68);

- les calcaires laminaires (N6) correspondent au "SMF-20" "algal stromatolite mudstone", "restricted marine shelf lagoons, protected environment" (ibid.).

Le même classement peut être obtenu en rapportant les lithofaciès aux "microfaciès" définis pour la plate-forme givétienne par Préat (1984) et Préat & Mamet (1989).

Nous avons donc ainsi défini l'ordre des termes lithologiques pour les sédiments du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur. La même méthode ne peut être appliquée pour les lithofaciès des monticules micritiques puisqu'aucun modèle théorique, basé sur l'observation de la nature actuelle ne permet de prédire la répartition des faciès.

Il est par contre possible d'utiliser la notion de "multiples séries naturelles" proposée par J. Delfaud (1972, p. 595):

> "Chaque formation, ou chaque type de sédiment, a sa série naturelle propre, qui doit être établie indépendamment des théories génétiques, en considérant uniquement l'ordre réel de succession des faciès dans la nature, en faisant abstraction le plus possible, des modifications diagénétiques".

Cet "ordre réel" peut se définir de la manière suivante:

> "Dans toute série sédimentaire, l'ordre naturel des termes lithologiques est celui qui est statistiquement, le plus fréquemment réalisé" (Errera, 1976, p. 92).

Dans le cas qui nous occupe, qui est un cas idéal d'application de cette méthode, l'ordre des termes lithologiques le plus fréquemment réalisé est celui qui apparaît lorsque l'on observe la succession des lithofaciès du niveau inférieur vers le niveau supérieur d'un monticule. La suite, en zone centrale des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville, est la suivante:

- schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2);

- calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3);

- calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4);

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (\$5), auxquels s'ajoutent en nombre variable les nébuloïdes (S6);

- calcaires gris à fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7);

247

(S2);

- calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3);

- calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4);

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5);

Une autre manière de contrôler la réalité de cette "série naturelle" est de recenser les lithofaciès de transition entre deux lithofaciès donnés (Boulvain & coll., 1987). Quand on exécute ce travail (qui est en général implicitement effectué lors de la définition des faciès), on constate pour la suite de lithofaciès reprise ci-dessus que, si des faciès de transition existent bien entre deux lithofaciès successifs dans la "série naturelle", il n'en existe jamais entre lithofaciès non successifs.

La série virtuelle locale choisie sera donc la suite de lithofaciès la plus complète, celle observée dans la zone centrale des monticules du Massif de Philippeville, à laquelle sera rajouté le lithofaciès des schistes à faune pauvre (S1), en début de série (par analogie avec les "ceintures de faciès" de Wilson, 1975, p. 25-26) et le lithofaciès des calcaires à Crinoïdes (S9) qui n'apparaît qu'en zone périphérique des monticules (pour cette raison, lors de la construction de la courbe lithologique, ce lithofaciès est représenté de manière particulière).

Il va de soi que la méthode des "séries naturelles" appliquée aux termes lithologiques définis au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur donne la même série virtuelle que celle obtenue par comparaison avec un modèle théorique de plate-forme.

- calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8).

En zone périphérique, elle se réduit aux termes suivants:

- schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes

#### - calcaires gris foncé à Crinoïdes (S9).

### C. CORRELATIONS SEOUOSTRATIGRAPHIQUES

#### I. LE PROBLEME DES MONTICULES MICRITIQUES

Il n'y a pas encore eu, à ma connaissance, beaucoup de tentatives de corrélations séquostratigraphiques entre des sédiments stratifiés à dominante détritique ou biodétritique (comme les dépôts du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur) et des sédiments bioconstruits (monticules). J'ai proposé (Boulvain & Coen-Aubert, 1989) de telles corrélations entre un modèle synthétique de monticule micritique du Massif de Philippeville et le bord nord du Synclinorium de Dinant.

Le problème fondamental de ces corrélations est lié à une différence de la dynamique sédimentaire entre les deux types de dépôts: on compare en effet un système dominé par les variations des conditions du milieu (sédiments détritiques et biodétritiques) et un système vivant (bioconstructions) qui possède sa dynamique et sa structuration propre, agissant éventuellement sur le milieu dans lequel il se développe (Hubbard, 1974, p. 145; Sheehan, 1985, p. 46).

De nombreux chercheurs ont essayé de faire la part, dans une succession écologique observée, de la structuration due à des phénomènes extérieurs ("allogène") ou intrinsèque à la communauté vivante ("autogène"). Citons entre autres Shaver (1974), Walker & Alberstadt (1975), Indiana University Paleontology Seminar (1976 a, b, 1980), Shaver & coll. (1978), Williams (1980), Cross & Klosterman (1981), Baria & coll. (1982), Shaver & Sunderman (1983), Delance (1984), Hottinger (1984 b), Mendez-Bedia & Soto (1984) et Macintyre (1985). Ce problème, sans réponse univoque, sera abordé plus longuement dans le chapitre 11, traitant de l'évolution des paléoenvironnements.

Remarquons encore que, même dans le cas d'une succession écologique de caractère allogène, il faut se demander si les variations des facteurs de l'environnement constituent un phénomène général, affectant l'ensemble du bassin ou bien local, affectant uniquement la bioconstruction. Dans ce dernier cas, il est fort possible que ces variations soient liées à l'augmentation de taille de l'édifice qui pénètre

dans des zones de profondeur décroissante. Gardons provisoirement à l'esprit que sédiments biodétritiques et détritiques et bioconstructions n'enregistrent pas de la même façon les variations des conditions du milieu et que certains types de séquence qui apparaissent clairement dans un cas peuvent être totalement obscurcies dans l'autre (Boulvain & Coen-Aubert, 1989, p. 86).

On peut donc s'attendre à ce qu'une séquence "positive complexe" (au sens de Lombard, 1953, fig. 8 p. 15; 1972, p. 202-203; Errera, 1976, fig. 10 p. 60) qui, dans le cas des monticules correspondrait par exemple à la succession des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) - calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (\$5) soit induite par la seule évolution des communautés organiques ou par la seule croissance du bioherme sans aucune modification des conditions générales du milieu (cf. par exemple les trois étapes de la séquence décrite par Mendez-Bedia & Soto, 1984 dans une construction récifale du Dévonien des Monts Cantabriques). Cette séquence positive complexe, en tout cas enregistrée comme telle dans les monticules, correspondrait à une série monotone en milieu extrabiohermal.

Il est par contre évident qu'une séquence négative, exprimée en milieu biohermal par exemple par le passage des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) aux calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) doit correspondre à une variation des paramètres de l'environnement, puisqu'elle ne correspond pas à la "série naturelle" mise en évidence pour les monticules micritiques. On pourrait donc établir comme suit un tableau de correspondance théorique entre séquences en milieu biohermal et en milieu extra-biohermal (tableau IX.1).

Pour chaque type de situation, un mécanisme est envisageable qui fait toujours intervenir, superposés aux variations des condi



Tableau IX.1: correspondance théorique entre types de séquence dans les monticules et en milieu extra-biohermal. Dans chaque cas, un mécanisme explicatif est envisagé.

tions du milieu, des ajustements dus à la croissance propre de l'édifice. Une discussion sera menée sur ce sujet, en rapport avec les stratégies de croissance des communautés organiques dans le chapitre consacré à l'évolution des paléoenvironnements.

Ceci doit néanmoins nous amener à une grande prudence lors de l'établissement des corrélations séquostratigraphiques, en tenant compte des divers cas de correspondance possibles repris au tableau IX.1 et en combinant les données séquentielles aux données géométriques et biostratigraphiques. C'est pour cette raison que j'ai repris sur les tableaux généraux de corrélation (fig. IX.1 et IX.2), les "Faunes" de "Phillipsastraea" définies par Coen-Aubert (1976, par exemple).

#### II. ANALYSE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS

#### 1. Le Massif de Philippeville

La figure IX.1 reprend, à échelle réduite, les différentes coupes levées dans le Massif de Philippeville. Les coupes sont représentées par leur courbe lithologique auxquelles j'ai ajouté des figurés lithologiques; leur positionnement géographique est relatif, d'est en ouest et du nord au sud.

Les calcaires biostromaux "F2gh" sont surmontés par endroit d'un fond durci avant que ne débute, en milieu extra-biohermal, une sédimentation argilo-calcaire. Il s'agit donc, en utilisant la terminologie appropriée, d'une courte séquence négative (que j'appelle ici arbitrairement "le phase") suivie d'une séquence oscillante (2e phase). Au sein de cette série s'observent les biohermes du type "Les Bulants" caractérisés, de leur base vers leur sommet par une séquence positive complexe. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ces biohermes, cette séquence positive complexe se réduit, n'apparaissant plus qu'au sommet de la 2e phase (dans un ordre d'éloignement croissant d'un bioherme, on a la suite des coupes Les Bulants - Tiène à l'Gatte - Neuville B - Neuville A). Cette première séquence positive complexe biohermale se retrouve à Petit-Mont, où elle forme la base des "griottes" inférieures.

Ensuite, en milieu extra-biohermal, on observe une courte séquence négative (3e phase) qui amène à la sédimentaion argileuse

dominante monotone de la 4e phase. La 3e phase est enregistrée en milieu biohermal sous forme d'une grande séquence négative plus ou moins épaisse. Cette séquence forme le sommet des monticules du type "Les Bulants" et est à l'origine de l'apparition des calcaires à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) à Petit-Mont, au-dessus des calcaires à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4), formant la base de la "griotte". La 4e phase est oscillante en milieu biohermal, avec une amplitude faible, jouant entre deux lithofaciès. Elle est suivie assez brutalement par une phase positive complexe (5e phase) qui voit successivement le développement, dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (\$5), puis des calcaires gris à fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8). Cette phase semble correspondre à une monoséquence en milieu extrabiohermal (Neuville A).

La 6e phase est négative, caractérisée en milieu biohermal par une séquence négative complexe, amenant d'abord la récurrence des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5) puis, dans certains édifices, des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) et à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3). En milieu extra-biohermal, la sédimentation est argileuse avec apparition du faciès Matagne.

Ces corrélations confirment les observations du chapitre 6: les deux types de biohermes du Massif de Philippeville ne se sont pas développés à la même époque, même si un certain recouvrement temporel est possible (cas de Petit-Mont). Les monticules du type "Les Bulants" ont connu l'essentiel de leur développement avant que ne s'édifient la plupart des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont".

D'un point de vue géographique, on constate que les monticules du type "Les Bulants" se sont développés plus au nord du Massif de Philippeville que les monticules du type "Les Wayons-Hautmont".



251

Figure IX.1: corrélations séquostratigraphiques entre les coupes du Massif de Philippeville. Les coupes sont rangées d'est en ouest et du nord au sud. "FM": faciés "Matagne"; "d": fond durci.

#### 2. Le bord sud du Synclinorium de Dinant

La figure IX.2 (b) reprend la coupe de Neuville B, située dans le Massif de Philippeville et les différentes coupes levées au bord sud du Synclinorium de Dinant, rangées d'ouest en est. La coupe de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion est située en milieu péri-biohermal; toutes les autres coupes entaillent des biohermes.

La 1e phase est bien marquée dans la coupe du Lion, elle correspond à l'envasement du bioherme "F2h" par des calcaires argileux riches en Coraux. La 2e phase, correspondant à une séquence oscillante en milieu extrabiohermal et à une séquence biohermale positive complexe, se retrouve dans la coupe du Lion, où on observe une oscillation entre calcaires argileux et schistes fins, avec une fréquence d'apparition croissante des calcaires argileux vers le sommet de la coupe. Les édifices de Fort-Condé, Mariembourg, Tiers-Cocrai et Saint-Rémy se sont développés durant la 2e phase.

La 3e phase est marquée dans l'ensemble des coupes par une réapparition de la sédimentation argileuse, précédant la 4e phase qui est une monoséquence (faciès Matagne).

#### 3. Le Massif de la Vesdre

Les corrélations entre une coupe du Massif de Philippeville (celle du Petit-Mont, très complète) et la coupe du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine sont représentées à la figure IX.2 (a).

La le phase, négative, correspond à la fin du dépôt de calcaires laminaires et à l'apparition de calcaires argileux à Coraux; elle est suivie par la 2e phase qui est une séquence positive complexe d'édification biohermale (et qui correspond, en milieu extra-biohermal à la formation du "premier biostrome" sensu Coen-Aubert, 1974 a), avec apparition des calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5). La 3e phase est une séquence négative et s'exprime dans le bioherme de Chaudfontaine, comme dans celui de Petit-Mont, par la récurrence d'un lithofaciès de numéro inférieur dans la série virtuelle locale.

Les 4e et 5e phases sont difficiles à individualiser dans le bioherme de Chaudfontaine. A la place d'une séquence oscillante suivie d'une séquence positive complexe, comme à Petit-Mont, on observe une séquence positive complexe présentant de nombreuses oscillations. Cette séquence correspond, en milieu extra-biohermal, à l'édification du "2e biostrome" (sensu Coen-Aubert, op. cit.). Enfin, la 6e phase est, comme dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant, une grande séquence négative, avec fin de la sédimentation biohermale et réapparition de la sédimentation argileuse.

#### 4. Le bord nord du Synclinorium de Dinant et le Synclinorium de Namur

Les corrélations sont exprimées à la figure IX.2 (a) par rapport à la coupe du Petit-Mont, dans le Massif de Philippeville.

La séquence négative correspondant à la le phase est bien individualisée dans l'ensemble des coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, puisqu'on observe des calcaires bioturbés (N4) et des calcaires laminaires (N6) surmontés de calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes, Lamellibranches (N2); elle est suivie par une courte monoséquence (2e phase), correspondant au dépôt des calcaires argileux (N2), surmontés à Lustin par un fond durci. La 3e phase est une courte séquence négative, suivie de la 4e phase, oscillante avec passage répété des schistes et siltites argileuses (N1) aux calcaires argileux (N2), parfois dolomitiques, comme à Aisemont. On observe ensuite très clairement une grande séquence positive avec, comme terme extrême, l'apparition de calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3), Cette unité est dolomitique à Aisemont; il s'agit de la 5e phase. La 6e phase, négative, est caractérisée dans toutes les coupes par une réapparition des schistes et siltites argileuses (N1).

## D. COMPARAISON AVEC LA BIOSTRATIGRAPHIE

Comparons maintenant les corrélations séquentielles qui viennent d'être établies avec



ш

les corrélations biostratigraphiques sur base des "Phillipsastraea" (Coen-Aubert, 1974 b, 1976, 1982, voir chapitre 3).

#### I. LE MASSIF DE PHILIPPEVILLE

La figure IX.1 montre que la "faune 1" se développe durant la 2e phase en milieu biohermal et extra-biohermal. La "faune 2" qui semble apparaître lors de la 3e phase ne se retrouve pas en milieu extra-biohermal dans les coupes étudiées. Cette "faune" persiste jusq'à la 5e phase, c'est-à-dire jusqu'au niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". La "faune 3" apparaît au sommet du bioherme du Hautmont au cours de la 6e phase et probablement dès la fin de la 5e phase. En milieu péri-biohermal, cette "faune 3" s'observe déjà dans une séquence positive à Neuville A qui correspond logiquement à la 5e phase.

On peut donc dire qu' hormis un léger déplacement de la "faune 3" vers une phase stratigraphiquement antérieure lorsque l'on passe du milieu biohermal au milieu extrabiohermal, l'accord est bon entre les deux types de corrélations.

Remarquons que le nombre de phases clairement identifiables par l'analyse séquentielle est double du nombre de zones à "Phillipsastraea". C'est la finesse de cette division stratigraphique qui permet (associée à des observations de nature géométrique et sédimentologique) de caractériser stratigraphiquement les deux types de monticules identifiés dans le Massif de Philippeville, ce que ne permettait pas la stratigraphie classique, qu'elle soit sur base des Coraux, des Brachiopodes ou des Conodontes.

Enfin, remarquons combien est avantageuse dans le type d'environnement étudié, l'utilisation d'une méthode stratigraphique indépendante des conditions du milieu.

#### **II. LES CORRELATIONS** "TRANSVERSALES" ET LE MASSIF DE LA VESDRE

Les deux types de stratigraphie ont été comparés par Boulvain & Coen-Aubert (1989) pour des corrélations entre un modèle de monticule micritique du Massif de

Philippeville et les sédiments stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant.

La figure IX.2 (b) permet d'étendre cette comparaison au Synclinorium de Namur et au Massif de la Vesdre. On peut constater que la "faune 1" est, au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, également caractéristique de la phase 2, parfois assez réduite, comme à Lustin. La "faune 2" se retrouve dans l'unité calcaire qui correspond à la séquence positive de la 5e phase. La "faune 3" n'a pas encore été observée dans la 6e phase au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur.

Dans le bioherme recoupé par le sondage de Chaudfontaine, la "faune 1" est restreinte à la 2e phase, la "faune 2" apparaît dans les 3e, 4e et 5e phases et la "faune 3" dans la 6e phase. Cette distribution est en parfait accord avec la distribution observée dans les monticules du Massif de Philippeville.

### **E. CONCLUSIONS**

Le classement des lithofaciès définis pour le bord sud du Synclinorium de Dinant, pour le Massif de Philippeville et pour le Massif de la Vesdre d'une part et pour le bord nord du Synclinorium de Dinant, le bord sud du Synclinorium de Namur et la partie orientale du bord nord du même synclinorium d'autre part a été réalisé suivant une même logique et aboutit à la définition de deux séries virtuelles locales.

Cette opération n'a nécessité aucune interprétation paléoenvironnementale et permet de construire des courbes lithologiques objectives. La description des courbes en termes de séquences permet de reconnaître six phases sédimentaires. Plusieurs de ces phases se retrouvent à la fois en milieu biohermal et extra-biohermal dans le Massif de Philippeville et également dans l'ensemble du Synclinorium de Dinant, au bord sud du Synclinorium de Namur, dans sa partie nordorientale et dans le Massif de la Vesdre. Des corrélations séquentielles sont donc établies pour la première fois entre ces différentes régions, au travers de tout le bassin de sédimentation.

La finesse du découpage séquostratigraphique permet de positionner les uns par rapport aux autres les différents monticules du Massif de Philippeville, qui n'ont pas tous commencé à se développer à la même époque. Les monticules du type "Les Bulants" se sont édifiés avant les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et se sont éteints pendant que ces derniers commençaient leur édification (cas du bioherme des Wayons), ou bien la poursuivaient, non sans développer une séquence négative (cas du bioherme du Petit-Mont).

Les monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant sont contemporains des monticules du type "Les Bulants".

L'application de la séquostratigraphie aux corrélations entre les monticules micritiques "F2j" et les sédiments stratifiés détritiques et biodétritiques contemporains montre le caractère dynamique de la réponse d'une communauté organique aux variations de l'environnement.

tive:

A une séquence positive, une monoséquence ou une séquence négative en milieu extra-biohermal peuvent correspondre respectivement en milieu biohermal:

- une séquence positive;

- une monoséquence ou une séquence posi-

- une séquence positive, une monoséquence ou une séquence négative.

A une séquence négative en milieu biohermal doit correspondre une séquence négative en milieu extra-biohermal.

L'accord entre séquostratigraphie et biostratigraphie est globalement bon pour l'ensemble du bassin de sédimentation.

## Chapitre 10: INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

## A. INTRODUCTION

L'interprétation des paléoenvironnements sera basée sur la synthèse des données relatives aux lithofaciès, microfaciès et assemblages et à leur répartition (chapitres 5 et 6), des données issues de la répartition des Algues (chapitre 8) et des organismes ferrooxydants (chapitre 7) et enfin, de la comparaison à l'échelle du bassin de coupes corrélées stratigraphiquement (chapitre 9).

Si les renseignements que l'on peut déduire de la paléoécologie particulière de chaque fossile sont très fragmentaires étant donné leur ancienneté (une analogie stricte avec des formes vivantes ne devrait se faire qu'au niveau spécifique), les données issues de l'analyse des communautés organiques, qui présentent un caractère plus permanent dans l'histoire géologique, peuvent se révéler extrêmement précieuses. Pour citer un exemple, une communauté à Eponges, Bryozoaires et Brachiopodes sera systématiquement située en milieu plus profond qu'une communauté à Algues et Coelentérés constructeurs et ce, aussi bien au Silurien (récifs de l'Arctique canadien, Narbonne & Dixon, 1984, p. 47) qu'au Frasnien (Wilson, 1975, p. 145; Canning Basin, Australie, Playford, 1981, p. 13) ou qu'à l'époque actuelle (côte nord de la Jamaïque, Land & Moore, 1977; Golfe d'Aqaba, Hottinger, 1984 et comm. orale).

A ces données d'origine écologique s'ajoutent des renseignements d'ordre physique (turbulence du milieu de sédimentation, existence d'une pente locale,...) auxquels on accède par l'observation de certains caractères du sédiment (litage, granulométrie, etc...) et auxquels on peut appliquer un raisonnement actualiste et des renseignements d'ordre diagénétique (type et répartition des ciments, présence de dissolution) qui permettent de déceler d'éventuelles variations du niveau marin (Purser, 1980, p. 316-323). Toute interprétation d'un faciès en terme de paléœnvironnement devra finalement tenir compte de l'interprétation que l'on aura donné aux faciès qui lui sont géométriquement liés au sein de l'édifice sédimentaire et stratigraphiquement contemporains au sein du bassin de sédimentation.

Dans ce chapitre, je passerai en revue les différents faciès décrits précédemment et proposerai une interprétation en terme de paléoenvironnement. Ces faciès seront comparés à des faciès analogues décrits dans la littérature.

## B. INTERPRETATION DES FACIES DES MONTICULES MICRITIQUES

#### I. LE SOUBASSEMENT

Le soubassement des monticules est observable à Petit-Mont, Les Bulants, Tiène à l'Gatte, les Wayons, Fort-Condé et dans le bioherme du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine.

#### 1. Les calcaires argileux infra-biohermaux

Le développement des édifices a débuté au-dessus des schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2). Les organismes les plus abondants y sont les Eponges, les Brachiopodes, les Bryozoaires (particulièrement les formes branchues), les Crinoïdes, les Lamellibranches et les Egosiella. Cette communauté organique peu diversifiée, dépourvue d'Algues, se développe dans un environnement où se déposent des argiles. La continuelle décantation, associée à l'existence de formes fragiles comme

Egosiella(1), les Crinoïdes et les Bryozoaires branchus témoignent d'une agitation du milieu très faible à nulle (voir exemples dans Macurda & Meyer, 1977; Dromart, 1989, p. 32, 34; Jansa & coll., 1989, p. 730).

La nature même de la communauté organique plaide en faveur d'un environnement "profond", situé sous la zone photique: dans la nature actuelle, on observe souvent le passage d'une communauté à Coelentérés constructeurs-Algues à une communauté à Eponges-Bryozoaires avec l'accroissement de la profondeur (Land & Moore, 1977, p. 57, 61; Neumann & coll., 1977; Longman, 1981, p. 32; Hottinger, 1984 a, b, comm. orale; Reed, 1985) et les Eponges hexactinellides actuelles vivent dans des eaux profondes (Hartman, 1977, p. 127; supérieures à 200 m, Fagerstrom 1977, p. 290; supérieures à 100 m, Dromart 1989, p. 34).

Outre ces données sédimentologiques et actualistes, un rapide aperçu de la littérature consacrée aux monticules micritiques montre que des lithofaciès extra- ou péri-biohermaux comparables sont situés sous la zone d'action des vagues et sous la zone photique: calcaires du Dinantien moyen à spicules, Foraminifères, Ostracodes et quelques Crinoïdes (Derbyshire, Royaume-Uni; Bridges & Chapman, 1988, p. 141); calcaires nodulaires à Brachiopodes, Crinoïdes, "lumps" du Silurien (Canada; Narbonne & Dixon, 1984, p. 27); calcaires argileux à Bryozoaires, Brachiopodes, Trilobites, Crinoïdes, Eponges siliceuses de l'Ordovicien (Virginie, USA; Read, 1982, p. 204); calcaires argileux niagariens à Brachiopodes, Bryozoaires, Trilobites (région des Grands Lacs, USA; Lowenstam, 1950, p. 452), etc...

Si l'absence d'Algues plaide effectivement pour une sédimentation sous la zone photique, la présence de Coraux n'est pas contradictoire. On sait en effet que les Coraux "bâtisseurs" actuels sont hermatypiques et vi-

vent dans la zone photique suite à leur symbiose avec les Zooxanthelles. Sous la zone photique cependant, dans la plupart des océans du monde, vivent des Coraux ahermatypiques qui ne possèdent pas ces symbiotes et dont la croissance est nettement plus lente que celle des Coraux hermatypiques (Teichert, 1958; Neumann & coll., 1977; Mullins & coll., 1981; Hottinger, 1984 a, b; James & Macintyre, 1985, p. 32). Les Coraux frasniens ne possédaient-ils pas de symbiotes algaires? L'inverse n'est en tout cas pas prouvé actuellement (Rosen, 1977). Cette hypothèse pourrait rendre compte de la faible compétitivité en eau peu profonde de certains Coraux frasniens face aux Stromatopores et aux Algues.

Il ne faut cependant pas perdre de vue que la "profondeur de la zone photique" est variable suivant le type d'Algue considérée, puisque la pénétration de la lumière dans l'eau est notamment variable suivant la longueur d'onde. Fagerstrom rapporte que la base de la zone photique est située, en eau peu turbide, à 150 m pour Halimeda, 125 m pour les Algues rouges corallines et 100 m pour les Zooxanthelles (1987, p. 47). Reed observe des Coraux hermatypiques jusqu'à une profondeur de 150 m dans des eaux claires (1985, p. 253) et remarque qu'il s'agit de formes lamellaires, ce qu'il attribue à une adaptation à la faible clarté. Skompski (1987) rapporte que les Dasycladacées s'observent sporadiquement jusqu'à 90 m et Pratt (1982, p. 1204) que les Algues bleu-vertes peuvent croître en eaux claires jusqu'à un profondeur de 100 m. Flügel (1982, p. 333) remarque que les Algues bleu-vertes se développent surtout jusqu'à 30 m de profondeur. Lors de l'évaluation de la paléoprofondeur au début de l'édification des biohermes "de marbre rouge", il faudra évidemment tenir compte du degré de turbidité des eaux qui influence fortement la pénétration de la lumière.

Intéressons-nous maintenant aux microfaciès constitutifs de ces calcaires argileux. Leur caractéristique commune est la bioturbation; les terriers horizontaux emplis de sédiments dominent, indiquant la présence d'une endofaune détritivore. Ce type de faune est considérée par de nombreux auteurs comme "relativement profonde" (voir par exemple Reineck & Singh, 1980, p. 165) et sa présence permet en tout cas de conclure au caractère aérobique de la partie superficielle du sédiment et, bien sûr, des eaux à son contact (Morris, 1979, 1980; Raiswell & coll., 1987).

Les microfaciès les mieux représentés 2. Comparaison avec d'autres édifices sous la base des biohermes sont les mudstones à spicules d'Eponges et aussi les wackestones et packstones bioclastiques. Ces bioclastes (Crinoïdes, spicules, Brachiopodes, Lamellibranches, etc...) sont de même nature que la communauté organique indigène (chapitre 5). En l'absence d'agitation continuelle des eaux, il faut attribuer la formation des bioclastes à une action organique. Ces bioclastes, associés à des "boules de boue" sont groupés en passées. La formation de ce type de sédiment est liée, d'après certains auteurs, à des coulées de débris à petite échelle (Dromart, 1989, p. 30) provenant de zones légèrement surélevées du fond marin (n'oublions pas que la pente d'équilibre de la boue est de l'ordre de 2°, Longman, 1981, p. 35; 1° à 4°, Lewis in Reineck & Singh, 1975 p. 387). Certaines boules de boue peuvent être isolées par une action bioturbatrice préalable à leur remaniement (Dromart, op. cit. p. 29). On ne peut non plus exclure l'influence d'augmentations temporaires de la turbulence (Sepkoski, 1982), éventuellement suite à des tempêtes (Kreisa & Bambach, 1982). Les perturbations apportées par la bioturbation sur l'organisation du sédiment ne permettent pas une attribution plus précise de ces structures.

On remarque aussi que beaucoup de bioclastes (spécialement les Crinoïdes) sont bioérodés, très probablement par des Eponges. Ceci témoigne à la fois de la lenteur de la sédimentation et de la relative profondeur du fond marin (Warme, 1977 p. 264 montre que les Eponges ne sont les principaux lithophages qu'à partir de la profondeur de 70 m). On observe par endroit un fond durci.

Le bioherme de Chaudfontaine surmonte également des calcaires bioclastiques. plus riches en constructeurs et vraisemblablement moins argileux que dans les autres monticules étudiés.

Même dans le cas du monticules des Wayons qui est presque complètement encaissé par des schistes fins, le soubassement est formé par des calcaires argileux.

Les monticules "de marbre rouge" semblent donc s'être développés sur un substrat mou, colonisé par des Eponges, des Coraux branchus, quelques Bryozoaires branchus et Crinoïdes.

261

La littérature abonde en descriptions de "soles" de biohermes. Dans la majorité des cas, les édifices se sont développés sur un substrat sableux, généralement formé de fragments de Crinoïdes: édifices ordoviciens à Bryozoaires et Stromatactis du Tenessee: grainstones et packstones à Crinoïdes, Bryozoaires et Algues (Alberstadt & coll., 1974 p. 1174; Ruppel & Walker, 1982, p. 1058-1060); biohermes dévoniens à Coraux et Stromatopores des Monts Cantabriques: grainstones à Crinoïdes (Van Loevezijn, 1987); monticules triassiques à Coraux et Eponges du bassin catalan: "sables carbonatés" (Calvet & Tucker, 1988); "récifs" siluriens à Stromatactis, Coraux, Stromatopores de la région des Grands Lacs (USA): "sable" à Crinoïdes (Textoris & Carozzi, 1964, p. 423-424); monticules algaires carbonifères de l'Arctique canadien : grainstones à Crinoïdes (Davies, 1977) pour n'en citer que quelquesuns. On peut également se référer à la synthèse de Burchette (1981, p. 122) qui montre que beaucoup d'édifices récifaux dévoniens d'Europe ont commencé leur développement sur des "sables" crinoïdiques. D'autres exemples de "soles" de monticules incluent des fonds durcis ou des arrêts de sédimentation (Walker & Alberstadt, 1975 p. 242; Bernier & Gaillard, 1983 p. 12: biohermes à Spongiaires du Jurassique du Jura); un soubassement à Coraux lamellaires (Maurin & coll., 1981: monticules "microbiens" cénomaniens du sud-est de la France); un niveau bréchique (Mountjoy & Riding, 1981 p. 303: biohermes dévoniens à Renalcis et Stromatopores des Rocheuses, USA): un sédiment fixé par des Bryozoaires branchus (Cuffey, 1977; Lees & coll., 1985 p. 142; Lees & Miller, 1985 p. 167: monticules waulsortiens).

Le soubassement des monticules waulsortiens présente certainement le plus d'analogies avec celui des monticules "de marbre rouge" frasniens. Remarquons néanmoins que sous ces derniers, les Eponges dominent nettement les Bryozoaires. Il ne faut probablement pas s'étonner de l'absence, dans un environnement calme, d'un substrat "sableux" à la base des monticules. Ce substrat n'est indispensable que dans un milieu où l'agitation des eaux empèche la formation d'un fond boueux stable où peuvent se fixer les larves des futurs constructeurs.

^{(1):} à part l'évidence fournie par cette contrainte de solidité mécanique, l'utilisation morphoécologique des Coraux doit être entreprise avec prudence; outre le fait que des eaux calmes sont caractéristiques de milieux très différents, les études de l'Actuel montrent que, contrairement à l'opinion anciennement admise (cf. Lecompte, par exemple), des formes tabulaires (Hubbard, 1974, fig. 4 p. 151) et des formes branchues robustes (Grows & coll., 1977, fig. 9 p. 143) peuvent également se développer en eaux très agitées.

#### II. LA BOUE CARBONATEE DES MONTICULES

#### 1. Son origine

L'existence d'une "anomalie" carbonatée au sein de sédiments argileux (cas des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" et "Saint-Rémy") implique évidemment un processus d'accumulation locale de boue calcaire. Trois processus peuvent être envisagés:

- une accumulation hydrodynamique du type "banc" ou "dune";

- une accumulation de boue à l'intervention d'organismes filtrants;

- une accumulation locale de boue produite in situ.

La première hypothèse a été réfutée depuis de longues années (voir par exemple Lecompte, 1936 p. 80). Aux arguments "classiques" d'absence de critères de transport (pas d'abrasion des particules, présence de structures délicates conservées tels que réseaux spiculaires) et d'absence de courants (pas de "ripple marks" ni de granoclassements), on peut ajouter ceux-ci: existence d'une zonation écologique, présence de nombreux organismes en position de vie, morphologie et taille comparables des divers édifices, etc...

Les deux dernières hypothèses ne sont évidemment pas mutuellement exclusives et on peut imaginer sans peine des monticules où piégeage de boue carbonatée et production locale contribuent également à l'édification. Je pense cependant que le piégeage de boue importée n'était pas un processus important d'édification des monticules "de marbre rouge", pour les raisons suivantes:

- absence de critères de courants de fond;

- pas de zonation écologique asymétrique des édifices, tout au moins à leur base. Ceci est à opposer à la forte asymétrie de monticules dont la croissance résulte du piégeage du sédiment transporté par des courants de fond. Thomsen (1976), par exemple, décrit des monticules daniens à Bryozoaires et Eponges, au Danemark, dont la zone "face au courant" est constituée de wackestones à organismes en

position de vie et la zone "sous le courant" de packstones bioclastiques.

262

Il faut donc imaginer un phénomène de production et de dépôt de la fraction carbonatée in situ. Parmi les différents processus de formation de boue carbonatée, on peut citer:

- précipitation chimique de calcite crypto-cristalline. La formation de ce type de ciment n'est pas signalée dans le milieu relativement profond dans lequel semblent se développer les édifices (Purser, 1980 p. 245; Hewitt & Cuffey, 1985 p. 604). De plus, des structures résultant de déformations plastiques de la boue sont présentes (fig. IV.12);

- désagrégation mécanique ou biologique de squelettes d'organismes carbonatés. Dans les récifs actuels à Coelentérés, Warme (1977, p. 276) rapporte que les trois principales sources de fragments calcaires sont la fragmentation de squelettes articulés, l'érosion par les vagues et la bioérosion. Dans le cas qui nous occupe, nous pouvons éliminer les deux premiers processus puisque, au moins dans les niveaux inférieurs des monticules, l'agitation des vagues n'est pas sensible et on n'observe pas d'Algues articulées. La bioérosion, quoique importante actuellement dans beaucoup de zones à faible agitation depuis les complexes récifaux à faible profondeur jusqu'aux grands fonds océaniques (Adey & Burke, 1977 p. 72; Tudhope & Risk, 1985 p. 446) nécessite un substrat pour s'exercer: dans les niveaux inférieurs des biohermes, la rareté des bioclastes permet d'éliminer cette hypothèse;

- précipitation bio-chimique de carbonates. La formation de carbonates par des Bactéries est actuellement "très à la mode", mais depuis longtemps, de nombreuses expériences ont été tentées pour mettre ce phénomène en évidence in vitro: citons entre autre les travaux de Lalou (1957), Oppenheimer (1961), Malone & Towe (1970), Ramos-Cormenzana (1975), Ramos-Cormenzana & coll. (1980), Van Laer (1988), Castanier & coll. (1989). On peut également consulter les revues bibliographiques de Malone & Towe (op. cit.) et Chafetz (1986) qui recensent les nombreuses expériences de laboratoire où l'on a observé la précipitation de carbonate par des Bactéries. Il faut signaler ici que certaines morphologies de cristaux carbonatés, considérées par certains auteurs comme d'origine bactérienne, (voir les "dumbells" décrits par Van Laer, 1988, pl. I b p. 144) ont été interprétées par d'autres auteurs (Cailleau &

coll., 1980) comme des structures liées à la transformation de vatérite instable en aragonite (op. cit., pl. I p. 84). Une grande prudence s'impose donc dans l'interprétation des données morphologiques. D'autres auteurs ont observé dans des sédiments actuels "naturels", des structures attribuables aux Bactéries: Friedman & coll. (1973) en environnement hypersalin par exemple. Récemment, certains auteurs ont tenté de mettre en évidence des Bactéries carbonatogènes dans l'Ancien: citons Beauvais & coll. (1985), Maurin & coll. (1985), Camoin & Maurin (1988), Van Laer (1988), Camoin & coll. (1989). Ces études, basées sur des observations morphologiques, ne sont pas réellement convaincantes (voir par exemple les photographies MEB présentées par Camoin & coll., op. cit.) et semblent perdre de vue qu'en environnement carbonaté, dès que débute la diagenèse, la forme et la taille des cristaux de calcite qui constituent la micrite sont irrémédiablement modifiées (Purser, 1980 p. 53). Mes propres observations au MEB de divers types d'échantillons de matrice micritique ne montrent que des cristaux de calcite dont le néomorphisme a détruit toute morphologie pré-diagénétique. La mise en évidence d'une précipitation bactérienne de la boue carbonatée ne peut se faire à mon avis dans l'Ancien que sur base d'arguments "par défaut": c'est l'absence d'un autre mécanisme envisageable qui laisse supposer pour les monticules micritiques frasniens une origine microbienne de la micrite.

#### 2. Etat physique de la boue carbonatée des biohermes

J'entends bien entendu état physique de la "boue" durant la période écoulée entre le dépôt et le début de la diagenèse. De nombreuses observations effectuées dans les niveaux inférieurs, moyens et sommitaux des monticules permettent d'avoir des indications concernant la rhéologie des sédiments:

- existence de déformations plastiques du sédiment (Beauchâteau, fig. IV.12; Les Croisettes; Maudoux-Mousty) avant cimentation des géopètes par de la calcite fibreuse;

- peu ou pas d'intraclastes incorporés dans le sédiment;

- ouverture du sédiment sous l'action de compressions latérales (zebra, sills neptuniens);

pitre "diagenèse");

les Stromatactis);

niens.

On doit donc admettre que le sédiment possédait, peu après son dépôt, à la fois une plasticité suffisante pour permettre des déformations du type "slump" et une cohérence suffisante pour que se maintiennent ouvertes certaines cavités et une pente sédimentaire supérieure au talus d'équilibre. On pense inévitablement à une consistance du type "gel", probablement liée à la présence dans le sédiment originel de matière organique et de colonies bactériennes (carbonatogènes et ferrooxydantes). Cette hypothèse sera développée dans le paragraphe consacré à l'origine des Stromatactis. Par contre, après un laps de temps difficile à quantifier, mais probablement assez court, une certaine lithification semble réalisée. L'exemple de brèches dans un "dyke neptunien", cité plus haut montre (chapitre 5) des éléments indurés de calcaire rose à Coraux, Crinoïdes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) et de calcaire gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7), "emballés" dans une matrice constituée du lithofaciès S5. Dans ce cas, la lithification semble très précoce, de même pour des fisures recoupant des fossiles et cimentées par de la

- sédimentation interne active même après le début de la cimentation;

- néomorphisme tardif de la micrite (cf. cha-

- colonies coralliennes basculées;

- existences de fissures à épontes irrégulières, contournant les éléments figurés;

- existence de fissures cimentées par de la calcite fibreuse et recoupant des Coraux;

- persistance de cavités ouvertes (notamment

- maintient de pentes plus élevées que le talus d'équilibre de la boue (de l'ordre de 2°, Longman, 1981 p. 35);

- présence de brèches dans des dykes neptu-

Si les quatre dernières observations peuvent laisser supposer une lithification précoce de la boue carbonatée, les sept premières montrent qu'au moins une partie de la boue a gardé sa mobilité et qu'une bonne partie du sédiment est demeuré non lithifié un certain temps après son dépôt.

calcite fibreuse (chapitre "diagenèse"). Il est évidemment très difficile de déterminer si la lithification de la boue du bioherme a progressé régulièrement suivant un "front", éventuellement situé à distance constante de la surface de l'édifice en accrétion, si elle s'est produite irrégulièrement à certaines époques "favorables" ou bien encore, si seules certaines zones du bioherme ont été lithifiées précocement; ce problème sera discuté plus loin dans le chapitre 12.

#### **III. L'ORIGINE DES STROMATACTIS**

Avant de tenter une interprétation en terme de paléoenvironnement des niveaux inférieur et sommital (biohermes du type "Les Wayons-Hautmont") des monticules micritiques, caractérisés pour la majorité d'entre eux par des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges et des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes, il est indispensable de comprendre l'origine des Stromatactis.

#### 1. Revue bibliographique

Il me semble nécessaire, tant le problème de l'origine des Stromatactis a suscité de controverses, d'ouvrir une parenthèse et de faire le point sur nos connaissances concernant ces structures énigmatiques (on peut se référer également aux revues bibliographiques de Heckel, 1972, p. 7-8; Wilson, 1975, p. 162-164; Bathurst, 1982, p. 166-167; Pratt, 1982, p. 1207-1209; Flügel, 1982, tabl. 21, p. 220-221 ou Tsien, 1985, tabl. I et p. 275-276; notons que les tableaux récapitulatifs de ces deux derniers auteurs sont entachés de plusieurs inexactitudes).

Rappelons (chapitre 5) que depuis les études classiques de Dupont (1881, 1882, 1885) et Lecompte (1937), un certain consensus s'est fait sur la nature de la calcite fibreuse qui forme le "squelette" des Stromatactis: il s'agit d'un ciment, précipité soit dans un vide du sédiment, soit au sein d'un matériel quelconque, éventuellement en remplacement d'une phase carbonatée instable.

Examinons d'abord les contributions des tenants de l'hypothèse d'un ciment précipité au sein d'un matériel quelconque. Il n'y a pas passage par un stade où existe un "vide".

#### a. Les Stromatactis sont des structures diagénétiques résultant de la recristallisation de la micrite

Cette hypothèse a été principalement défendue par Black (1952) pour des Stromatactis ("reef-tufa") provenant de divers calcaires "récifaux" carbonifères d'Angleterre et par Ross & coll. (1975) qui ont étudié des monticules micritiques ordoviciens du Nevada.

Ces auteurs montrent que certains éléments figurés (notamment des Bryozoaires, des lumps, des Ostracodes) sont suspendus dans la calcite fibreuse (Ross & coll., p. 22 et 35; Black, p. 197), que certains présentent un début de recristallisation (Black, p. 199), que les mêmes organismes se retrouvent dans la matrice et dans les Stromatactis (*ibid.*) et enfin, que la composition chimique et isotopique de la calcite fibreuse et de la micrite est identique (Ross & coll., p. 33).

Ces observations sont utilisées pour démontrer une origine de certains Stromatactis par recristallisation locale de la micrite. On peut rapprocher de cette théorie les observations de Cross & Klosterman (1981) qui montrent que certains Stromatactis peuvent provenir du néomorphisme de stromatolithes et de la boue environnante (monticules micritiques permiens du Nouveau-Mexique, USA).

#### b. Les Stromatactis sont des structures liées à la décomposition d'Algues

De nombreux auteurs ont défendu cette hypothèse. C'est l'interprétation proposée dans un premier temps par Lecompte (1937) pour les Stromatactis "géants" de la carrière de Bergnonry (écrit "Bernionri" dans l'annexe I; Frasnien, Vodecée). Il a découvert dans ces structures des Bryozoaires branchus qui, dit-il:

> "se sont trouvés emprisonnés, en position de vie, dans une substance organique dont la décomposition rapide a fourni le carbonate ammonique qui a déterminé la précipitation du carbonate calcique de l'eau marine. On est assez naturellement porté à penser à des Algues enveloppantes autour de ces colonies délicates (...) [ce qui] pourrait, dans une certaine mesure, expliquer la forme

particulière des "Stromatactis" (...)." (Lecompte, 1937, p. 9; voir aussi 1954, p. 157 et 1958 a, p. 1057).

Par la suite, Lecompte se contentera d'attribuer les Stromatactis à un organisme à corps mou indéterminé (1959 b, p. 62), en insistant sur leur zonation au sein des biohermes qui semble correspondre à des conditions bathymétriques particulières (1954, p. 157; 1959 b, p. 62).

Prentice (1950, p. 179) proposera la même interprétation pour des "bandes à structures fibro-radiaires" de monticules du Staffordshire (Royaume-Uni), de même que Bellière (1958, p. 126) pour les Stromatactis du "récif de marbre rouge" famennien de Baelen (Belgique). Bellière propose quelques arguments intéressants, d'abord pour repousser l'existence d'une cavité transitoire (p. 124):

> "[Cela] (...) impliquerait l'existence originelle de vides occupant dans certains cas près de la moitié du volume total de la roche (...). On a vu de plus que les Stromatactis renferment en leur sein des articles de Crinoïdes et autres fossiles.";

ensuite pour repousser l'idée d'une recristallisation de la micrite (p. 124-125):

> "(...) on a vu que même dans les calcaires fortement colorés, la teinte rouge fait toujours complètement défaut dans les Stromatactis. Si ceux-ci étaient le résultat d'une recristallisation du sédiment rouge, il faudrait admettre que ce processus de recristallisation ait fait complètement disparaître le pigment coloré (...). En second lieu, les éléments détritiques terrigènes (...) qui sont toujours présents en faible quantité dans le sédiment organo-clastique font systématiquement défaut au sein des Stromatactis. En troisième lieu (...) On voit (...) que les Stromatactis semblent liés à un milieu sédimentaire bien déterminé."

Pour Tsien (1980), les Stromatactis sont des organismes constructeurs qui présen-

Lowenstam remarque la forme irrégulière de certaines digitations des Stromatactis, avec des expansions latérales et des rentrants. Il attribue cette morphologie (comme plus tard Tsien) à la succession de périodes plus ou moins favorables à leur croissance (p. 459); les périodes favorables sont caractérisées par un taux de sédimentation faible et permettent un étalement des Stromatactis; les périodes défavorables, à taux de sédimentation élevé, induisent une croissance essentiellement verticale.

Plus récemment, Otte & Parks (1963) ont proposé une origine pour les Stromatactis de biohermes permiens du Nouveau-Mexique: il s'agirait d'un phénomène de cristallisation de ciment dans l'espace intercellulaire d'un constructeur hypothétique, non calcifié (p. 394). L'arrangement actuel des cristaux de calcite serait un reflet de l'anatomie originelle de l'organisme, modifié éventuellement par des processus de recristallisation ou d'aggradation cristalline (ibid.). De même, les inclusions noires de matière organique dans le ciment seraient des reliques de la matière organique originelle de l'organisme (p. 392). Otte &

tent des variations écologiques (p. 90-91) et qui sont "aptes à piéger et à fixer les sédiments pour former des boundstones (...) leur forme est comparable à celle des Stromatoporoïdes et des Coraux (...). L'origine de ces organismes est donc organogène et probablement algaire." (p. 94-97).

#### c. Les Stromatactis sont des structures liées à la recristallisation d'organismes métazoaires constructeurs

Il s'agit de l'hypothèse bien connue de Lowenstam, avancée pour expliquer la morphologie "interne" en lamines et piliers des Stromatactis des "récifs" siluriens de la région des Grands Lacs (USA) (1950, p. 439):

> "the (...) closely spaced, thin laminae which make up the ribbons are separated by short, closely spaced, vertical, pillar-like structures. Although there is thus no question as to their organic origin, it is not as yet certain whether these structures are Stromatoporoïds of the Clathrodictya type or algae of the Solenopora type (...)".

Parks rejettent une origine par recristallisation de la matrice au vu des contacts nets entre micrite et Stromatactis (p. 385). Ils rejettent également l'existence temporaire de cavités car ils ne trouvent aucun sédiment interne (p. 393) et la proportion de *Stromatactis* par rapport à la matrice (plus de 75 %, p. 385) leur semble trop élevée pour que puissent se maintenir ouverts des vides dans le sédiment.

Ces auteurs proposent une classification morphologique des Stromatactis: "globular", "tabular", "finger-like" et "massive irregular".

## croorganiques recristallisées

Cette hypothèse a été avancée par Tsien (1984, p. 7.22 et 1985) pour les Stromatactis des monticules micritiques frasniens belges. Il suggère que la calcite des Stromatactis résulte du remplacement de colonies microbiennes: "(...) sparry calcite results from replacement of different stages of microbial accretions." (1985, p. 283) sans passage par un "vide", car on y trouve des inclusions d'organismes isolés au sein de la calcite fibreuse. Il mentionne également comme preuve la présence de *Stromatactis* dans des "shales" "non cimentés" qui n'auraient pu avoir une cohésion suffisante pour que se maintienne ouvert un système de cavité. Enfin, après avoir proposé une classification des Stromatactis basée sur la nature de la "calcite sparitique" (ce que j'appelle "calcite fibreuse") (id. p. 282-283), il conclut en suggérant un équivalent actuel des Stromatactis en Revularia biasolettiana et R. haematites qui forment des concrétions carbonatées.

De nombreux auteurs ont suggéré par contre que la formation des Stromatactis passait par l'existence temporaire d'une cavité ou d'un système de cavités interconnectées. Pour ces auteurs, le principal problème à résoudre est la nature du processus à l'origine de la cavité, la calcite fibreuse qui l'a cimentée ayant été précipitée ensuite chimiquement ou biochimiquement. On peut ainsi distinguer parmi les divers processus proposés, des mécanismes physiques et des mécanimes organiques. Voyons d'abord ce dernier cas.

#### e. Les cavités sont dues à la disparition d'organismes "à corps mou" indéterminés

C'est l'une des hypothèses les plus anciennes, puisqu'elle a été avancée par Delhaye (1908 a, p. 248-249: "(...) le vide qui a été ultérieurement l'objet de ce remplissage est d'origine organique; peut-être correspondil à des organismes dont le squelette chitineux n'a pas été conservé par la fossilisation?"), Maillieux (1913 a, p. 78; 1913 b, p. 115-116) et également Dumon qui, après s'être étonné, dans un premier temps que ces structures soient dues à des animaux à corps mou (1929, p. 169), se ralliera à cette hypothèse (1957, p. d. Les Stromatactis sont des colonies mi- 3; 1964, ch. 30). Dumon note que dans les monticules, les Stromatactis paraissent toujours s'être développés à un niveau bien particulier (1929, p. 167).

> Relevons également l'intéressante analyse de Bathurst (1959) qui, après avoir décrit minutieusement les Stromatactis, leur cimentation et les remplissages géopètes dans des "récifs" mississippiens du Lancashire (Royaume-Uni), conclut à une origine organique, modifiée par érosion interne et dépôt des sédiments érodés (op. cit., p. 519) "The primary cavities may have been molds of an organism which decomposed after burial. Modification of the initial cavities by internal erosion, solution and redeposition may have led to their present complex labyrinthine pattern".

> C'est une origine un peu similaire que Lees (1964) attribue aux Stromatactis des monticules waulsortiens d'Irlande; des cavités laissées par la décomposition d'organismes (Algues?, Eponges?) sont modifiées par effondrement partiel de zones légèrement indurées ("lumps"), formant "pont" ou "clef de voûte" (op. cit., p. 522). Dans ces cavités se sont déposés des sédiments internes, responsables de l'allure géopète de la base des futurs Stromatactis. Ces sédiments étaient à l'origine piégés dans les structures organiques. Dans une publication ultérieure, Lees et Miller (1985), insistent sur le rôle des Bryozoaires fénestellidés qui "arment" la micrite, comme des tiges de fer arment le béton, et seraient responsables de la persistance des plus grandes cavités. Dans les faciès où les Eponges l'emportent sur les Fénestelles, les cavités seraient plus petites (op. cit., p. 175).

Wallace (1987) qui attribue la forme des Stromatactis à un phénomène d'érosion-sédimentation à partir d'un vide d'origine organique (op. cit., p. 700). Par suite du mouvement des fluides au sein des monticules, des effondrements du toit des cavités fournissent des sédiments qui s'empilent à leur base. La cavité "migre" ainsi progressivement, par effondrements et remplissages successifs vers le haut, un peu à la manière des "fontis", jusqu'à ce qu'il ne se produise plus d'effondrement du toit, soit parce que la cavité butte contre une structure rigide (coquille, par exemple), soit parce que le degré de cohésion de la "boue" a dépassé un seuil critique. La base plane des Stromatactis est ainsi expliquée par la sédimentation interne et le sommet digité par des différences à petite échelle de cohésion du sédiment (op. cit., p. 698). La morphologie des Stromatactis est contrôlée par l'abondance des éléments figurés et l'état de cohésion du sédiment.

#### f. Les cavités sont dues à l'érosion synsédimentaire de boue non liée, entre des tapis cryptalgaires.

Cette hypothèse a été proposée par Pratt (1982) pour rendre compte des Stromatactis des monticules micritiques phanérozoïques. Il imagine des tapis stromatolithiques ou thrombolitiques recouverts périodiquement par des apports de sédiment. Ce processus donne naissance à une structure répétitive boue-tapis si les apports sont épisodiques (op. cit., p. 1219) ou à une structure réticulée si les apports de sédiment sont continus (id. p. 1221). Les tapis algaires sont cimentés rapidement sur le fond marin et périodiquement, par suite d'une érosion sous-marine, la boue non consolidée est emportée, laissant des cavités ouvertes entre les tapis. Dans ces cavités, futurs Stromatactis, se déposent des sédiments internes et précipitent divers types de ciments (id., fig. 16, p. 1220). Pratt suggère que c'est à la pérennité, dans l'histoire géologique, des formes de vie simples à l'origine des tapis cryptalgaires que l'on doit l'extension stratigraphique considérable des Stromatactis. depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (id. p. 1222).

On peut rapprocher de ce processus de formation, l'hypothèse de Coron & Textoris, formulée en 1974. Ces auteurs ont montré que les filaments algaires ou cyanobactériens non

p. 1250).

267

d'Eponges

(*ibid*.)...

893).

Signalons également la contribution de calcifiés sont ubiquistes dans certains monticules micritiques (ils isolent ces filaments par dissolution du calcaire, op. cit., p. 1248-1249) et pourraient, en assurant la cohérence de la boue, être responsables de la formation de "ponts", isolant des cavités. Après remplissage partiel par des sédiments internes, ces cavités donneraient naissance à des Stromatactis (id.

## g. Les cavités sont liées à la présence

C'est l'hypothèse de Bourque & Gignac (1983), qui ont étudié des Stromatactis dans des monticules micritiques siluriens de Gaspésie (Québec). Leurs observations semblent montrer que dans ces calcaires, les seuls éléments figurés associés aux Stromatactis sont des spicules d'Eponges. Ces spicules sont présents en grande quantité, malgré l'absence de restes identifiables d'Eponges (1983, p. 523). De plus, la matrice possède souvent, près des Stromatactis, un aspect "pelletoïdique" très semblable au "tissus" de certaines Eponges (op. cit., p. 526), qui pourrait être dû à la dégradation d'un réseau spiculaire (id. p. 530). "The sponge network probably created a system of growth cavities. Other cavities may have originated by decay of local uncemented tissue. Partial mud infilling was responsible for the smoothness of the cavity floor, and collapse of uncemented material may account for the digitate nature of the cavity roof" (ibid.). Un peu à l'inverse de Pratt, Bourque & Gignac font remarquer qu'une extension stratigraphique "limitée" des Stromatactis (de l'Ordovicien au Jurassique) témoigne d'une nature organique plutôt qu'inorganique du processus de formation

#### h. Les cavités sont liées à la bioturbation

Ce processus de formation a été proposé par Shinn (1968), qui s'est rendu compte de la ressemblance entre des terriers actuels de Crustacés (en Floride et aux Bahamas) et les Stromatactis paléozoïques. Il y a retrouvé divers types de sédiments internes délimitant un plancher subhorizontal (op. cit., p. 892) et suppose que les ciments fibreux et granulaires des Stromatactis correspondent à un passage du fond marin d'abord en zone vadose marine, ensuite en zone phréatique météorique (id. p.

Relevons maintenant les processus de formation des Stromatactis où les auteurs font intervenir des phénomènes purement physiques.

i. Les cavités sont dues à un phénomène d'ouverture du sédiment sous l'effet de compressions latérales

C'est l'hypothèse avancée par Schwarzacher pour des "récifs" carbonifères d'Irlande. Une étude géométrique minutieuse montre que les cavités cimentées sont situées dans des zones où existait une pente sédimentaire (1961, p. 1495) et que leur nombre n'est corrélable avec l'abondance d'aucun élément figuré (Bryozoaires, notamment).

Schwarzacher remarque également que les "toits" et les "murs" de certaines cavités se correspondent (fig. 12, p. 1494). Ces observations l'amènent à proposer un mécanisme de formation de cavités par ouverture du sédiment, encore plastique, sous l'effet de la gravité, le long d'une pente sédimentaire (ibid.). Un remaniement par érosion interne et redépôt est invoqué pour expliquer le sommet digité et la base plane des futurs Stromatactis. La pression hydrostatique empêche leur effondrement (op. cit., p. 1495).

#### j. Les cavités sont dues à des phénomènes de thixotropie

Ce processus est invoqué par Heckel (1972) pour expliquer la formation des Stromatactis de monticules micritiques dévoniens dans la région de New York (USA).

Le mécanisme qu'il propose est le suivant: dans des boues gorgées d'eau (il cite des cas de sédiments boueux modernes contenant plus de 50% d'eau: op. cit., p. 11), le moindre choc peut faire "collapser" le sédiment, amenant la séparation de l'eau et de la boue, qui se dépose au fond de la cavité nouvellement formée (*id.*, p. 11-12).

L'hétérogénéité granulométrique du sédiment est responsable de la répartition des cavités, concentrées dans les zones où le sédiment est le plus fin. En périphérie des monticules, où le sédiment est plus argileux, la compaction est uniforme et le processus décrit inopérant (*id.* p. 16). La différence d'aspect entre sédiments internes et sédiments

"primaires" serait due à un léger remaniement par les fluides circulant dans les cavités (id. p. 14).

On peut rapprocher de cette théorie, l'hypothèse de Bernet-Rollande & coll. (1981, 1982) qui attribuent la formation des Stromatactis à des phénomènes de transfert de fluides le long de certains plans préférentiels.

#### k. Les cavités proviennent de la dissolution de fossiles

L'étude des "récifs" siluriens d'Indiana (USA), reprise par Textoris & Carozzi (1964) après les travaux de Lowenstam, a amené ces auteurs à proposer une origine des Stromatactis par dissolution de Bryozoaires fistuliporidés.

Ces auteurs ont remarqué, à la base de nombreux Stromatactis, des colonies lamellaires de ces Bryozoaires. Parfois, même, ces organismes seraient encore identifiables dans l'ensemble du Stromatactis, mais dans le cas général, ils semblent avoir été dissous dans leur partie supérieure (op. cit., p. 412). La forme, digitée à base plane des Stromatactis, serait donc le résultat d'une disolution incomplète d'organismes lamellaires, avec élargissement progressif vers le haut de la cavité ainsi créée (id. p. 413).

Semeniuk (1971) distingue dans des calcaires ordoviciens de Nouvelles Galles du Sud (Australie), plusieurs types de cavités dues à la dissolution en zone vadose météorique (op. cit., p. 948). Ces cavités vont de moules de fossiles encore reconnaissables à des structures irrégulières, suivant l'intensité de la dissolution.

Si dans ces cavités irrégulières se déposent des sédiments internes (silt vadose résultant de la désagrégation mécanique de cristaux de sparite, p.948 ou "pellets" provenant de fragments érodés du calcaire encaissant, p. 944), on obtient une structure à base plane et sommet digité, comparable aux Stromatactis (*id.*, fig. 4, p. 942).

En 1976, Logan & Semeniuk ont proposé qu'en l'absence de critères d'émersion, cette dissolution pourrait être liée à la recristallisation de la boue carbonatée, suivie de sa dissolution par pression-dissolution au cours du début du métamorphisme ("low-grade metamorphism", op. cit., p. 70).

#### l. Les cavités sont liées à la formation de croûtes cimentées

C'est une hypothèse proposée par Bathurst (1980, 1982) pour expliquer la formation des Stromatactis des monticules micritiques paléozoïques. Il remarque que les Stromatactis sont plutôt typiques du cœur des édifices que de leurs flancs (1982, p. 167), qu'aucun groupe de fossiles ne leur est associé de manière univoque (1982, p. 166) et que les Stromatactis sont des structures dont la morphologie n'a pas varié depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère.

Bathurst (1982, p. 171-173) rejette l'hypothèse d'une recristallisation du sédiment (évidences de croissance centripète du ciment fibreux à partir des bords de la cavité, contenu m. Les cavités sont dues à des irrégularien insolubles des Stromatactis différent de tés de la surface des monticules celui de la matrice, présence dans les cavités de sédiments internes) et montre qu'en l'absence d'une induration du sédiment, il est difficile Middleton (1988) pour les Stromatactis de d'imaginer un mécanisme capable de maintenir ouvertes les cavités (Bathurst conteste l'hypothèse d'une surpression hydrostatique, car les cavités ne constituent pas un système isolé, au vu de leur remplissage qui implique une circulation d'eau (op. cit., p. 175).

Le mécanisme qu'il propose est une lithification périodique du sédiment sur quelques centimètres de profondeur (id. p. 176), à l'origine de la superposition de croûtes indurées et de boue meuble, boue qui une fois excavée, laisse la place à des cavités.

L'induration, maximale à l'interface eau-sédiment, diminue irrégulièrement au sein du sédiment, donnant naissance à des croûtes à sommets plans et bases digitées (1980, p. 134; 1982, p. 177). La fracturation des croûtes et leur effondrement, suivi de l'infiltration de sédiment meuble donne naissance à des cavités à fond plan et sommet digité. Burchette, dans sa synthèse des "récifs" dévoniens d'Europe (1981, p. 130), s'est rallié à cette des auteurs que la calcite fibreuse des théorie.

ce modèle est nettement inspiré de la découverte de "lithohermes" dans le détroit de Floride par le submersible "Alvin", à la profondeur de 600 à 800 mètres (Neumann & coll., 1977). La surface de ces édifices, dont ment tous la même origine, le même méca-

indurée:

Notons toutefois que Neumann & coll. insistent (op. cit., p. 8) sur l'intensité de la bioérosion qui affecte ces croûtes.

Il s'agit d'une hypothèse présentée par monticules micritiques ordoviciens de Suède. Les irrégularités de surface des monticules sont enfouies au cours du développement de l'édifice, formant des cavités, souvent encore en communication avec l'extérieur. Une sédimentation interne est responsable de la base plane de la cavité.

A rapprocher de cette hypothèse, la proposition de Jansa & coll. (1989), pour qui les Stromatactis de monticules thrombolitiques jurassiques de Nouvelle-Ecosse (Canada) seraient des cavités de croissance entre dômes cryptalgaires (p. 731).

Il semble bien acquis pour la plupart Stromatactis est bien un ciment. A-t-il ou non cristallisé au sein d'une cavité -quelle qu'en soit l'origine- ou au sein d'un matériel quelconque, c'est ce qu'il faut établir. Je pense en tout cas qu'il faut se garder d'une attitude dogmatique: les Stromatactis n'ont pas forcé-

nous reparlerons, est durcie sur 10 à 30 centimètres d'épaisseur et surmonte une boue non

> "Crust surfaces are often smooth. flat and dense, and they are more cemented at the exposed upper surface and become progressively less cemented and more irregular towards the base (...). The intercrust voids produced by excavation would be expected to have flat bases and irregular roofs. Later infilling by sediment or spar could produce stromatactoid structure." (*op. cit.*, p. 5).

le tableau X.1 résume et présente de manière schématique les différents mécanismes invoqués pour expliquer la formation des Stromatactis.

#### Que retirer de cette controverse?

nisme de formation (Bourque & Gignac, 1983, p. 530; Playford, 1984, p. 208; Boulvain, 1987) et la nature est prodigue de convergences morphologiques...

#### 2. L'origine des cavités: discussion

Dans le cas qui nous occupe, il est facile de démontrer l'existence, avant cimentation, d'une cavité temporaire: tous les Stromatactis (et les fenestrae stromatactoïdes) montrent à leur base un remplissage de sédiments internes. On peut ajouter à cet argument d'autres observations qui vont dans le même sens:

- il ne peut s'agir d'une recristallisation du sédiment, puisque la matrice contient en abondance un pigment ferrugineux qui est totalement absent des Stromatactis;

- certains Stromatactis passent sans solution de continuité à des fissures verticales à ciment fibreux (fig. V.7);

- la croissance centripète du ciment fibreux, parfois drusique, va à l'encontre d'une origine par recristallisation de la micrite (voir la discussion dans Bathurst, 1982 p. 171) ou d'un organisme quelconque.

Le problème à résoudre tient donc tout entier dans le mécanisme à l'origine de la cavité. Commençons par une argumentation "négative" et éliminons les processus inadéquats:

- une origine par dissolution est à rejeter, notamment à la suite des résultats de l'étude diagénétique (Boulvain, 1989 b). Aucune phase d'émersion n'a été mise en évidence avant le remplissage par des sédiments internes dont beaucoup contiennent des bioclastes d'origine marine:

- la présence d'irrégularités de surface implique la lithification, ou au moins une forte cohésion du sédiment. De même pour la formation de croûtes cimentées. Dans ce milieu. la présence de fond durci se manifeste clairement par quelques perforations et surtout par de nettes différences de texture et de couleur du sédiment, avec un gradient parallèle à la paléosurface indurée (échantillon HMB 2, par exemple). L'association de structures de ce type avec les Stromatactis n'a jamais été mise en évidence;

- une origine par compression latérale suppose la formation des Stromatactis sur une pente sédimentaire. De nombreuses observations montrent que leur abondance est maximale en zone centrale, probablement proche de l'horizontale (les géopètes, dont les Stromatactis sont parallèles à la base des organismes lamellaires). Ce mécanisme ne peut donc être invoqué ici.

Ce raisonnement ne s'applique pas aux zebra et aux dykes neptuniens. J'ai en effet constaté que les zebra, contrairement aux Stromatactis, ne possédaient pas de zonation écologique particulière et s'observent dans les zones où le sédiment a manifestement subit une compression latérale. Ce phénomène est parfois souligné par la formation de petits "anticlinaux" avec un remplissage interne des zebra discordant par rapport à leur base plane (fig. v.27) ou par des failles inverses à petite échelle affectant des organismes lamellaires (fig V.9). J'interprète donc, à la suite de Schwarzacher (1961, p. 1494) et Lees (1964, p. 523), les zebra comme des structures dues à l'ouverture du sédiment sous l'effet de compressions latérales. Ce phénomène suppose, bien entendu, une cohérence particulière du sédiment, probablement proche de l'état de "gel".

Il faut noter ici que la formation des zebra n'est peut-être pas toujours un phénomène précoce dans l'histoire des monticules. Si la plupart de ces structures sont cimentées par de la calcite fibreuse pénécontemporaine de l'édification des biohermes (Boulvain, 1989 a et chapitre "diagenèse"), imliquant une formation précoce, certaines sont cimentées uniquement par de la sparite ferrifère. Ceci pourrait témoigner d'une ouverture du sédiment plus tardive (ou éventuellement d'une cimentation tardive d'une cavité demeurée ouverte);

- l'effondrement de boue thixotropique est une hypothèse difficilement discutable, puisqu'elle est basée sur une propriété non vérifiable du sédiment originel. Je pense néanmoins qu'elle ne peut convenir pour expliquer l'origine des Stromatactis observés: le chapitre descriptif nous a montré en effet que la répartition des Stromatactis semblait être sous contrôle écologique et que leur abondance pouvait varier de manière spectaculaire entre deux niveaux très proches (fig. V.8). Si l'on examine le sédiment d'une zone où les Stromatactis sont très développés et celui d'une zone où ils sont totalement absents, on ne pourra mettre

en évidence aucune différence significative de texture pouvant expliquer une différence de comportement mécanique;

- une origine par bioturbation a été proposée pour des sédiments inter- à subcotidaux, où abondent les Crustacés (Callianasses). De tels organismes ne semblent pas avoir vécu dans le milieu relativement profond où s'est édifiée la "griotte" de base; les seuls terriers fréquents dans les sédiments infra-biohermaux sont des terriers horizontaux emplis de sédiments et non des terriers ouverts de grande dimension;

- l'hypothèse de l'excavation de boue sous des tapis cryptalgaires peut être écartée: si l'on observe sporadiquement des indices de tapis cryptalgaires (structures grumeleuses éventuellement), il s'agit toujours de structures situées au sein des Stromatactis (voir les quelques pages consacrées aus sédiments filaments algaires, pour Kobluk & James internes dans le chapitre V), or cette hypothèse (1979, p. 207) des terriers et pour Ross & implique l'existence de tels tapis en dehors des Stromatactis, de telle sorte qu'ils puissent maintenir par leur cohésion les cavités ouvertes. Le mécanisme envisagé de vannage des sédiments non liés par les tapis ne correspond pas non plus au type d'environnement, très calme, où s'est édifié la base des monticules.

Nous ne pouvons donc retenir, des nombreux mécanismes de formation des cavités à l'origine des *Stromatactis* proposés dans la littérature que l'hypothèse suivante: disparition d'organismes indéterminés à "corps mou" et remaniement par érosion interne et dépôt de sédiments.

De nombreuses observations pétrographiques et morphologiques permettent de préciser quelque peu cette hypothèse.

#### 3. Nature des "organismes à corps mou" à l'origine des cavités

Même s'il a été dit dans le chapitre 5 que spicules d'Eponges et Stromatactis coexistaient dans la "griotte" sans montrer entre eux de relations géométriques particulières, il faut remarquer que là où apparaissent en grand nombre les Stromatactis, apparaissent également de nombreux spicules d'Eponges (Fort-Condé, Tiers-Cocrai, Saint-Rémy, "griotte" des Wayons). Les spicules d'Eponges sont les seuls fossiles à coexister avec les Stromatactis dans les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges.

de calcite.

271

Outre cette relation univoque, considérons le raisonnement suivant: il semble que les cavités à l'origine des Stromatactis correspondent à la décomposition d'organismes à corps mou. Le sédiment paraît donc être à même de garder l'"empreinte" d'organismes non fossilisables; si les Eponges, dont la présence dans le sédiment est attestée par de nombreuses spicules, n'avaient pas donné naissance aux cavités du type Stromatactis, elles auraient du donner naissance à un autre type de cavité, éventuellement morphologiquement différent; or les seules cavités cimentées présentes dans le sédiment sont précisément les Stromatactis, que l'on peut ainsi attribuer aux Eponges.

La structure "vermiculaire", souvent associée aux Stromatactis dans les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) représente pour Pratt (1982, p. 1217) des coll. (1975, p. 24) des perforations ou des restes de péloïdes.

Contrairement à ces auteurs, j'ai pu reconnaître dans ces "vermicules" par endroit des structures correspondant à un réseau spiculaire mal conservé. Cette hypothèse a été confirmée en cathodoluminescence: les "vermicules" flous et bifurqués en lumière naturelle correspondent à un réseau spiculaire en cathodoluminescence, réseau dont la forme a été fortement modifiée lors de la croissance

Morphologiquement, les Stromatactis irréguliers pourraient ressembler aux Démosponges actuelles⁽²⁾. Une coupe dans une éponge de bain ressemble d'ailleurs de facon troublante à un Stromatactis. Ce n'est pas le seul argument d'ordre morphologique: des Stromatactis réguliers de la "griotte" de la carrière des Bulants (pl. I, photo 5) ont été attribués par J. Rigby à des Spongiaires lamellaires (comm. écrite). Cette détermination, basée sur des photographies n'a pu être poussée plus loin. La figure X.1 et la planche I, photo 5 montrent de manière très claire que ces Stromatactis réguliers-Eponges passent en continuité morphologique à des Stromatactis irréguliers simples et lamellaires à digitation dentée. On peut donc supposer que ce type de

^{(2):} qui possèdent, comme les Hexactinelles frasniennes (Hyalosponges), des spicules siliceux (de Laubenfels, 1955, p. E36, E66; Narbonne & Dixon, 1984, p. 47).



272

Figure X.1: *Stromatactis* réguliers, en fait des Eponges lamellaircs, évoluant latéralement à des *Stromatactis* irréguliers. Calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). En blanc: sparite granulaire; en noir: sparite fibreuse; en pointillés: matrice. Carrière des Bulants, cote 17 m de la coupe A.

Stromatactis peut résulter de l'"altération" morphologique d'une Eponge lamellaire. D'autres Stromatactis peuvent résulter de l'altération d'autres types d'Eponges (fig. X.2).

Si les Stromatactis représentent les cavités laissées par la disparition d'Eponges, on peut se demander pourquoi on n'observe pas toujours de relation géométrique définie entre Stromatactis et spicules. Deux réponses sont possibles et ne sont pas mutuellement exclusives:

- comme dans les récifs actuels, les spicules en silice amorphe étaient chimiquement instables et ont été dissoutes dès leur enfouissement (James & Kobluk, 1978 p. 27; Narbonne & Dixon, 1984 p. 47). Hartman (1977, p. 131) cite même des exemples actuels où les spicules siliceux de Sclérosponges sont déjà en voie de dissolution alors même qu'ils sont incorporés dans le squelette aragonitique basal de l'Eponge. La dissolution de cette forme peu stable de silice serait liée à une élévation du pH suite au métabolisme de Bactéries productrices d'ammoniaque (ibid.). Les spicules conservés sont donc rares dans les sédiments récifaux actuels. La séquence diagénétique de la plupart des spicules des monticules de "marbre rouge" ne commence cependant que par la calcite automorphe non luminescente (Boulvain, 1989 b) qui n'est que la deuxième

phase de cimentation, après la calcite fibreuse (pl. V, ph. 2). Il ne faut pas pour autant placer chronologiquement la dissolution des spicules après la précipitation de la calcite fibreuse, puisqu'on a vu dans le chapitre 5 que ce ciment ne cristallise que dans les cavités plurimillimétriques.

Il est donc probable que les spicules observés dans la "griotte" ne représentent qu'une faible proportion des spicules présents à l'origine. Leur préservation (par cimentation) étant aléatoire, une relation géométrique privilégiée entre Stromatactis et spicules a peut-être été perdue;

- l'autre possibilité est que la forme et éventuellement l'emplacement des cavités laissées par les Eponges aient été modifiés peu après la disparition du tissu organique; on a déjà constaté la présence de sédiments internes dans le fond des cavités; on peut suspecter, avec Wallace (1987) que le sommet des cavités s'est "éboulé" à plusieurs reprises et qu'ainsi, à la manière des "fontis", la cavité s'est peu à peu déplacée vers le haut par rapport au réseau spiculaire de l'Eponge origi-

ment.

Il n'est pas étonnant de constater la relative antériorité du microspar à structure vermiforme par rapport à tous les autres sédiments internes, puisqu'il s'agit de reliques du réseau spiculaire de l'Eponge à l'origine de la cavité. Le microspar et pseudospar à bioclastes ensuite, contient des fragments de fossiles identiques à ceux du sédiment encaissant (déjà observé par Bathurst, 1982 p. 174) et provient en partie (après remaniement par des "flux internes") des éboulements du toit des cavités. Il peut être interstratifié avec des planchers de ciment fibreux, indiquant la contemporanéité de la sédimentation interne et de la cimentation

fibreuse.

Certaines cavités possèdent un tapis cryptalgaire au-dessus du microspar. La figure VI.14 montre un tapis cryptalgaire qui s'est développé en encroûtement d'une première génération de ciment fibreux, mais non au fond de la cavité, suite à l'arrivée continue de sédiments (voir également pl. IV.7). La présence, dans de nombreux Stromatactis, d'une frange de ciment fibreux nettement plus développée au sommet de la cavité qu'à sa base n'est pas à attribuer à un phénomène de cimentation vadose mais simplement au fait que l'arrivée continue de sédiments internes ne permettait pas la cimentation à la base de la cavité (fig.

nelle. La figure V.11 est une illustration de ce phénomène; sous chaque Stromatactis, on observe une concentration élevée de spicules, révélant l'emplacement originel de l'Éponge. La cavité s'est elle, déplacée vers le haut. Son mouvement a pris fin dès que la lithification du sédiment a été suffisante pour maintenir sa cohésion et la stabilité du fond de la cavité a permis dans ce cas précis l'installation d'un tapis cryptalgaire qui a subi encore un éboulement de peu d'importance avant la "fixation" définitive de la cavité et sa cimentation par de la calcite fibreuse. La digitation qui affecte le sommet des cavités n'est que le reflet de faibles différences de comportement mécanique de la boue sujette à éboulement (Wallace, 1987 p. 698).

#### 4. Les sédiments internes des Stromatactis

Dans le chapitre 5, on a vu que la séquence générale de remplissage des Stromatactis était la suivante: microspar à structure vermiforme-microspar et pseudospar à bioclastes-péloïdes et tapis cryptalgaires-ci-



Figure X.2: Stromatactis régulier hémisphérique à digitation marquée, résultant de l'altération morphologique d'une Eponge. La sparite fibreuse est en noir, la sparite granulaire est représentée par des tiretés, la matrice est en blanc et la dolomite ferrifère est caractérisée par quelques hachures. Noter les nombreux spicules sous l'Eponge. Carrière des Bulants, cote 18 m de la coupe A.

X.3). Des microorganismes ferro-oxydants terminent souvent le remplissage avant la cimentation.

Il est logique d'observer des tapis cryptalgaires dans certains Stromatactis, puisque ces cavités n'étaient pas isolées du milieu extérieur (apport de sédiments internes et circulation d'eaux chargées en CaCO3 responsables de la cimentation; Bathurst, 1982 p. 175) et permettaient un renouvellement périodique du milieu, condition nécessaire à la vie des coelobiontes (Kobluk & James, 1979 p. 212). Certaines fenestrae contiennent des ooïdes à cortex microsparitique et nucleus bioclastique. De tels corpuscules ont été observés par Chafetz (1986) notamment dans des cavités de récifs actuels. Ils sont attribués à une activité microorganique.

Il faut se demander quelle est l'origine de l'augmentation progressive du diamètre des cristaux de microspar et pseudospar du bas vers le haut des cavités. Ce phénomène est illustré par la figure (V.12) où l'on observe un Stromatactis surmontant un microspar à structure vermiculaire et à gauche, une *fenestra* stromatactoïde à sparite granulaire, surmontant un microspar passant vers le haut progressivement à du pseudospar. J'interprète ce phénomène de la manière suivante, en supposant que le néomorphisme du sédiment interne est dû à la circulation de fluides dans les cavités: si la cimentation est rapide, le néomorphisme est faible, car la circulation dans la cavité est rapidement freinée; si la cimentation est plus tardive, le néomophisme est plus accentué et d'autant plus que l'on se rapproche du "conduit" (la cavité) où circulent les fluides. Il est donc logique d'observer une variation progressive du bas vers le haut du remplissage de cavité de l'intensité du néomorphisme. Le sédiment au toit et sur les côtés de la cavité a été protégé du néomophisme par une couche de ciment fibreux.

#### 5. L'évolution des cavités dans les calcaires à Stromatactis et spicules d'Eponges

On a vu que dans ce lithofaciès, l'assemblage ne comprend que les Stromatactis et les spicules d'Eponges, auxquels s'ajoutent quelques bioclastes. C'est précisément dans ces calcaires que les Stromatactis prennent leur plus grand développement et possèdent la forme la plus caractéristique. Cette forme est donc le résultat de

On peut supposer que, rien ne s'opposant à la migration des cavités vers le haut, le déplacement de celles-ci ne s'est interrompu que lorsque la cohésion du sédiment a empêché de nouveaux éboulements. C'est à partir de ce moment que la microsparitisation des sédiments internes, exposés aux fluides, a pu avoir lieu. Concernant la cohésion de la boue, il est permis de s'étonner que dans certaines zones (fig. V.8), un volume important de cavités ait pu être maintenu ouvert dans de relativement faibles volumes de boue. On doit néanmoins tenir compte des faits suivants:

- la densité d'une boue gorgée d'eau est proche de celle de l'eau; même en l'absence de pression hydrostatique (cavités ouvertes), la présence de fluides suffisait peut-être à soutenir le toit des cavités:

ment.

Le contenu en argiles a également une forte influence sur le comportement des vases (Sornin, 1982 p. 86) et permet d'expliquer certaines "variations morphoécologiques" des Stromatactis. On a vu en effet au chapitre 5 que, dans les zones les plus argileuses, les Stromatactis ne se développent pas en hauteur et apparaissent sous une forme lamellaire simple. Une boue argileuse ayant une perméabilité plus faible et une cohésion plus forte qu'une boue carbonatée (Sornin, ibid.; Bathurst, 1959), on peut supposer que le phénomène de "fonti" a été moins accentué que dans d'autres zones moins argileuses (fig. V.9). A ceci peut s'ajouter évidemment une abondance moindre des Eponges dans les zones plus argileuses.

274

l'effondrement progressif du sommet des cavités (surface supérieure digitée) et du remplissage géopète par des sédiments internes (base plane) (fig. X.4).

- une forte teneur en matière organique dans une boue augmente jusqu'à 2900% sa limite d'écoulement et sa viscosité par rapport à une boue pauvre en matière organique (observations de Sornin, 1982 p. 92):

- l'abondance de colonies microbiennes (carbonatogènes ou/et ferro-oxydantes) développant des mucus pouvait "ficeler" le sédi-



Figure X.3: reconstitution schématique des étapes du remplissage du *Stromatactis* figuré à la fig. V.14. a: cristallisation de ciment fibreux au sommet de la cavité, tandis que se déposent des sédiments internes dans sa partie inférieure; b: encroûtement du ciment fibreux par un tapis cryptalgaire; c: croissance de microorganismes ferro-oxydants au sommet des sédiments internes, suite à l'arrêt de la sédimentation; d: cimentation ultime par du ciment fibreux et de la sparite granulaire.

Pas de cavités	existence de cavités temporaires		
Pas de cavités Stromatoporoïdes (Dupont, 1881 - 1885) Algues (Lecompte, 1937, Prentice, 1950; Bellière, 1958; Tsien, 1980) organ. constructeur indéter. (Lowenstam, 1950; Otte et Parks, 1963) recristallisation de la micrite (Black, 1952; Ross et coll., 1975) colonies microorgani- ques (Tsien, 1984, 1985)	existence de cavités t cav. d'origine organ. +- remaniement Org. indét. à "corps mou" (Delhaye, 1908a; de Dorlodot, 1912; Maillieux, 1913; Dumon, 1957; Lecompte, 1959b; Bathurst, 1959; Lees, 1964; Wallace, 1987,) bioturbation (Shinn, 1968) tapis cryptalgaires (Coron et Textoris, 1974; Pratt, 1982) Eponges (Bourque et Gignac, 1983,)	cavités d'origine physique . compression latérale (Schwarzacker, 1961) collapse de boue thixo- tropique (Heckel, 1972) dissolution de fossiles (Textoris et Carozzi, 1964; Semeniuk, 1971) pression-dissolution (Logan et Semeniuk, 1976) formation de croûtes cimentées (Neumann et coll., Bathurst, 1980,)	
		irrégularités de surface (Middleton, 1988)	

Tableau X.1: récapitulation des principales hypothèses invoquées dans la formation des Stromatactis.



Figure X.4: mécanismes à l'origine de la formation de *Stromatactis* dans un sédiment homogène (A) et de la formation de *fenestrae* allongées sous des organismes lamellaires (en grisé) (B). D'après Wallace, 1987, modifié).

277

6. <u>L'évolution des cavités dans les calcaires à</u> <u>Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4) et à</u> <u>Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits</u> <u>Stromatactis, Stromatopores (S5)</u>

Dans ces deux lithofaciès, on assiste à une diminution progressive de l'abondance des spicules d'Eponges et des *Stromatactis*. Parallèlement, d'autres éléments figurés augmentent en importance.

Les calcaires à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) sont notamment caractérisés par la présence de nombreux Coraux lamellaires et tabulaires. Ceux-ci vont s'opposer au déplacement vertical dans le sédiment des cavités laissées par les Eponges. La cavité se déplacera vers le haut jusqu'à ce qu'elle viennent "buter" contre un organisme qui formera "voûte" (fig. X.4 B). Ceci est visible à la figure X.5 et à la figure V.17 où l'on voit nettement les spicules situées sous les cavités cimentées. Dans certains cas, la cavité déborde l'organisme lamellaire et poursuit son mouvement ascendant, acquérant alors la morphologie classique du Stromatactis avec un sommet digité (fig. X.5, X.6). La figure X.7 présente une coupe détaillée des quelques derniers mètres de "griotte" supérieure du bioherme du Hautmont où l'on voit une passée de Stromatactis complexes à digitation marquée surmontés à un peu plus d'un mètre de distance de Stromatactis tabulaires à digitation très peu marquée. Il s'agit en fait d'une passée dont chaque cavité cimentée est surmontée d'un Alveolites lamellaire d'épaisseur millimétrique.

Je pense le mécanisme proposé nettement plus susceptible d'expliquer les morphologies observées que l'hypothèse d'encroûtement de *Stromatactis* par des Coraux proposée par Tsien (Mouravieff & Tsien, 1983 p. 20 par exemple).

Dans les calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5), les Stromatactis et les spicules sont plus rares. Au cours du déplacement des cavités dans le sédiment, les nombreux éléments figurés vont saillir au toit des quelques Stromatactis, déterminant des invaginations de la micrite dans le ciment (Wallace, 1987 p. 698) (fig. V.21). Certains tombent sur le fond de la cavité et sont incorporés dans les sédiments internes, nettement plus riches en éléments figurés que dans les lithofaciès S3 et S4. Cette différence de nature

des sédiments internes prouve encore leur caractère précoce.

#### Synthèse

Les Stromatactis sont des structures liées à l'évolution dans le sédiment de cavités laissées par la décomposition d'Eponges. Leur forme typique (base plane, sommet digité) est le résultat d'un mouvement ascendant de la cavité (effet de "fonti"), avec effondrement répété du "toit" et sédimentation interne. Ce phénomène est actif uniquement dans des boues calcaires peu argileuses, riches en matière organique et/ou Bactéries. La morphologie des Stromatactis dépend du degré d'homogénéité du sédiment. Le développement de grands Stromatactis n'a lieu que dans un sédiment homogène; par contre, dans un sédiment riche en éléments figurés, apparaissent des trains de petits Stromatactis en relais. La présence d'organismes lamellaires a pour effet de limiter l'extension verticale des cavités, donnant naissance à des fenestrae à base plane, qui paraissent trompeusement "encroûtées" par les organismes qui les surmontent.

#### IV. LES NIVEAUX INFERIEUR ET SOMMITAL ("GRIOTTE")

#### 1. <u>Le lithofaciès à *Stromatactis* et spicules</u> <u>d'Eponge</u>

Le passage entre le soubassement des monticules, colonisé par des Eponges, des Bryozoaires, des Crinoïdes, des Brachiopodes et quelques Coraux (S2), aux calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) est brutal et s'accompagne d'une nette diminution de la diversité de la communauté biologique: ce dernier lithofaciès ne contient pratiquement que des Eponges. Ce changement ne correspond pas à une variation des conditions du milieu puisque l'on n'observe aucun changement lithologique dans les autres parties du bassin et que les calcaires argileux à Brachiopodes, spicules, Coraux, Crinoïdes (S2) sont présents latéralement à certains monticules (coupe des Bulants, fig. VI.2). Cette diminution de la diversité organique est donc une caractéristique intrinsèque (ou "autogénique", Walker & Alberstadt, 1975 p. 238) du monticule (une transition de type comparable a été observée par Flügel, 1981 p. 148 à la base de biohermes permiens à



Figure X.5: évolution des cavités du sédiment dans les calcaires à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). a: cavité "butant" contre un organisme, qui limite son mouvement vertical dans le sédiment; b: *Stromatactis* dont la digitation résulte d'éboulements de la matrice; en i: invagination déterminée par la présence d'un Brachiopode. "A": *Alveolites*, "P": "*Phillipsastraea*"; en noir: la sparite fibreuse; en blanc: la matrice; en tiretés: la sparite granulaire; en hachures croisées: la dolomite ferrifère. Plaque provenant de la carrière des Maquettes.



Figure X.6: évolution d'une cavité du sédiment dans les calcaires à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). A droite, un Alveolites ("A") a limité le déplacement vertical de la cavité; à gauche, la cavité a développé une morphologie de Stromatactis, avec un sommet digité résultant des éboulements successifs de la matrice. Remarquer la croissance de microstromatolithes ferrugineux sous l'Alveolites (flèche). La sparite est représentée en blanc, la matrice en pointillés (la densité du pointillé étant proportionnelle à l'intensité de la coloration rouge) et la dolomite ferrifère en hachures croisées. Plaque provenant de la carrière de Rochefontaine.

Figure X.7: Stromatactis complexes ("S") et fenestrae à sparite fibreuse ("f") sous de minces (quelques mm) Alveolites lamellaires. Calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4) de la "griotte supérieure" de Hautmont (cotes 40 à 45 m de la coupe C). En noir: sparite fibreuse; en blanc: matrice et sparite granulaire; en pointillé: zones argileuses; hachuré verticalement: "Phillipsastraea"; hachuré horizontalement: Alveolites.





*Tubiphytes* des Alpes méridionales) et pourrait correspondre à la colonisation⁽³⁾ d'un substrat par une faune spécialisée, peu diversifiée. A cette faune spécialisée s'oppose, en milieu extra-biohermal, une faune plus diversifiée d'organismes ubiquistes dont certains ont par ailleurs déterminé aux "endroits favorables" la formation du soubassement des monticules (Walker & Alberstadt, op. cit. p. 246).

Avant de poursuivre l'analyse, arrêtons-nous à ce qui pourrait paraître un paradoxe: pourquoi n'observe-t-on pas de Stromatactis dans les calcaires argileux infrabiohermaux, alors qu'ils sont par endroit riches en spicules d'Eponges? On peut apporter deux éléments de réponse à cette question: d'abord, on a déjà observé que l'augmentation de la teneur en argiles correspondait à une moindre abondance des Stromatactis, ensuite, l'étude des ciments a montré qu'en dehors des monticules ne subsiste de la séquence diagénétique complète qu'une des dernières phases, la calcite ferrifère, mise en place après lithification du sédiment (Boulvain, 1989 b). La compaction a donc eu l'occasion de s'exercer sur les cavités non "armées" par du ciment fibreux dans les calcaires argileux infra-biohermaux et a fait disparaître les futurs Stromatactis.

Revenons maintenant à l'installation de la communauté à Eponges qui semble associée à une forte augmentation de la production locale de carbonates (et probablement de matière organique) et à la fixation de fer par des microbes ferro-oxydants. La fixation de fer est limitée au monticule et paraît être dans ce cas liée à l'établissement d'un milieu dysaérobique local, suite à l'abondance de matière organique dans le sédiment. On remarque d'ailleurs l'arrêt presque total de toute bioturbation dans les calcaires rouges, alors que les calcaires argileux sous-jacents et/ou latéraux du lithofaciès S2 sont abondamment bioturbés(4). Ceci témoigne du caractère réducteur du sédiment qui a un effet négatif sur l'endofaune (Byers, 1977 p. 8; Morris, 1979, 1980). Les Eponges sont par contre réputées résister de manière remarquable (probablement mieux que les ubiquistes dont il a été question plus haut) à un milieu dysaérobique (Byers, *ibid*.). Voici une explication possible de la chute de diversité organique entre soubassement et niveau inférieur du bioherme.

Remarquons qu'après l'installation de l'assemblage à Stromatactis et spicules d'Eponges sur un soubassement de calcaires argileux, l'édification du monticule se poursuit dans un environnement où se forment en milieu extra-biohermal des calcaires argileux (S2) (monticules du type "Les Bulants") ou des schistes fins (S1) (monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Saint-Rémy"). Le milieu biohermal paraît apte à maintenir une communauté organique même en cas de changement de l'environnement (Shaver, 1974 p. 944).

Le faible enrichissement en bioclastes constaté à certains niveaux (micro-bioclastes), correspond à des faciès de transition aux calcaires argileux péri-biohermaux. Ce type de "passage" est attesté, par exemple dans la coupe des Bulants, également par des variations de teinte avec des "bigarrures" rouges et vertes, marquant la transition à un sédiment moins réducteur.

On ne décèle aucune différenciation horizontale au niveau de ce lithofaciès, hormis une abondance légèrement plus élevée des Stromatactis vers le centre des édifices; ceci tend à indiquer une certaine "isotropie" du milieu: pas de courants, pas de gradient vertical sensible, pas d'action des vagues, peu de relief. Cette dernière caractéristique ressort également de l'examen des géopètes: on n'observe la présence d'aucune pente latérale.

Ce lithofaciès est assez fréquemment décrit dans la littérature. Il forme une partie ou l'intégralité de monticules micritiques. Relevons entre autre:

- le coeur de certains édifices récifaux siluriens de la région des Grands Lacs, USA (Lowenstam, 1950; Textoris & Carozzi, 1964; Indiana University Paleontology Seminar, 1976 b). Il s'agit de mudstones gris à Stromatactis:

- le sommet de monticules micritiques siluriens de Gaspésie, Canada (Bourque & Gignac, 1983): mudstones gris à Stromatactis;

- des "récifs" mississippiens du Lancashire, Royaume-Uni (Bathurst, 1959, 1980): mudstones gris à Stromatactis;

- marges récifales d'édifices dévoniens du Canning Basin, Australie (Bathurst, 1980; Playford, 1984): mudstones gris à Stromatactis:

- faciès micritiques de complexes récifaux ordoviciens du Tennessee, USA (Ruppel & Walker, 1982): mudstones rouges à Stromatactis.

Ces quelques exemples montrent aussi que la présence de Bactéries ferro-oxydantes n'est qu'un élément parmi d'autres de la communauté organique du lithofaciès.

Même si les Stromatactis caractérisent également deux autres lithofaciès, c'est dans les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges qu'ils sont de loin les plus abondants et les mieux développés. La brève revue ci-dessus montre déjà le bien-fondé de l'interrogation de Bathurst (1982, p. 179) "Why is it that both stromatactis and its parent carbonate mud buildup are apparently missing from post-Paleozoic limestones?" Cette question nécessite évidemment une réponse urgente puisque le modèle de formation des Stromatactis défendu dans ce travail implique seulement la présence d'Eponges dans une boue carbonatée, conditions qui ont été réalisées tout au long de l'histoire géologique postpaléozoïque... Mais peut-être, comme le suggère Bathurst, cette absence n'est-elle qu'apparente. En effet, si l'on consulte la littérature consacrée aux monticules mézosoïques, on y trouve quelques références de monticules à Stromatactis (Jurassique supérieur de Nouvelle-Ecosse, Canada, par exemple: Jansa & coll., 1989, fig. p. 728).

Il est donc possible que l'apparente rareté des édifices à Stromatactis dans les sédiments post-paléozoïques soit liée (au-delà de considérations sur l'évolution générale du milieu ou des conditions de cimentation qui seront évoquées dans les chapitres suivants) à un effet subjectif de "dilatation de l'échelle d'observation": le Paléozoïque est plus de deux fois plus étendu que le Mésozoïque, plus de cinq fois que le Cénozoïque... Et aussi au fait qu'en franchissant la limite Primaire-Secondaire, on change de contexte, de références, d'appellations et aussi de géologues...

tation.

Dans les monticules du type "Les Bulants", ce lithofaciès est nettement indenté avec les calcaires argileux péri-biohermaux. Ces variations de dimension horizontale des édifices correspondent à des périodes plus ou moins favorables à leur croissance ou à un mécanisme autogénique cyclique. On n'observe pas de zonation horizontale. Il n'y a pas d'indices de pentes latérales, sauf dans la "griotte supérieure" où les pentes peuvent atteindre 30°. Il s'agit bien entendu de pentes sédimentaires, puisque mesurées à partir de géopètes à ciment fibreux.

- des monticules dévoniens inférieurs du Sud-Est marocain (Brachert & coll., 1988);

283

Ce lithofaciès apparaît progressivement vers le sommet de la "griotte" dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", à partir de la base dans les monticules du type "Les Bulants". On le retrouve également au sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans la "griotte supérieure" et à l'extrême périphérie du niveau su-

périeur. L'assemblage, plus diversifié que dans le lithofaciès précédent, est très proche de l'assemblage observé dans les calcaires argileux infra-biohermaux. La nature du sédiment est boueuse et la présence de formes branchues délicates et d'encroûtements asymétriques témoigne toujours de la faible énergie du milieu de sédimentation. La zone photique semble atteinte pour les Kleinbergella. Les Eponges sont abondantes, mais l'hétérogénéité du sédiment, riche en éléments figurés dont de nombreux organismes lamellaires, empêche la formation de Stromatactis de grande taille. On assiste plutôt à l'apparition, selon le mécanisme décrit plus haut, de "trains" de petits Stromatactis ou fenestrae stromatactoïdes en relais dans les zones les plus riches en éléments figurés et de fenestrae allongées à ciment fibreux sous les organismes lamellaires.

#### 2. Le lithofaciès à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4)

La présence de carapaces dissociées d'Ostracodes et la bioperforations des fossiles témoigne de la relative lenteur de la sédimen-

La littérature mentionne quelques faciès comparables:

^{(3):} les Eponges sont souvent des "colonisateurs de substrat"; elles ont par contre rarement un rôle de "domination", selon Narbonne & Dixon, 1984 p. 47.

^{(4):} ceci peut être également un argument rendant compte de l'absence de Stromatactis dans les calcaires argileux à Eponges du lithofaciès 2: la bioturbation a pu être responsable de la destruction des cavités.

-le niveau moyen de "récifs" siluriens supérieurs de l'Arctique canadien (Narbonne & Dixon, 1984);

d'Indiana, USA (Textoris & Carozzi, 1964);

- le niveau inférieur de biohermes dévoniens des Monts Cantabriques, Espagne (Méndez-Bedia & Soto, 1984).

Ces faciès sont interprétés comme "profonds", sous la zone d'action des vagues et la zone photique. Je nuancerai cette interprétation pour les calcaires à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes des biohermes "de marbre rouge", en précisant qu'il s'agit de la "zone photique de la majorité des Algues" (présence de Kleinbergella).

#### V. LE NIVEAU MOYEN ("ROYAL")

Les calcaires rouge clair et roses apparaissent principalement au niveau moyen des monticules du type "Les Bulants" et "Les Wayons-Hautmont" et au niveau supérieur, en périphérie de ces derniers monticules. Ils sont absents des monticules du type "Saint-Rémy".

#### 1. Les lithofaciès

Il s'agit essentiellement des calcaires roses à rouge clair à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, fenestrae et Stromatopores (S5), auxquels s'ajoutent des nébuloïdes en abondance variable. La diversité de la flore et de la faune augmente nettement par rapport au lithofaciès précédent (S4) et devient supérieure à celle des calcaires argileux infra- et péri-biohermaux (S2) (ces derniers pour les biohermes du type "Les Bulants") (fig. X.8). La zone photique de Sphaerocodium, Renalcis, Girvanelle est atteinte et la première de ces Algues forme des encroûtements asymétriques sur les bioclastes. Playford (1981 p. 14) mentionne comme limite pour la croissance de Renalcis la profondeur de 80 m: Sphaerocodium semble pouvoir se développer dans un environnement un peu plus profond (*ibid*.).

Il est frappant de constater la profusion des Algues dans ce lithofaciès par rapport aux précédents; il faut en effet ajouter aux formes facilement identifiables les péloïdes,

issus de la fragmentation d'encroûtements algaires indéterminés.

Le sédiment est toujours à dominante - le niveau moyen de "récifs" siluriens micritique mais, par endroit, vers le centre des édifices du type "Les Wayons-Hautmont", apparaissent des packstones et des rudstones qui témoignent d'augmentations temporaires de la turbulence. Ces substrats "sableux" à "graveleux" sont par endroit stabilisés par des constructeurs tabulaires ou lamellaires parmi lesquels on voit apparaître les Stromatopores, mais ils sont également fixés par plusieurs types de ciments précoces (chapitre 5). Périodiquement, l'agitation du milieu décroît et permet l'infiltration de la micrite. Il faut signaler un cas intéressant de "nodules" à structure vermiculaire enchâssés dans les espaces du gravier bioclastique qui, si ces structures sont bien attribuables à des Eponges, préfigurerait l'habitat cryptique caractéristique des récifs actuels (Vasseur, 1985; Willenz & Hartman, 1985 p. 114).

> De nombreuses fenestrae stromatactoïdes et *Stromatactis* sont à attribuer à une infiltration irrégulière de la micrite entre éléments figurés. Ceci est particulièrement évident pour les "trains" de fenestrae millimétriques qui sont nettement associées à des passées riches en bioclastes. Quelques spicules sont néanmoins encore présents et le processus de formation de *fenestrae* stromatactoïdes et de Stromatactis par "effet fonti" est très certainement encore actif, particulièrement pour les plus grandes des structures.

> On a vu au cours du chapitre 5 qu'une différenciation horizontale apparaissait au niveau de ce lithofaciès dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont": ainsi, pour la première fois, les limites entre microfaciès successifs ne sont plus parallèles à la stratification.

> De la périphérie vers le centre de ces édifices, on passe de wackestones à petits Stromatactis, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes aux coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores. Au sein même de ce microfaciès s'observe une variation latérale du type et de la taille des bioclastes, avec notamment une augmentation de l'abondance des Crinoïdes en direction de la périphérie.

> Cette différenciation horizontale semble posséder une symétrie de révolution et ne peut donc être attribuée à la présence de

courants. Il faut envisager une turbulence légèrement plus importante en zone centrale pour expliquer le vannage de la boue carbonatée. Cette turbulence est liée à la proximité de la zone d'action des vagues et le fait qu'elle n'agisse que sur la zone centrale des biohermes implique un certain relief. Ce relief est en effet confirmé dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" par des pentes sédimentaires de l'ordre d'une dizaine de degrés à ce niveau et par l'apparition de faciès de flanc (traités au titre VII ci-dessous). De tels faciès de flanc n'apparaissent pas dans les biohermes du type "Les Bulants" où aucune pente latérale n'a d'ailleurs été mise en évidence.

Superposés à cette zonation horizontale générale, on observe parfois dans la zone centrale des "sous-environnements" où domine un organisme: des colonies métriques de Tamnophyllum (Beauchâteau, Hautmont) ou des "bancs" de Receptaculites (Petit-Mont, Beauchâteau,...). Dans les wackestones à petits Stromatactis, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes, les Crinoïdes et les Fénestelles semblent exclusifs les uns des autres. L'ensemble de ces observations témoigne d'une imbrication de diverses communautés organiques avec l'apparition probable de spécialisations et de chaînes trophiques élaborées déjà typiques d'un environnement "récifal" (Wallace & Schafersman, 1977; Hottinger, 1984 a, b, 1988; Sheehan, 1985 par exemple).

Remarquons également l'apparition de Fénestelles, ici typiques de la bioconstruction, alors que les Bryozoaires branchus sont ubiquistes et se retrouvent sous les monticules et en dehors de ceux-ci.

#### Le problème des "nébuloïdes"

Ces structures cimentées décrites au chapitre 5 sont abondantes dans la zone centrale des monticules du Massif de Philippeville. Comme pour les "passées bioclastiques" décrites ci-dessus, leur contenu varie latéralement et s'enrichit en Crinoïdes au détriment des Brachiopodes à la périphérie. Le nombre de nébuloïdes diminue également suivant la direction centre-périphérie.

Au contraire des "passées bioclastiques", on constate cependant que:

- il n'y a pas d'organismes stabilisateurs;

rapport ciment/éléments figurés est élevé. Ce sont ces deux derniers arguments et l'impression que certains fossiles "flottent" dans le ciment qui m'ont permis de supposer l'existence, avant cimentation, de "gels microorganiques" (Boulvain & coll., 1987) soutenant par endroit les fossiles et dans lesquels le ciment fibreux a pu cristalliser en englobant une quantité importante de matière organique. Il est malheureusement très difficile, comme le fait remarquer Bathurst (1959 p. 512), de prouver qu'un objet "flotte" réellement dans un ciment et bien que je n'aie aucune preuve péremptoire de l'existence de tels "gels", j'utiliserai néanmoins cette hypothèse pour expliquer certaines caractéristiques des nébuloïdes.

Comment interpréter ces accumulations cimentées de fossiles? Hormis un exemple "F2j" rapporté par Van Laer (1988), peu de descriptions et d'interprétations de ce type de structure existent dans la littérature consacrée aux édifices récifaux.

Je distinguerai, au sein d'un continuum, trois types extrêmes de nébuloïdes:

- des passées stratiformes d'épaisseur décimétrique (pl.II, photo 5), souvent d'extension latérale plurimétrique, se succédant parfois régulièrement tous les vingt à trente centimètres. Ces passées cimentées contiennent de nombreux Brachiopodes, mais aussi des Crinoïdes et d'autres bioclastes devenant dominants vers la périphérie des monticules. Latéralement (coupe des Bulants), certains nébuloïdes "stratiformes" passent à des "trains" de Stromatactis millimétriques en relais (comme

- il y a peu de micrite infiltrée et aucun sédiment interne:

- les nébuloïdes peuvent former des "poches irrégulières" et des "bancs";

- l'assemblage est relativement différent de celui du sédiment hôte, puisque les nébuloïdes contiennent d'abondants Brachiopodes ou *Receptaculites*:

- le diamètre moyen des éléments figurés est nettement plus élevé, surtout en zone centrale et le caractère bioclastique moins affirmé. Beaucoup de fossiles sont bien conservés;

- les nébuloïdes sont fortement cimentées par de la calcite fibreuse riche en inclusions. Le

décrits en (1) ci-dessus) qui finissent euxmêmes par se perdre dans la micrite. Ce passage nébuloïdes-petits Stromatactis s'accompagne d'une diminution de la taille des éléments figurés. Cette transition, de même que l'absence de morphologies caractéristiques d'ouverture du sédiment me permettent de rejeter l'hypothèse de Van Laer (1988, p. 377) pour qui ces structures sont des remplissages de cavités horizontales;

- des "poches" cimentées irrégulières, décimétriques à métriques, à Brachiopodes;

Il semble possible de rapprocher ces deux types de nébuloïdes de structures observées par Aigner dans les cordons nummulitiques éocènes d'Egypte (1982, fig. 2 p. 251). Ces structures sont liées à l'action exceptionnelle de tempêtes qui concentrent sélectivement certains fossiles suivant leurs propriétés hydrodynamiques. On y observe effectivement des "bancs" cimentés riches en Nummulites et des "poches" attribuées à des vortex locaux (op. cit., p. 250) dans un sédiment plus boueux. Cette explication permet de rendre compte de certaines caractéristiques de nébuloïdes riches en fossiles, concentrés sélectivement. La présence de gels microorganiques et/ou d'une cimentation précoce aurait par après empêché localement l'infiltration de la micrite.

Latéralement à ces zones, la micrite se serait infiltrée entre les éléments figurés, donnant naissance à des passées de petits Stromatactis ou fenestrae stromatactoïdes. Ce mécanisme peut expliquer la zonation latérale du contenu en fossiles qui reflète approximativement celui du sédiment, hormis un "biais" introduit par la diversité de leurs caractéristiques hydrodynamiques.

On peut se demander pourquoi, contrairement aux "passées bioclastiques" du lithofaciès des calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, Stromatactis, Stromatopores, les nébuloïdes "stratiformes" sont fortement cimentés. La réponse est probablement la suivante: parce qu'ils contenaient peu de micrite... Ce qui nous ramène à notre interrogation de départ: contenaient-ils peu de micrite, parce que l'espace disponible était occupé par un gel, ou parce que la cimentation a été suffisamment rapide pour exclure la boue carbonatée? Le problème de la cimentation sélective de couches de sédiments est malheureusement

encore loin d'être résolu (Bathurst, 1987, 1989 p. 5)...

- certains nébuloïdes très riches en ciment, qui forment des structures irrégulières (fenestrae irrégulières à ciment fibreux, fig. V.22), localement abondantes dans le niveau moyen des monticules, ne peuvent être interprétées comme des accumulations d'organismes. Ces structures, à la différence de la plupart des Stromatactis "classiques", contiennent quelques Brachiopodes et Receptaculites inclus dans le ciment fibreux très riche en impuretés. Ces nébuloïdes irréguliers ont également une tendance à former des niveaux plus ou moins horizontaux, mais beaucoup plus "évanescents" que les nébuloïdes "stratiformes". Ces structures sont probablement liées à l'évolution dans un sédiment hétérogène, riche en fossiles, de cavités préexistentes (Wallace, 1987 p. 697).

Pour conclure, recensons brièvement quelques références de lithofaciès proches des calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, Stromatactis, Stromatopores (S5). Remarquons encore qu'en dehors de la littérature consacrée aux monticules de "marbre rouge" frasniens belges, je n'ai trouvé aucune description de structures comparables aux nébuloïdes (sauf peut-être les fenestrae irrégulières de la "phase D" des monticules waulsortiens, cf. Lees & Miller, 1985, fig. 5 p. 170).

- Riding (1981) décrit des biohermes siluriens du Gotland (Baltique), développés en eaux turbides et peu turbulentes qui contiennent des Tabulés, quelques Stromatopores lamellaires, des Bryozoaires, Sphaerocodium, des Wetheredelles, des Brachiopodes, des Gastéropodes, etc...;

- Huh & coll. (1977) observent des faciès à Coraux, quelques Stromatopores tabulaires. Bryozoaires et Crinoïdes dans le niveau moyen de biohermes siluriens du Bassin du Michigan; ces sédiments sont considérés comme proches de la zone d'action des vagues (voir aussi Shaver & Sunderman, 1983, etc...):

- Van Loevezijn (1987) interprète comme "phase de diversification" une communauté à Coraux, Stromatopores, Brachiopodes, Trilobites, Crinoïdes colonisant le niveau moyen de biohermes dévoniens supérieurs des Monts Cantabrique (Espagne);

- enfin, certains points communs avec la l'indice d'une profondeur relativement peu im-"phase D" des monticules waulsortiens (Lees & Miller, 1985) sont à souligner: présence de Gastéropodes, Cyanophytes encroûtantes, Fénestelles, péloïdes; complexité des fenestrae; aucune Dasycladacée par contre, observées dans la "phase D" n'apparaît dans le niveau moyen des monticules de "marbre rouge". La "phase D" s'est développée dans la zone photique (Lees & Miller, op. cit., fig. 1 p. 163).

#### VI. LE NIVEAU SUPERIEUR ("MARBRE GRIS")

Les calcaires gris forment le niveau supérieur des monticules du type "Les Bulants" et le niveau supérieur en zone centrale des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ces derniers édifices montrent une forte différenciation lithologique horizontale, ainsi que d'importantes pentes latérales atteignant des valeurs de 35°. On observe deux lithofaciès principaux:

#### 1. Les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7)

Ces calcaires, formant l'immédiate périphérie et la partie supérieure du coeur des monticules ne contiennent plus de pigment ferrugineux, signe paradoxal d'un environnement plus oxydant. La communauté organique est diversifiée (fig. X.8), avec un nombre maximum de taxa algaires, y compris des Codiacées-Udotéacées, de nombreux péloïdes algaires et des encroûtements complexes. La présence d'encroûtements symétriques témoigne d'une agitation suffisante pour retourner périodiquement les éléments figurés (Lowenstam, 1950 p. 453 par exemple), tandis que leur complexité indique l'existence d'une compétition spatiale dans ce milieu favorable (Méndez-Bedia & Soto, 1984 p. 156). L'apparition de grainstones (uniquement dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont") traduit une agitation suffisamment continue pour vanner la fraction boueuse.

C'est dans ces microfaciès qu'apparaissent assez brutalement des Dasycladacées (Radiosphaeroporelles) et des Codiacées-Udotéacées (Trelonella), ces dernières en assez grande abondance. Cette brusque colonisation de secteurs des monticules par des Algues vertes est certainement

Un autre élément figuré important fait également son apparition dans ce lithofaciès: les intraclastes. Ils indiquent une lithification précoce, non plus au sein du bioherme, mais bien en surface du monticule, de manière svnsédimentaire.

Peu d'éléments me permettent de préciser la répartition horizontale exacte du lithofaciès. Une différenciation entre une zone exposée et une zone plus abritée de l'action des vagues devait probablement exister (chapitre 6). Par analogie avec la nature actuelle, ce lithofaciès caractériserait plutôt "l'arrière" de la partie supérieure des monticules (cf. les faciès d'arrière-récif à Udotéacées et Girvanelles du modèle de Wray, fig. 1, 1979), derrière le lithofaciès des calcaires massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires jouant le rôle de "barrière" à petite échelle.

(S8)

L'ensemble du coeur biohermal paraît avoir été lithifié beaucoup plus rapidement que les autres parties des monticules car sa fissuration est nettement plus importante et sa base (coupe Hautmont P, fig. IV.27) est en contact anormal avec les calcaires roses et rouges

287

portante (Les Algues vertes se développent actuellement surtout jusqu'à une trentaine de mètres de profondeur: Flügel, 1982 p. 333; les Codiacées comme Halimeda croissent dans des zones peu profondes où l'agitation des eaux n'est pas trop intense: Wray, 1977 p. 90 et les Dasycladacées se développent jusqu'à 30 m de profondeur: id. p. 106).

#### 2. Les calcaires massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires

Au sein de ce lithofaciès, les bindstones à péloïdes, Coraux, Stromatopores, Renalcis, Sphaerocodium et leur équivalent bréchique forment sur une quarantaine de mètres d'extension horizontale, le coeur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ils apparaissent également irrégulièrement au sein du lithofaciès précédent (S7) dans les monticules du type "Les Bulants" avec cependant une plus faible extension horizontale". Les bafflestones thrombolitiques à Renalcis et Palaeomicrocodium et les bindstones laminaires à péloïdes caractérisent plutôt de petites constructions périphérique au coeur.

sous-jacents. Ce contact est attribué à une désolidarisation mécanique entre coeur lithifié et sédiment encaissant à l'état plastique. Des observations similaires ont été réalisées par Camoin & Maurin (1988 p. 405) sur des monticules turroniens à tapis grumeleux de Tunisie.

Deux autres caractéristiques émergent de la description du lithofaciès: son caractère massif, lié à la disparition des constructeurs lamellaires ou tabulaires et à l'absence de "joints" argileux, et l'omniprésence de "tapis à structure grumeleuse". Quelle peut être l'origine de cette structure?

#### a. Origine de la structure grumeleuse

Fréquemment mentionnée dans la littérature sous diverses appellations (voir chapitre 5), elle a fait l'objet de nombreuses interprétations, souvent contradictoires; citons entre autre les hypothèses suivantes:

- empilement de pellets (Beales, 1956 p. 864-865 in Bathurst, 1971; Lees, 1963 p. 508; Riding & Toomey, 1972 p. 516);

- action d'organismes broûteurs dégradant des tapis algaires (Pratt, 1982 p. 1217);

- précipitation de sphéroïdes de carbonate par des microorganismes (Davies, 1977 p. 199; Bridges & Chapman, 1988 p. 147);

- micritisation de bioclastes (Bathurst, 1966);

- recristallisation de boue carbonatée (Cayeux, 1935 p. 271-272; Leeder, 1982 p. 296);

- action algaire non précisée (Schwarzacher, 1961 p. 1488);

- décomposition de tapis algaires (Tsien, 1985 a p. 292);

- diagenèse de tapis d'"organismes non squelettiques" (Bourque, 1984);

- présence d'Eponges (Bourque & Gignac, 1983 p. 530);

- précipitation inorganique (Taylor & Illing, 1969).

De nombreux auteurs ont remarqué, dans l'Ancien comme dans l'Actuel, une "liaison" entre structure grumeleuse et présence de tapis algaires ou cryptalgaires (Schwarzacher, 1961 p. 1488; Aitken, 1967 p. 1170; Bathurst, 1971 p. 513; Chafetz, 1973 p. 441; Ross & coll., 1975 p. 43; Playford & Cockbain, 1976 p. 405; Davies, 1977 p. 199; Horodysky & coll., 1977; Cross & Klosterman, 1981 p. 52; Pratt, 1982 p. 1217, 1988; Pratt & James, 1982 p. 551; Bernier & Gaillard, 1983 p. 11; Tsien, 1985a p. 292; Dromart, 1989 p. 30; Jansa & coll., 1989 p. 733, etc...).

C'est cette interprétation qui résulte également de mes observations. La structure grumeleuse encroûte en effet les éléments figurés et "nappe" les irrégularités du substrat: il doit donc vraisemblablement s'agir de tapis organiques et non d'accumulations sédimentaires. Ceci étant accepté, on peut s'interroger sur la nature de tels tapis. Je ne peux apporter ici qu'un argument négatif: l'absence de spicules d'Eponges qui, conjointement aux observations des auteurs repris ci-dessus fait supposer une origine cryptalgaire.

Une importante caractéristique des tapis grumeleux est leur lithification synsédimentaire, donnant naissance par fragmentation à des "copeaux" et brèches, abondants à certains niveaux.

#### b. Les bindstones à Coraux. Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires et leur équivalent bréchique

Ce microfaciès, outre l'abondance de ce que j'interprète comme des tapis cryptalgaires, est caractérisé par l'habitus bulbeux ou subsphérique des constructeurs, par l'existence d'encroûtements complexes, symétriques et épais et par une nette diminution de la diversité de la faune (fig. X.8). Ce changement morphologique des constructeurs résulterait d'une adaptation à une agitation continue (Hubbard, 1974; Grows & coll., 1977, Hottinger, 1984 b) dont témoignent aussi les forts encroûtements symétriques (Lowenstam, 1950 p. 453) et l'existence de brèches à certains niveaux. La complexité des encroûtements est probablement liée à une compétition spatiale forte (Méndez-Bedia & Soto, 1984 p. 156) dans un environnement dominé par quelques organismes constructeurs spécialisés ("stratèges K", Hottinger, 1988).

la différenciation entre communauté zone côtière (Gebelein, 1976 b p. 507 par biohermale et extra-biohermale atteint exemple). d'ailleurs ici son apogée et pourrait témoigner de l'établissement, au niveau supérieur des monticules, d'un environnement de type "récifal" (Shaver, 1974) qui, dans la nature actuelle est marqué par une faible productivité (Santavy, 1985), un intense recyclage des éléments nutritifs, une forte influence des organismes sur leur propre milieu (Sheehan, 1985 p. 47) et la présence de communautés spécialisées de "stratèges K" (Hottinger, 1984 b). Siegrist & Randall (1985 p. 567) ont montré, dans des récifs actuels, que la diminution de la diversité organique et l'augmentation de l'habitus encroûtant sont liés à une augmentation de la turbulence.

Il faut cependant garder à l'esprit que l'agitation, même continue que subissait la partie supérieure des monticules ne peut se comparer à la forte turbulence des faciès récifaux actuels. On ne retrouve en effet dans les monticules de "marbre rouge" que relativement peu de faciès bioclastiques par rapport aux faciès construits, alors que les récifs actuels d'eau peu profonde sont constitués jusqu'à 70% de faciès détritiques pour 30% de faciès construits (Longman, 1981 p. 27), avec formation d'imposants talus récifaux contenant parfois de gros bioclastes. On doit insister aussi sur le fait que, même dans la partie supérieure des monticules étudiés, la différenciation horizontale n'est probablement qu'ébauchée et n'a rien de comparable à la zonation complexe à polarité marquée, liée à la dissipation de l'énergie des vagues qui caractérise nos récifs actuels (Morelock & coll;, 1977 par exemple).

Intéressons-nous maintenant à la nature de la communauté organique dominant le coeur des biohermes du type "les Wayons-Hautmont".

De nombreux exemples dans la littérature montrent que l'évolution "normale" de nombreux biohermes paléozoïques culmine avec la domination d'une communauté à Coraux et Stromatopores (Lecompte, 1956, 1958 a; Textoris & Carozzi, 1964; Alberstadt & coll., 1974 p. 1179; Davies, 1977 p. 166; Huh & coll., 1977; Williams, 1980; Narbonne & Dixon, 1984 p. 38; Hewitt & Cuffey, 1985; Van Loevezijn, 1987). On peut dès lors s'étonner de la présence en abondance dans le coeur des biohermes frasniens de tapis cryptalgaires, qui sont généralement limités à la

Les études de l'Actuel ont montré que les tapis algaires étaient confinés dans les zones "inhospitalières" de la plate-forme suite à l'action prédatrice des organismes broûteurs (Gebelein, 1976 a p. 382). Ces zones sont inhospitalières aux broûteurs suite à une salinité anormale (Playford & Cockbain, 1976 p. 409), une turbulence très élevée (Gebelein, 1976 b p. 507; Adey & Burke, 1977 p. 72(5)) ou probablement aussi suite à des conditions de pH et d'Eh anormales (voir Brock, 1976 tableau I). Il existe aussi des cas précis (côte au vent de Bonaire, Antilles néerlandaises) où la prédation est inhibée par une cimentation très rapide des structures cryptalgaires (Pratt, 1979 p. 384).

Peut-on transférer ces observations au Paléozoïque? Certainement pour Gebelein (1976 b p. 513), qui pense que la répartition des stromatolithes et tapis cryptalgaires est sous le contrôle des broûteurs depuis le début du Phanérozoïque. Mes propres observations confirment d'ailleurs au moins localement cette hypothèse, puisque Boulvain & Préat (1986) et Préat & Boulvain (1987) ont montré que la répartition des tapis cryptalgaires du Givétien du Synclinorium de Dinant était très comparable à celle de ces tapis aux Bahamas (Givétien Supérieur) ou dans le Golfe Persique (Givétien Inférieur). Ils soulignent ainsi également une évolution paléoclimatique.

Nous voici donc devant l'interrogation suivante: quelle cause a inhibé l'action prédatrice des broûteurs dans les monticules micritiques? Je pense que l'on peut éliminer rapidement une trop forte turbulence qui ne correspond pas aux caractéristiques sédimentologiques du lithofaciès. Nous pouvons donc soit invoquer une cimentation très rapide (qui est effective, comme nous l'avons vu), soit une salinité ou une "qualité", au sens large, anormale des eaux marines. Ce point sera discuté plus avant dans le chapitre suivant, traitant de l'évolution des paléoenvironnements à l'échelle du bassin. Signalons dès maintenant que pour plusieurs auteurs, l'établissement de tapis cryptalgaires en milieu biohermal en lieu et

concentration en nutriments.

^{(5):} ces auteurs signalent (1977 p. 71) des récifs holocènes des Petites Antilles où des tapis algaires remplacent l'habituelle crête à Algues corallines, suite à une forte turbulence et une forte

place d'une communauté à Coraux et/ou Stromatopores traduit la présence d'eaux marines "anormales". Il peut s'agir par exemple d'eaux à salinité trop élevée pour Davies (1977 p. 166, monticules carbonifères de l'Arctique canadien) et Rouchy & coll. (1986, récifs miocènes de Méditerrannée) ou d'eaux contenant des métaux dissous en concentration trop élevée, suite à une activité volcanique intense dans le bassin de sédimentation (Bridges, 1988, monticules dinantiens, Royaume-Uni).

Outre les deux premiers exemples cités, le microfaciès peut être comparé avec:

> - certains faciès de "récifs" jurassiques à Eponges et stromatolithes de Gulf Coast, USA (Baria & coll., 1982;

- le sommet de "récifs" à Stromatactis et Eponges, du silurien de Gaspésie, Québec (Bourque, 1984);

- le coeur de monticules triassiques du Bassin catalan, Espagne (Calvet & Tucker, 1988);

Eponges, en Oklahoma, USA. Ici aussi on observe une association "stromatolithes"-Renalcis (Riding & - cette hypothèse implique également la pré-Toomey, 1972);

- certains biohermes à "thrombolites-Renalcis-Coraux" ordoviciens de Terre-Neuve, Canada (Pratt & James, 1982);

- certains faciès à stromatolithes, Renalcis et Sphaerocodium de "récifs" algaires dévoniens d'Alaska (Clough & Blodgett, 1985);

- monticules à stromatolithes et Renalcis cambriens du Texas, USA (Chafetz, 1973);

- etc...

L'échelle de profondeur reconstituée à partir de ces exemples varie de 10 à 50 mètres.

c. Les bafflestones thrombolitiques à Renalcis et Palaeomicrocodium et les bindstones laminaires à péloïdes.

Ces microfaciès sont présents, généra-

grises, dans les calcaires stratifiés rouges du lithofaciès à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, Stromatactis, Stromatopores, en bordure du coeur des monticules. Cette architecture particulière des deux lithofaciès résulte pour Cornet (1975 p. 186) de dépôts lagunaires bioclastiques dans un encaissant plus schisteux et pour Van Laer (1988 p. 385) de zones lithifiées apparaissant au sein de sédiments de cavité.

L'hypothèse de Cornet doit être écartée, puisque les zones grises ne sont pas constituées de sédiments bioclastiques mais bien de sédiments construits (Renalcis en buissons, "trame" grumeleuse). L'hypothèse de Van Laer entraîne quant à elle plusieurs contradictions:

- les prétendus "sédiments de cavité" sont identiques aux sédiments formés en surface du monticule. Il n'y a en effet pas de différence entre les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) à proximité des masses irrégulières de bafflestone à Renalcis et partout ailleurs dans les monticules. Or, nous avons - le coeur de monticules ordoviciens à vu que cavités, dykes et sills neptuniens sont caractérisés par une sédimentation particulière;

> sence dans les cavités de Coraux, Stromatopores lamellaires, etc... en position de vie, ce qui, bien que n'étant pas à écarter a priori, nécessite une plus ample démonstration;

> - l'hypothèse implique la présence de cavités pluri-décamétriques précoces (précoce parce que les "sédiments internes" sont identiques à certains sédiments déposés en surface des monticules), ce qui semble mécaniquement impossible;

> Je suis par contre entièrement d'accord avec Van Laer en ce qui concerne la lithification précoce des masses grises. Les nombreuses perforations le prouvent à suffisance. Cette différence de rigidité des bafflestones à Renalcis par rapport aux calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, Stromatactis, Stromatopores est probablement responsable d'une désolidarisation mécanique des deux lithofaciès, effaçant les relations géométriques originelles.

Au point de vue constitution, les baflement sous forme de masses irrégulières flestones à Renalcis ressemblent fort aux bindstones à Coraux, Stromatopores, *Renalcis* fond, sous la zone d'action des vagues); Pratt dont il a été traité plus haut, mais on remarque & James, 1982 (Ordovicien de Terre-Neuve, l'absence de Coraux et de Stromatopores et la Canada, milieu subtidal dans la zone d'action présence (voir chapitre 8) de des vagues). Cette dernière étude est très dé-Palaeomicrocodium. La structure grumeleuse ne forme plus ici des tapis encroûtants, mais une "trame" non laminaire, avec des trous ou cavités piégeant de la micrite, des Ostracodes et quelques bioclastes (fig. V.23 et pl. III, photo 3). Le terme "thrombolite" est descriptif (note 17, chapitre 5) et s'applique à des structures cryptalgaires non laminaires. Son utilisation ici dépend évidemment de la pertinence de l'attribution cryptalgaire de la structure grumeleuse...

Dans la littérature, les thrombolites sont généralement considérés comme des constructions de type stromatolithique, développées en milieu subtidal. L'absence de lamination est due à l'absence de cycle régulier exhondaison-submersion ou à l'absence de périodicité de l'apport sédimentaire (Aitken, 1967 p. 1173; Pratt, 1982). Suivant les auteurs, les thrombolites semblent croître dans des eaux assez turbulentes (*ibid.*; Pratt & James, 1982) ou sous la zone d'action des vagues (Jansa & coll., 1989 p. 729).

Plusieurs auteurs remarquent aussi que, contrairement aux stromatolithes, la croissance des thrombolites détermine des microcavités qui piègent le sédiment en suspension (Aitken, op. cit. p. 1172; Baria & coll., 1982; Pratt & James, 1982; Latham & Riding, 1988; Jansa & coll., 1989 p. 731 qui y signalent d'ailleurs d'abondants Ostracodes).

comme représentant de petits édifices construits de dimension métrique à plurimétrique en bordure du coeur du monticule. Autour de ces bioconstructions "satellites" à lithification précoce se déposent les calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, Stromatactis, Stromatopores (S5). La figure X.9 donne une image schématique d'une petite portion d'un monticule au niveau d'une de ces petites bioconstructions; elle envisage l'existence de coulées bioclastiques à petite échelle résultant d'une pente sédimentaire.

L'association de Renalcis et de thrombolites dans des bioconstructions métriques a de dépositivores, pourtant fréquents dans les récemment été signalée par Latham & Riding, 1988 (Cambrien du Maroc, en milieu péritidal); Jansa & coll., 1989 (Jurassique de Nouvelle-Ecosse, Canada, milieu subtidal pro-

La répartition horizontale de ces petits édifices est difficilement appréciable. Il est possible qu'elle ne soit pas symétrique, comme celle des calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) qui semblait caractériser un "arrière-récif" embryonnaire. Les quelques observations géométriques dont je dispose semblent indiquer pour les thrombolites une position en "avant-récif". Cette hypothèse est en accord avec les observations de Jansa & coll. (1989).

ORGANISMES

La contribution des différents orga-J'interprète donc ce microfaciès nismes à la formation des monticules est donnée au tableau X.2, établi à partir des données de la littérature et de mes propres observations. Les organismes y sont classés par "fonction" ("guild", Fagerstrom, 1987 p. 193) et par groupe trophique. Je n'ai repris dans ce tableau que les fossiles identifiables. Il est vraisemblable qu'il faille ajouter dans le rôle de producteur de boue carbonatée les hypothétiques Bactéries carbonatogènes. De même, aux producteurs de débris, il faut certainement ajouter un nombre difficilement appréciable d'organismes à corps mou non fossilisés.

291

taillée et propose une zonation écologique des thrombolites sur base de la faune et flore qui leur est associée (fig. 27 p. 567). Les thrombolites à Renalcis semblent croître en milieu relativement plus profond que les autres types de bioconstructions. Dans le cas des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", la position des thrombolites en périphérie du coeur et l'existence d'une pente sédimentaire (chapitre 6) implique une profondeur de ces petits édifices supérieure à celle du coeur à Coraux, Stromatopores, Renalcis, Sphaerocodium et tapis grumeleux. Cette observation s'accorde également avec l'absence de bréchification des thrombolites malgré leur induration rapide.

## VII. ROLE SEDIMENTOLOGIQUE DES

Ce tableau met en évidence l'absence communautés récifales actuelles. On a en effet, tout au long de la description des faciès, remarqué la rareté des processus de bioturbation. Celà est dû à un enchaînement de cir



conformes à

la légende fig. IV.6.



Tapis grumeleux Girvanelles Wéthérédelles Sphaerocodium Kleinbergella? Renalcis?	Trelonella Renalcis Thrombolites Tapis grumcleux?	Tapis grumeleux Rectangulines Trelonella Sphaerocodium Girvanelles	AUTOTROPHES
-------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------	-------------

Tableau X.2: rôle sédimentologique des organismes les plus fréquents dans les monticules micritiques "F2j" en fonction de leur groupe trophique. D'après Riding & Toomey (1972), Alberstadt & coll. (1974), Kobluk & James (1979), Mountjoy & Riding (1981), Pratt & James (1982), Narbonne & Dixon (1984), Fagerstrom (1987) et les observations issues de ce travail.

constances défavorables à la vie de l'endofaune: durant le développement des calcaires rouges (S3, S4) et roses (S5) des niveaux inférieur et moyen des monticules, le sédiment était inhospitalier suite à une très faible teneur en oxygène (développement de Bactéries ferro-oxydantes). Par la suite, avec le développement du niveau supérieur des monticules du Massif de Philippeville (et du sondage de Chaudfontaine), la teneur en oxygène du sédiment a augmenté, mais la lithification précoce a inhibé une endofaune diversifiée.

#### C. INTERPRETATION DES FACIES PERI- ET EXTRA-BIOHERMAUX

#### I. GENERALITES

En distinguant le milieu "péri-biohermal" du milieu "extra-biohermal", j'ai implicitement supposé qu'une zone de transition entre biohermes et milieu extra-biohermal était présente. Cette zone est bien entendu influencée par les deux milieux qui l'encadrent. L'influence se marque notamment par le développement de talus bioclastiques (Lowenstam, 1950, fig. 8 p. 464) et implique un certain relief des bioconstructions. On peut donc émettre l'hypothèse que seuls les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" qui possédaient à partir de leur niveau moyen des pentes périphériques appréciables, ont développé des faciès péri-biohermaux. Les monticules du type "Les Bulants" dont le relief était très faible, ne semblent pas avoir développé de "talus". On observe en effet, grâce aux coupes de Neuville A et B, des Bulants (fig. VI.2) et de Tiène à l'Gatte (fig. VI.1) que non seulement l'épaisseur de l'unité argilo-calcaire ne varie pas fortement lorsqu'on s'éloigne d'un édifice, mais aussi que les assemblages restent à peu près inchangés. On note uniquement une variation au niveau des microfaciès, avec un enrichissement principalement en Eponges en direction des biohermes et une plus grande importance des mudstones bioturbés et des coverstones à Coraux lamellaires lorsqu'on s'en éloigne. D'une manière générale d'ailleurs, on a vu grâce à la coupe B des Bulants (fig. IV.17) que la teneur en insolubles n'augmente pas significativement du bioherme vers le milieu extra-biohermal; seuls les joints argileux augmentent en épaisseur et en fréquence en dehors du bioherme.

La comparaison des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et des monticules du type "Les Bulants" au chapitre 6 nous a montré, qu'outre la différence de relief rappelée ci-dessus, les monticules du type "Les Bulants" sont fortement indentés dans les sédiments encaissants, alors que les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", auxquels je rajoute ici ceux du type "Saint-Rémy" ne le sont que fort peu. Il existe en fait une relation simple et évidente, déjà observée par Shaver (1977) pour les "récifs" siluriens d'Indiana (USA) qui lie relief, digitation et vitesse relative de sédimentation en milieu biohermal et extra-biohermal: un bioherme qui croît dans un environnement où la vitesse de sédimentation en milieu extra-biohermal est du même ordre de grandeur que sa vitesse de croissance est fortement indenté et ne développe pas de relief important (cas des monticules du type "Les Bulants"), tandis qu'un édifice dont la vitesse de croissance est beaucoup plus élevée que la vitesse de sédimentation extrabiohermale est peu indenté et développe relief, pentes périphériques et faciès péribiohermaux (cas des monticules du type "Les Wayons-Hautmont").

Je n'envisage ci-dessous que ce dernier cas; les sédiments extra-biohermaux contemporains de l'édification des monticules du type "Les Bulants" sont très semblables aux sédiments infra-biohermaux (titre B.I du présent chapitre) et appelent à la même interprétation des paléoenvironnements.

#### II. LES SEDIMENTS ENCAISSANT LES MONTICULES DU TYPE "LES WAYONS-HAUTMONT"

Il s'agit principalement de schistes fins à faune pauvre. En milieu extra-biohermal, seuls quelques niveaux à coquilles bien conservées (surtout des Lamellibranches, exhumés lors de vannages périodiques par des courants: Morris, 1980 p. 163-164) représentent la faune indigène. Les rares bioclastes de Crinoïdes, Bryozoaires, Coraux, Gastéropodes témoignent eux d'un net transport. Les quelques terriers sont ouverts et liés à la présence de suspensivores. Ces éléments, de même que l'existence d'une lamination par endroit conservée, indiquent un sédiment restreint à très faible teneur en oxygène (Byers, 1977 p. 8; Morris, 1979; Wetzel, 1982 p. 432; Raiswell & coll., 1987). Ce sédiment est par

endroit riche en pyrite et ne permettait pas le les flancs de monticules micritiques à développement de Bactéries ferro-oxydantes qui sont, rappelons-le, microaérophiles et qui semblent dépendantes d'une production locale de carbonates.

A proximité des monticules, à partir de leur niveau moyen, on observe de fréquentes intercalations de bancs riches en Crinoïdes et bioclastes. Les Crinoïdes sont également abondants dans les interbancs schisteux, sous forme de tiges de plusieurs ossicules accolés. Il semble donc, puisque les Crinoïdes ne dominent aucun des faciès biohermaux, qu'il s'agisse de communautés indigènes, peuplant les flancs des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ce type d'habitat est la règle dans la plupart des biohermes paléozoïques (Wilson, 1975 p. 164; Burchette, 1981 p. 119; Pratt, 1982 p. 1206); citons entre autre:

- le talus récifal du complexe du "Magnesian Limestone", Permien supérieur d'Angleterre (Smith, 1981 p. 175);

- les flancs de monticules dinantiens du Derbyshire, Royaume-Uni (Gutteridge, 1988);

- les flancs de monticules waulsortiens d'Irlande (Lees, 1961 p. 104, 1964 p. 511) ou de Belgique (Lees & Conil, 1980 p. 38; d'abondantes Fénestelles s'ajoutent aux Crinoïdes):

- les flancs des "récifs" siluriens d'Indiana, USA (Lowenstam, 1950 p. 448; Textoris & Carozzi, 1964 p. 405; Shaver, 1974; Shaver & Sunderman, 1983);

- les flancs de "récifs" siluriens à Eponges de l'Arctique canadien (Narbonne & Dixon, 1984 p. 27);

- les flancs de bioconstructions ordoviciennes des Appalaches, USA (Read, 1982 p. 202);

- les flancs de "patch reefs" cambriens du labrador, Canada (James & Kobluk, 1978);

- le talus d'avant-récif de bioconstructions algaires carbonifères du Texas, USA (Toomey & Winland, 1973);

- les flancs de monticules dévoniens du Maroc (Brachert & coll., 1988);

(Wallace, 1987);

- etc,...

A ces exemples anciens, on peut ajouter les observations actuelles de Macurda & Meyer (1977) qui constatent que si la majorité des Crinoïdes sont d'eaux profondes, certains vivent dans les récifs et croissent préférentiellement dans les zones de rupture de pente. Dans les monticules de "marbre rouge", les Crinoïdes s'installent sur les flancs dès qu'apparaît un certain relief, c'est-à-dire à partir du niveau moyen des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Les bancs de grainstones à Crinoïdes à base onduleuse et sommet plan résultent probablement d'un remaniement peu important (car on n'observe pas d'usure des ossicules) avec formation de "coulées" (Burchette, 1981 p. 127; Talent, 1988), peut-être à la suite d'événements turbulents (Hayward, 1982). Localement, les flancs voient le développement de petis édifices métriques à colonies coralliennes.

Les bancs crinoïdiques de flanc passent probablement vers les zones plus centrales des monticules à des niveaux bioclastiques du lithofaciès à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) ou à des nébuloïdes stratiformes. L'ensemble correspondrait alors à un même événement turbulent. Les nébuloïdes stratiformes et certains niveaux bioclastiques continus présentent d'ailleurs un enrichissement périphérique en Crinoïdes au détriment notamment des Brachiopodes et des Receptaculites. Dans ces bancs crinoïdiques de flanc, on observe la présence de bioclastes dérivés de zones centrales des monticules (fragments de Trelonella, par exemple).

A distance plus importante des monticules, les bancs de grainstones crinoïdiques disparaissent au profit de bancs moins fréquents de rudstones à Fénestelles, Crinoïdes, Brachiopodes, péloïdes passant parfois verticalement à des grainstones à péloïdes et bioclastes (fig. X.10).

Ces unités possèdent de nombreuses caractéristiques typiques des niveaux de tempête (Aigner 1982, fig. 5 p. 185; Kreisa & Bambach 1982, fig. 1 p. 201, fig. 2 p. 203): érosion basale, présence d'intraclastes, usure très faible à nulle des éléments figurés, sédi-

Stromatactis du Dévonien de l'Est australien



- niveau basal à intraclastes, nombreuses Fénestelles, quelques Brachiopodes; une phase infiltrée à péloïdes et microbioclastes forme des structures perchées; nombreux effets d'ombrelle; exemple: LI 19, NV 32, etc...; - niveau laminaire à lamination plane; la taille des éléments figurés (péloïdes et bioclastes) est constante et avoisine 1 mm; exemple: LI 20; - niveau laminaire à lamination entrecroisée en "auges et mamelons"; mêmes éléments figurés, taille moyenne proche de 100  $\mu$ m; exemple LI 50. Ces bancs sont isolés au milieu de schistes fins. Leur relative rareté témoigne du caractère exceptionnel du phénomène responsable de leur formation. Ces sédiments sont semblables aux tempestites de "type 2" et de "type 3" décrites dans le Dinantien du Synclinorium de Dinant par Van Steenwinkel (1988 p. 66-76) et mises en place à proximité de la base de la zone d'action des vagues de tempêtes majeures.

étudié ici:

D. INTERPRETATION DES FACIES DES COUPES DE LUSTIN. CRUPET, AISEMONT ET HUCCORGNE

ments perchés et structures d'infiltration, effets

d'ombrelle, granoclassement vertical, lamina-

tion plane des sédiments fins passant vers le

haut à des stratifications obliques "en auges et mamelons", caractère indigène des éléments

figurés. La séquence idéale est, dans le cas

Il s'agit ici de sédiments argilo-carbonatés et carbonatés stratifiés, abondamment décrits dans la littérature et dont l'interprétation est en quelque sorte devenue "classique". Je me réfèrerai en général aux indications données par Wilson (1975 p. 63-69) ou par Préat & Mamet (1989 p. 49-74).

#### I. LES SCHISTES ET SILTITES ARGILEUSES (N1)

Ils sont comparables au "SMF-8" de Wilson, et caractéristiques d'un environnement

Ces calcaires argileux correspondent au "SMF-9" de Wilson et au "MF1" de Préat & Mamet. L'environnement est ouvert, comme en témoigne la communauté organique, et situé à proximité de la zone d'action des vagues. Préat & Mamet (op. cit., p. 49) estiment que ces sédiments se sont déposés à une profondeur d'une vingtaine de mètres. Les concentrations de coquilles pourraient correspondre à des événements turbulents temporaires.

(N3)

Ce microfaciès, comparable (mais pas identique) au MF2a de Préat & Mamet (op. cit.), contient une faune variée de milieu ouvert. L'agitation du milieu est intermittente, mais suffisante pour que se forment des encroûtements symétriques et des oncolithes de type IV c et plus rarement I de Dahanayake (1978, 1979). les oncolithes de type IV c sont relativement "gros", possèdent une surface bosselée et témoignent de longues périodes de calme, propices à une croissance algaire vigoureuse, entrecoupées de brèves périodes plus turbulentes au cours desquelles l'oncolithe est retourné.

péloïdes

297

calme et ouvert. L'abondance des figures de bioturbation traduit la présence d'une endofaune probablement plus dépositivore que suspensivore (bioturbation déformative). Le sédiment est donc relativement bien oxygéné, tout au moins dans sa portion superficielle (Byers, 1977; Morris, 1979; Raiswell & coll., 1987). L'influence détritique se marque par le dépôt d'argiles contenant par endroit de petites lentilles silteuses, liées probablement à des augmentations temporaires de la turbulence.

#### II. LES CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES, CRINOIDES, **BIOCLASTES, LAMELLIBRANCHES (N2)**

#### III. LES CALCAIRES A ONCOLITHES, CORAUX, LAMELLIBRANCHES, BRACHIOPODES, STROMATOPORES

#### 1. Wackestones bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes

#### 2. Packstones et grainstones à oncolithes et

On observe ici une intéressante évolution du type d'oncolithes entre les packstones et les grainstones. Dans les packstones, ce sont toujours les oncolithes de type IV c qui dominent, ils indiquent un milieu relativement calme. Dans les grainstones par contre, les oncolithes arrondis et granoclassés de type I sont très abondants et témoignent d'un milieu à agitation continuelle, responsable du vannage de la boue carbonatée. La faune variée est de milieu ouvert.

#### IV. CALCAIRES BIOTURBES (N4)

Ce lithofaciès, qui ressemble au "MF8" de Préat & Mamet (op. cit. p. 62-64), est typique d'un "milieu lagunaire, calme à circulation retreinte, temporairement agité". La faune et la flore sont relativement peu diversifiées, témoignant d'une certaine restriction du milieu. La présence de Stromatopores branchus et d'Umbelles (Mamet, 1970; Wray, 1977 p. 110) renforce cette interprétation d'un milieu isolé de l'influence de la mer ouverte. De petits "patch-reefs" à Rugueux subsphériques sont localement présents.

#### V. LOFERITES (N5)

Souvent associé au lithofaciès précédent, ce type particulier de sédiment constitue suivant Fischer (1964 p. 124) de petites levées temporairement exhondées, en milieu lagunaire. C'est également l'interprétation retenue par Wilson, 1975 p. 67 et celle de ce travail.

#### VI. CALCAIRES LAMINAIRES (N6)

Ce sédiment est très semblable aux "laminites bioturbées" de "type 4" décrites dans la Formation de Trois-Fontaines (Givétien Inférieur) par Préat & Boulvain (1987). Il correspond au "MF 12" de Préat & Mamet (1989). Préat & Boulvain (op. cit.) et Boulvain & Préat (1986) ont montré que ce type de sédiment se formait dans des "mares" de complexes inter- à supracotidaux du même type que les marais maritimes actuels de l'île d'Andros (Bahamas, voir Hardie & Garett, 1977). Ils ont également montré que ce sédiment riche en Issinelles et Paléobéréselles témoignait d'un climat tropical humide, par opposition à des sédiments analogues, pauvres en Algues et riches en péloïdes de la Formation de Fromelennes (Givétien Supérieur) qui traduisent une augmentation de l'aridité du climat.

Je pense que cette interprétation peut être appliquée aux sédiments laminaires de la Formation de Lustin; on doit donc admettre l'existence, au cours du Frasnien moyen du bord nord du bassin de sédimentation, de vastes marais maritimes développés en climat tropical humide.

## **E. CONCLUSIONS**

Ce chapitre nous a permis de préciser, pour chaque niveau et lithofaciès des monticules micritiques, les milieux de genèse:

- le soubassement des monticules est constitué de schistes nodulaires et de calcaires argileux où dominent des Eponges, des Bryozoaires branchus et des Brachiopodes. Cette communauté témoigne d'un milieu très calme, situé sous la zone photique;

- le niveau inférieur et sommital des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et la totalité des monticules du type "Saint-Rémy" se sont développés nettement sous la zone d'action des vagues et sous la zone photique de la majorité des Algues, dans un environnement déficitaire en oxygène, vraisemblablement suite à une forte productivité organique. On ne décèle aucune différenciation horizontale: le milieu est "isotrope" (ni courant, ni gradient vertical).

La communauté biologique, très peu diversifiée, est dominée par les Stromatactis. Ces structures énigmatiques sont en fait liées à l'évolution de cavités laissées par des Eponges dans un sédiment à l'état de gel. La morphologie typique des Stromatactis est le résultat d'effondrements successifs du toit des cavités et d'une sédimentation interne à leur base (effet "fonti"). Cette morphologie est modulée par l'abondance relative des éléments figurés.

Le sommet du niveau inférieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et la totalité du niveau inférieur des biohermes du type "Les Bulants" montrent un enrichissement de la communauté, avec apparition de Coraux, de Crinoïdes et de Kleinbergelles. Dans ce sédiment toujours riche en Eponges, la présence de Coraux lamellaires empêche la formation de Stromatactis: par effondrements répétés, le sommet des cavités bute contre les organismes lamellaires qui forment voûte;

beaucoup de Coraux surmontent ainsi des masses de ciment fibreux.

- le niveau moyen des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Les Bulants" était soumis à une turbulence faible et intermittente, à l'origine de niveaux bioclastiques et de "nébuloïdes". Ces dernières structures, au contraire des niveaux bioclastiques, ont subi une cimentation précoce qui a empêché l'infiltration de matrice. Ce niveau s'est développé dans la zone photique des Sphaerocodium, Renalcis et Girvanelles qui, avec la présence constante de Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, etc... enrichissent la communauté organique. La diversité atteint une valeur proche de son maximum.

La morphologie des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" subit une certaine évolution, avec apparition de pentes latérales d'une dizaine de degrés et d'un début de différenciation horizontale;

- le niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Les Bulants" s'est développé dans un milieu soumis à une turbulence continue quoique très modérée, dans la zone photique des Algues vertes (Dasycladacées, Udotéacées). L'environnement est bien oxygéné et les Bactéries ferro-oxydantes disparaissent de la surface des monticules. On constate à la fois une différenciation horizontale marquée dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", avec accentuation des pentes latérales, et une lithification synsédimentaire des faciès centraux. Certains faciès centraux montrent une diminution nette de la diversité organique, avec apparition de tapis cryptalgaires.

Les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" développent à partir du niveau hermaux.

299

moyen un certain relief au-dessus du fond marin, avec apparition de faciès de flanc. Ces faciès, dominés par une communauté indigène à Crinoïdes, sont remaniés par des augmentations temporaires de la turbulence avec naissance de petites coulées "sableuses". Des événements turbulents exceptionnels donnent naissance à des accumulations de type "tempestite" dans les schistes fins extra-bio-

Le maintien de pentes sédimentaires (jusqu'à 35% pour le niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont") devait être lié à un état rhéologique particulier du sédiment biohermal, très riche en matière organique. L'essentiel de la production carbonatée était d'origine microorganique, probablement bactérienne pour les niveaux moyen et inférieur des monticules du Massif de Philippeville et pour l'ensemble des monticules de "marbre rouge" du bord sud du Synclinorium de Dinant; pour le niveau supérieur des monticules du Massif de Philippeville, on doit cependant envisager une contribution algaire plus importante.

En conclusion, il semble qu'au vu de la reconstitution des paléomilieux effectuée dans ce chapitre, la relative simplicité de l'écosystème biohermal frasnien soit bien le reflet de sa simplicité originelle et non le résultat d'une énorme perte d'information au cours de la fossilisation, comme c'est parfois le cas (Frost, 1977 p. 98, 102; Fagerstrom, 1987 p. 244-246). Une part importante de l'écosystème biohermal frasnien a en effet plus de rapport avec certaines communautés actuelles d'eaux "profondes" à Eponges et Coraux, relativement simples (Land & Moore, 1977 p. 59) qu'avec nos récifs holocènes, extraordinairement complexes.

## Chapitre 11: EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS PALEOGEOGRAPHIE

"(...) all reefs, first of all were responses to a set of physical-chemical conditions that were both permissive and limiting. Within the limitations, the reef community and the reef body itself demonstrated great versatility, using all survival potentials in whatever combinations were necessary, to exploit each possible niche and opportunity." (Shaver & coll., 1978 p. 29).

#### A. INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de retracer l'histoire sédimentaire des monticules et de situer cette histoire dans le cadre plus vaste de l'évolution du bassin de sédimentation. L'accent sera mis sur le caractère allogénique ou autogénique de la structuration écologique des biohermes, sur la mise en évidence de mouvements eustatiques et de leur influence sur la sédimentation, sur le type de plate-forme carbonatée et sur les causes de l'extinction des monticules à la fin du Frasnien.

## B. RAMPE OU PLATE-FORME?

Le concept de "rampe carbonatée" a été introduit en 1973 par Ahr (1973) comme une alternative au modèle de "plate-forme", inspiré des études de l'Actuel. Avant de résumer brièvement les différences essentielles entre ces deux modèles, relevons un problème de vocabulaire: si en anglais, on distingue "ramp" de "rimmed shelf", regroupés sous le terme général "platform", en français, on est bien obligé d'opposer "rampe" et "plate-forme assymétrique", regroupées au sein des "plateformes *s.l.*".

#### I. GENERALITES

La différence essentielle entre une rampe et une plate-forme asymétrique est morphologique: une plate-forme asymétrique possède une rupture de pente marquée formant transition brutale entre des faciès peu profonds et des faciès profonds, tandis qu'une rampe ne possède pas de rupture de pente (rampe homoclinale) ou bien une rupture de pente profonde ("distally steepened ramp"), sans transition de faciès bien marquée (Read, 1985 p. 3; Sarg, 1988 p. 156).

Dans le cas des plate-formes asymétriques, la rupture de pente est soulignée par des constructions carbonatées formant "barrière". Ces constructions sont des "récifs", résistants à l'action des vagues, constitués de framestones, rudstones et grainstones (Read, 1985 p. 11). Sur les rampes par contre, les bioconstructions sont isolées, à dominante boueuse, à base circulaire, constituées de mudstones, floatstones et wackestones déposés dans des milieux relativement calmes (Read, *op. cit.* p. 5).

La présence sur les plate-formes asymétriques d'une barrière s'opposant à l'action des vagues a une forte influence sur l'hydrodynamisme des zones plus internes. L'énergie, élevée au niveau de la barrière, diminue fortement en arrière de celle-ci, donnant naissance à de vastes lagunes caractérisés par une sédimentation de milieu calme. Sur une rampe par contre, l'énergie augmente régulièrement depuis les zones externes vers les zones internes, avec les milieux les plus agités près du rivage. Dans ces milieux "littoraux" se forment des bancs ("shoals") de sable bioclastique, péloïdique, oolithique, etc..., avec un lagon étroit en arrière de ceux-ci (James & Mountjoy, 1983; Read, *op. cit.* p. 3).

Les sédiments lagunaires et inter- à supracotidaux d'arrière-barrière de plate-forme sont caractérisés par une certaine cyclicité, rare sur une rampe, due à des phénomènes d'ouverture et de fermeture de la barrière, amenant des augmentations d'énergie ou au

contraire, l'établissement temporaire avec dominance de faciès micritiques. Il s'agit d'environnements restreints (Read, op. cit. p. 8-9).

Enfin, les faciès profonds, situés pour les plate-formes asymétriques au-delà de la rupture de pente, sont caractérisés par des turbidites, des blocs exotiques de calcaire construit et des slumps, toutes structures rares dans le cas d'une rampe homoclinale (James & Mountjoy, 1983, op. cit. p. 199-200). Une rampe à rupture de pente profonde peut posséder des faciès turbiditiques, mais sans fragments exotiques de calcaires de milieu peu profond.

Ces différences sont présentées de manière synthétique à la figure XI.1.

#### II. QU'EN EST-IL AU FRASNIEN, DANS L'AIRE DE SEDIMENTATION CONSIDEREE?

Préat & Boulvain (1988 p. 1) et Préat (1989) ont montré qu'au Couvinien, dans le Synclinorium de Dinant, la sédimentation argilo-carbonatée avait lieu dans un contexte de rampe, alors qu'au Givétien une plate-forme carbonatée à sédimentation cyclique avec développement de gigantesques lagunes et "complexes" inter- à supracotidaux en milieu protégé sont la règle (Préat, 1984; Boulvain & Préat, 1986; Préat & Boulvain, 1987). Le début du Frasnien est ensuite marqué par une succession d'approfondissements (Johnson & coll., 1985), responsables de l'ennoiement ("drowning") de la plate-forme givétienne et de l'établissement d'une sédimentation mixte argilo-carbonatée. Au Frasnien moyen, on assiste vraisemblablement à nouveau à l'installation, avec un net décalage vers le nord ("backstepping" sensu Playford, 1984, fig. 6 p. 194) d'une plate-forme carbonatée à sédimentation cyclique dans les zones internes.

Au cours de la partie supérieure du Frasnien moyen et au Frasnien supérieur. durant l'intervalle de temps qui voit le développement des monticules de "marbre rouge", les caractéristiques générales de la sédimentation sont les suivantes:

- absence de récif-barrière; les monticules de "marbre rouge" sont des édifices relativement profonds, dont la base est située sous la zone d'action des vagues de tempête (chapitre 10),

d'édifices isolés:

- une sédimentation mixte argilo-carbonatée (chapitre 5);

- absence de critères de pente générale de la plate-forme:

- rareté ou absence de slumps ou de turbidites dans les faciès extra-biohermaux du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant (chapitre 10);

- développement de bancs de packstones et grainstones bioclastiques à oncolithes dans les zones internes ("shoals") au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur;

- sédiments acycliques dans les zones internes.

Ces observations sont éminemment caractéristiques d'une rampe carbonatée, homoclinale dans l'aire considérée.

La présence hypothétique d'une barrière située vers le large dans une zone actuellement enfouie (dans ce cas, l'aire de sédimentation considérée serait un "lagon profond" au sens de Kendall & Schlager, 1981 p. 198) peut être à mon avis réfutée: l'occurence de tempestites en milieu situé sous la zone d'action des vagues "normales" ("normal" ou "fair weather wave base") témoigne de fortes augmentations épisodiques de la profondeur de celle-ci et donc de la longueur d'onde des vagues, incompatibles avec la présence d'une barrière à une distance "raisonnablement" proche du Bassin de Dinant.

## C. SUBSIDENCE, FLUCTUATIONS EUSTATIQUES ET SEDIMENTATION

Avant d'entamer la reconstitution de l'évolution spatio-temporelle de la rampe carbonatée, il me semble nécessaire d'ouvrir une parenthèse et de présenter brièvement les quelques hypothèses qui sous-tendront la modélisation (on peut également se référer à la synthèse de M. Van Steenwinkel, 1988 p. 117-124).

Les travaux récents de Vail & coll. (1977 a, b, 1987), de Kendall & Schlager (1981), de Johnson & coll. (1985), de Sarg (1988), de Dolan (1989) notamment permettent de faire la part des phénomènes contrôlant la nature et la géométrie des corps sédimentaires: la subsidence, les variations eustatiques et le taux de sédimentation. Reprenons successivement ces trois variables.

#### 1. Les variations eustatiques

Ces phénomènes correspondent aux changements du niveau marin par rapport à un point fixe, résultant d'une modification du volume des eaux ou des bassins océaniques. Cette modification peut être induite par des phénomènes de glaciation-déglaciation (Vail & coll., 1977 b p. 93; Kendall & Schlager, 1981 p. 185; Pitman & Golovchenko, 1983 p. 46), de dessiccation ou de submersion de bassins enclos (Kendall & Schlager, ibid.), d'apport d'eau juvénile (Vail & coll., ibid.), de mise en place sous-océanique de grandes quantités de produits volcaniques ou de sédiments (Vail & coll., ibid.; Kendall & Schlager, ibid.; Pitman & Golovchenko, 1983 p. 47), de changement de volume des rides médio-océaniques (Vail & coll., ibid.; Pitman & Golovchenko, *ibid.*) ou de collisions et raccourcissements continentaux (Pitman & Golovchenko, *ibid*.).

De ces divers mécanismes, les variations glacio-eustatiques et la modification du volume des dorsales semblent les plus rapides (Vail & coll., ibid.; Johnson & coll., 1985).

Vail & coll. (1977 b) constatent que trois cycles de variations eustatiques sont superposés: un cycle de permier ordre de 200 à 300 millions d'années de fréquence, un cycle de deuxième ordre de 10 à 80 millions d'années et un cycle de troisième ordre de 1 à 10 millions d'années. Les cycles de premier et deuxième ordre seraient liés à des causes géotectoniques globales (volume des bassins océaniques), tandis que les cycles de troisième ordre pourraient être liés à des mécanismes glacio-eustatiques ou d'expansion océanique (volume des eaux océaniques) (Vail & coll., 1977 b p. 93; Vail & Eisner, 1989 p. 63).

cit. p. 92).

A ces cycles de premier, deuxième et troisième ordre s'ajoutent selon Kendall & Schlager (op. cit., p. 185), des cycles plus courts, de 10.000 à 500.000 ans, essentiels dans la structuration des plate-formes carbonatées. Ces cycles sont situés dans la bande de fréquence des cycles de Milankovitch et taduiraient des variations climatiques (Vail & Eisner, 1989 p. 64);

Aux fluctuations eustatiques, de type sinusoïdal, se superpose la subsidence ou le soulèvement du substrat. Dans le cas d'un bassin intracratonique (cas des bassins de Namur et Dinant au Dévonien: Burchette, 1981; James & Mountjoy, 1983) ou d'une marge passive, divers auteurs ont montré que les variations du taux de subsidence étaient faibles par rapport au taux de variation eustatique et que ce taux, quoique décroissant au cours du temps, pouvait être assimilé en chaque point à une constante (Kendall & Schlager, 1981 p. 184; Pitman & Golovchenko, 1983 p. 43; Johnson & coll., 1985; Vail & coll., 1987 p. 1303; Dolan, 1989 p. 1241). Le taux de subsidence diminue en général en direction du rivage (Krebs & Mountjoy, 1972 p. 298).

Les variations eustatiques (à l'échelle globale) et la subsidence (à l'échelle locale) se superposent et donnent naissance aux variations relatives du niveau marin (fig. XI.2) qui déterminent la quantité d'espace disponible pour la sédimentation (Vail & coll., 1987 p. 1304).

Le taux de variation relative du niveau marin est une grandeur obtenue (fig. XI.2) en dérivant la courbe de variation relative du niveau marin. Il est déterminé principalement par les fluctuations eustatiques, puisque le taux de subsidence (dérivée première de la subsidence) est représenté par une constante.

Les variations relatives du niveau

marin peuvent être mises en évidence par des relations géométriques entre substrat et sédiments nouvellement déposés: une montée relative du niveau marin se marque par un

Le Frasnien fait partie d'un cycle de permier ordre de haut niveau marin s'étendant du Cambrien au Carbonifère (Vail & coll., op.

#### 2. Subsidence et soulèvement


déplacement vers le continent du "biseau d'aggradation côtier" ("coastal onlap"), une baisse relative par un déplacement du biseau vers l'océan (Vail & coll., 1977 a p. 67, 71);

### 3. Le taux de sédimentation

Si l'on ajoute au taux de variation relatif du niveau marin un taux de sédimentation, on obtient un taux de variation de la profondeur relative, qui détermine la nature de la sédimentation. Il faut insister sur le point suivant: si le taux de sédimentation est constant, le taux de variation de la profondeur relative dépend uniquement du taux de variation du niveau marin relatif. Si le taux de sédimentation est variable, le taux de variation de la profondeur relative en un lieu dépend à la fois du taux de sédimentation et du taux de variation relative du niveau marin.

#### 4. Implications pour le Frasnien

De ces relations, on peut déduire les points fondamentaux suivants qui nous serons utiles dans la suite du travail:

- à l'échelle de temps considérée (cycles de 3e

et 4e ordre)⁽¹⁾ et dans les conditions tectoniques prévalant au Frasnien, on peut dire que la subsidence est constante et les variations relatives du niveau marin sont sous contrôle eustatique;

- étant confronté à des faciès mixtes argilocarbonatés, on ne peut supposer un taux de sédimentation constant. Le taux de variation de la profondeur relative dépend du taux de sédimentation et du taux de variation relative du niveau marin;

- une transgression marine n'est absolument pas une preuve d'une augmentation relative du niveau marin: il peut s'agir uniquement d'un phénomène lié à une diminution du taux de sédimentation, jusqu'alors en équilibre avec le taux de variation relative du niveau marin. De même, une diminution de la profondeur relative en un point peut résulter d'une augmentation du taux de sédimentation, dépassant par exemple le taux de montée relatif du niveau marin (Vail & coll., 1977 a p. 68). Comme l'échelle d'observation et la nature

(1): de l'ordre de 3 à 5 millions d'années (Odin, 1982, fig. 2 p. 492)

1304);

I. ENNOIEMENT DE LA PLATE-FORME MEDIO-FRASNIENNE ET ETABLISSEMENT D'UNE RAMPE CARBONATEE

L'ennoiement de la plate-forme du Frasnien moyen est un événement extrêmement brutal, puisqu'aussi bien les calcaires lagunaires et inter- à supra-cotidaux des Formations de Lustin et de Huccorgne que les biostromes "F2gh" du Massif de Philippeville et les monticules "F2h" du bord sud du Synclinorium de Dinant sont surmontés sans transition par des calcaires argileux contenant une faune de milieu ouvert.

Comment expliquer cet événement qui est, comme le soulignent Kendall & Schlager (1981, p. 201-202), Kendall (1981) et Sarg (1988 p. 161-162), extrêmement paradoxal?

Relevons d'abord le paradoxe: le taux d'accrétion d'une plate-forme carbonatée "en bonne santé" est égal ou supérieur au taux d'élévation du niveau marin relatif le plus rapide que l'on connaisse (1 à 10 mètres par 1000 ans durant la déglaciation holocène: Kendall & Schlager, op. cit. p. 186; 15 mètres par 1000 ans, Longman, 1981 p. 18-19). Il faut donc imaginer pour expliquer l'ennoiement d'une plate-forme carbonatée, soit

# 307

de la plate-forme s.l. (une rampe homoclinale) ne permettent pas de mettre en évidence le déplacement de biseaux d'aggradation (Schlager, 1981; Dolan, 1989), la matérialisation des variations relatives du niveau marin s'établira en comparant les variations relatives de la profondeur pour des zones à taux de sédimentation différent. Ces observations ne pourront être que qualitatives (par opposition à la construction de courbes quantitatives de variation relative du niveau marin en milieu côtier à taux de sédimentation relativement constant: Vail & coll., 1987 p.

- jusqu'à ce jour, aucune glaciation ou déglaciation n'a été reconnue au Frasnien (Copper, 1986 p. 837). Les variations du niveau marin ne peuvent donc être expliquées par le jeu glacio-eustatique.

# D. L'EVOLUTION DE LA RAMPE CARBONATEE TARDI-**FRASNIENNE**

des pulsations eustatiques très rapides, provoquées par un phénomène inconnu à ce jour (Kendall & Schlager, op. cit. p. 201, Read, 1985 p. 16), soit l'intervention d'un phénomène inhibiteur de la production carbonatée (Kendall & Schlager, op. cit. p. 186; Schlager, 1981 p. 202-203; Read, ibid.; Sarg, 1988 p. 161), par exemple une péjoration du climat ou de la qualité des eaux (salinité, température, oxygénation, contenu en nutriments, turbidité,... cf. Schlager, 1981 p. 208; Sarg, 1988 p. 161). Il ne s'agit en tout cas pas dans le cas qui nous occupe d'un brusque apport de terrigènes, puisque les premiers calcaires argileux qui reposent sur les derniers bancs de calcaire purs sont déjà caractéristiques d'un milieu relativement profond et non d'un milieu en voie d'approfondissement.

J'ai observé à diverses reprises II. LA SEDIMENTATION DURANT LA (chapitre 4) la présence d'un fond durci audessus des bancs de calcaires purs du "F2gh" et de la Formation de Lustin. Sa présence témoigne d'un arrêt de sédimentation de durée 1. Evolution générale de la sédimentation indéterminée avant le dépôt des premiers calcaires argileux. Cet hiatus représente le maximum du taux de montée relatif du niveau marin (ou le point d'inflexion de la courbe de variation du niveau marin) et non le niveau marin le plus élevé (Kendall & Schlager, 1981 p. 195; Vail & coll., 1987 p. 1305; Sarg, 1988 p. 163, 173; Van Steenwinkel, 1988 p. 123-124; Mouterde & coll., 1989).

Ce maximum est une période de déséquilibre entre la sédimentation et la "création d'espace pour l'accumulation de sédiments" (Vail & coll., 1987) et précède la sédimentation argilo-calcaire qui constitue en quelque sorte la "réponse" des processus sédimentaires à la situation nouvellement créée (Ferry & Rubino, 1989; Floquet & coll., 1989 p. 35). Il semble bien qu'à une plus grande échelle, l'installation d'une rampe carbonatée sur une plate-forme ennoyée corresponde au même genre de réorganisation (Wilson, 1975 p. 348; Schlager, 1981 p. 201).

Insistons encore sur la nature relativement monotone, en milieu extrabiohermal, de l'unité argilo-calcaire correspondant à la "2e phase" définie lors de l'analyse séquentielle (chapitre 9). Ce caractère monotone témoigne bien du ralentissement du taux de variation du niveau marin et de

sédimentaire. Divers auteurs ont montré que ce type de sédimentation correspond à la fin de la montée relative du niveau marin et au début de sa baisse (Vail & coll., 1977 a p. 68; Sarg, 1988 p. 163, par exemple). Appelons donc la "2e phase": "première période de calme eustatique".

J'ai représenté à la figure XI.3, en regard de la coupe synthétique de Lustin (bord nord du Synclinorium de Dinant), la courbe de variation du niveau marin relatif pour la période de temps considérée. Au cours des paragraphes suivants, chaque segment de cette courbe sera justifié et interprété. Des blocsdiagrammes (fig. XI.4) schématisent la paléogéographie de la rampe à des époquesclés de son évolution.

# PREMIERE PERIODE DE CALME EUSTATIQUE (2e phase séquentielle)

La sédimentation est relativement uniforme dans l'ensemble de l'aire considérée (fig. XI.4 A), avec le dépôt de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes, Lamellibranches (N2) au bord nord du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur, d'une vingtaine de mètres de calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponge, Coraux, Crinoïdes (S2) au voisinage des monticules du type "Les Bulants" et de plusieurs dizaines de mètres de schistes fins plus au sud de ces édifices (déjà, dans le Massif de Philippeville, le soubassement du bioherme de Petit-Mont surmonte 10 mètres de schistes fins).

Le passage entre ces différents lithofaciès, suivant un transect perpendiculaire aux lignes isopiques marque un approfondissement progressif: la sédimentation a lieu principalement à proximité de la zone d'action des vagues au nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, nettement sous la zone d'action des vagues mais en milieu oxygéné dans la région du Massif de Philippeville où croissent les monticules du type "Les Bulants" et en milieu sous-oxygéné au sud du Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant. La transition l'établissement d'un nouvel équilibre entre zone oxygénée et zone sous-oxygénée



Figure XI.3: courbe de variation relative du niveau marin pour la partie supérieure du Frasnien. La courbe est dessinée en fonction des coupes de Lustin et Crupet. Les corrélations séquentielles de ces coupes avec le bioherme de Petit-Mont sont également représentées. Les lettres a, b, c et d situent les blocs-diagrammes de la fig. XI.4 sur la courbe de variation relative du niveau marin.





Figure XI.4: reconstitution schématique de la rampe carbonatée de la partie supérieure du Frasnien dans une région couvrant le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Massif de Philippeville et le bord sud du Synclinorium de Dinant. Les quatres époques choisies correspondent aux points a, b, c et d de la courbe de variation relative du niveau marin à la fig. XI.3.

apparaît assez brutale, mais ce n'est pas le reflet d'une quelconque rupture de pente, mais bien un effet de dépassement du seuil de tolérance des organismes responsables de la sédimentation carbonatée (Byers, 1977).

développent les monticules du type "Les Bulants" (fig. XI.4 A), les monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant et que commencent à s'édifier les biohermes de Petit-Mont et du sondage de Chaudfontaine. La simultanéité entre les phases posttransgressive de haut niveau marin relatif et la croissance d'un certain nombre de biohermes n'est pas le fruit du hasard: de nombreux monticules micritiques dans l'histoire géologique commencent leur développement après une transgression marine (Shaver & coll., 1978; Mac Govney & coll., 1982; Ruppel & Walker, 1982; Bernier & Gaillard, 1983; Shaver & Sunderman, 1983; Calvet & Tucker, 1988); pour Shaver & Sunderman, op. *cit.*, ce phénomène est à mettre en rapport avec une amélioration de la circulation dans le bassin de sédimentation. Nous verrons cidessous que ce même phénomène a à nouveau joué dans l'initiation du développement de certains monticules du type "Les Wayons-Hautmont".

L'édification des monticules du type "Les Bulants" commence, rappelons-le, par des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4), évolue rapidement vers le est difficile d'attribuer de manière sûre cet stade "royal" avec des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et Stromatopores (S5) et culmine avec un "marbre gris" caractérisé par le lithofaciès à petites fenestrae stromatactoïdes, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) (fig. VI.3). Ce niveau présente une forte augmentation de l'extension horizontale des biohermes, témoignant d'une période favorable à leur édification.

Le monticule de Petit-Mont, situé un peu plus au sud (fig. IV.2) que les monticules de Tiène à l'Gatte et des Bulants, commence eustatique. Nous avons vu que son édification sur un soubassement d'une quinzaine de mètres de calcaires argileux surmontant des schistes fins. La situation plus méridionale de Petit-Mont et la présence de schistes fins suggère une profondeur de développement plus importante pour ce isopiques? monticule. La "griotte" de base de ce bioherme est séquentiellement contemporaine du développement des "marbres gris" à Tiène à Lecompte (1959 b, p. 9; 1961, p. B 39-40;

profond.

Dans le Massif de la Vesdre, on peut C'est durant cette période que se considérer que le bioherme de Chaudfontaine s'est développé à partir du "premier biostrome" sensu Coen-Aubert (1974), en interdigitation avec celui-ci, de la même manière que les monticules du type "Les Bulants" se sont développés au sein des calcaires argileux qui leurs sont contemporains. On remarque néanmoins que la base du bioherme de Chaudfontaine 'contient déjà l'assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, Sphaerocodium et Renalcis qui n'apparaît dans le Massif de Philippeville que dans le niveau moyen des monticules. Cet assemblage, typique déjà d'un milieu à agitation intermittente, témoigne d'un milieu de sédimentation moins profond que celui qui a vu le début du développement des biohermes du Massif de Philippeville.

Au bord sud du Synclinorium de Dinant, la première période de calme eustatique correspond au développement des biohermes de Fort-Condé, Saint-Rémy et Tiers Cocrai. Ces biohermes sont presque exclusivement constitués de calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges et sont entourés par les schistes fins. Leur sommet contient une faune un peu plus diversifiée. Il enrichissement à la même "amélioration des conditions du milieu" que celle qui a joué dans le cas des biohermes du type "Les Bulants" et du bioherme de Petit-Mont, mais c'est vraisemblable. De même pour l'apparition de calcaires noduleux vers le sommet de la coupe de la tranchée d'accès au bioherme du "Lion" à Frasnes. Cette interprétation, correcte dans les limites de la biostratigraphie, n'est donc présentée ici que comme une hypothèse.

Revenons à la paléogéographie de la rampe pendant cette première période de calme perpendiculairement aux lignes isopiques, la tendance générale était à un approfondissement progressif du nord vers le sud. Qu'en est-il dans une direction transversale, parallèlement aux lignes

Rappelons (cf. chapitre II) que

l'Gatte et aux Bulants (fig. IX.1) et témoigne de la même "amélioration des conditions du milieu", jouant cette fois sur un édifice plus

1963 b, p. 5; 1967, p. 22) a défini, sur base de rouge" correspond à une adaptation des la nature et de l'épaisseur des sédiments, plusieurs "dorsales" et "ennoyages" transversaux, liés à une subsidence différentielle; ces zones sont, d'ouest en est: l'ennoyage de l'Artois; la dorsale de Rocroi- rouges se sont formés en "zone sous-Philippeville-Beaumont; l'ennoyage de la Meuse (Givet-Anhée); la dorsale de Serpont-Rochefort; l'ennoyage de l'Ourthe et la dorsale en "zone turbulente" à Stromatopores de Stavelot.

uniquement sur les "dorsales", tandis que dans les zones d'ennoyage, prédomine une sédimentation argileuse monotone.

s'appuyer que sur une étude géologique régionale qui sort du cadre de ce travail. Remarquons cependant qu'au bord sud du Alberstadt, où intervient une notion de Synclinorium de Dinant, les édifices structuration écologique, basée sur le augmentent régulièrement de taille depuis la développement de modes de plus en plus région de Frasnes jusqu'à celle de Rochefort, complexes de circulation de l'énergie et avec dans la région de la Meuse, le petit édifice d'utilisation de l'espace: de Fort-Condé et vers Beauraing, les biohermes signalés par Moureau (1933). Je pense qu'il faut émettre quelques réserves sur l'opposition d'un "ennoyage de la Meuse" à une "dorsale de Serpont-Rochefort" qui ne se marquent pas dans la constitution sédimentologique des biohermes de "marbre rouge". L'augmentation de taille des édifices d'ouest en est pourrait s'expliquer par un taux de subsidence plus important vers l'est.

#### 2. Evolution écologique des biohermes du type "Les Bulants"

J'ai montré à plusieurs reprises que les biohermes du type "Les Bulants" présentaient une succession écologique verticale, sans différenciation lithologique horizontale et sans apparition d'un relief. A quel phénomène peuvent apparaître dans une communauté de attribuer cette succession?

Deux modèles coexistent dans la littérature pour expliquer l'évolution des communautés biohermales: il s'agit du modèle "autogénique" de Walker & Alberstadt (1975, et Alberstadt & coll., 1974), auquel on oppose en général un modèle "allogénique" inspiré des travaux de Lecompte (1959 b, 1961, 1967).

Très brièvement, rappelons que Lecompte considère que la succession observée dans les biohermes de "marbre

communautés à une diminution de la profondeur, marquée principalement par une diminution de la turbidité et une augmentation de la turbulence (1959 b, p. 20). Les calcaires turbulente" caractérisée par des Coraux, tandis que les calcaires roses et gris se sont formés lamellaires et Coraux (1959 b, p. 22). En périphérie des édifices se déposent des Les biohermes se développent schistes plus ou moins calcaires à Brachiopodes et polypiers, sédimentés en "zone quiescente" (*ibid.*).

A ce modèle de succession déterminé La discussion de cette théorie ne peut entièrement par des variations du milieu, variations extrinsèques à la communauté biohermale, répond le modèle de Walker &

> "We believe that some of the regularity in reef development results from intrinsic control, in particular the gradual alteration of the substratum by organisms and elaboration of energy-flow pathways as the community develops" (Walker & Alberstadt, 1975 p. 240-241).

Ces auteurs, à la suite de Johnson (1972, cité par Walker & Alberstadt, op. cit.). distinguent trois types d'espèces sur base de leur "stratégie vitale" (p. 240): il s'agit des espèces "caractéristiques" qui sont typiques d'une certaine communauté bien déterminée (il s'agit souvent de "stratèges K", Hottinger, 1984 b); des espèces "intergraduelles" qui manière accessoire, mais sont typiques d'une communauté adjacente et des espèces "ubiquistes" qui se retrouvent dans plusieurs communautés mais ne sont caractéristiques d'aucune d'elles en particulier (il s'agit de "stratèges r", Hottinger, 1984 b).

Sur base de cette classification et après avoir étudié un certain nombre d'édifices biohermaux (étagés de l'Ordovicien au Crétacé, dont les biohermes "de marbre rouge", sur base de l'article de Lecompte de 1959), Walker & Alberstadt distinguent les phases suivantes de l'édification d'une est typique des calcaires roses à Coraux, bioconstruction (p. 242-243):

- la stabilisation: cette phase correspond à la fixation du substrat par un certain nombre d'espèces ubiquistes (Crinoïdes, Bryozoaires branchus, Coraux, Eponges,...);

- la colonisation: c'est une phase de courte durée, marquée par l'apparition d'espèces constructrices, certaines déjà caractéristiques;

- la diversification: on observe une nette augmentation du nombre d'espèces et l'apparition de communautés différenciées et spécialisées. Cette phase forme la majeure partie des édifices;

- la domination: cette phase surmonte abruptement la phase de diversification et est caractérisée par une nette diminution du nombre d'espèces. Quelques organismes, généralement encroûtants, dominent.

On observe parallèlement à l'évolution des communautés, une variation de certains paramètres comme la spécialisation, la diversité spécifique, la production organique, etc...

Il faut remarquer que Walker & Alberstadt (op. cit., p. 243) ne rejettent pas une action du milieu sur l'évolution des bioconstructions, mais jugent que pour expliquer cette évolution, de la phase de colonisation à la phase de diversification, il n'est nullement nécessaire de faire intervenir un processus allogénique. La phase de domination par contre, est liée à l'entrée de l'édifice dans une zone bathymétrique où il subit nettement l'action des vagues (*ibid*.).

Qu'observons-nous dans le cas des monticules du type "Les Bulants"?

1º: la colonisation du substrat est le fait d'Eponges et de Coraux tabulaires et lamellaires (assemblage à Coraux, Crinoïdes, Stromatactis, Kleinbergella);

2°: on observe ensuite effectivement une diversification, qui correspond à l'établissement de l'assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, Sphaerocodium, Renalcis, avec une nette augmentation du nombre des espèces et de la diversité des microenvironnements (reflétée dans l'augmentation du nombre de microfaciès). Cet assemblage

3°: une certaine domination est marquée par l'apparition des calcaires gris à tapis grumeleux, Coraux, Renalcis, Sphaerocodium, Stromatopores, avec une nette diminution de la diversité spécifique et une généralisation de l'habitus encroûtant.

On a vu dans les chapitres 7, 8 et 10 que la séquence biohermale calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4) -> (S5) → calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) témoigne d'une augmentation progressive de la turbulence, de l'éclairement et de l'oxygénation du milieu, compatible avec une diminution progressive de la bathymétrie.

En milieu extra-biohermal cependant, on n'observe aucune évolution apparente dans les communautés organiques. Ceci semble a priori exclure l'intervention de processus allogéniques dans l'évolution des communautés biohermales. Mais il ne faut pas perdre de vue que les communautés extra-biohermales sont principalement constituées d'organismes ubiquistes dont la sensibilité aux variations de l'environnement est nettement moins grande que celle d'espèces plus spécialisées (Walker & Alberstadt, op. cit., p. 254).

La nette expansion horizontale des biohermes du type "Les Bulants" vers la fin de leur édification (niveau supérieur, avec les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes, fig. VI.3) renforce également l'idée d'une amélioration sensible des conditions du milieu, suite à une diminution de la profondeur relative. Cette baisse a pu échapper à l'"enregistrement sédimentaire" en milieu extra-biohermal et dans les zones plus internes de la rampe où la faune était aussi constituée d'espèces ubiquistes. Ceci limite néanmoins l'amplitude du phénomène, représenté à la fig. XI.3.

Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et Stromatopores (S5) qui forment la plus grande partie des monticules du Massif de Philippeville. On doit considérer que l'assemblage à péloïdes, Girvanelles, Sphaerocodium, Trelonella, fait partie aussi d'une phase de diversification étant donné sa haute diversité spécifique relative;

Au terme de cette analyse écologique. je pense que l'essentiel de l'évolution écologique des monticules du type "Les Bulants" provient d'une baisse peu importante du niveau marin relatif, enregistrée en milieu biohermal par des espèces caractéristiques, sensibles à de fines variations des conditions du milieu. Ce phénomène semble avoir surtout joué lors de l'établissement de l'assemblage à péloïdes, Girvanelles, Sphaerocodium, Trelonella, qui correspond à l'expansion latérale des biohermes. A ce mécanisme allogénique peut évidemment se superposer une évolution écologique des biohermes par complexification croissante des structures trophiques.

Dans le cas des monticules du type "Saint-Rémy" et de la base des biohermes de Petit-Mont et de Chaudfontaine, le manque de contrôle latéral et la faible gamme de variation des lithofaciès ne permettent pas de discerner la part des phénomènes allogéniques et autogéniques. Il est possible que la diminution de la profondeur relative soit à l'origine de la formation des premiers mètres de "griotte" à Petit-Mont et des 10 premiers mètres du bioherme du sondage de Chaudfontaine. Au bord sud du Synclinorium de Dinant, en environnement plus profond, ce phénomène ne semble avoir eu qu'un effet très limité (enrichissement de la communauté au sommet du bioherme de Fort-Condé? Apparition des calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) dans une des carrières de Tiers Cocrai?).

### III. LA DEUXIEME PERIODE D'ELEVATION DU NIVEAU MARIN (3e phase séquentielle)

Dans le Massif de Philippeville, les biohermes du type "Les Bulants", ainsi que les calcaires argileux qui leur sont latéralement équivalents sont surmontés, après une brève séquence négative (3e phase), par plusieurs dizaines de mètres de schistes fins (4e phase).

Le bioherme de Petit-Mont enregistre la 3e phase par un passage des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4) et des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) à des "griottes" à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3). A partir de ce niveau, Petit-Mont est encaissé par des schistes fins (S1). Au bord sud du

Synclinorium, tous les monticules de "marbre rouge" disparaissent et font place à des schistes fins qui prennent rapidement un "aspect Matagne".

Dans le Massif de la Vesdre, les calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) qui forment la base du bioherme de Chaudfontaine passent à des calcaires à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) et latéralement, le "premier biostrome" est surmonté de schistes.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, des schistes bioturbés entrecoupés de quelques passées de calcaires argileux à Brachiopodes font suite, après un fond durci (Lustin), aux calcaires argileux.

La 3e phase correspond donc à un événement de grande ampleur qui a marqué l'ensemble du bassin de sédimentation.

Cet événement est une deuxième élévation du niveau marin relatif, avec à nouveau le développement d'un fond durci durant le maximum du taux d'élévation du niveau marin. Cette élévation se traduit par un déplacement vers le rivage des différentes ceintures de faciès et notamment des schistes fins qui entourent à partir de ce moment tous les monticules "survivants" du Massif de Philippeville. On note également l'apparition, au bord sud du synclinorium, de l'"aspect Matagne", lié à un milieu anoxique. Wetzel (1982, p. 434-435) attribue ce type de sédimentation à une montée rapide du niveau marin, favorisant une augmentation de la productivité organique en zone côtière, à la présence d'upwellings, ou encore à la stratification par densité d'un corps d'eau. Nonobstant le contexte eustatique, je retiendrai provisoirement la première hypothèse.

L'élévation du niveau marin a certainement précédé le dépôt de l'essentiel des sédiments argileux qui correspondent vraisemblablement à une période de ralentissement du taux de montée du niveau marin relatif (la 4e phase est une monoséquence en milieu extra-biohermal).

Revenons à la disparition, dans le Massif de Philippeville, des biohermes du type "Les Bulants" que nous venons d'attribuer à une élévation du niveau marin relatif. Ce

phénomène a également provoqué la mort des conditions de sédimentation vont perdurer biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant, situés déja en milieu relativement profond, mais pas celle des biohermes de Petit-Mont et du sondage de Chaudfontaine. Pourquoi cette différence?

Les monticules du type "Les Bulants" ont atteint vers leur sommet un stade avancé d'évolution écologique, avec apparition d'espèces très sensibles aux variations des conditions du milieu. Le bioherme de Petit-Mont et celui de Chaudfontaine par contre contiennent encore à la même époque des communautés organiques moins spécialisées, suite dans le cas de Petit-Mont à un développement plus tardif dans un milieu initialement plus profond. Walker & Alberstadt (1975 p. 239) et Sheehan (1985 p. 46) montrent que plus le degré de complexité est élevé (reflet de périodes de stabilité du milieu), plus sa sensibilité aux variations de l'environnement est forte et sa disparition rapide en cas de conditions défavorables. Par contre, plus une communauté est riche en organismes ubiquistes, signe d'une faible maturité, mieux elle résistera aux variations des conditions du milieu. C'est cette différence de maturité qui a permis aux biohermes de Petit-Mont et de Chaudfontaine de poursuivre leur développement, non sans "régresser" vers une communauté de complexité inférieure ("[...] the first community after an lower "level" than its predecessor [...]": Walker & Alberstadt, 1975 p. 254).

IV. LA SEDIMENTATION DURANT LA DEUXIEME PERIODE DE CALME EUSTATIQUE (4e phase séquentielle)

#### 1. Evolution générale de la sédimentation

Il s'agit en milieu non-biohermal d'une monoséquence, avec dépôt au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Massif de Philippeville de schistes fins et au bord nord du Synclinorium de Dinant et au bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur de schistes bioturbés.

Les schistes fins traduisent des conditions déficitaires en oxygène, ce qui n'est pas le cas des schistes bioturbés qui témoignent simplement d'une sédimentation sous la zone d'action des vagues. Ces Neuville).

marin relatif

Si certains monticules (Petit-Mont,

Chaudfontaine) vont poursuivre leur développement durant cette période de calme eustatique (fig. XI.4 B), certains autres vont l'entamer (Les Wayons). Il est par ailleurs impossible, si l'on n'accède pas à la base d'un monticule du type "Les Wayons-Hautmont" (cas de Rochefontaine, Hautmont, Tapoumont, Beauchâteau), de préciser s'il a entamé son développement avant ou après la deuxième période d'élévation du niveau marin relatif. Quoiqu'il en soit, au cours de cette deuxième ou de maturité d'une communauté biohermale période de calme eustatique, tous les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" (c'est-à-dire à ce moment tous les biohermes du Massif de Philippeville) présentent des caractères communs (cf. chapitre 6), parmi lesquels la diminution de l'amplitude des interdigitations avec les sédiments encaissants et le développement d'un certain relief sont les plus marquants (fig. VI.10). Ces deux caractéristiques proviennent d'une nette différence de vitesse de sédimentation entre bioherme et milieu extra-biohermal (Shaver, 1977) et sont l'une des causes de la différenciation de faciès de flanc à Crinoïdes. environmental change [...] should be of a L'apparition d'un relief dans les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" permet d'accéder à une variable supplémentaire: la géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès.

durant un laps de temps assez long, si l'on en juge d'après l'épaisseur de schistes bioturbés (20 m à Lustin, plus d'une dizaine de mètres à Aisemont, 7,5 m à Huccorgne) et de schistes fins déposés (une quarantaine de mètres à

### 2. Géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès biohermaux et variations du niveau

Si dans une bioconstruction de faible relief et sans différenciation latérale, les surfaces de transition entre lithofaciès sont relativement horizontales (cf. les monticules du type "Les Bulants"), il n'en est pas forcément de même pour une bioconstruction à relief plus important (Shaver & coll., 1978 p. 17). Comme le montre un modèle théorique (Boulvain, 1989; voir aussi Longman, 1981 p. 19), la géométrie de ces surfaces de transition peut recouper la stratification et est liée à deux variables: le taux de variation du niveau marin relatif (et non de la profondeur relative!) et le taux d'accrétion biohermale

(fig. XI.5). Il faut évidemment pour que le modèle soit applicable, qu'au moins deux lithofaciès possèdent une zonation bathymétrique, ce qui est le cas ici.

Cinq combinaisons des deux variables sont possibles:

- le niveau marin relatif est constant et le taux d'accrétion biohermal est supérieur à zéro: la limite entre deux lithofaciès correspondant chacun à une bathymétrie définie est horizontale au sein du monticule;

- le taux d'élévation du niveau marin relatif est égal au taux d'accrétion biohermal (cas A, fig. XI.5): la limite entre les deux lithofaciès est verticale, puisque l'extension horizontale du lithofaciès le moins profond, au sommet de l'édifice, ne varie pas au cours du temps. Le lithofaciès le moins profond constitue un cylindre au sein du lithofaciès le plus profond;

- le taux d'élévation du niveau marin relatif est supérieur au taux d'accrétion biohermal (cas B, fig. XI.5): l'extension horizontale du lithofaciès le moins profond diminue au cours du temps et celui-ci constitue un cône au sein du lithofaciès le plus profond;

- le taux d'élévation du niveau marin relatif est inférieur au taux d'accrétion biohermal (cas C, fig. XI.5): l'extension horizontale du lithofaciès le moins profond augmente au cours du temps et celui-ci constitue un cône inversé au sein du lithofaciès le plus profond;

- le niveau marin relatif baisse et le taux d'accrétion biohermal est plus grand que zéro (cas D, fig. XI.5): le lithofaciès le moins profond "prograde" vers le bas sur les pentes de l'édifice au fur et à mesure que le niveau marin descend (Fagerstrom, 1987 p. 71). Ce internes que se développent, après quelques dernier phénomène a été clairement mis en évidence par Lees & coll. (1985 p. 151, 156) dans le cas de monticules waulsortiens.

## 3. L'évolution des monticules pendant la deuxième période de calme eustatique

Nous avons pu constater qu'après la deuxième élévation du niveau marin relatif, les biohermes de Petit-Mont et des Wayons (et probablement l'ensemble des monticules survivants ou en début de croissance du Massif de Philippeville) étaient caractérisés par des calcaires rouges à Stromatactis et

spicules d'Eponges (S3). A partir de ce lithofaciès, on va assister progressivement à une évolution écologique de même nature que celle mise en évidence dans les biohermes du type "Les Bulants": une diversification progressive avec apparition des "griottes" à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4), puis des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5), plus ou moins riches en nébuloïdes.

C'est à partir de ce dernier lithofaciès que se marque nettement le relief et que se différencient les faciès de flanc (fig. XI.4 B). L'apparition de packstones et de rudstones vers le centre des biohermes témoigne de l'entrée de la partie sommitale de ces édifices dans la zone d'action des vagues de tempête. Jusqu'à cette phase de développement, les surfaces de transition entre lithofaciès sont pratiquement horizontales, impliquant bien une faible variation du niveau marin relatif.

Dans le Massif de la Vesdre, l'évolution du bioherme de Chaudfontaine est rapide: on observe sur quelques mètres seulement l'installation d'une communauté à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires, thrombolites qui va poursuivre son développement au cours de la phase suivante.

### V. LA SEDIMENTATION DURANT LA BAISSE DU NIVEAU MARIN RELATIF

La cinquième phase est une grande séquence positive en milieu extra-biohermal dans le Massif de Philippeville et dans les zones plus internes de la rampe, au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur. C'est dans ces zones dizaines de centimétres de calcaires argileux, 7 à 13 m de calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) (fig. VI.22, fig. XI.4 C). Cette unité comprend des wackestones et packstones bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes et des packstones et grainstones à oncolithes et péloïdes. L'interdigitation de ces deux microfaciès est liée à l'alternance de périodes plus ou moins turbulentes, les périodes de plus forte turbulence correspondant à l'édification de complexes de bancs ("shoals") à oncolithes et péloïdes.



Figure XI.5: modèle théorique de variation de la géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès en fonction du taux d'accrétion biohermal et du taux de variation du niveau marin relatif. En blanc: lithofaciès le plus profond; en pointillé, lithofaciès le moins profond; NM: niveau marin; M: taux de variation du niveau marin; A: taux d'accrétion biohermal; 1-2-3: trois époques successives. E: application du modèle à un monticule du type "Les Wayons-Hautmont"; "1": schistes fins; "3": calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges; "4": calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes; "5": calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores; "6": zone d'abondance maximale des nébuloïdes; "7": calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes; "8": calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires; "9": calcaires gris à Crinoïdes.

Remarquons qu'à Lustin et Crupet, c'est en 3 m que l'on passe d'une sédimentation en milieu calme, sous la zone d'action des vagues (schistes et siltites argileuses, N1) à une sédimentation en milieu perpétuellement agité (grainstones et packstones à oncolithes et péloïdes, N3) en environnement très peu profond. Cette diminution importante de la profondeur relative ne peut être expliquée par une simple accumulation de sédiments ou par la migration latérale de bancs oncolithiques. Il faut envisager une baisse du niveau marin relatif, dont l'importance sera discutée au titre (VII) ci-dessous.

Cette baisse eustatique a-t-elle eu des conséquences sur l'évolution des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville et sur le bioherme de Chaudfontaine dans le Massif de la Vesdre? Il est malheureusement malaisé de fixer la limite entre les 4e et 5e phases en milieu biohermal (et donc de cerner précisément l'amorce de la baisse eustatique) puisque dans le cas d'un niveau marin stationnaire (phase 4) la croissance biohermale tend vers une séquence positive qui est également la signature d'une baisse du niveau marin (Boulvain & Coen-Aubert, 1989). La seule preuve non équivoque d'une baisse du niveau marin relatif serait une "progradation" de certains faciès des monticules le long de leurs flancs vers des zones plus profondes (cas D de la figure XI.5). C'est effectivement ce phénomène que l'on constate dans la coupe A de Beauchâteau (fig. VI.9, fig. IV.8) où l'on observe, au-dessus de quelques mètres de schistes fins à bancs crinoïdiques encaissant le monticule, des bancs de calcaires rouges à Coraux et Crinoïdes. Immédiatement au-dessus de cette unité, un mince banc de calcaire crinoïdique contenant des débris de Trelonella témoigne de l'accrétion toujours en cours des zones centrales.

Il faut donc supposer qu'à l'évolution propre des biohermes, s'est surimposé le phénomène de baisse eustatique déjà mis en évidence, reponsable du décalage "vers le bas" de certains lithofaciès et probablement de l'apparition en zone centrale de lithofaciès nouveaux (fig. XI.4 C). On peut également émettre l'hypothèse que cette baisse eustatique est à l'origine de la formation en zone centrale des monticules des calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires (S8) et des calcaires gris stratifiés à petites

fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7). Certains microfaciès témoignent (chapitre 10) d'une agitation continue, avec formation d'encroûtements symétriques (grainstones à péloïdes, Girvanelles, Sphaerocodium,...) ou de brèches (packstones, grainstones, rudstones bréchiques à Coraux, tapis grumeleux, Stromatopores, Renalcis, Sphaerocodium).

Il est difficile d'individualiser la 5e phase, associée à la baisse du niveau marin relatif dans le bioherme de Chaudfontaine, suite à la faible gamme de variation des lithofaciès. Il me semble par contre possible d'attribuer, en milieu extra-biohermal, la formation du "deuxième biostrome" à "Phillipsastrea" (Coen-Aubert, 1974) à la même baisse eustatique relative que celle qui a amené le dépôt des calcaires à oncolithes, Lamellibranches, Brachiopodes et Stromatopores au bord nord du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur. Le "deuxième biostrome" s'est formé au-dessus des schistes qui encaissent le niveau moyen du bioherme de Chaudfontaine (cote -100 à -130 m environ) et correspond latéralement au niveau supérieur de cet édifice. Vers le sommet du bioherme (cote -94 m) apparaissent quelques pseudomorphes d'évaporites.

Dans le Massif de la Vesdre, la diminution de profondeur relative consécutive à la baisse eustatique a été suffisante pour porter le sommet du bioherme de Chaudfontaine et peut-être le sommet du "deuxième biostrome" à l'émersion, au moins temporaire. C'est cette émersion, déjà signalée par Dejonghe (1985 p. 221, 255) qui serait responsable de la formation du gisement Pb-Zn-Ba de Chaudfontaine, au sommet du "deuxième biostrome". Dans le Massif de Philippeville, même s'il n'existe pas de niveau calcaire continu correspondant à la baisse eustatique, c'est à cette époque qu'augmente nettement le diamètre horizontal des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", suite à la migration des lithofaciès le long de leurs flancs, vers le milieu péri-biohermal.

Revenons brièvement sur la prolifération de tapis algaires au niveau supérieur des biohermes durant cette période de baisse eustatique. J'ai signalé dans le chapitre précédent que leur présence pouvait être attribuée à une cimentation rapide (effective, nous l'avons vu), ou à la présence

d'eaux "anormales" (au point de vue salinité, oxygénation, température), ces deux phénomènes ayant pour effet d'inhiber la prolifération d'une faune de "broûteurs". Il est intéressant de souligner la simultanéité du développement de ces faciès cryptalgaires avec la présence de "bancs" à oncolithes dans les zones plus internes de la rampe. On peut donc, sans écarter l'influence de la cimentation précoce, émettre l'hypothèse que la baisse eustatique, en réduisant la circulation dans le bassin de sédimentation a provoqué une augmentation de la salinité des eaux (Shaver & Sunderman, 1983), responsable de la formation des faciès cryptalgaires des monticules du Massif de Philippeville et du bioherme de Chaudfontaine, de la présence d'évaporites au sommet du "deuxième biostrome" et de la mise en place de "bancs" à oncolithes dans les zones plus internes de la rampe.

#### VI. LA TROISIEME PERIODE D'ELEVATION DU NIVEAU MARIN ET L'EXTINCTION DES BIOHERMES "DE MARBRE ROUGE"

#### 1. Evolution générale de la sédimentation

Au bord sud du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur, les calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes et Stromatopores sont surmontés de schistes bioturbés (fig. XI.4 C), souvent après un ou deux bancs à caractère plus "ouvert" (diminution de la proportion d'oncolithes, augmentation de celle de Crinoïdes et Brachiopodes).

Dans le Massif de Philippeville, les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" sont surmontés de calcaires argileux et de schistes à nodules calcaires, puis de schistes fins prenant rapidement un "aspect Matagne" (cas de Hautmont, Beauchâteau et Tapoumont), ou directement de schistes fins après un contact tectonique (Les Wayons, Petit-Mont?). Les biohermes de Petit-Mont et Hautmont possèdent, en zone centrale, un "capuchon" sommital de "griottes", passant latéralement vers la périphérie à des schistes noduleux. D'autres biohermes possédaient probablement à l'origine cette "griotte supérieure" (Delhaye, 1908 a, p. B247-250; 1913 a, p. B469-470; 1932, p. 87-88), ôtée au cours de l'exploitation.

Cette "griotte supérieure" surmonte les calcaires gris à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) après un fond durci (Hautmont, Petit-Mont), témoignant cette fois encore d'une rapide élévation du niveau de la mer. Les conséquences de ce phénomène pour la faune et la flore biohermale sont une nouvelle fois l'éradication d'une communauté spécialisée et son remplacement par des organismes plus ubiquistes (Walker & Alberstadt, 1975 p. 239). On assiste en outre à la réapparition de bactéries ferro-oxydantes, témoignant d'un environnement à oxygénation déficiente.

Malgré cette rétrogradation des communautés organiques dans l'échelle de complexité, la production carbonatée ne peut compenser l'élévation du niveau marin relatif: aux calcaires roses à Crinoïdes, Coraux, Brachiopodes, petits Stromatactis et Stromatopores (S5) succèdent les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4), et parfois les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3), marquant un approfondissement progressif (contrairement à ce qu'affirme Lecompte, 1956 p. 17, on "refait en sens inverse le chemin vertical parcouru au cours de l'évolution antérieure du récif"). Témoin également de ce déséquilibre entre sédimentation carbonatée et élévation relative du niveau marin, la réduction importante du diamètre des monticules à ce niveau, indice d'une croissance à dominante verticale, au sommet de l'édifice (Longman, 1981 p. 19; Neumann & Macintyre, 1985; Gutteridge, 1988). Enfin, les derniers bancs des biohermes, déjà très argileux, sont surmontés par des calcaires argileux et des schistes noduleux à Eponges, Brachiopodes et Crinoïdes (S2), desquels disparaissent progressivement les Bactéries ferro-oxydantes, suite au caractère réducteur de plus en plus affirmé des sédiments. La séquence se termine alors par des schistes fins qui prennent rapidement un "aspect Matagne".

Dans le bioherme de Chaudfontaine, la grande séquence négative qui surmonte les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires (S8), comprend des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (\$5), suivis de calcaires argileux à Eponges, Brachiopodes, Crinoïdes (S2) et de schistes fins (S1).

#### 2. L'extinction tardi-frasnienne

Arrêtons-nous plus longuement à la disparition des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville et du bioherme de Chaudfontaine dans le Massif de la Vesdre et au dépôt des schistes fins qui les surmontent, car ce phénomène s'inscrit dans le cadre de l'extinction globale de la fin du Frasnien (cf. Copper, 1977 p. 194-198; Mac Laren, 1983 p. 319-320; Fagerstrom, 1987 p. 368-369 pour une revue des groupes et espèces touchés par cette extinction). Cet événement est daté suivant les régions et les auteurs de la zone à Palmatolepis gigas sup. à la zone à P. triangularis moy. (Copper, 1977, 1986 p. 835; Eder & Franke, 1982 p. 242; Playford, 1984 p. 200; Playford & coll., 1984 p. 226; Johnson & coll., 1985; Mac Ghee & coll., 1986 p. 779; Sorauf & Pedder, 1986: Fagerstrom, 1987 p. 370; Mac Ghee, 1989, tab. 7.1 p. 138; Van Loevezijn, 1989 p. 71).

Cette extinction, comme d'autres dans l'histoire géologique, a fait couler beaucoup d'encre. Relevons les principales hypothèses avancées pour l'expliquer:

- une ou plusieurs élévations eustatiques rapides et de grande ampleur (Johnson & coll., 1985; Reijers, 1985; Johnson & coll., 1986). Cette hypothèse est contestée par - un refroidissement des eaux marines suite à Sorauf & Pedder (1986) qui estiment qu'un phénomène de cet ordre n'est pas suffisant pour éliminer complètement certains organismes (comme les Rugueux) qui auraient pû se "réfugier" dans les zones les moins profondes des plate-formes:

- une baisse eustatique: Van Loevezijn (1989), après avoir étudié des "récifs" à Coraux et Stromatopores des Monts Cantabriques, rejette l'hypothèse d'élévation eustatique et pense que l'extinction dans la région étudiée et dans le Massif ardenno-rhénan résulte d'un apport accru d'éléments terrigènes suite à une régression marine. Cette régression aurait également réduit la surface disponible pour les communautés organiques d'eau peu profonde. Ce mécanisme ne peut être invoqué à l'échelle globale, puisque le Frasnien correspond à un période de haut niveau marin (Vail & coll., 1977 b p. 92). De plus, bien d'autres régressions ont eut lieu dans l'histoire géologique, sans pour autant provoquer d'extinction (Mac Ghee, 1989 p. 144). Enfin, mes propres observations contredisent ce

mécanisme, tout au moins pour la partie ardennaise de l'aire considérée;

- l'impact d'un corps céleste (Mac Laren, 1983 p. 320), provoquant de gigantesques bouleversements écologiques (cendres et poussières dans la haute atmosphère, diminution de la photosynthèse, chute de température, empoisonnement des eaux, remontée de la ligne de compensation des carbonates (CCD),... cf. Alvarez et coll., 1980; Mac Ghee, 1989 p. 146). Mac Ghee & coll., 1986 contestent cette hypothèse, suite à l'absence d'anomalies négatives en 13C (réduction de la biomasse du phytoplancton), de quartz d'impact et d'autres matériaux typiques de collisions astronomiques. On n'observe pas non plus de niveau enrichi en iridium ayant une extension globale, et le seul niveau de ce type actuellement bien étudié (Canning Basin, Playford & coll., 1984) est stratigraphiquement plus récent que l'extinction en Europe. Ce niveau pourrait d'ailleurs être attribué à un phénomène d'enrichissement organique par le microproblématique Frutexites (Playford & coll., op. cit. p. 439) ou par des Bactéries ferro-oxydantes ou autres (Dyer & coll., 1989). Egalement à l'encontre de cette hypothèse, l'absence d'extinction de la faune et de la flore terrestre (Copper, 1986 p. 838);

une glaciation (Caputo, 1985, cité par Mac Ghee, 1989), ou à la collision entre Laurasie et Gondwana, provoquant une modification dans la répartition des courants océaniques et un refroidissement général du climat (Copper, 1977 p. 194; 1986 p. 838). Stanley (1984) insiste sur le fait que l'extinction finifrasnienne a eu un effet maximal sur les communautés organiques à prédominance sténothermes des mers tropicales qui n'ont pu migrer vers les mers plus chaudes. Ces communautés ont été par endroit remplacées par des communautés tolérant des eaux plus froides (forte augmentation des populations d'Hyalosponges: Stanley, op. cit. p. 207). A l'encontre de cette hypothèse, les analyses de Mac Ghee (1986 p. 779) sur des coupes d'Allemagne fédérale qui ne laissent apparaître aucune variation du  $\delta^{18}$ O à cette époque; le haut niveau marin de la fin du frasnien, incompatible avec une glaciation (Johnson & coll., 1985) et de nouvelles reconstitutions paléogéographiques globales impliquant la présence d'un océan ouvert entre Laurasie et

Gondwana à la fin du Frasnien (Mac Ghee, Il va sans dire que je n'apporterai ici que 1989 p. 144);

- une diminution de l'oxygénation des eaux marines suite à une eutrophisation (par augmentation de la productivité organique après envahissement des plaînes côtières: Jenkyns, 1980; Eder & Franke, 1982 p. 243), par fermeture de bassins océaniques (Eder & Franke, op. cit.) ou simplement par augmentation de la profondeur relative (Jenkyns, op. cit.). Dans le cas précis de nos régions, Casier (1987 p. 200; 1988 a p. 84) attribue le dépôt des schistes à "aspect Matagne" envasant le monticule de Hautmont à la remontée d'eaux peu oxygénées. Sur base d'analyses isotopiques du soufre, Geldsetzer & coll. (1987) montrent qu'une plate-forme peu profonde des Rocheuses d'Alberta s'est vue envahie par des eaux anoxiques issues d'un bassin, suite à un phénomène de mélange à grande échelle des eaux océaniques (impact d'un corps céleste?).

Un des points cruciaux de la discussion est évidemment la question de la simultanéité de l'extinction: se trouve-t-on face à un événement à caractère instantané à l'échelle géologique, à un événement graduel, ou encore à plusieurs événements successifs? La précision du canevas stratigraphique ne permet pas de répondre de manière tout-à-fait satisfaisante à cette question (Sorauf & Pedder, 1986) et en fait, une telle réponse ne permettrait pas d'éliminer totalement l'une ou l'autre hypothèse, comme le fait remarquer Mac Ghee (1989 p. 134): "(...) if a gradual process of global climatic deterioration were rapidly accelerated by an asteroidal impact, the result would be an event of significant temporal duration. To use this duration result to rule out a catastrophic component of causation would of course, be mistaken (...)". Il semble en tout cas que la totalité du Frasnien ait été une période à fort taux d'extinction, avec un pic à la fin de l'étage, étalé sur au moins trois millions d'années (Mac Ghee, op. cit. p. 137, 148). Il apparaît aussi que le caractère anoxique des eaux océaniques a joué un rôle important dans l'extinction globale, que ce caractère soit le résultat d'une élévation globale du niveau marin, d'un mélange océanique suite à un refroidissement climatique ou à un impact astronomique, ou encore d'un changement dans la circulation océanique... Faute d'arguments péremptoires, Mac Ghee (op. cit., p. 148), auteur de la revue la plus récente sur le sujet, hésite à conclure ...

la rampe;

2°: il n'y a pas d'évidence d'événement de forte énergie dans les zones les plus internes de la rampe (raz-de-marée provoqué par la chute d'un corps céleste dans l'océan par exemple);

3°: les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" enregistrent un phénomène progressif, quoique rapide d'approfondissement relatif: la 6e phase est une grande séquence négative;

4°: l'apparition de faciès anoxiques (schistes à "aspect Matagne") est une conséquence de l'approfondissement. Il semble toutefois que la profondeur à laquelle se déposent ces sédiments ait été anormalement faible (voir cidessous), mais ceci est vrai pour la totalité de la période considérée.

Je ne prétends donner ici que des valeurs indicatives de profondeur pour certains faciès des monticules micritiques. Il faut en effet garder à l'esprit qu'un fort degré d'incertitude découle de l'imprécision avec laquelle on connait la profondeur de la zone photique et de la zone d'action des vagues. Il faut également tenir compte dans les calculs de l'épaisseur originelle des sédiments, de la compaction et de la pression-dissolution, autres sources possibles d'imprécision. Il faut enfin tenir compte des mouvements du niveau marin relatif.

quelques observations de niveau local:

1°: l'extinction des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" semble être un phénomène simultané dans l'ensemble du Massif de Philippeville, comme auparavant l'extinction des monticules du type "Les Bulants" et "Saint-Rémy"; elle correspond au dépôt de schistes bioturbés sur des "bancs" oncolithiques dans les zones plus internes de

On doit donc supposer que l'extinction des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et du bioherme de Chaudfontaine, et le dépôt des schistes à "aspect Matagne" a été provoquée par une élévation rapide du niveau marin, dans un bassin où la profondeur de la zone oxygénée était relativement faible.

### VII. ESSAI DE PALEOBATHYMETRIE

Prenons, comme base pour effectuer ces calculs, le bioherme des Wayons, dont on possède une bonne coupe et dont la phase initiale de développement coïncide avec une période de calme eustatique.

### 1. Paléobathymétrie des "marbres gris" (niveau supérieur)

L'interprétation des paléoenvironnements, au chapitre 11, a montré que les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires (S8) témoignaient du passage des édifices audessus de la zone d'action des vagues. L'agitation, bien que continue, n'en demeure pas moins modérée. La profondeur de la base de la zone d'action des vagues dépend bien entendu des caractéristiques géométriques du bassin de sédimentation, des paramètres climatiques, etc ... Elle est située en moyenne vers -10 à -20 m (Flügel, 1982 p. 470), -15 m (Fagerstrom, 1987 p. 42). Il s'agit de la zone d'action des vagues de "beau temps" ("normal" ou "fair-weather wave base"), dans laquelle règne une turbulence continue. A titre de comparaison, la zone d'action des vagues de tempête peut atteindre des profondeurs de l'ordre de -100 m (Aigner, 1982 p. 255), -200 m dans le cas d'océans ouverts, -50 m pour des bassins isolés (Flügel, 1982 p. 458), -70 m pour le Golfe Persique (Flügel, op. cit. p. 467).

indicative pour la formation des A cette fin, il est indispensable de connaître  $\tau$ , "marbres gris", la valeur de -30 m. Une le taux de compaction. Une méthode "directe" double confirmation provient de la synthèse de Flügel (op. cit. p. 464) qui remarque que des faciès riches en Algues, encroûtements complexes et haute diversité écologique ne s'observent que jusqu'à une profondeur de -30 m et des travaux de A. Préat (comm. pers.) qui, dans le Couvinien du bord sud du Synclinorium de Dinant, a observé que des faciès à Udoteaceae très semblables aux calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) forment la base de cycles régressifs d'une trentaine de mètres d'épaisseur, progradant jusqu'au niveau de la mer.

La paléobathymétrie de ces faciès gris va servir de base de calcul pour estimer la paléobathymétrie d'un autre faciès important:

la "griotte" à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3).

2. Paléobathymétrie des "griottes" à Stromatactis et spicules d'Eponges (niveau inférieur et sommital)

Afin d'estimer correctement la paléobathymétrie des faciès sous-jacents aux "marbres gris", il faut tenir compte de l'ampleur de la baisse du niveau marin relatif responsable de leur formation. Cette estimation est possible dans les zones plus internes de la rampe: durant la deuxième période de calme eustatique, des schistes et siltites argileuses (N1) se mettent en place sous la zone d'action des vagues. Dans l'unité de calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) qui leur succèdent brutalement, les grainstones à oncolithes et péloïdes semblent témoigner d'un milieu très peu profond, de quelques mètres seulement (Wilson, 1975 p. 66). Estimons donc l'amplitude de la baisse eustatique à une vingtaine de mètres. Cette valeur semble corroborée par l'ampleur minimale du décalage vers le bas, le long des flancs des monticules, de certains lithofaciès au cours de la même baisse eustatique (calculée pour une valeur de pente de 30°).

La poursuite des calculs nécessite également de connaître l'épaisseur originelle des sédiments, celle qu'ils possédaient à Prenons, comme profondeur l'époque de leur formation, avant compaction. de calcul de  $\tau$  a pu être appliquée à certains monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Il s'agit de comparer l'épaisseur (h0) d'une unité calcaire dans une zone où elle est "armée" par la présence d'un objet non déformable (en général, dans le cas étudié, une fissure verticale) et dans une zone ne comprenant pas d'objets résistants (h);  $\tau$  est égal dans ce cas à h0/h (Beaudoin & coll., 1987 p. 237-238).

> Sur base d'une dizaine de mesures,  $\tau$  a été estimé à 2 dans les "griottes supérieures" à Hautmont, à 1 dans le marbre gris et à 1,5 dans le "royal". Trois mesures effectuées sur les "griottes inférieures" des Wayons donnent également  $\tau=1,5$ . La valeur  $\tau=2$  pour les "griottes supérieures" est proche de valeurs

obtenues par Froute-Dubary & Beaudoin certain "isolement" ou "confinement" du (1989 p. 20) pour des mudstones argileux ayant subi un enfouissement de quelques kilomètres. Remarquons que le taux de compaction reflète la teneur en calcite des lithofaciès (Beaudoin & Pinault, 1989 fig. 3 p. 7), puisque les faciès gris, à 100% de CaCO3 ne sont quasiment pas compactés, tandis que les "griottes supérieures", riches en insolubles (tableau V.1) sont fortement compactées; les lithofaciès de contenu intermédiaire en insolubles possèdent un taux de compaction intermédiaire.

Dans le cas du monticule des Wayons, les premiers calcaires à petites *fenestrae*, Tabulés branchus et Brachiopodes surmontent une vingtaine de mètres de "griottes", suivis d'une vingtaine de mètres de "royal". Ces épaisseurs donnent 60 mètres de sédiments décompactés si l'on applique  $\tau=1,5$  (il ne sera pas tenu compte, dans ces calculs à but indicatif, de la compaction progressive des premiers sédiments formés sous l'effet de la charge des sédiments accumulés postérieurement; la compaction semble de toute manière très faible, au moins jusqu'à l'époque de la cristallisation du ciment fibreux). A ces 60 mètres, pour obtenir la profondeur à laquelle a commencé l'édification du monticule, il faut ajouter 30 mètres (profondeur de développement du "marbre les Synclinorium de Namur et de Dinant est gris") et 20 mètres (amplitude estimée de la baisse eustatique), ce qui nous donne une profondeur d'un peu plus d'une centaine de mètres pour la base du monticule des Wayons et le développement des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges. Cette valeur semble correspondre aux données de la littérature concernant des communautés actuelles à Eponges dont les Algues sont absentes (Byers, 1977 p. 8; Hartman, 1977; Land & Moore, 1977 p. 59; Willenz & Hartman, 1985; Dromart, 1989 p. 34).

En utilisant le même type de calcul, on peut estimer la profondeur de la zone photique à environ 70 m (apparition de l'assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, Sphaerocodium, Renalcis dans la carrière des Wayons).

Ces valeurs de paléobathymétrie permettent également de supposer que le dépôt de schistes fins, en milieu dysaérobique, a eu lieu en environnement extra-biohermal pour des valeurs de profondeur inférieures à une centaine de mètres. Ceci semble indiquer un

323

Cette tendance au confinement, marquée par rapport au Frasnien moyen, est probablement liée à l'évolution paléogéographique générale du bassin de sédimentation à la fin du Frasnien (régime tectonique compressif?, Bard & coll., 1980; Zwart & Dornsiepen, 1980). Il apparaît malheureusement qu'à l'échelle de l'Europe, en termes de tectonique des plaques, cette évolution reste encore largement hypothétique (Babin & coll., 1980 p. 200). La diversité des modèles présentés (provenant d'importantes divergences quant au degré d'océanisation, à la chronologie des événements tectoniques, à la paléogéographie, etc...) ne permet pas une intégration fiable des données régionales issues du présent travail dans un cadre tectonique à l'échelle européenne.

La partie supérieure du Frasnien, dans caractérisée par le développement d'une rampe mixte argilo-carbonatée succédant à une plate-forme asymétrique ennoyée. L'évolution sédimentaire de la rampe est sous la dépendance de mouvements relatifs de Ĵe ordre du niveau marin (au sens de Vail & coll., 1977 b).

La synthèse des observations et de

l'analyse séquentielle montre que deux périodes de stabilité relative du niveau marin sont séparées par des périodes de montée eustatique. Les monticules de "marbre rouge" commencent leur développement au cours des périodes de stabilité relative.

La première période stable (2e phase séquentielle) voit le développement des monticules du type "Les Bulants" dans le Massif de Philippeville et de l'ensemble des monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant.

Tous disparaissent ensuite au cours de la deuxième période de montée eustatique (3e phase séquentielle) qui coïncide avec un

bassin de sédimentation qui peut se déduire également, nous l'avons vu, de la présence de faciès cryptalgaires au sommet des monticules et dans les zones plus internes de la rampe.

## E. CONCLUSIONS

déplacement vers le nord des "ceintures de oncolithes" et de la formation d'évaporites au faciès".

Durant la deuxième période de stabilité relative du niveau marin (4e phase séquentielle), les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" commencent à se développer dans le Massif de Philippeville. Certains monticules, suite à des circonstances particulières, commencent cependant leur développement dès la première période de calme eustatique, résistent à la montée relative du niveau marin qui clôture cette période favorable et poursuivent leur développement au cours de la deuxième période de stabilité relative du niveau marin.

L'existence d'un certain relief dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" permet, par l'observation d'un décalage vers le "bas" des lithofaciès à la fin de la 2e période de stabilité relative, de mettre en évidence une baisse eustatique marquée. Dans les zones plus internes de la rampe, la baisse eustatique est responsable du développement de "bancs à

sommet du "deuxième biostrome" à Chaudfontaine. Plusieurs indices permettent de suspecter un certain confinement du bassin de sédimentation.

Une hausse eustatique de grande ampleur succède à cette période relativement favorable au développement des monticules et est responsable de leur extinction, après une courte récurrence de "griottes" sommitales.

Les monticules du type "Les Bulants" et du type "Les Wayons-Hautmont" montrent, du bas vers le haut, une succession écologique où prédominent les facteurs allogéniques, représentés principalement par les variations de la bathymétrie. Le recoupement des diverses observations permet d'estimer la paléobathymétrie: la profondeur minimale atteinte par le sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" est d'environ 30 m et la profondeur de développement des "griottes" à Stromatactis de la base est de l'ordre de 110 m.

# Chapitre 12: DIAGENESE

### A. INTRODUCTION

La "diagenèse" se rapporte à l'ensemble des modifications physico-chimiques que subit un sédiment, après dépôt, dans les conditions de pression et température "faibles" qui règnent en environnement de sub-surface. La diagenèse n'englobe pas les modifications du sédiment liées uniquement aux facteurs biologiques (bioturbation, bioérosion; Purser, 1980 p. 159) et s'arrête là où commence le métamorphisme. Pour dissiper l'impression d'incertitude qui se dégage de cette frontière qualitative, disons qu'en pratique, dans l'étude de faciès carbonatés, la diagenèse traite de problèmes de cimentation, dissolution, recristallisation et remplacement (Purser, 1980 p. 160-161) affectant les phases carbonatées, siliceuses ou sulfatées.

Si les descriptions géologiques et les études paléontologiques des biohermes de "marbre rouge" sont relativement nombreuses, il n'en va pas de même en ce qui concerne leur diagenèse. Ces dernières années, pourtant, de nombreuses études de bioconstructions paléozoïques d'Europe, des Etats-Unis, d'Australie et du Canada ont traité de ce sujet, suite à l'intérêt des compagnies pétrolières pour tous les phénomènes intervenant dans la formation et l'évolution des réservoirs. Citons parmi d'autres les travaux de Schmidt (1971), Davies (1977), Walls & coll. (1979), Wong & Oldershow (1981), Mountjoy & Krebs (1983), Walls & Burrowes (1985), Frykman (1986), Miller (1986) qui s'attachent principalement à préciser la nature et l'origine des divers types de ciments qui se succèdent dans les cavités.

Cette approche a été suivie dans ce chapitre et nous amènera à comparer la cimentation de plusieurs biohermes de "marbre rouge" afin d'élaborer une ou plusieurs "séquences diagénétiques" (ou successionstypes de ciments: Meyers, 1978; Longman, 1980; Purser, 1980; Harris & coll., 1985; Cercone & Lohmann, 1986; Coudray & Montaggioni, 1986, etc...). Ces séquences pourront ensuite être interprétées en termes d'évolution du milieu de diagenèse: "Chaque milieu principal (sous-marin, littoral et continental) se caractérise par une diagenèse distincte conditionnée à la fois par la qualité des eaux parentales et par le degré de saturation" (Purser, 1980 p. 342). L'étude diagénétique s'inscrit donc dans un cadre de reconstitution des paléoenvironnements et fait suite au chapitre précédent, puisqu'après avoir considéré l'évolution sédimentaire des monticules micritiques, nous en venons ici à considérer leur évolution au cours de leur enfouissement.

La cimentation des sédiments stratifiés des coupes situées au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur sera également abordée dans ce chapitre. Enfin, l'évolution de la micrite et certains phénomènes diagénétiques comme la formation de stylolithes et de "joints" argileux seront évoqués en liaison avec la séquence diagénétique.

#### **B. LES CIMENTS**

#### I. OBSERVATIONS MACRO- ET MICROSCOPIQUES EN LUMIERE NATURELLE

Sur le terrain ou sur échantillon macroscopique, on constate que la plupart des "grandes" *fenestrae* (plus de 5 mm, chapitre 5) des monticules "de marbre rouge" possèdent la succession de ciments suivante des épontes vers le centre de la cavité: calcite fibreuse grise, calcite granulaire blanchâtre et dolomite brunorangée.

#### 1. La calcite fibreuse

La calcite fibreuse est limitée aux "grandes" cavités des monticules et à quelques rares fissures d'ouverture centimétrique. On ne l'observe ni en milieu péri-biohermal, ni en milieu extra-biohermal, ni dans les zones plus internes de la rampe carbonatée.

Ce ciment se dispose en franges grossièrement isopaques de cristaux fibreux au long des parois des cavités ou fissures. Dans le cas des cavités, la frange supérieure est toujours plus développée que la frange inférieure. Le ciment semble également croître à partir d'une zone restreinte d'une cavité et envahir progressivement l'ensemble du volume disponible (fig. V.4). Un zonage millimétrique perpendiculaire à la direction de croissance des cristaux est fréquent: il résulte de l'alternance de bandes grises plus ou moins sombres. Ce zonage peut se retrouver identique dans des fenestrae éloignées de plusieurs mètres dans un sens perpendiculaire à la stratification (6 m dans la "griotte supérieure" de Hautmont). La figure XII.1 montre que l'intensité de la coloration grise semble proportionnelle à l'épaisseur des bandes: plus une bande est mince, plus sa coloration est réparties en bandes de densité différente, de foncée.

Dans les nébuloïdes, le ciment fibreux est particulièrement foncé, mais la structure zonée disparaît quelque peu, peut-être suite à la présence de nombreux éléments figurés inclus dans le ciment qui perturbent la régularité de la croissance cristalline. Dans ce cas, le ciment se dispose à la fois en franges parallèles aux épontes des *fenestrae* et concentriquement aux éléments figurés.

La transition entre ciment fibreux et ciment granulaire n'est généralement pas tranchée: on observe souvent une zone de transition de 1 mm, dans laquelle la couleur du ciment fibreux gris s'éclaircit progressivement.

En lame mince, le ciment fibreux apparaît sous la forme de cristaux allongés, disposés perpendiculairement au substrat sur lequel ils croissent. La transition entre le microspar formant souvent substrat et le ciment fibreux progressif de la taille des cristaux.

On peut distinguer, sur base de leur morphologie, deux types de calcite fibreuse:

- des fibres minces, d'une longueur de l'ordre de 1 mm pour une largeur de 10 à 100  $\mu$ m. Ces fibres sont organisées en gerbes, avec des jonctions intercristallines irrégulières, non planes. Chaque fibre présente en lumière polarisée une extinction onduleuse avec convergence (cas le plus fréquent) ou divergence (rare) des axes optiques en direction du sommet du cristal. Les clivages sont concaves (cas

général) ou convexes (rare) par rapport aux bords de la fenestra. Les cristaux à axes optiques divergents sont généralement plus minces que ceux à axes optiques convergents.

La coloration des fibres est nettement jaune, avec de nombreuses impuretés noires de taille micronique (pl. I, photo 7). Certaines de ces impuretés sont de la matière organique (réaction à l'H2O2 après dissolution de la calcite), souvent attribuables à des Bactéries (Z. Moureau, comm. pers.). D'autres sont des micro-rhomboèdres de dolomite (identifiés au microscope électronique à balayage, après attaque acide ménagée, pl. IV photos 8 et 9). D'autres encore seraient, selon Kendall (1985 p. 73), Saller (1986 p. 747) et Carpenter & Lohmann (1989 p.799), des inclusions fluides et des microcavités. Les inclusions sont 0,5 à 1 mm d'épaisseur, parallèles aux bords des fenestrae et donnent naissance au zonage macroscopique décrit plus haut.

L'épaisseur de la frange fibreuse dépasse souvent, dans de nombreuses fenestrae, la longueur d'un cristal élémentaire; on observe dans ce cas un passage "en relais" entre cristaux, de la bordure vers le centre des fenestrae, avec la base des cristaux "plus internes" commençant à mi-hauteur des cristaux "plus externes". Il n'y a donc pas superposition de franges élémentaires nettement délimitées. Lorsque deux couches de ciment fibreux opposées se rejoignent par croissance centripète, par exemple aux extrémités d'une fenestra, on observe une jonction rectiligne (fig. V.12).

Les nébuloïdes contiennent souvent des éléments figurés. Un cas intéressant est celui où un ossicule monocristallin de Crinoïde est entouré d'une frange de cristaux fibreux (TG18). En lumière naturelle, on obest généralement brutale, sans accroissement serve un passage progressif entre ossicule transparent et frange jaunâtre, la transition s'effectuant sur une cinquantaine de microns. Les clivages, droits dans l'ossicule, se courbent progressivement dans la frange fibreuse. En lumière polarisée, l'extinction en bloc aux limites de l'ossicule passe progressivement, en quelques dizaines de microns à une extinction onduleuse;

> - des "lames" de 2 à 10 mm de long pour 0,5 à 2 mm de large, avec des jonctions intercristallines irrégulières à planes, des axes optiques toujours convergents et des clivages concaves par rapport aux bords des *fenestrae*. Les cris



Figure XII.1: zonation des impuretés dans un Stromatactis complexe à digitation peu marquée. En bas: ce Stromatactis est cimenté uniquement par de la sparite fibreuse (en noir; la matrice est en blanc). En haut, détail de la zonation de la calcite fibreuse; la densité du pointillé est proportionnelle à l'intensité de la pigmentation grise.

taux sont transparents et les impuretés nettement moins abondantes que dans le cas des fibres minces décrites ci-dessus. Les inclusions sont distribuées en "rubans" réticulés d'une centaine de microns d'épaisseur, isolant des zones vierges d'inclusions de 300 à 500  $\mu m$  environ (fig. XII.2).

Lorsque ces deux types de cristaux, fibres et lames sont présents dans la même fenestra, on observe que les lames surmontent 2. Les autres formes de calcite toujours les fibres. La transition entre les deux types de cristaux est graduelle, "en relais", comme indiqué ci-dessus. Lames et fibres peuvent toutes deux former le premier ciment d'une fenestra, précédant une sparite granulaire. Les lames passent graduellement à la sparite granulaire, alors que la transition entre fibres et sparite granulaire est beaucoup plus tranchée (PM101).

Les fibres et lames à axes optiques convergents et clivages courbes concaves correspondent à la "calcite radiaxiale" décrite par Bathurst (1959 p. 512): "fibers [that have] a pattern of subgrains radiating away from the wall allied to optic axes which converge away from the wall as well as curved cleavages and irregular intergranular boundaries" (p. 506). Les fibres à axes optiques divergents et clivage courbes convexes correspondent quant à elles à la calcite "à axes optiques en fascicules" ("fascicular-optic", "F-O"), définie par Kendall (1977 p. 1056-1057): "crystals (...) differ from those in radiaxial fibrous calcite in only one major respect: fast vibration directions in each crystal diverge away from cavity walls (...)".

Les relations entre calcite radiaxiale. calcite F-O(1) et sédiments internes sont intéressantes. Il n'est pas rare d'observer des couches de ciment surmontées de sédiments internes, généralement du microspar. Dans 3. La dolomite certains cas, on observe même l'apparition d'une alternance rythmique sédiment internecalcite radiaxiale. La figure X.3 illustre le cas encore plus fréquent d'une frange de ciment radiaxial, développée sur la bordure latérale d'une cavité, augmentant progressivement d'épaisseur en direction du haut. Ce phénomène est lié à la compétition entre croissance de ciment et sédimentation interne qui a

"enfoui" progressivement la frange radiaxiale, en atteignant successivement la partie moyenne, puis le haut de la cavité. La même figure et la planche IV, photo 7 montre une première génération de ciment radiaxial encroûté par un "tapis" cryptalgaire, lui-même surmonté d'une deuxième génération de ciment.

La calcite granulaire est de loin le ciment le plus abondant des fenestrae des biohermes, succédant au ciment fibreux dans les "grandes" cavités ou bien remplissant seule les plus petites. Elle est présente également seule ou associée à la dolomite dans la plupart des fractures. Le diamètre de ces cristaux blancs à beiges varie entre 0,5 mm et 0,5 cm.

En lame mince, la calcite granulaire se présente sous forme de mosaïques de cristaux xénomorphes, généralement grossièrement équigranulaires, avec parfois une phase de taille nettement inférieure localisée aux épontes des fractures et cavités (fig. XII.3). Ce ciment est caractérisé par l'absence d'inclusions.

Certaines fractures (fig. XII.3) possèdent une variété de sparite "feuilletée", sous forme de lamelles fortement aplaties, orientées perpendiculairement aux épontes. Il faut probablement voir là l'effet d'une cristallisation sous l'influence de contraintes mécaniques. Cette sparite feuilletée, sans inclusions, peut passer à la sparite granulaire.

La sparite syntaxique cristallisant autour des ossicules et plaques d'Echinodermes est également dépourvue d'inclusions.

Une dolomite gris-verdâtre, brunorangée à l'altération apparaît dans certaines fenestrae des monticules, généralement en position centrale, entourée de sparite granulaire. on la trouve également dans de nombreuses fractures, associée à la sparite granulaire. La taille des cristaux varie de 0,5 mm à 2 cm.

En lame mince, ces cristaux de dolomite possèdent une teinte variable, avec un pléochroïsme net ocre-incolore. La coloration de Dickson (1965) donne une réaction de do-





en lumière naturelle et "f": ariel.... nt les relations géométriques des différentes structures. "g": sparite granulaire; "f": "feuilletée"; "r": sparite radiaxiale; remarquer les deux phases de sparite granulaire è différente (flèche); la matrice est représentée par des pointillés, les insolubles sont en vus argileux, "joints" ct fractures de réseau Wayon **Stromatactis**, sparite "feuilletée"; de taille différente Lame SC XII.3: montrant

^{(1):} dans la suite du chapitre, j'utiliserai le seul terme de "calcite radiaxiale" pour désigner à la fois ce ciment et la calcite F-O, cette dernière étant largement minoritaire.

lomite ferrifère. Deux types distincts de dolomite ferrifère sont présents:

- une dolomite ferrifère en cristaux automorphes de 300 à 500  $\mu$ m environ, à clivages et faces cristallines courbes, contenant d'abondantes inclusions microsparitiques de calcite, généralement situées au centre des cristaux. Ce type de dolomite ferrifère s'observe généralement au sein de remplissages microsparitiques de cavités, microspar que l'on retrouve d'ailleurs dans les espaces polygonaux délimités par les cristaux de dolomite;

- une dolomite ferrifère en grands cristaux xénomorphes de 0,5 à 2 cm, à clivages et faces cristallines courbes. Ce type de dolomite est associé à la sparite granulaire qu'elle remplace (on observe fréquemment des reliques de calcite sparitique au sein de la dolomite).

Ces deux types de cristaux passent l'un à l'autre dans le cas où la dolomite est présente à la fois dans un sédiment interne microsparitique et dans la sparite granulaire qui le surmonte (fig. XII.4). Tous les cristaux de dolomite ferrifère possèdent une extinction onduleuse et sont caractérisés généralement par la présence, le long des plans de clivage, de quantités variables d'oxydes de fer, résultant vraisemblablement de phénomènes de démixion (pl. V, photo 5).

Ces deux types de dolomite ferrifère correspondent à la "dolomite baroque" de Folk & Assereto (1974) ou à la "dolomite en selle de cheval" ("saddle-shaped dolomite") de Radke & Mathis (1980 p. 1166: "it is characterized by curved crystal faces and cleavage, undulose extinction, pearly luster and an abundance of very small fluid inclusions.").

Signalons également l'existence d'une dolomite ferrifère non "baroque", en rhomboèdres de 50 à 200  $\mu$ m, associée à de minces films argileux de pression-dissolution (Wanless, 1979).

#### II. OBSERVATIONS EN CATHODOLUMINESCENCE

#### 1. Généralités

Si l'observation en lumière naturelle est un reflet des derniers stades d'évolution des ciments, incluant recristallisation, néomorphisme et stabilisation par rapport aux fluides diagénétiques les plus récents (Savard & Bourque, 1989 p. 795), l'observation en cathodoluminescence permet de mettre en évidence différents stades de croissance des ciments, pour autant qu'ils soient chacun caractérisés par une teneur spécifique en certains éléments traces (Amieux, 1982 p. 439).

Sans faire ici un exposé de la méthode (que l'on peut trouver dans l'excellent article d'Amieux, op. cit., ainsi que dans les différentes publications de Meyers [1978, par exemple]), faisons brièvement le point sur l'état actuel de nos connaissances concernant la cathodoluminescence de la calcite.

La luminescence est provoquée par l'irradiation électronique d'une lame mince polie(2). La couleur et l'intensité de la luminescence dépendent à la fois de la nature minéralogique des cristaux et de l'abondance des "activateurs" et inhibiteurs"(3) présents dans le réseau cristallin. Les couleurs de luminescence, par le biais de la composition en éléments traces des minéraux, peuvent donc renseigner sur leurs conditions de formation. Les principaux activateur et inhibiteurs de la cathodoluminescence de la calcite sont le manganèse et le fer et dans une moindre mesure le magnésium (Meyers, 1978 p. 375; Amieux, op. cit. p. 446):

- Mn⁺⁺ provoque une luminescence jaune orangé de la calcite (Meyers, 1978 p. 375), tandis que Fe⁺⁺ tend à inhiber cette luminescence (Frank & coll., 1982; Grover & Read, 1983 p. 1278);

- en l'absence de fer détectable, des teneurs en manganèse comprises entre 150 et 650 ppm provoquent une luminescence modérée; des teneurs supérieures ou égales à 700 ppm sont responsables d'une luminescence forte. Si la teneur en fer augmente, la teneur en manga

inhibiteur: élément en trace dans le réseau cristallin dont les électrons reviennent à l'état stable par transition non radiative. Le phénomène affaiblit ou annule l'émission photonique provoquée par les activateurs." (Amieux, 1982 p. 439).



Figure XII.4: dolomitisation d'un sédiment interne microsparitique (en noir) par de petits rhomboèdres de dolomite ferrifère (à droite en bas) et dolomitisation d'une sparite granulaire (en grisé, représentant l'alizarine) par de grands cristaux xénomorphes de dolomite baroque (à droite en haut). Remarquer les clivages courbes dans la dolomite baroque et le passage progressif entre rhomboèdres et cristaux xénomorphes. En pointillé, la matrice. Lame RFX 3, Rochefontaine, niveau moyen du bioherme.

^{(2):} les conditions expérimentales utilisées avec l'appareil Technosyn 8200 Mk II du Laboratoire de Pétrologie sédimentaire de l'Université de Paris-XI sontles suivantes: tension de la cathode 16 KV, intensité 400 à 500  $\mu$ A, vide 0,08 Torr.

^{(3): &}lt;u>activateur</u>: élément en trace ou défaut cristallin ayant la propriété d'induire une ou plusieurs radiations photoniques de longueur d'onde définie;

nèse doit augmenter pour obtenir les luminescences correspondantes (Henning & coll., 1989 p. 407); le rapport Fe/Mn contrôle l'intensité maximale de la luminescence (Frank & coll., 1982);

- s'il y a présence de manganèse, des teneurs en fer allant jusqu'à 1% (FeO) ne sont pas suffisantes pour supprimer la luminescence (Frank & coll., 1982; Henning & coll. op. cit. p. 411);

- le Mg++ pourrait avoir un rôle inhibiteur de la luminescence (Amieux, op. cit. p. 446).

Une des hypothèses de base sur laquelle se fonde la méthode est bien entendu l'absence de diffusion des activateurs et inhibiteurs dans le réseau de la calcite (Meyers, 1978 p. 375). Cette condition semble correctement remplie, au vu des limites nettes que l'on peut observer quand une fracture non luminescente recoupe un ciment luminescent par exemple (pl. V, photos 7 & 8).

L'observation des surfaces de contact entre zones de luminescence différente permet aussi de détecter d'éventuelles dissolutions et fournit une indication sur la vitesse d'évolution physico-chimique des fluides diagénétiques: une transition graduelle entre deux zones de luminescence différentes indique une évolution progressive des fluides, tandis qu'une transition nette implique un phénomène plus rapide (Franck & coll., op. cit.), ceci, bien entendu, à vitesse constante de croissance cristalline.

Enfin, outre les diverses implications concernant les caractéristiques physico-chimiques du milieu diagénétique qui résultent des observations en cathodoluminescence, de nombreux chercheurs se sont servis de l'outil à grande échelle pour développer une "stratigraphie des ciments" au sein d'un ou de plusieurs corps sédimentaires (Meyers, 1978; Grover & Read, 1983; Niemann & Read, 1988; Hurley & Lohmann, 1989). Cette "stratigraphie" est basée sur la comparaison des séquences diagénétiques en de nombreux points des corps sédimentaires et plus précisément sur la corrélation de ciments possédant des caractéristiques pétrographiques et de cathodoluminescence communes. Ainsi, la reconstitution de l'extension dans le temps et l'espace des aquifères responsables de la précipitation des divers types de ciments devient possible (Meyers, 1978 p. 382).

# 2. La séquence diagénétique des monticules micritiques

L'observation en cathodoluminescence de plusieurs centaines de lames minces des monticules de Petit-Mont, Hautmont, Beauchâteau, Chaudfontaine, Les Bulants, Tiène à l'Gatte, Fort-Condé, Mariembourg, Saint-Rémy, Tiers Cocrai, Les Croisettes et Les Wayons permet de mettre en évidence une séquence diagénétique commune à tous les édifices (Boulvain, 1989 b). Dans les "grandes" fenestrae des monticules, on observe, des épontes vers le centre, la succession suivante:

- une frange de calcite radiaxiale qui possède une luminescence très irrégulière, avec des plages non luminescentes au sein desquelles apparaissent une multitude de petits grains à vive luminescence orangée (pl.V, photo 2). Ce type particulier de luminescence est caractéristique des ciments radiaxiaux (Lohmann & Meyers, 1977 p. 1085; Kerans & coll., 1986 p. 366). Il s'agit de la "1e phase de cimentation".

Ensuite, la "calcite granulaire" correspond à trois types de ciments en cathodoluminescence:

- surmontant directement la calcite radiaxiale, on observe de petits cristaux automorphes non luminescents à terminaison scalénoédrique. Leur dimension varie de 50  $\mu$ m à 3 mm; il s'agit de la "2e phase de cimentation" (pl. V, photos 2, 4, 6 et 8);

- en croissance syntaxique avec ces cristaux non luminescents, on observe une bordure à vive luminescence orangée, souvent zonaire avec une alternance de bandes luminescentes et de bandes non-luminescentes. Les transitions entre bandes sont nettes; il s'agit de la "3e phase de cimentation" (pl. V, photos 2, 4, 6, 8);

- enfin, la cavité est comblée par une calcite xénomorphe à luminescence orangée terne ("dull"). On y observe quelquefois une zonation mal définie en grandes plages; il s'agit de la "4e phase de cimentation" (pl.V, photos 2, 4, 6, 8); qui tend parfois à remplacer les 2e et 3^e phases (pl. V, photo 6);

- la dolomite baroque apparaît dans de nombreuses fenestrae. Dans chaque cristal, les

luminescent pas, tandis que les zones riches en oxydes de fer sont luminescentes en rougeorange vif. On y observe parfois un zonage grossier; il s'agit de la "5e phase de cimentation" (pl. V, photo 6);

- dans certains monticules micritiques, on observe sporadiquement et principalement dans les fenestrae, des cristaux de quartz bipyramidés non luminescents de quelques centaines de microns. Ces cristaux recoupent tous les ciments carbonatés dont ils contiennent de nombreuses inclusions (pl. V, photo 6). Cette phase accessoire de silicification est comparable au "quartz II" de Mountjoy & Krebs (1983) des bioconstructions du Dévonien de l'Allemagne.

Cette séquence de cimentation est la séquence la plus complète observée dans les monticules micritiques. Dans les "petites" fenestrae, dans les spicules d'Eponges et dans les coquilles et bioclastes aragonitiques, on observe une séquence réduite aux termes suivants: calcite automorphe non luminescente (1^e phase) - calcite syntaxique luminescente plus ou moins zonée (3e phase) - calcite sparitique xénomorphe à luminescence terne (4e phase) - éventuellement dolomite ferrifère (5e phase).

Cette séquence amputée de la 1^e phase est également caractéristique de la calcite syntaxique qui cristallise autour des plaques et ossicules de Crinoïdes dans les grainstones à Crinoïdes des monticules du type "les Wayons-Hautmont". La figure XII.5 présente de manière synthétique la succession des ciments dans un Stromatactis et un spicule d'Eponge.

Dès que l'on s'éloigne des monticules, en milieu péri-biohermal et extrabiohermal, les fractures et fenestrae ne contiennent plus que de la calcite sparitique xénomorphe non luminescente (4e phase), parfois suivie de dolomite ferrifère. Ceci est clairement visible, par exemple dans le cas des échantillons BL 9, 11 et 13 (fig. XII.13) prélevés latéralement à intervalles de 7 m au sein d'un même banc (Boulvain, 1989 b p. 145).

Les relations temporelles entre les ciments, déduites de leurs relations géomé-

plages pauvres en oxydes de fer démixés ne triques au sein des fenestrae, sont confirmées par l'étude des fractures:

> - les fractures contenant du ciment radiaxial ("1") sont très rares. Elles sont recoupées par les "joints argileux" et par tous les autres types de fractures décrits ci-dessous;

> - les fractures contenant les ciments "2" et "3" sont également rares. Elles recoupent les fractures contenant du ciment radiaxial et sont recoupées par les autres types de fractures décrits ci-dessous;

> - les fractures contenant le ciment "4" sont extrêmement fréquentes; elles recoupent les fractures contenant les ciments "1", "2" et "3" et sont recoupées par les "joints argileux" (fig. XII.3) ou recoupent ceux-ci. Dans les fenestrae, ces fractures recoupent les ciments "1", "2" et "3" (pl. V, photos 7 & 8) et sont en continuité avec le ciment "4" qu'elles semblent nourrir. Le ciment radiaxial (1e phase) est fréquemment parcouru de fines fractures contenant le ciment "4";

- les fractures contenant de la dolomite ferrifère, fréquentes, recoupent tous les types de fractures précédemment décrits et recoupent également les "joints argileux" (fig. XII.6, 7 & 8):

- un dernier type de fractures, rare, recoupant tous les types de fractures précédents, contient une sparite granulaire non luminescente. Cette phase n'a pu être mise en évidence dans les fenestrae.

Ces observations permettent également de mettre en lumière une propriété très importante des monticules micritiques: la plupart (si pas la totalité) des "joints argileux", postérieurs à plusieurs types de fractures ne sont pas d'origine sédimentaire mais bien diagénétique. Il s'agit de "joints" de pression-dissolution (Wanless, 1979), abondants surtout dans les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) et les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4), c'està-dire les faciès les plus riches en argiles.

Si l'on compare maintenant plus en détail les différentes étapes de la cimentation entre les différents biohermes étudiés (figures XII.9, 10, 11, 12 & 13), on constate que l'importance de la 3^e phase varie de bioherme à bioherme, mais semble caractéristique de chaque édifice en particulier (comparer par



Figure XII.5: séquence diagénétique-type dans un *Stromatactis* et dans un spicule d'Eponge. 1, 2, 3, 4, 5: lumière naturelle; 6: même stade que 5, mais en cathodoluminescence. En pointillé: matrice; hachures verticales: calcite radiaxiale; hachures obliques: silice; 1-2-3-4 cerclés: phases de cimentation.



Figure XII.6: relations géométriques entre *fenestrae* (montrant les phases 2-3-4 de cimentation), "joints" argileux et fractures contenant de la dolomite ferrifère. A: lumière naturelle; B: cathodoluminescence. Lame PM 22, Petit-Mont.



337



Figure XII.7: relations géométriques entre un *Stromatactis*, des fractures et des "joints" argileux. A: cathodoluminescence: le *Stromatactis* contient les 4 premières phases de cimentation, tandis

que les fractures les plus développées ne contiennent que la 4^e phase. Des fractures tardives recoupent le tout; pour les ciments, les teintes de luminescence sont: noir: luminescence nulle;

blanc: luminescence orangée forte; pointillé: luminescence orangée terne. B: coloration de Dickson, lumière naturelle: en blanc: micrite et calcite non ferrifère; en hachures obliques: calcite ferrifère. même lame que fig. XII.3.



Figure XII.8: relations géométriques entre un Stromatactis et deux types de fractures. A: cathodoluminescence: le Stromatactis contient les 4 premières phases de cimentation; les

fractures les plus anciennes contiennent la 4^e phase et sont recoupées par des fractures contenant de la dolomite ferrifère à luminescence nulle; pour les ciments, les teintes de luminescence sont: noir: luminescence nulle; blanc: luminescence orangée forte; pointillé: luminescence orangée terne. B: coloration de Dickson, lumière naturelle: en blanc: micrite et calcite non ferrifère; en hachures obliques: calcite ferrifère; en hachures croisées: dolomite ferrifère. Lame HM7, coupe A de Hautmont.

339



Figure XII.9: colonne lithologique de la coupe D du bioherme de Hautmont et cathodoluminescence des ciments des cavités (cf. légende). Par convention, le centre des cavités est situé vers la droite de chaque rectangle.



Figure XII.10: colonne lithologique de la coupe A du bioherme des Bulants et cathodoluminescence des ciments des cavités.



•

Figure XII.11: colonne lithologique de la coupe A du bioherme de Petit-Mont et cathodoluminescence des ciments des cavités.

Figure XII.12: colonne lithologique du bioherme de Tiène à l'Gatte et cathodoluminescence des ciments des cavités.



Figure XII.13: colonne lithologique du bioherme de Fort-Condé et cathodoluminescence des 🕇 ciments des cavités.

exemple Hautmont, où cette phase ne forme qu'une fine bordure autour des cristaux non luminescents avec les Bulants, où la 3^e phase est mieux développée, avec un zonage complexe). Le zonage de la 3^e phase varie par contre de cavité à cavité (voire même au sein d'une même cavité) et ne reflète que des phénomènes ponctuels de décalage entre début ou fin de la croissance des cristaux individuels.

#### 3. <u>La séquence diagénétique dans la coupe du</u> <u>chemin d'accès au "Lion"</u>

Tous les biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant (Saint-Rémy, Tiers Cocrai et Mariembourg) ont une séquence diagénétique identique à celle des biohermes du Massif de Philippeville. Une étude systématique en cathodoluminescence de la coupe du chemin d'accès à la carrière du "Lion" a montré que la séquence caractéristique des ciments "2"-"3"-"4" n'apparaît que dans les échantillons LI 29 et 34 (fig. IV.36), correspondant à l'extension horizontale maximale du petit bioherme de "marbre rouge" qui surmonte le monticule du "Lion". Dans les autres fenestrae, on ne retrouve que la calcite xénomorphe à luminescence terne ("4"), éventuellement accompagnée de dolomite ferrifère ("5"). Un échantillon (LI 19, fig. XII.14) montre, en lumière naturelle, des reliques? de cristaux en lames, actuellement constitués de dolomite ferrifère.

#### 4. <u>La séquence diagénétique dans les zones</u> internes de la rampe

Les grainstones et les *fenestrae* des calcaires de la Formation d'Aisemont montrent un ciment sparitique sans inclusions, grossièrement équigranulaire et des rhomboèdres de quelques dizaines de microns à quelques millimètres de dolomite ferrifère baroque. Cette dolomite est particulièrement abondante dans les calcaires et dolomies à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) du sommet de la Formation. Elle affecte sélectivement, lorsqu'elle est moyennement abondante, les oncolithes et péloïdes des grainstones (fig. XII.15).

En cathodoluminescence, on observe la séquence suivante:

- une calcite xénomorphe non luminescente; les premiers cristaux, croissant sur les épontes des cavités ou en bordure des éléments figurés montrent un habitus de croissance en lames de quelques dizaines à quelques centaines de microns orientées perpendiculairement au substrat. Cette calcite constitue la plus grande partie du ciment non dolomitique;

- quelques fissures emplies d'une calcite **xénomorphe à luminescence orangée terne**, très semblable à la "4^e phase" des monticules micritiques. Ce ciment se retrouve également dans les grainstones à oncolithes et péloïdes sous la forme d'une fine bordure de quelques dizaines de microns autour des oncolithes. Les fissures recoupent le ciment non luminescent;

- des rhomboèdres de dolomite ferrifère baroque recoupant les fissures décrites cidessus. Cette dolomite possède une vive luminescence orangée associée à d'importantes démixions d'oxydes de fer. Dans les zones où elle ne présente pas de démixions, sa luminescence est nulle à très faiblement orangée. Ces deux types de luminescence peuvent s'observer dans une même lame mince (fig. XII.16).

La figure XII.17 compare schématiquement les séquences diagénétiques des grandes *fenestrae* (séquence "1"-"2"-"3"-"4"-"5") et des petites *fenestrae* (séquence "2"-"3"-"4"-"5") des monticules micritiques avec les séquences en milieu extra-biohermal (séquence "4"-"5") et dans les zones plus internes de la rampe.

#### III. GEOCHIMIE

#### 1. Colorations de surface

Quelques lames minces étudiées en cathodoluminescence ont été colorées au moyen de la solution de Dickson (1966) afin de différencier qualitativement calcite, calcite ferrifère, dolomite et dolomite ferrifère.

Les résultats sont les suivants: la calcite radiaxiale (1^e phase) et les calcites granulaires automorphes (2^e phase et 3^e phase) sont non ferrifères alors que la calcite granulaire xénomorphe à luminescence terne est ferrifère. Pour les échantillons du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur, on observe que la calcite xénomorphe non luminescente qui forme l'essentiel du ciment est non ferrifère, tandis que la do



Figure XII.14: reliques de cristaux fibreux et en lames autour de Fénestelles. Actuellement, il s'agit de dolomite ferrifère. Lame LI 19, coupe du chemin d'accès à la carrière du Lion.



Figure XII.15: Répartition de la dolomite ferrifère dans un grainstone à oncoïdes de la formation d'Aisemont. Lumière naturelle, coloration de Dickson; la dolomite (hachures croisées) est concentrée dans les oncoïdes (pointillé grossier). Autour des oncoïdes, on observe une auréole de calcite ferrifère (pointillé fin), que l'on retrouve aussi dans les fissures au sein de la calcite non ferrifère (en blanc). Lame LU 28, Lustin.



Figure XII.16: *fenestra* à ciment de dolomite ferrifère. A: lumière naturelle; B: cathodoluminescence. Observer la luminescence plus forte des zones riches en oxydes de fer (noir, en A) par rapport à la luminescence plus faible des zones sans démixions. Remarquer également la luminescence identique de la fissure à sparite ferrifère "feuilletée", à gauche de la *fenestra*, et de la matrice (en pointillé). Lame AI 5, Aisemont.



Figure XII.2: répartition des inclusions dans une *fenestra* à ciment fibreux et "en lames". Les nombreuses inclusions dans la sparite fibreuse à gauche et au-dessus de la *fenestra* passent dans la sparite en lames à des "rubans" réticulés d'impuretés. "q": quartz; en hachures obliques: Crinoïdes; en noir: hématite; en pointillés: matrice. Lame TP 97, Tapoumont, coupe A.



Figure XII.17: schéma synthétique des séquences diagénétiques-types suivant la nature du corps sédimentaire. 1, 2+3, 4 et 5: phases de cimentation. La taille des figurés des ciments est grossièrement proportionnelle à leur importance volumétrique.

lomite et les quelques fissures qui parcourent la roche sont ferrifères (figures XII.7 & 8).

#### 2. Analyses à la microsonde

L'analyse chimique des différents ciments mis en évidence en cathodoluminescence a été effectuée sur lame mince polie à la microsonde Camebax du C.A.M.S.T. Les résultats sont présentés aux tableaux XII.1 et XII.2.

Le tableau XII.2 présente, outre des analyses des ciments des monticules micritiques, quelques analyses effectuées sur la microsparite de calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes et des analyses de la calcite sparitique et de la dolomite ferrifère de l'échantillon LU 28 de Lustin.

J'ai également représenté graphiquement (fig. XII.18) le résultat des analyses des ciments calcitiques granulaires (2e, 3e et 4e phase) en fonction de leur teneur en MnO et FeO, activateur et inhibiteur principaux de la luminescence de la calcite.

On remarque d'emblée que toutes les calcites analysées sont des LMC (Low Magnesian Calcite), avec des teneurs en MgO ne dépassant pas 1,2%. Même les ciments fibreux et en lame sont relativement pauvres en MgO. Comparons avec les valeurs généralement admises: entre 1 et 1,5% MgO pour la LMC et 6 à 8% pour la HMC (High Magnesian Calcite) (Bathurst, 1971 p. 235); 7% MgO pour des HMC de Mururoa (Archipel des Tuamotu, Pacifique Sud: Aissaoui & Purser, 1985 p. 258). Ces valeurs pour la calcite radiaxiale correspondent aux données de la littérature: Saller (1986 p. 747) cite 1,5% MgO pour des calcites radiaxiales miocènes et Carpenter & Lohmann (1989 p. 799) obtiennent 1,4% MgO pour des calcites radiaxiales frasniennes.

On peut également conclure, au vu des faibles variations de teneur en MgO pour des calcites à forte variation de luminescence, que le magnésium ne semble pas avoir de rôle important d'activation ou d'inhibition de la cathodoluminescence.

L'examen des teneurs en manganèse et fer des différents ciments est extrêmement intéressant. On peut constater (fig. XII.18, tableaux XII.1 & 2) combien l'individualité des 2^e, 3^e et 4^e phases est marquée: la calcite automorphe non luminescente (2^e phase) et la calcite radiaxiale (1^e phase) montrent des teneurs en manganèse et fer sous la limite de détection; la bordure luminescente des cristaux automorphes (3^e phase) est riche en manganèse et pauvre en fer (avec une forte dispersion des teneurs en manganèse) et la calcite xénomorphe à luminescence terne (4^e phase) est riche en fer et contient un peu de manganèse. Une corrélation assez nette (R= 0,77) existe entre les teneurs en manganèse et fer pour la 4^e phase (fig. XII.19). Ces résultats seront interprétés en "D" ci-dessous.

Les teneurs en strontium sont supérieure à la limite de détection pour la calcite automorphe non luminescente (2e phase) et pour la calcite xénomorphe à luminescence terne (4^e phase). Comparons ces teneurs avec quelques données de la littérature: Grover & Read (1983 p. 282) donnent 0,04% SrO pour des calcites non luminescentes ordoviciennes; Saller (1986 p. 747) obtient 0,03% SrO pour des calcites radiaxiales miocènes. Les aragonites et aragonites anciennes sont en général plus riches en strontium: Bathurst (1971 p. 241) cite un maximum de 2,7% SrO pour l'aragonite; Aissaoui & Purser (1985) indiquent 1% de SrO pour des aragonites de Mururoa; Frisia-Bruni & coll. (1989 p. 692) rapportent des teneurs de 0,1% SrO pour des ciments triassiques interprétés comme d'anciennes aragonites. En conclusion, on peut dire que les teneurs en strontium des ciments "2" et "4" frasniens sont faibles par rapport aux aragonites, mais relativement élevées par rapport aux LMC.

En ce qui concerne la dolomite ferrifère, les échantillons provenant des monticules sont beaucoup plus riches en fer que les échantillons provenant de Lustin. Le contenu en magnésium des dolomites de Lustin est par contre plus élevé que celui des dolomites des monticules, de même que la teneur en manganèse. Ces teneurs sont comparables aux données de la littérature pour des dolomites ferrifères baroques (Radke & Mathis, 1980; Woronick & Land, 1985; Taylor & Sibley, 1986 par exemple).

	FeO moy.	(%) var.	MnO moy.	(%) var.	MgO moy.	(%) var.	CaO moy.	(%) var.	nombre d'analyses
calcite "2"	n.d.		n.d.		0,8	0,1	99,2	0,3	10
calcite "3"	n.d.		1,2	0,3	0,8	0,03	98	0,6	16
calcite "4"	1	0,01	0,2	0,02	0,8	0,1	98	1,1	13
dolomite	16	2	0,2	0,01	31	2,4	52,5	0,2	10

n.d. = non détecté.

Limites de détection (degré de confiance=  $2\sigma$ ): Fe= 0,07%; Mn= 0,05%

Tableau XII.1: analyses à la microsonde (effectuées au C.A.M.S.T.) des ciments des échantillons RFX 1 & 2 (Rochefontaine).

	FeO	(%)	MnO	(%)	MgO	(%)	CaO	(%)	SrO	(%)	nombre
	moy.	var.	d'analyses								
calcite "1"	n.d.		n.d.		1,2	0,3	98,4	0,8	n.d.		6
calcite "2"	n.d.		n.d.		1,0	0,1	98,8	0,7	0,1	0,04	5
calcite "3"	n.d.		1,5	0,5	0,8	0,1	96,8	0,5	n.d.		6
calcite "4"	1,0	0,1	0,08	0,05	1,1	0,2	97,0	0,6	0,08	0,05	5
micrite	0,8	0,2	n.d.		1,5	0,3	94,7	0,8	n.d.		6
dolomite	14,0	0,8	0,2	0,03	32,4	0,7	54,0	0,1	0,05	0,04	3
calcite LU	0,6	0,1	n.d.		1,3	0,2	98,1	0,5	0,06	0,04	6
dolom. LU	7,5	0,8	1,2	0,2	35,0	1,7	56,2	2,4	n.d.		5

n.d. = non détecté.

Limites de détection (degré de confiance=  $2\sigma$ ): Fe= 0,05%; Mn= 0,06%; Sr= 0,04%.

Tableau XII.2: analyses à la microsonde (effectuées au C.A.M.S.T.) des ciments et de la matrice des échantillons CR 1, CR 5 (Les Croisettes), BL 15 (Les Bulants) et LU 28 (Lustin).



Figure XII.18: représentation graphique des teneurs en FeO et MnO des calcites granulaires de monticules micritiques (analyse microsonde).



Figure XII.19: corrélation entre teneurs en FeO et MnO pour des sparites ferrifères à luminescence terne (4^e phase) des monticules. Analyses à la microsonde (effectuées au C.A.M.S.T.).

# IV. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

### 1. Généralités

Les quelques éléments présentés cidessous ne sont qu'une introduction à la discussion et à l'interprétation des résultats. Je renvoie pour un exposé plus complet à l'article de Junge (1977) et à l'ouvrage de Moore (1989).

La connaissance de la composition en isotopes stables du carbone et de l'oxygène des ciments carbonatés permet d'accéder à deux types d'informations: la température et l'origine des fluides diagénétiques précipitant les ciments Moore, op. cit. p. 62-65).

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène, sous forme des rapports isotopiques 180/160 et 13C/12C sont exprimées en pour mille (%) par rapport à un standard. Pour les ciments carbonatés, on utilise souvent le standard "PDB" (Pee Dee Belemnite, d'âge crétacé):

 $\delta^{18O}_{\text{éch}}(\circ/_{\infty}) = (18O/16O_{\text{éch}} \cdot 18O/16O_{\text{st}}) / 18O/16O_{\text{st}} \times 1000$ 

La composition isotopique des fluides diagénétiques dépend fortement de leur origine et de leur histoire. Brièvement, on peut dire que:

- une eau marine d'une certaine composition isotopique en oxygène, soumise à l'évaporation, voit augmenter son 180/160 (Moore, op. cit. p. 62);

- les eaux météoriques ont des 180/160 plus faibles que les eaux marines;

- au cours de la diagenèse, l'interaction des eaux météoriques avec des carbonates marins provoque un certain rééquilibrage isotopique de l'oxygène des fluides. Ce rééquilibrage est cependant lent suite à la disproportion entre l'oxygène d'origine météorique (abondant) et l'oxygène provenant de la dissolution des carbonates (Meyers & Lohmann, 1985 p. 233; Hurley & Lohmann, 1989 p. 141; Moore, 1989 p. 165);

- dans le cas du carbone, par contre, le rééquilibrage isotopique des fluides météoriques par rapport aux carbonates marins est relativement rapide, en raison de la faible teneur en carbone

352

carbonates (Meyers & Lohmann, ibid.; Prezbindowski, 1985 p. 255-256; Scherer, 1986 p. 303; Niemann & Read, 1988 p. 700; Carpenter & Lohmann, 1989 p. 803; Hurley & Lohmann, ibid.). Outre le carbone provenant des carbonates, à  $\delta^{13}$ C positif, les fluides diagénétiques d'origine météorique peuvent contenir du carbone provenant du CO2 produit dans les sols, caractérisé par un  $\delta 13C$ nettement négatif (Machel, 1986 p. 344; Moore, op. cit. p. 164-65; Niemann & Read, ibid.).

Lors de l'incorporation du carbone et de l'oxygène des fluides diagénétiques dans les ciments, les deux éléments se comportent différemment. En effet:

- la composition isotopique de l'oxygène d'un ciment est liée à la composition isotopique du fluide diagénétique précipitant le ciment et à la température. Toute augmentation de température se traduit par une diminution du

 $\delta^{18}$ O. Les deux variables sont mutuellement dépendantes et pour exprimer l'une en fonction de l'autre, des données extérieures sur l'une des deux variables sont nécessaires (Dickson & Coleman, 1980 p. 116; Moore, op. cit. p. 64);

- la composition isotopique du carbone d'un ciment est uniquement liée à la composition isotopique du fluide diagénétique précipitant le ciment (Moore, op. cit. p. 65).

# 2. Résultats analytiques

Des analyses isotopiques(4) du carbone et de l'oxygène ont été réalisées par E. Keppens (Vrije Universiteit Brussel) sur des échantillons de quelques dizaines de milligrammes prélevés au moyen d'une fraise dans les ciments "1", "2", "4" et "5" et dans la matrice. La 3e phase n'a pu être échantillonnée vu la petite taille des bandes luminescentes.

Les résultats analytiques sont présentés au tableau XII.3 (en annexe II, on trouvera les résultats analytiques complets).

Comparons ces résultats aux  $\delta^{18}$ O et calcite automorphe non luminescente (2e  $\delta^{13}$ C des ciments marins frasniens (valeurs obtenues par analyse de ciments marins non rééquilibrés et de restes d'organismes tels les coquilles de Brachiopodes: Carpenter & Lohmann, 1989 p. 792):

- Kerans & coll. (1986 p. 366) obtiennent  $\delta^{18}O = -4,30/_{00}$  et  $\delta^{13}C = +1,90/_{00}$  (PDB) pour des échantillons du Canning Basin (Australie);

- Machel (1986 p. 343) donne  $\delta^{18}O = -4$  à -3% (PDB) pour des échantillons d'Alberta (Canada);

- Dunn (1988, cité par Carpenter & Lohmann, 1989) obtient  $\delta^{18}O = -4,0^{\circ}/_{00}$  et  $\delta^{13}C =$  $+2,50/_{00}$  (PDB) pour des mesures effectuées sur des échantillons belges;

- Hurley & Lohmann (1989 p. 133) donnent  $\delta^{18}O = -5.0 \text{ à} -7.5^{\circ}/_{\infty} \text{ et } \delta^{13}C = +1.5 \text{ à} +2.5^{\circ}/_{\infty}$ (PDB) pour des échantillons du Canning Basin:

- Carpenter & Lohmann (op. cit. p. 799) proposent, après compilation, d'utiliser les valeurs de  $\delta 180 = -5,00/\infty$  et  $\delta 13C = +2,00/\infty$  (PDB). Ce sont ces valeurs que j'adopterai dans la suite du travail.

Le tableau XII.3 montre immédiatement qu'aucun des ciments analysés ne possède un  $\delta^{18}$ O comparable à un ciment marin frasnien. Tous les ciments ont donc été précipités, ou se sont rééquilibrés sous l'influence de fluides diagénétiques dont l'origine sera discutée plus loin. L'ensemble des valeurs de  $\delta^{13}$ C reste positive, malgré l'amplitude de la variation.

L'examen de la figure XII.20 montre que les calcites granulaires (2^e et 4^e phases) forment deux ensembles bien distincts, essentiellement par leur  $\delta^{18}$ O, car en fait, si l'amplitude de variation de  $\delta^{13}$ C pour les calcites est du même ordre de grandeur que celle du  $\delta^{18}$ O, la variabilité de  $\delta^{13}$ C au sein même de chaque type de ciment est presque aussi importante que la variabilité totale, toutes calcites confondues.

La calcite radiaxiale (1e phase) possède des  $\delta^{13}C$  et  $\delta^{18}O$  comparables à la

phase).

La figure XII.21 montre la position des deux échantillons provenant des grainstones de la coupe de Lustin. Ils sont situés dans la même zone du graphe que la 2^e phase de ciment des monticules micritiques. L'étude en cathodoluminescence avait d'ailleurs révélé que la calcite xénomorphe qui forme l'essentiel du ciment des grainstones de la Formation d'Aisemont possède une luminescence nulle, comme la 2^e phase des monticules. La teneur en FeO de ces deux sparites diffère cependant de manière significative (tableau XII.2), mais la concentration relativement élevée de la sparite de Lustin peut n'être due qu'à la présence, lors de l'analyse à la sonde, de veinules de calcite ferrifère. Je pose ici comme hypothèse que ces deux calcites non luminescentes correspondent à la même phase de cimentation.

Relevons quelques valeurs citées dans la littérature pour des calcites dévoniennes:

- Dejonghe & coll. (1989 p. 1356) obtiennent, pour une "sparite blanche" associée à la minéralisation de Chaudfontaine des valeurs de  $\delta 180 = -9.77$  à  $-7.34_{\circ/00}$  et  $\delta 13C = -1.11$  à -3,55% (PDB). Les valeurs qu'ils publient pour les calcaires frasniens sont très proches:

- Machel (1986 p. 344) donne pour des calcites LMC ferrifères provenant de biohermes d'Alberta un  $\delta^{18}$ O de -8,2% (PDB). Cette sparite semble météorique ou formée à des températures élevées (au cours de l'enfouissement);

- Carpenter & Lohmann (1989 p. 801) obtiennent, pour une sparite à bandes luminescentes (Alberta également) à 0,5% MgO et 0,06% FeO un  $\delta^{18}$ O de -5,2 à -8,8% (PDB) et un  $\delta^{13}C$  de +2,0% (PDB); pour une sparite à cathodoluminescence orangée non zonaire, plus riche en fer (0,1% FeO) et présente dans des fractures:  $\delta^{18}O = -9 a - 11,8^{\circ}/_{\circ \circ}$ (PDB) et  $\delta 13C = +2.0^{\circ}/_{\infty}$  (PDB). Le premier ciment est considéré comme météorique, le second serait lié à l'enfouissement;

- Hurley & Lohmann (1989 p. 137-139) publient, pour des ciments dévoniens du Canning Basin les valeurs de  $\delta^{18}O = -7 \text{ à } -80/_{\infty}$  (PDB) et  $\delta^{13}C = +1,5 \text{ a}^{-7} \text{ a}_{\infty}$  (PDB) pour une sparite

de l'eau comparée au carbone stocké dans les

^{(4):} analyses effectuées sur un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E. Les échantillons ont été dissous au H  $_{3}$   $_{4}$  100% sous

vide. Deux séries de dix analyses ont été réalisées pour chacun des échantillons sur le  $CO_2$  récupéré.

hase	9	¹³ C (PDF	3)	д ¹⁸ О (PDB)				
	n éch	moy.	var.	n éch. moy. var.				
1	8	1,69	1,4	8	-8,02	1,1		
2	8	2,87	1,1	8	-7,70	0,6		
4	13	2,24	1,5	13	-10,86	1,0		
m	15	1,94	1,5	15	-10,85	1,8		
5	4	-0,71	2,0	4	-8,59	2,3		

Tableau XII.3: analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène d'échantillons provenant des monticules de Petit-Mont, Hautmont, Tiers Cocrai, Saint-Rémy, Beauchâteau, les Maquettes, Les Wayons, Saint-Martin et Maudoux-Mousty. 1, 2, 4, 5: phases de ciment; m: matrice. Résultats complets en annexe II.





non ferrifère à luminescence modérée, interprétée comme météorique et  $\delta^{18}O = -6,0$  à  $-9\circ/_{oo}$  (PDB),  $\delta^{13}C = +2,0\circ/_{oo}$  (PDB) et  $\delta^{18}O = -8 \text{ à} - 12 \text{ o}/_{00}$  (PDB),  $\delta^{13}C = +2 \text{ à}$  $+1,5^{\circ}/_{00}$  (PDB) pour des calcites non ferrifères liées à l'enfouissement.

Les quelques analyses effectuées sur des dolomites ferrifères baroques provenant des monticules micritiques donnent des valeurs extrêmement dispersées, tant en  $\delta^{18}$ O qu'en  $\delta^{13}$ C. La moyenne du  $\delta^{18}$ O de ces dolomites est élevée par rapport à la valeur obtenue pour la phase calcitique la plus récente (4e phase), mais il faut tenir compte du fait que le facteur de fractionnement isotopique de la dolomite est différent de celui de la calcite. D'après Land (1980, 1985, cité par Moore, 1989), les dolomites possèdent un  $\delta^{18}$ O de 3 à  $40/\infty$  supérieur à des calcites syngénétiques. En appliquant ce facteur de correction, on obtient pour d'hypothétiques calcites syngénétiques des dolomites ferrifères des monticules micritiques des valeurs de  $\delta^{180}$  de  $-110/_{00}$ (PDB) environ, ce qui correspond aux valeurs obtenues pour la calcite ferrifère (4^e phase).

C. LA MATRICE

I. OBSERVATIONS EN LUMIERE

ELECTRONIQUE A BALAYAGE

355

Très curieusement, les petites lames de pseudosparite, orientées de manière aléatoire dans le sédiment, ont tendance à croître perpendiculairement aux divers bioclastes, particulièrement aux fragments de Brachiopodes (pl.VI, photos 3 & 4). On remarque également que la taille des lames augmente de manière régulière aux abords des joints argileux (pl.VI, photo 1). Cette constatation permet l'interprétation de la diminution progressive du néomorphisme de la matrice depuis les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges jusqu'aux calcaires gris à fenestrae. Tabulés branchus, Brachiopodes: ce phénomène est lié à une diminution progressive du contenu en insolubles des calcaires (cf. tableau V.2).

NATURELLE ET AU MICROSCOPE

Je traiterai principalement ici de la matrice des monticules micritiques et des calcaires péri-biohermaux. On a vu au chapitre 5 que la micrite des monticules était en général micro- ou pseudosparitique. Le degré de microsparitisation est une donnée caractéristique du lithofaciès. On constate en effet que la microsparitisation est forte dans les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) et diminue progressivement dans les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4), les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) et les calcaires gris à fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7), pour augmenter à nouveau fortement dans les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8). Dans ce dernier lithofaciès, la totalité de la matrice est pseudosparitique.

Un phénomène similaire a d'ailleurs été constaté par Longman (1977) qui observe la formation de pseudosparite en lames dans des zones où les calcaires de la Bromide Formation (Ordovicien, Oklahoma) contiennent des copeaux d'argile. Longman attribue ce phénomène à l'extraction de Mg++ par les argiles, permettant une croissance de la calcite (p. 348). Dans les zones où la teneur en argiles est trop faible pour diminuer sensiblement la concentration en Mg++, la croissance de la calcite demeure bloquée ("effet cage").

Le néomorphisme des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires, très pauvres en argiles doit bien sûr être attribué à un autre phénomène.

Les deux termes extrêmes de la séquence virtuelle des monticules micritiques sont donc tous deux caractérisés par un fort néomorphisme de la matrice. Ce néomorphisme conduit cependant à des morphologies différentes de la micro- et pseudosparite. La pseudosparite des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires est grossièrement granulaire, tandis que les micro- et pseudosparite des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges et dans une moindre mesure des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes sont des cristaux nettement allongés, sous forme de petites lames ("glaives romains") de 10  $\mu$ m à une centaine de microns (pl. VI.1). Les calcaires argileux péri- et extra-biohermaux sont également caractérisés par ce type particulier de microspar/pseudospar.

#### II. CATHODOLUMINESCENCE

D'une manière générale, dans les monticules et dans les calcaires argileux péri- et extra-biohermaux, on remarque immédiatement que l'ensemble de la micro- et pseudosparite possède la même luminescence orangée terne que la calcite xénomorphe ferrifère comblant la plupart des fenestrae (4e phase). Cette identité entre les deux teintes de luminescence est d'ailleurs telle que les fractures contenant la 4e phase de ciment ne se détachent visuellement de la matrice que lorsqu'on éclaire la lame mince en lumière naturelle. Cette observation permet d'émettre l'hypothèse que le néomorphisme de la matrice serait contemporain de la précipitation de la calcite xénomorphe ferrifère (4e phase).

### III. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

Les résultats de l'analyse isotopique d'échantillons de micrite des monticules sont présentés au tableau XII.3. La figure XII.22 situe les échantillons par rapport à deux phases de cimentation calcitique représentatives: les 2^e et 4^e phases.

On remarque immédiatement que la micrite possède une composition isotopique située dans dans le champ de la calcite xénomorphe à luminescence terne (4^e phase), dont elle a par ailleurs la luminescence. La comparaison des moyennes (tableau XII.3) est également instructive à cet égard.

Cette correspondance m'a amené à tenter de corréler les  $\delta^{18}$ O et  $\delta^{13}$ C de la micrite et de la calcite xénomorphe pour les échantillons repris sur la fig. XII.22 auxquels ont été ajoutés quelques échantillons supplémentaires (fig. XII.23). Sur le diagramme de corrélation  $\delta$ 180 micrite-4e phase, deux groupes d'échantillons semblent se dégager: les échantillons provenant du Massif de Philippeville (SZ, PM, MQ, HM, SC, MM) et les échantillons du bord sud du Synclinorium de Dinant (TC, SM, SR) qui possèdent les  $\delta^{18O}$  les plus négatifs.

# D. INTERPRETATION DES RESULTATS

### I. L'ORIGINE DES CIMENTS

La séquence diagénétique la plus complète des monticules comprend les ciments suivants:

- calcite radiaxiale (phase 1);

- calcite automorphe non luminescente (phase 2):

- calcite syntaxique luminescente, riche en manganèse, éventuellement zonée (phase 3);

- calcite xénomorphe à luminescence terne, riche en fer (phase 4);

- dolomite ferrifère baroque (phase 5).

Cette séquence se traduit, d'un point de vue isotopique (fig. XII.20), par une diminution du  $\delta^{18}$ O (2^e et 3^e phases). La calcite radiaxiale (1e phase) a la même composition isotopique que la 2^e phase et la micrite possède la même luminescence et la même composition isotopique que la 4e phase.

#### 1. La calcite radiaxiale

L'origine de ce ciment a fait l'objet de nombreuses controverses opposant les partisans d'une origine secondaire, par remplacement d'un ciment fibreux marin primaire (Kendall & Tucker, 1973; Kendall, 1977; Kerans & coll., 1986 p. 366) et les partisans d'une précipitation directe à partir de l'eau de mer (Kendall, 1985; Saller, 1986). Signalons également l'hypothèse d'une origine organique, soutenue par Monty et ses collaborateurs (Monty, 1982; Monty & coll., 1982; Van Laer & Monty, 1984).

Mes résultats me permettent de souligner les points suivants:

- la calcite radiaxiale ne possède pas la signature isotopique d'un ciment marin;

- la calcite radiaxiale est une LMC, mais elle possède la particularité d'inclure de nombreux micro-rhomboèdres de dolomite;



 $\delta$  ¹⁸ O (PDB)

Figure XII.22: composition isotopique en carbone et oxygène de la matrice des monticules micritiques ("m") comparée à celle de la sparite non luminescente ("2") et de la sparite ferrifère à luminescence terne ("4").





Figure XII.23: diagramme de corrélation binaire entre la composition isotopique en oxygène (A) et en carbone (B) de la matrice et de la sparite ferrifère ("4") des monticules micritiques. PMX1: Petit-Mont, HMX2: Hautmont, TC4: Tiers

Cocrai, SR: Saint-Rémy, SZ210: Beauchâteau, MQX8: les Maquettes, SC: Les Wayons, SM1: Saint-Martin et MMX: Maudoux-Mousty.



- la calcite radiaxiale est un ciment relativement précoce, puisqu'il peut être interstratifié avec des sédiments internes dont certains sont précoces;

359

- la calcite radiaxiale est pauvre en strontium, contrairement aux aragonites, et de plus, elle ne présente aucune trace de dissolution, contrairement aux coquilles de Gastéropodes, à l'origine en aragonite;

On peut donc émettre l'hypothèse que la calcite radiaxiale résulte du rééquilibrage d'un ciment fibreux primaire, marin, par des fluides diagénétiques. Ce ciment fibreux primaire n'est pas une aragonite, puisque tous les éléments aragonitiques ont subi une dissolution avant la précipitation des calcites granulaires (2e, 3e et 4e phases). Il pourrait par contre s'agir de HMC (pl. IV, photo 10), dont la morphologie est très proche de la morphologie de la calcite radiaxiale et dont le magnésium aurait été démixé lors du rééquilibrage diagénétique et précipité sous la forme d'inclusions de micro-dolomite. Ce rééquilibrage est l'effet des fuides à l'origine de la précipitation de la calcite automorphe non luminescence (2^e phase). Saller (1986 p. 758) signale que contrairement à l'aragonite qui s'altère en se rééquilibrant, la HMC peut perdre son magnésium sans subir de forts changements morphologiques.

# 2. <u>La calcite automorphe non luminescente et</u> sa bordure luminescente

Il s'agit non pas ici de sparite fibreuse, mais bien de sparite granulaire. Ce type de ciment n'est généralement pas considéré comme un ciment marin étant donné sa morphologie et la taille assez importante de ses cristaux (Purser, 1980 p. 168). Schlager & James (1978 p. 698) ont bien signalé une sparite granulaire LMC en formation sur le fond océanique, au Bahamas, mais les cristaux ne dépassaient pas une dizaine de microns.

Il pourrait donc s'agir ici soit d'un ciment d'origine météorique, soit d'un ciment lié à l'évolution d'eaux connées au cours de l'enfouissement.

Les observations en cathodoluminescence et les analyses chimiques permettent de résoudre l'alternative. Nous avons vu en effet que la calcite automorphe non luminescente était pauvre en fer et en manganèse, au con-

traire de sa bordure luminescente, riche en manganèse et souvent zonée. Ces zonations, liées à des variations répétitives dans la "qualité" des fluides diagénétiques sont peu probables durant la diagenèse d'enfouissement; elles témoignent plutôt d'influences météoriques (Mountjoy & Krebs, 1983 p. 29; Walls & Burrowes, 1985 p. 200; Carpenter & Lohmann, 1989 p. 792; Hurley & Lohmann, 1989 p. 142). Le fait d'observer en général deux phases de cristaux de taille nettement différente plaide également pour une influence météorique (Prezbindowski, 1985 p. 252; les ciments liés à l'enfouissement sont caractérisés eux par une augmentation progressive de la taille de leurs cristaux).

La séquence observée, un ciment non luminescent pauvre en fer et manganèse, surmonté d'un ciment luminescent riche en manganèse peut être interprétée comme le reflet de l'évolution du degré d'oxydo-réduction de fluides diagénétiques d'origine météorique (Meyers, 1978 p. 376; Grover & Read, 1983 p. 1279; Mountjoy & Krebs, 1983 p. 35; Frykman, 1986 p. 419; Miller, 1986 p. 323).

En effet, dans un aquifère oxydant, l'état d'oxydation du fer (Fe+++) et du manganèse (Mn+++ et Mn4+) empèche leur incorporation dans le réseau de la calcite, donnant naissance à des ciments non luminescents. Ensuite, si un certain confinement de l'aquifère a lieu (Champ & coll., 1979 p. 12-13), l'augmentation du caractère réducteur des fluides provoque la réduction du manganèse sous forme Mn++ qui est alors incorporé dans le réseau des calcites et est reponsable de leur luminescence. La zonation de la phase luminescente, qui a ici un caractère très "local", est probablement liée aux augmentations et diminutions temporaires de la circulation des fluides dans les cavités (Frykman, 1986 p. 420), responsables de variations temporaires du confinement.

La dissolution des organismes aragonitiques et le rééquilibrage en LMC de la calcite radiaxiale, préalable à la précipitation de la 2^e phase, résulte de l'établissement de l'aquifère météorique.

Les données isotopiques peuvent s'interpréter en fonction des résultats de l'observation en cathodoluminescence et des

analyses chimiques. L'analyse de la calcite non luminescente (2^e phase) donne un  $\delta$ 180 moyen de -7,70% et un  $\delta^{13}$ C moyen de +2,87% (PDB). Le  $\delta^{18}$ O nettement plus négatif que la valeur acceptée pour les ciments marins frasniens pourrait traduire une cristallisation à partir d'eaux connées à température relativement élevée ou bien un apport météorique d'eaux enrichies en isotopes légers de l'oxygène (Dickson & Coleman, 1980 p. 116; Moore & Druckman, 1981 p. 615).

Les eaux météoriques sont généralement caractérisées, près de leur aire de recharge par un  $\delta^{13}C$  négatif qui peut évoluer, dans des zones plus distales de l'aquifère, par rééquilibrage avec les carbonates marins, vers des valeurs positives souvent assez constantes (Meyers & Lohmann, 1985 p. 233; Niemann & Read, 1988 p. 700). Les fluides connés possèdent également des  $\delta^{13}C$  constants, en équilibre avec le sédiment.

Le  $\delta^{13}$ C moyen de la calcite non luminescente est très nettement positif, mais la dispersion des valeurs est importante, difficilement compatible avec une situation d'équilibre. On pourrait dans l'hypothèse de l'origine météorique des fluides diagénétiques, attribuer ces valeurs et leur dispersion à des apports de carbone enrichis en ¹³C, lié à la fermentation de matière organique (Kerans & coll., 1986 p. 372; Machel, 1986 p. 344).

La présence d'un aquifère météorique dans les monticules micritiques (et seulement dans les monticules, puisque nous avons vu qu'en milieu péri- et extra-biohermal, les 2e et 3^e phases étaient absentes) est évidemment lourde d'implications paléogéographiques: on pourrait en effet postuler sur cette base une émersion des monticules et l'établissement d'une lentille "insulaire" d'eau douce. Cette hypothèse doit cependant être rejetée car aucun indice d'émersion n'a jamais été mis en évidence dans les monticules micritiques (ciments vadoses, karstification,...), même à leur niveau supérieur. Bien plus, des biohermes comme Fort-Condé ou Saint-Rémy, constitués principalement de calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3), se sont entièrement édifiés nettement sous la zone d'action des vagues. Ces monticules possèdent pourtant dans leur séquence diagénétique les 2^e et 3^e phases de cimentation.

Il faut donc envisager l'envahissement des sédiments par un aquifère météorique continental, à partir d'une zone émergée, située assez loin au nord. L'extension vers le large d'un aquifère d'eau douce n'est pas invraisemblable, puisqu'actuellement, on observe des résurgences d'eau douce dans l'eau de mer jusqu'à des distances au rivage de 120 kilomètres (Grover & Read, 1983 p. 1296). Niemann & Read (1988 p. 697, 703) et Hurley & Lohmann (1989 p. 142) ont montré que l'invasion de sédiments par des aquifères météoriques est souvent la conséquence d'importantes régressions marines.

Comparons maintenant la calcite non luminescente des monticules à la calcite non luminescente des calcaires de la Formation d'Aisemont du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur. Si pour les monticules cette calcite ne représente qu'une phase mineure de cimentation, elle représente la majorité du ciment calcitique des calcaires de la Formation d'Aisemont. Une seconde différence importante est liée au fait que cette phase est surmontée d'une bordure luminescente dans les monticules micritiques, ce qui n'est jamais le cas des calcaires des zones plus internes.

Ces observations s'accordent bien avec l'établissement d'un aquifère météorique lors d'une régression marine. Dans les zones les plus proches des aires de recharge de l'aquifère, la dissolution des phases carbonatées métastables est intense (Halley & Harris, 1979 p. 979), la circulation des fluides est rapide et par voie de conséquence, la précipitation de ciments calcitiques stables est importante. Ces ciments sont pauvres en manganèse, car précipités en zone oxydante. Dans les parties distales de l'aquifère par contre, les mouvements des fluides sont plus lents et la précipitation de calcite nettement ralentie. Toute diminution de l'apport dans la zone de recharge de l'aquifère météorique implique un confinement dans les zones distales de l'aquifère et une incorporation de manganèse réduit avec précipitation de ciments luminescents (Neumann & Read, 1988 p. 699). La diminution de l'alimentation à partir de la zone de recharge de l'aquifère météorique peut être due à une transgression marine ou à une augmentation de l'aridité du climat (Neumann & Read, *ibid*.).

# 3. La calcite xénomorphe à luminescence terne

Ce ciment comble les fenestrae des monticules et des calcaires extra-biohermaux. On l'observe également dans la plupart des fractures, aussi bien dans les monticules qu'en milieu extra-biohermal et que dans la Formation d'Aisemont.

Cette sparite ferrifère possède une composition isotopique très allégée en 180 et un  $\delta$ 13C proche de la valeur retenue pour les carbonates marins frasniens, mais avec cependant une dispersion relativement importante des valeurs. Il existe une corrélation entre δ13C et δ18O, avec les valeurs les plus négatives de 8180 correspondant aux valeurs légèrement négatives de  $\delta$ 13C. Les monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant possèdent les  $\delta^{18}$ O les plus bas.

Les analyses chimiques et en cathodoluminescence montrent que cette calcite ferrifère à luminescence terne, peu ou pas zonée et abondante dans les fractures, est typique d'un ciment lié à l'enfouissement (Mountjoy & Krebs, 1983 p. 37; Walls & Burrowes, 1985 p. 201; Niemann & Read, 1988 p. 702; Carpenter & Lohmann, 1989 p. 803; Savard & Bourgue, 1989 p. 801). L'incorporation de fer dans le réseau de la calcite (sous forme Fe++) résulte en effet d'une nouvelle augmentation du caractère réducteur des fluides diagénétiques (Grover & Read, 1983 p. 1279). Cet élément provient probablement des argiles (Niemann & Read, 1988 p. 703). Le manganèse est toujours disponible et sa concentration dans le réseau de la calcite est proportionnelle à celle du fer (fig. XII.19).

L'importance volumétrique de cette sparite ferrifère (plus de 50% des ciments des monticules) est liée à l'ouverture du réseau de fracture qui permet une bonne circulation des fluides diagénétiques et au développement des phénomènes de pression-dissolution qui libère de grandes quantités de CaCO3 (Prezbindowski, 1985 p. 258; Walls & Burrowes, 1985 p. 209). L'ouverture du réseau de fracture est certainement reponsable de la généralisation de la 4^e phase de cimentation à tous les environnements (biohermal, péri-biohermal, extra-biohermal, calcaires de la Formation d'Aisemont).

On constate parfois un début de remplacement des ciments "2" et "3" par la calcite

ferrifère, ce phénomène semblant augmenter proportionnellement au développement des phénomènes de pression-dissolution, dans les faciès les plus argileux.

La matrice a subi un intense néomorphisme (ou rééquilibrage) au cours de cette phase de cimentation et les cristaux des ciments "2" et "3" ont recristallisé, ne préservant de leur habitus automorphe original que la zonation des activateurs et inhibiteurs, révélée en cathodoluminescence.

Le §180 très négatif des calcites ferri-

fères ne traduit pas uniquement une influence météorique; Dansgaard (1964, in Meyers & Lohmann, 1985) considère en effet qu'en moyenne, en environnement côtier, la composition des eaux météoriques ne peut s'écarter que de -20/00 au maximum par rapport aux eaux marines. Il faut donc invoquer ici un effet de fractionnement dû à la température, augmentant avec le degré d'enfouissement. Cet effet de température pourrait expliquer l'individualisation, en terme de  $\delta^{18}$ O, des monticules du Massif de Philippeville de ceux du bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. XII.23).

#### 4. La dolomite ferrifère

Ce ciment est probablement contemporain ou légèrement plus tardif que la calcite ferrifère à luminescence terne (valeurs de δ18O corrigées pour le facteur de fractionnement identiques à celles de la sparite ferrifère). Il semble avoir remplacé la calcite ferrifère et certains sédiments internes microsparitiques après l'arrêt des phénomènes de pression-dissolution.

La précipitation de dolomite ferrifère baroque, considérée comme un ciment de température relativement élevée (60-150°C, Radke & Mathis, 1980 p. 1166; 100°C, Mountjoy & Krebs, 1983 p. 37; 50-100°C, Sibley & Gregg, 1987 p. 968, etc ... ) n'est pas forcément associée à l'augmentation du rapport Mg/Ca des fluides diagénétiques. Hardie (1987 p. 178) rapporte en effet qu'au-dessus d'une certaine température, beaucoup de fluides, même riches en calcium deviennent dolomitisants.

La répartition de la dolomite baroque dans les calcaires de la Formation d'Aisemont est particulière. Elle se concentre surtout dans

les péloïdes et oncoïdes, en épargnant relativement les zones de ciment calcitique non luminescent (fig. XII.15). Cette dolomitisation sélective est probablement liée aux différences de perméabilité de la micrite par rapport au ciment calcitique. La circulation dans les zones micritiques des fluides dolomitisants riches en fer est à l'origine de l'auréole ("de contamination") de calcite ferrifère autour des oncoïdes et péloïdes dolomitisés. Rappelons d'ailleurs que dans les monticules micritiques, la dolomite semble uniquement remplacer la calcite xénomorphe ferrifère et certains sédiments internes micritiques, à l'exclusion de la calcite radiaxiale (1e phase) et des calcites automorphes non luminescente et luminescente (2e et 3^e phases de ciment).

### 5. Les silifications

Un phase accessoire de silicification est présente dans certains monticules (principalement Hautmont). Ce quartz est à rapprocher du "quartz II" signalé par Mountjoy & Krebs (1983 p. 39) dans de nombreuses bioconstructions du Dévonien de l'Allemagne. Pour ces auteurs, cette phase de silicification correspond à un phénomène tardif, associé à des circulations hydrothermales. la position particulière du quartz dans la séquence diagénétique des monticules "de marbre rouge" milite en faveur de cette interprétation.

### II. SEQUENCES DIAGENETIQUES ET EVOLUTION POST-SEDIMENTAIRE DE LA RAMPE CARBONATEE

Il s'agit maintenant d'intégrer les grandes étapes de la diagenèse dans l'évolution post-sédimentaire des monticules micritiques et de l'ensemble de la rampe carbonatée.

Après la précipitation de la calcite radiaxiale dans les grandes cavités des monticules micritiques, en zone phréatique marine, toutes les cavités des édifices voient la cristallisation de calcite granulaire automorphe.

Nous avons vu ci-dessus que la calcite automorphe non luminescente et sa bordure luminescente ont été précipitées par des fluides à composante météorique et que l'extension à grande échelle dans les sédiments marins d'un aquifère météorique traduit une régression marine. Cette régression ne peut

correspondre à la phase de baisse eustatique mise en évidence au chapitre précédent, puisque les calcites automorphes (2e et 3e phases) surmontent toujours le ciment radiaxial, même dans la "griotte" sommitale des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", formée après la phase de baisse eustatique.

On est donc amené à envisager des phases de régression postérieures à la troisième période de hausse eustatique, hausse responsable du dépôt des schistes fins au-dessus des monticules micritiques et de la presque totalité de la rampe carbonatée. L'étude des fractures a montré que les calcites automorphes étaient antérieures au développement des phénomènes de pression-dissolution. Ceci fournit une deuxième indication chronologique relative pour situer la précipitation des ciments "2" et "3": le développement de la pression-dissolution s'effectue en effet dès des profondeurs d'enfouissement de l'ordre de 600 à 900 m (Mountjoy & Krebs, 1983 p. 34; Walls & Burrowes, 1985 p. 209), voire 300 m (Sellier, 1979). La seule régression marine importante à la fois post-frasnienne et antérieure à l'accumulation de plusieurs centaines de mètres de sédiments audessus des monticules est la régression famennienne.

Ainsi, au cours de la régression marine famennienne, un aquifère météorique continental aurait envahi les sédiments frasniens, mis sous pression sous une couche de sédiments imperméables: les schistes fins du Frasnien Supérieur. Cet aquifère, saturé en carbonates dans ses zones supérieures, est responsable de la précipitation en abondance de la calcite non luminescente dans les grainstones et les fenestrae des calcaires de la Formation d'Aisemont. Dans les monticules, en position distale par rapport à l'aquifère, ne précipite qu'une frange de calcite automorphe non luminescente, volumétriquement mineure par rapport aux autres types de ciments. Par la suite, une transgression marine (peut-être la transgression carbonifère?) aurait, en diminuant l'aire de recharge de l'aquifère météorique, provoqué un confinement (apparition de la calcite luminescente manganifère), puis l'arrêt de la précipitation de ciment dans les monticules.

Revenons à l'extension de l'aquifère météorique au sein des sédiments marins et en particulier des monticules micritiques. L'existence, dans tout le bassin de sédimenta-

tion, d'un "drain" capable d'amener jusqu'aux monticules les fluides diagénétiques est nécessaire. Ce drain ne peut être que les calcaires argileux latéraux aux monticules du type "Les Bulants" et, éventuellement, le soubassement des monticules du type "les Wayons-Hautmont". Mais un problème se pose: nous avons vu plus haut que les 2^e et 3^e phases semblaient disparaître latéralement aux monticules. Nous avons cependant constaté aussi que par endroit, dans les zones les plus argileuses des monticules, la 4^e phase tendait à remplacer les 2^e et 3^e phases. Ces zones les plus argileuses sont aussi celles où les phénomènes de pression-dissolution sont les plus intenses. On peut donc émettre l'hypothèse que certains bancs de calcaires argileux extrabiohermaux ont pu contenir dans leurs fenestrae du ciment "2" et "3", mais que ces ciments ont été complètement détruits par l'ampleur des phénomènes de pression-dissolution à l'origine de la précipitation de la calcite ferrifère.

Par la suite, au cours du Carbonifère, l'enfouissement de la rampe frasnienne s'est poursuivi, atteignant un maximum de 3 à 3,5 kilomètres au Stéphanien (Molenaar & de Jong, 1987 p. 625). C'est probablement durant cette période que la lithification complète des sédiments étant accomplie, s'est ouvert le réseau de fractures par lequel ont transité les fluides diagénétiques chauds et réducteurs à l'origine de la précipitation de la calcite ferrifère, et plus tard de la dolomite baroque. La calcite ferrifère, si elle est mineure dans les zones les plus internes de la rampe, étant donnée la cimentation presque complète par de la calcite non luminescente (2e phase), représente la majorité du ciment des monticules micritiques et des sédiments péri- et extra-biohermaux. Le néomophisme de la micrite (ou son rééquilibrage final) est la conséquence de cette phase de cimentation. Il est fort probable qu'une part importante des carbonates impliqués dans cette phase de cimentation ait été libérée par les phénomènes de pression-dissolution (Boulvain, 1989 b p. 146). C'est cette calcite ferrifère qui a alors colmaté la presque totalité de la porosité résiduelle, demeurée importante (sauf dans les zones les plus internes de la rampe) au cours des trois premières phases de cimentation.

La séquence diagénétique type d'un monticule est donc la succession plus ou moins complète calcite radiaxiale (1e phase) calcite sparitique automorphe d'abord non luminescente (2e phase), ensuite à forte luminescence zonaire (3^e phase) - calcite sparitique xénomorphe ferrifère à luminescence terne (4e phase) - dolomite ferrifère (5e phase). Cette séquence témoigne de l'augmentation du caractère réducteur des fluides intersticiels au cours de la diagenèse qui a débuté en zone marine phréatique (1e phase) et s'est poursuivie au cours de l'enfouissement d'abord sous l'influence d'un aquifère météorique (2^e et 3^e phases), ensuite de fluides connés relativement chauds (4e et 5e phases). L'essentiel de la cimentation des monticules micritiques et des calcaires extrabiohermaux est due à la 4^e phase.

Cette séquence, complète dans les fenestrae les plus grandes des monticules micritiques s'oppose à la "cimentation extra-biohermale" des calcaires argileux latéraux, réduite à la calcite et à la dolomite ferrifère.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, l'influence météorique est beaucoup plus importante que dans les parties distales de la rampe. L'essentiel de la cimentation calcitique est non-ferrifère et témoigne de conditions oxydantes.

Les deux dernières phases de cimentation sont contemporaines ou légèrement postérieures au développement d'un système de fractures et de phénomènes de pression-dissolution, à l'origine d'une part importante des carbonates précipités.

Si l'on replace les différentes phases de la séquence diagénétique dans un cadre général d'évolution post-sédimentaire de la rampe carbonatée (fig. XII.24), on situera la 2e phase de cimentation, au cours de laquelle apparaît une influence météorique, durant la ré-

# **E. CONCLUSIONS**

L'identité des séquences diagénétiques dans tous les monticules micritiques étudiés permet d'élaborer un modèle de cimentation applicable à l'ensemble des biohermes de "marbre rouge" du Frasnien belge.

.

gression famennienne et la 3^e phase, témoi-gnant d'un confinement des portions distales de l'aquifère dès le début du Carbonifère. La diagenèse d'enfouissement, responsable de la précipitation de la calcite ferrifère (4^e phase) est probablement à dater de la fin du Carbonifère.



Figure XII.24: chronologie relative des "événements" diagénétiques

**.** ·

· .

# CONCLUSIONS GENERALES



Nous pouvons maintenant brosser un tableau des biohermes "de marbre rouge" et du "paysage" changeant dans lequel ils ont pris naissance, se sont édifiés et se sont éteints. Ce tableau s'attachera à dégager les principaux apports de ce travail à une étude entamée déjà depuis plus d'un siècle.

### A. MODELES DE MONTICULES

Un recensement exhaustif des biohermes "de marbre rouge F2j" affleurant actuellement a permis de sélectionner une dizaine d'édifices bien exposés, répartis dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant. Chaque édifice a fait l'objet d'un échantillonnage pétrographique et d'une étude sédimentologique détaillée. A la vingtaine de coupes levées dans ces monticules s'ajoutent trois coupes levées en milieu extra-biohermal.

Je me suis également écarté des deux régions précédentes afin d'étudier les équivalents stratigraphiques des monticules, dans d'autres zones du bassin de sédimentation. J'ai ainsi levé quatre coupes, au bord nord du Synclinorium de Dinant, au bord sud du Synclinorium de Namur et à sa bordure nordest. Dans le Massif de la Vesdre, le bioherme recoupé par le sondage de Chaudfontaine a également fait l'objet d'une étude détaillée, complétant les précédentes.

L'étude sédimentologique a permis de définir dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant neuf lithofaciès, auxquels correspondent vingt-neuf thofaciès (N1 à N6).

Grâce au nombre élevé de coupes et à la qualité des affleurements, la répartition des faciès dans les monticules a pu être reconstituée de manière détaillée. Cette reconstitution permet de mettre en évidence quatre types de biohermes "de marbre rouge" qui différent par leur géométrie, leur contenu paléontologique et l'architecture de leurs faciès. Trois modèles sont développés dans ce travail: les monticules du type "Les Bulants" et "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville et Saint-Rémy au bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. XIII.1).

### I. LES MONTICULES DU TYPE "LES BULANTS"

Ces monticules se sont édifiés au sein de schistes nodulaires et de calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) qui s'enrichissent en Eponges à leur proximité. Ils ne possèdent ni relief, ni pentes périphériques et s'indentent fortement dans les sédiments péri-biohermaux. La différenciation des lithofaciès est uniquement verticale, et de leur base vers leur sommet, on observe en gros la séquence suivante (fig. XIII.1):

- calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4);

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) auxquels s'ajoutent, en zone centrale de l'édifice, des "nébuloïdes". Au niveau des

"The Silurian seascape mural still begs for old and new painters alike, (...). These geoartists should march down to the Silurian Sea and carefully study the seascape backdrop already prepared. Only then should they set their easels in the time-worn clinothem sands of the magnificent reefs, and, with palettes on arms and brushes poised, paint with drift strokes and in vivid tones the many details so far unobserved." (Shaver & Sunderman, 1989 p. 950).

> microfaciès. Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, douze microfaciès se répartissent entre six li-

à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5), contenant en bordure du coeur de petits édifices thrombolitiques, et passant vers le milieu péri-biohermal à des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4). Ce lithofaciès prograde au-dessus des schistes fins à bancs crinoïdiques péri-biohermaux et marque une nette augmentation du diamètre des édifices;

- des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) et des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) formant un capuchon en zone centrale des monticules.

Ces monticules sont toujours surmontés de schistes fins.

Ces monticules se développent au bord sud du Synclinorium de Dinant et sont entourés de schistes fins. Ils ne montrent pratiquement pas de différenciation sédimentologique verticale et aucune différenciation horizontale. Ils sont constitués principalement des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) et des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3). La médiocrité des coupes dans ce type d'édifice ne permet pas une reconstitution géométrique précise des relations avec l'encaissant.

d'Eponges (S3). Au centre des édifices dominent les mudstones à Stromatactis;

microfaciès, il s'agit surtout de wackestones à

petits Stromatactis, péloïdes, spicules, Cri-

- calcaires gris à fenestrae stromatactoïdes,

Tabulés branchus, Brachiopodes (S7).

L'établissement de ce lithofaciès correspond à

une forte augmentation de l'extension horizon-

sont surmontés de schistes fins, dans lesquels

se développent, plus au sud, les monticules du

II. LES MONTICULES DU TYPE "LES

type "Les Wayons-Hautmont".

WAYONS-HAUTMONT"

vante (fig. XIII.1):

Les monticules du type "Les Bulants"

Ces monticules sont principalement

environnés de schistes fins (S1) et sont peu indentés avec leur encaissant. Dès leur niveau

moyen, ces édifices développent un relief et

des pentes périphériques. C'est ce relief qui est

responsable d'une différenciation sédimento-

logique horizontale qui se superpose à la dif-

férenciation verticale et du développement de

"talus bioclastiques" embryonnaires (calcaires

crinoïdiques S9). De la base vers le sommet

des monticules, on observe la séquence sui-

noïdes, Fénestelles;

tale des édifices.

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) avec, en zone centrale des édifices, des "nébuloïdes". Les microfaciès sont représentés par des wackestones à petits Stromatactis, péloïdes, spicules, Crinoïdes, Fénestelles auxquels s'ajoutent, en zone centrale des monticules, des coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores et des rudstones bioclastiques. En milieu péri-biohermal apparaissent des calcaires crinoïdiques (S9) interstratifiés avec les schistes fins;

- au coeur des biohermes, des calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) auxquels s'ajoutent en situation plus abritée, des calcaires gris à fenestrae stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7). En périphérie, des calcaires roses

REMY"

- calcaires rouges à Stromatactis et spicules

- calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4);

Après définition d'une séquence virtuelle locale, basée sur la succession des neuf lithofaciès, des corrélations séquostratigraphiques et biostratigraphiques ont été réalisées entre les différents monticules du Massif de Philippeville, du bord sud du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre. L'établissement d'une deuxième série virtuelle locale, pour les sédiments stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur a permis d'étendre les corrélations séquostratigraphiques à l'ensemble du bassin de sédimentation. Ces corrélations tiennent compte du caractère dynamique de la

368

		******					
			Massif de Philippev	ville			
		$\sim$					
		X					
	100 B SS						
	<u>.</u>						
7		A COLOR	<b>\</b>				
- En			9				
	<u></u>	2.4.8.4					
		5					
			*****				
iii:		IIIII		JIII			
IIII							
IIII.							
iiii			17 15				
IIII IIII							
	-			Cabiataa >			
	Calcaires 1111	ires	Schistes	"aspect			
	프 "F2gh" <u>북숙숙숙</u> argil	eux	fins	Matagne"			
	Calcaires rouges à Stromatactis	et spicules d'Epor	nge (S3)				
	Calculos louges a bironalactis	er spiedies a Epoi	ige (05)				
			( <b>0</b> .1)	10 m 🖡			
	Calcaires rouges à Stromatactis,	Coraux, Crinoïdo	es (S4)	<b>4</b>			
				100 m			
	Calcaires rouges/roses à Coraux, Crinoïdes, Bachiopodes, petites fenestrae						
100.00	et siromatacits, stromatopores +	neonioides (33+	30)				
$\mathbb{R}$	Calcaires oris à netites fanastras	Tabulés branchu	s Brachionodes (S7)				
5	Calcallos gris a perites jenestrue,		s, Diacinopodes (57)				
	Calcaires gris à Coraux, Stromat	opores, tapis lami	inaires, thrombolites (S8)				
0							
	Calcaires gris à Crinoïdes (S9)						
12.2							

Figure XIII.1: modèles de monticules du type "Les Bulants (en bas à droite) et "les Wayons-Hautmont" (en haut à gauche) dans le Massif de Philippeville

# III. LES MONTICULES DU TYPE "SAINT-

# **B. CORRELATIONS STRATI-**GRAPHIQUES

réponse des monticules aux variations de leur est liée à une augmentation de la turbulence, à environnement.

A l'échelle du Massif de Philippeville, les corrélations montrent que les monticules II. L'ANALYSE DE LA MICROFLORE du type "Les Wayons-Hautmont" se sont développés après que les monticules du type "Les Bulants" et "Saint-Rémy" aient été enfouis sous des sédiments argileux.

L'analyse séquentielle sert également, dans ce travail, de base objective à une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle (au sens de Vail & coll., 1977 a).

# C. INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

#### I. ORIGINE DE LA PIGMENTATION ROUGE DE CERTAINS FACIES BIO-HERMAUX

L'hématite responsable de cette coloration s'observe essentiellement sous forme d'un pigment dispersé dans la matrice des calcaires à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3), des calcaires à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) et dans une moindre mesure des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5). Elle se présente aussi dans les cavités sous l'aspect de microstromatolithes et formes associées et de filaments et coccoïdes. Les filaments ont pu être formellement attribués aux Ferrobactéries du groupe Sphaerotilus-Leptothrix. Les coccoïdes pourraient quant à eux se rapprocher des Siderocapsaceae.

Des reliques de gaines bactériennes ont également été mise en évidence dans des zones peu néomorphiques de la matrice. La coloration rouge caractéristique de certains faciès biohermaux peut donc être attribuée à des communautés ferrobactériennes colonisant un environnement dysaérobique suite à une forte production locale de matière organique. La destruction des gaines bactériennes lors de la lithification est liée au néomorphisme de la micrite; dans les cavités, la précipitation de sparite a fossilisé les microbes.

L'absence des Ferrobactéries dans les faciès gris du niveau supérieur des monticules l'origine d'une bonne oxygénation.

L'étude systématique en lame mince a permis de décrire quatre taxa nouveaux: les genres Trelonella, Radiosphaeroporella et Kleinbergella, ainsi qu'une nouvelle espèce de Litanaia. L'analyse de la microflore montre qu'à chaque lithofaciès des monticules correspond une Algue ou une association d'Algues dominantes: les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) sont riches en Kleinbergella; Sphaerocodium domine dans les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5); les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) du coeur des édifices sont caractérisés par d'abondantes Renalcis et enfin, les calcaires gris à fenestrae, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) sont riches en Girvanella et Trelonella. Cette séquence témoigne d'une diminution de la profondeur, reponsable d'une augmentation de l'éclairement.

#### **III. INTERPRETATION DES FACIES** BIOHERMAUX ET EXTRA-BIOHER-MAUX

La synthèse des données relatives aux faciès (proportion de la matrice, litage, nature des organismes, diversité biologique,...), à leur répartition, à celle des Algues et des Bactéries ferro-oxydantes, auxquelles s'ajoutent la comparaison de coupes corrélées situées dans des contextes paléogéographiques différents permet de proposer une interprétation des faciès des monticules en termes de paléoenvironnements.

Ainsi, les calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3) et les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux et Crinoïdes (S4) se sont formés sous la zone d'action des vagues de tempête et sous la zone photique de la majorité des Algues, dans un environnement déficitaire en oxygène. Les Stromatactis y dominent une faune de faible diversité. Ces structures énigmatiques sont en fait liées à l'évolution dans un sédiment à l'état de gel (présence de Bactéries et de grandes quantités de matière organique) de cavités résultant de la décomposition d'Eponges. Suivant la teneur du sédiment en argiles et sa

richesse en éléments figurés, on obtient des tandis que les schistes fins qui entourent les fenestrae de morphologie variée:

- petites et de faible extension verticale dans les faciès les plus riches en argiles;

- à sommet digité, base plane (Stromatactis IV. LES FACIES AU BORD NORD DU typique) et importante extension verticale et SYNCLINORIUM DE DINANT ET DANS horizontale dans les sédiments pauvres en LE SYNCLINORIUM DE NAMUR argiles et en éléments figurés;

- à base plane et sommet limité par la base d'organismes lamellaires dans les sédiments où abondent les Coraux lamellaires;

- sous forme de "trains" de petits Stromatactis et fenestrae stromatactoïdes dans les sédiments riches en éléments figurés.

Les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5) témoignent de la pénétration des monticules dans la zone d'action des vagues de tempête et dans la zone photique de la majorité des Algues. La diversité de la communauté organique atteint une valeur proche de son maximum. Les "nébuloïdes" traduisent des augmentations temporaires de la turbulence du milieu et la concentration sélective de certains organismes par vannage, suivie d'une cimentation précoce. Pour les édifices possédant un certain relief (type "les Wayons-Hautmont"), l'apparition d'une zonation "énergétique" du milieu est à la base d'une différenciation sédimentologique horizontale, avec notamment la formation de faciès crinoïdiques de flanc.

Les calcaires gris à fenestrae stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et les calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) se sont formés dans un milieu soumis à une agitation continue quoique faible (base de la zone d'action des vagues "normales"). L'environnement était parfaitement oxygéné. On observe une lithification synsédimentaire des calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires et une nette diminution de la diversité organique, avec l'apparition de tapis cryptalgaires.

En dehors des monticules, les schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) qui encaissent les monticules du type "Les Bulants" témoignent d'un milieu sous la zone d'action des vagues de tempête et sous la zone photique,

Une grande ressemblance de faciès et un parallélisme d'évolution caractérisent ces trois régions. On y observe dans la Formation d'Aisemont, au-dessus d'une unité argilo-calcaire formée sous la zone d'action des vagues "normales" (N1, N2), une unité calcaire riche en oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3), mise en place sous forme de "bancs" dans la zone d'action des vagues "normales". Cette unité calcaire est elle-même surmontée de schistes.

L'intégration à l'échelle supérieure des données concernant les paléoenvironnements et leur évolution dans différentes zones du bassin de sédimentation permet de préciser l'évolution paléogéographique de l'ensemble de la plate-forme à l'époque considérée.

L'histoire sédimentaire des monticules micritiques commence avec l'ennoyage de la plate-forme carbonatée du Frasnien Moyen à l'occasion de la "1^e période de montée relative du niveau marin".

Le régime stable, "1e période de stabilité du niveau marin", qui succède à cette période voit l'installation d'une rampe mixte à sédimentation argilo-carbonatée et le développement des biohermes du type "Les Bulants" environnés de calcaires argileux dans le Massif de Philippeville et du type "Saint-Rémy", entourés de sédiments argileux au bord sud du Synclinorium de Dinant.

monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Saint-Rémy" traduisent un milieu anoxique, plus profond que le précédent.

# C. PALEOGEOGRAPHIE ET ETABLISSEMENT D'UNE COURBE DE VARIATION EUSTATIOUE POUR LA PARTIE SUPERIEURE **DU FRASNIEN**

Ces monticules disparaissent ensuite au cours de la "2e période d'élévation du niveau marin" qui coïncide avec un déplacement vers le nord des ceintures de faciès et

l'apparition des schistes fins dans le Massif de Philippeville.

Durant la "2^e période de stabilité relative du niveau marin[®], les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" se développent dans le Massif de Philippeville; ils sont entourés de sédiments argileux. La nette différence de taux de sédimentation entre calcaires biohermaux et sédiments argileux extra-biohermaux est à l'origine du relief et des pentes périphériques des monticules. L'existence de ce relief permet de mettre en évidence une baisse eustatique marquée, responsable d'un déplacement en direction du milieu extra-biohermal de certains faciès des monticules et également de l'apparition de faciès à tapis cryptalgaires dans leur zone centrale. Au cours de cette baisse eustatique, des bancs oncolithiques se mettent en place dans les zones plus internes de la rampe. Un certain confinement semble se manifester dans l'ensemble du bassin de sédimentation.

Une hausse eustatique de grande ampleur, "3e période d'élévation du niveau marin relatif", fait suite à la baisse eustatique précédente et est à l'origine de la récurrence des faciès rouges au sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", puis de leur disparition et enfin, de la généralisation de la sédimentation argileuse.

D'une manière générale, que ce soit dans le cas des monticules du type "Les Bulants" ou "Les Wayons-Hautmont", la succession écologique observée est liée à une diminution de la bathymétrie, à laquelle s'ajoute une structuration écologique correspondant à un degré croissant de maturité des communautés.

## D. EVOLUTION POST-SEDI-MENTAIRE

L'évolution diagénétique des monticules micritiques et des sédiments des zones plus internes de la rampe a fait l'objet d'une analyse détaillée, couplant études pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence et analyses chimiques et isotopiques.

Une séquence diagénétique unique pour tous les biohermes "de marbre rouge" a été mise en évidence. Cette séquence débute par une calcite radiaxiale (1^e phase), suivie de calcite sparitique automorphe d'abord non luminescente, ensuite luminescente et riche en manganèse (2^e et 3^e phases, volumétriquement mineures), suivie elle-même de calcite xénomorphe ferrifère à luminescence terne (4^e phase); la séquence se termine par de la dolomite ferrifère baroque (5^e phase).

La première phase, une calcite magnésienne d'origine marine a été rééquilibrée sous l'influence de fluides à composante météorique, d'abord oxydants et responsables de la précipitation de la 2^e phase, ensuite plus réducteurs (précipitation de la 3^e phase). La calcite ferrifère (4^e phase) et la dolomite baroque (5^e phase) ont été précipitées par des fluides connés relativement chauds et nettement réducteurs.

Cette séquence n'est complète que dans les grandes *fenestrae* des monticules. Dans les *fenestrae* plus petites, la calcite radiaxiale disparaît et en milieu extra-biohermal, ne subsiste plus que la calcite ferrifère et la dolomite baroque. Dans les zones plus internes de la rampe, l'influence météorique plus forte est à l'origine d'une précipitation beaucoup plus importante de la 2^e phase oxydante, qui colmate la totalité de la porosité. La calcite ferrifère, volumétriquement importante dans les monticules n'apparaît plus dans les zones plus internes que dans les fractures.

Les 4^e et 5^e phases sont partout contemporaines du développement de réseaux de fractures et de phénomènes de pression-dissolution, à l'origine d'une part importante des carbonates précipités. Le néomorphisme et le rééquilibrage isotopique de la micrite est contemporain de la précipitation de la 4^e phase ferrifère.

Les phases successives des séquences diagénétiques observées peuvent être replacées dans le cadre général de l'évolution post-sédimentaire de la rampe carbonatée. La 2^e phase, au cours de laquelle s'établit un aquifère météorique, peut être datée de la régression famennienne. La 3^e phase, qui témoigne d'un confinement de l'aquifère dans ses parties distales est liée à la transgression carbonifère. Enfin, la 4^e phase, typique d'une diagenèse d'enfouissement, est probablement précipitée dès le Carbonifère moyen.

# E. EPILOGUE

Au terme de ce travail, voici brossé un tableau assez complet et cohérent des "classiques" biohermes de "marbre rouge" du Frasnien de l'Ardenne. Gardons en effet l'appelation "bioherme" ou, mieux, la dénomination "monticule micritique" pour ces édifices dont la lithification synsédimentaire était faible (sauf dans le coeur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont") et qui n'ont pas dû résister au choc des vagues frasniennes. Edifices qui ont par contre su s'adapter à des environnements changeants, parfois hostiles et qui n'ont été éliminés qu'à la faveur d'une hausse eustatique d'importance globale, non sans avoir une dernière fois tenté une adaptation à la bathymétrie croissante.

Les monticules micritiques "de marbre rouge" ne sont pas des gisements de pétrole, alors que toutes les conditions semblaient réunies pour qu'ils le deviennent: une rochemère: les schistes frasniens; une roche-réservoir: les calcaires biohermaux; une couverture: les schistes du Frasnien Supérieur. Mais l'enfouissement et la cimentation semblent avoir été trop rapides pour que les processus de migration et de stockage puissent avoir lieu dans des conditions favorables. Les monticules "de marbres rouge", s'ils ne sont pas productifs, ne sont néanmoins pas inutiles à l'industrie pétrolière. Ils représentent, par leur situation, leur état d'affleurement, les nombreuses études qui s'y rattachent, un "cas d'étude" idéal, dont les enseignements peuvent être transposés aux monticules potentiellement productifs de par le monde.

# BIBLIOGRAPHIE

B.M. Abbott (1973): Terminology of Stromatoporoid shapes.- Journal of Paleontol., 47 (4), 805-806.

#### W.H. Adey & R. Burke (1976):

Holocene bioherms (algal ridges and bank-barrier reefs) of the Eastern Caribbean.- Geol. Soc. of America Bull., 87, 95-109.

#### W.H. Adey & R. Burke (1977):

Holocene bioherms of Lesser Antilles - Geologic control of development. - In S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (éds.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology n°4, 67-81.

#### N.M. Ahr (1973):

The carbonate ramp: an alternative to the shelf model.- Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc, 23, 221-225.

#### T. Aigner (1982):

Event-stratification in Nummulite accumulations and in shell beds from the Eocene of Egypt.- *In* Einsele et Seilacher (éds.): Cyclic and Event Stratification, Springer, 249-262.

#### D.M. Aissaoui & B.H. Purser (1985):

Reef diagenesis: cementation at Mururoa Atoll (French Polynesia).- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (3), 257-262.

#### J.D. Aitken (1967):

Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta.- J. Sedim. Petrol., 37 (4), 1163-1178.

#### L.P. Alberstadt, J.R. Walker & R.P. Zurawski (1974):

Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordivician) in Tennessee and vertical zonation in Ordovician reefs.-Geol. Soc. of America Bull., 85, 1171-1182.

L.W. Alvarez, W. Alvarez, F. Asaro & M.V. Michel (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction.- Science, 208, 1095-1108.

#### P. Amieux (1982):

La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates.- Bull. Centres Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine, 6 (2), 437-483.

#### C. Babin, L.R.M. Cocks & O.H. Walliser (1980):

Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe.- In Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, Ann. Soc. Géol. Nord, XCIX (1), 191-202.

375

J.P. Bard, J.P. Burg, P. Matte & A. Ribeiro (1980): La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques.- In Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, Ann. Soc. Géol. Nord, XCIX (1), 233-246.

L.R. Baria, D.L. Stoudt, P.M. Harris & P.D. Crevello (1982): Upper Jurassic reefs of Smackover Formation, United States Gulf Coast.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66 (10), 1449-1482.

R.G.C. Bathurst (1959): The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England.- J. of Geology, 67, 506-521.

R.G.C. Bathurst (1966): Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites.- Geol. Jour., 5, 13-32.

R.G.C. Bathurst (1971): Carbonate sediments and their diagenesis.- Developments in Sedimentology, 12, Elsevier Sc. Publ. comp., 620 pp.

R.G.C. Bathurst (1980): Stromatactis - Origin related to submarine-cemented cursts in Paleozoic mud mounds.- Geology, 8, 131-134.

R.G.C. Bathurst (1982): Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Palaeozoic carbonate mud buildups.- J. Geol. Soc. London, 139, 165-181.

R.G.C. Bathurst (1987): Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction.- Sedimentology, 34 (5), 749-778.

R.G.C. Bathurst (1989): The influence of early cementation on the distribution of compactional features in limestones.- IAS Meeting "compaction-decompaction of sediments", Paris, 4-5.

Bayet (1899): Notes Archives Service Géologique de Belgique, planchette 182 E (Senzeille).

B. Beaudoin, I. Cojan, G. Fries, J. Mailiart, O. Parize, M. Pinault, B. Pinoteau, V. Truyol (1987): Mesure directe de la compaction dans les sédiments.- In D.M. Aissaoui & coll. (éd.): Genèse et Evolution des Bassins sédimentaires, Notes et Mémoires Total CFP, 21, 235-247.

B. Beaudoin & M. Pinault (1989): Carbonate transfer during compaction.- IAS Meeting "compaction-decompaction of sediments", Paris, 6-7.

L. Beauvais, M.C. Bernet-Rollande & A. Maurin (1985): Reinterpretation of pretertiary classical reefs from Indo-Pacific Jurassic examples.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr. (6), 581-586.

J. Bellière (1953): Note sur le calcaire famennien de Baelen et ses Stromatactis.- Ann. Soc. Géol. Belgique, LXXXI, B115-128.

P. Bernier & C. Gaillard (1983): Biohermes à Spongiaires et récifs coralliens dans le Jurassique Supérieur du Jura (France).- excursion 4A, 1er Congrès Intern. Paléoécologie, Lyon, 45 pp.

377

T. Beveridge (1984): Mechanisms of the binding of metallic ions to bacterial walls and the possible impact on microbial ecology. In Current perspectives in microbial ecology (Proc. of the 3rd Int. Symp. on Microbial Ecology, Michigan St. Univ.), éd. par M.J. Klug et C.A. Reddy, Am. S. for Microbiol., 601-607.

T.J. Beveridge & W.S. Fyfe (1985): Metal fixation by bacterial cell walls.- Can. J. of Earth Sc., 22, 1893-1898.

J.P. Biron, M. Coen-Aubert, R. Dreesen, B. Ducarme, E. Groessens & F. Tourneur (1983): Le Trou de Versailles ou carrière à Roc de Rance.- Bull. Soc. belge Géol., 92 (4), 317-336.

W.W. Black (1952): The origin of the supposed tufa bands in Carboniferous Reef Limestones.- Geol. Mag., 89, 195-200.

J. Bouckaert, N. Mouravieff & E. Blyskowska (1970): Déviation de la ligne 132. Description géologique du raccord de Neuville.- Serv. Géol. Belgique Prof. Paper, 8, 11 pp.

F. Boulvain (1987): Origines des fenestrae des biohermes frasniens (Belgique, France). (Résumé).- 1e Congrès français de Sédimentologie, Paris, 76-77.

F. Boulvain (1989 a): Monticules micritiques frasniens (Belgique, France) et variations du niveau marin (résum.).- 2e Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 41-42.

F. Boulvain (1989 b); Observations sur la cimentation des biohermes de "marbre rouge" du Frasnien franco-belge.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 112 (1), 137-149.

F. Boulvain (1989 c): Origine microbienne du pigment ferrugineux des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 112 (1), 79-86.

F. Boulvain & M. Coen-Aubert (1989): Modèle sédimentologique des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Massif de Philippeville et corrélations séquentielles avec le bord nord du Synclinorium de Dinant (Belgique).- C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, 81-87.

F. Boulvain, M. Coen-Aubert & F. Tourneur (1987): Sédimentologie et Coraux du bioherme de marbre rouge frasnien ("F2j") de Tapoumont (Massif de Philippeville, Belgique).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 110, 225-240.

F. Boulvain & A. Préat (1986): Les calcaires laminaires du Givétien supérieur du bord sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): témoins d'une évolution paléoclimatique.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 109, 609-619.

P.A. Bourque (1984): Upper Silurian "pelletoidal reefs", Gaspé Peninsula, Québec.- 5th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology, Marseille (IAS), 72-73.

P.A. Bourque & H. Gignac (1983): Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec.- J. Sedim. Petrol., 53 (2), 521-532.

C.J.R. Braithwaite (1973): Reefs: just a problem of semantics?- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57 (6), 1100-1116.
Th. Brachert, W. Buggish, E. Flügel & M. Joachimski (1988): Lower Devonian carbonate mud mounds of S.E. Marocco (abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sediment., Leuven, p. 32.

P.H. Bridges (1988): Controls on the growth of Dinantian mud-mounds (abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sediment., Leuven, p. 33.

#### P.H. Bridges & A. Chapman (1988):

The anatomy of a deep-water mud-mound complex to the Southwest of the Dinantian platform in Derbyshire, UK.- Sedimentology, 35, 139-162.

#### T.D. Brock (1976):

Environmental microbiology of living stromatolites.- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ.Comp., 20, 141-148.

#### P. Brunel (1985):

Microbes versus corals as micritic mounds builders (Cenomanian from SE France): a comparison.- 6th. IAS Europ. Reg. Meeting on Sedimentol., LLeida, 523-526.

P. Bultinck, R. Dreesen, E. Groessens, W. Struve, K. Weddige; R. Werner & W. Ziegler (1988): Guide to field trip.- In W. Ziegler (éd.) 1st International Senckenberg conference and 5th European Conodont Symposium: Contribution I. Part 1: - Courier Forschunginstitut Senckenberg, 102, 9-155.

#### T.P. Burchette (1981):

European Devonian reefs: a review of current concepts and models.- In D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 85-142.

#### C.W. Byers (1977):

Biofacies patterns in euxinic basins: a general model.- In H.E. Cook et P. Enos (éds.): Deep-water carbonate environments, S.E.P.M. Sp. Publ., nº 25, 5-17.

P. Cailleau, D. Dragone, J. Esclamadon, A. Girou, L. Humbert, H. Roques & E. Sellier (1980): Cristallisation en milieu libre et en milieu poreux, dissolution et pression-dissolution: principaux résultats expérimentaux.- In Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, réunion du Groupe d'Etude des sytèmes carbonatés, Bordeaux, 81-98.

#### F. Calvet & M. Tucker (1988): Triassic (Upper Muschelkalk) mud mounds and reefal complexes, Catalan Basin, Spain (abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sediment., Leuven, 88, 36-37.

#### G. Camoin, F. Debrenne & A. Gandin (1989):

Premières images des communautés microbiennes dans les écosystèmes cambriens.- C. R. Acad. Sci. Paris, 308 (II), 1451-1458.

#### G. Camoin et A.F. Maurin (1988):

Rôle des micro-organismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des "Mud Mounds". Exemples du Turonien des Jebels Biréno et Mrhila (Tunisie).- C. R. Acad. Sc. Paris, 307, série II, 401-407.

#### S.J. Carpenter & K.C. Lohmann (1989):

 $\delta^{13}$ O and  $\delta^{13}$ C variations in late Devonian marine cements from the Golden Spike and Nevis Reefs, Alberta, Canada.- J. Sedim. Petrol., 59 (5), 792-814.

Carte Géologique de Belgique au 1/40 000: Feuilles Froidchapelle-Senzeille (Bayet, 1902), Philippeville-Rozée (Bayet, 1899), Sautour-Surice (Forir, 1899) et Agimont-Beauraing (Forir, 1897).

#### J.-G. Casier (1987): Etude biostratigraphique et paléoécologique des Ostracodes du récif de marbre rouge du Hautmont à Vodelée (partie supérieure du Frasnien, Bassin de Dinant, Belgique).- Revue de Paléobiologie, 6 (2), 193-204.

J.-G. Casier (1988): Les Ostracodes des sédiments envasants du récif de la Carrière Beauchâteau, à Senzeilles (partie supérieure du Frasnien, Bassin de Dinant).- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, Sc. de la terre, 58, 79-87.

J.-G. Casier (1988 b): Présence de Cypridinacea (Ostracodes) dans la partie supérieure du Frasnien du Bassin de Dinant.- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, Sc. de la Terre, 58, 89-94.

S. Castanier, A. Maurin & J.-P. Perthuisot (1989): Production bactérienne expérimentale de corpuscules carbonatés, sphéroïdaux à structure fibro-radiaire. Réflexions sur la définition des ooïdes.- Bull. Soc. Géol. France, 8, V (3), 589-595.

P.F. Cauchy (1825): Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Namur.- Mémoire couronné par l'Acad. Sc. et Belles-Lettres de Bruxelles, 148 pp.

L. Cayeux (1935): Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcium et dolomies).- Masson, 436 pp.

K.R. Cercone & K.C. Lohmann (1986): Diagenetic history of the Union 8 pinnacle reef (Middle Silurian), Northem Michigan, USA.- In J.H. Schroeder et B.H. Purser (éds.): Reef Diagenesis, Springer Verlag, 381-397.

H.S. Chafetz (1973): Morphological evolution of Cambrian algal mounds in response to a change in depositional environment.- J. Sedim. Petrol., 43 (2), 435-446.

H.S. Chafetz (1986): Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite.- J. of Sed. Petrol., 56 (6), 812-817.

D.R. Champ, J. Gulens & R.E. Jackson (1979): Oxidation-reduction sequences in ground water flow systems.-Can. J. Earth Sc., 16, 12-23.

B.I. Chuvashov, O.V. Yuferev & V.A. Luchinina (1985): Algues du Dévonien Moyen et Supérieur de la Sibérie occidentale et de l'Oural (en russe).- Akad. Nauk S.S.S.R., Sibirskoe Otdelenie, Trudy Institut Geologii i Geofisiki, vypusk 619, Novosibirsk, 72-98.

J.G. Clough & R.B. Blodgett (1985): Comparative study of the sedimentology and paleoecology of Middle Paleozoic algal and coral - Stromatoporoïd reefs in Alaska.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (6), 593-598.

M. Coen (1973): Faciès, Conodontes et stratigraphie du Frasnien de l'Est de la Belgique pour servir à une révision de l'étage.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 95, 239-253.

M. Coen (1974): Le Frasnien de la bordure orientale du Bassin de Dinant.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 97 (1), 67-103.

M. Coen (1977): Le Givétien et le Frasnien dans le contournement routier de Philippeville. Comparaison avec la coupe de Neuville.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 100, 23-30.

M. Coen & M. Coen-Aubert (1976):

Conodontes et Coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du chemin de fer de Neuville (Massif de Philippeville, Belgique).- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, 50 (8), 8 pp.

M. Coen, M. Coen-Aubert & P. Cornet (1977): Distribution et extension stratigraphique des récifs à "Phillipsastrea" dans le Frasnien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVI (4), 325-331.

M. Coen-Aubert (1971): Stratigraphie du Frasnien du Massif de la Vesdre (Belgique). C.R. Acad. Sc. Paris, 273, 1549-1552.

M. Coen-Aubert (1974): Le Givétien et le Frasnien du Massif de la Vesdre - Stratigraphie et Paléogéographie.- Acad. r. de Belgique, Mém. de la Classe des Sc., in-4°, 2° série, XVIII (2), 146 pp.

M. Coen-Aubert (1974 b):

Représentants des genres Phillipsastraea D'ORBIGNY, A., 1849, Billingsastraea GRABAU, A.W., 1917 et lowaphyllum STUMM, E.C., 1949 du Frasnien du Massif de la Vesdre et de la bordure orientale du Bassin de Dinant.- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, Sc. de la Terre, 49 (8), 38 pp.

M. Coen-Aubert (1977): Distribution stratigraphique des Rugueux massifs du Givétien et du Frasnien de la Belgique.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVII, 49-56.

M. Coen-Aubert (1980): Les Coraux des récifs de marbre rouge "F2j".- Bull. Soc. belge Géol., 89 (2), 67-69.

M. Coen-Aubert (1982): Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique.- Bull. Inst. r. Sc. Nat. Belgique, 54 (6) Sc. de la Terre, 65 pp.

M. Coen-Aubert & M. Coen (1974): Le Givétien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (Bord Nord du Bassin de Dinant).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 97, 499-524.

M. Coen-Aubert & D. Lacroix (1979): Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 101, 269-279.

M. Coen-Aubert & D. Lacroix (1985): Le Frasnien dans la partie orientale du bord nord du Synclinorium de Namur.- Bull. Soc. belge Géol., 94 (2), 117-128.

P. Copper (1977): Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction.- Paleogeog., Paleoclimat., Paleoecol., 21, 165-207.

P. Copper (1986); Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans.- Geology, 14, 835-839.

P. Cornet (1975):

Morphogenèse, caractères écologiques et distribution des Stromatoporoïdes dévoniens au bord sud du Bassin de Dinant (Belgique).- Thèse Doctorat Sciences, Université Catholique de Louvain, 195 pp., non publié.

C.R. Coron & D.A. Textoris (1974): Non-calcareous algae in Silurian carbonate mud mound, Indiana.- J. Sedim. Petrol., 44 (4), 1248-1250. J. Coudray & L. Montaggioni (1986): The diagenetic products of marine carbonates as sea-level indicators.- In O. van de Plassche (éd.): Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data, Free-University, Great Yarmouth, UK, 311-361.

J.P. Cowen & M. Silver (1984): The association of iron and manganese with Bacteria on marine macroparticulate material.- Science, 224, 1340-1342.

T.A. Cross & M.J. Klosterman (1981): Autecology and development of a Stromatolitic-bound phylloid algal bioherm, Laborcita Formation (Lower Permian), Sacramento Mountains, New Mexico, USA .- In C. Monty (éd.): Phanerozoic Stromatolites, case histories, Springer-Verlag, 45-59.

T.A. Cross & M.J. Klosterman (1981 b): Primary Submarine cements and neomorphic spar in a Stromatolitic-bound phylloid algal bioherm, Laborcita Formation (Wolfcampian), Sacramento Mountains, New Mexico, USA.- In C. Monty (éd.): Phanerozoic Stromatolites, case histories, Springer-Verlag, 60-73.

R.J. Cuffey (1977): Bryozoan contributions to reefs and bioherms through geologic time.- In S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (éds.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology n°4, 181-194.

E.R. Cumings (1932): Reefs or bioherms?- Geol. Soc. of America Bull., 43 (1), 331-352.

K. Dahanayake (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. - Sedim. Geol., 18, 337-353.

K. Dahanavake (1978): Sequential position and environmental significance of different types of oncoids.- Sedim. Geol., 20, 301-316.

K. Dahanayake & W.E. Krumbein (1986): Microbial structures in oolitic iron formations.- Mineral. Deposita 21, 85-94.

C. Darwin (1874): The structure and distribution of coral reef.- 2d ed., Smith, Elder & Co., London.

G.R. Davies (1970): Algal-laminated sediments, Gladstone Embayement, Shark Bay, Western Australia.- In B.W. Logan, G.R. Davies, J.F. Read & D.E. Cebolski (éd.): Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 13, 169-205.

G.R. Davies (1977): Carbonate-Anhydrite facies relationships, Otto Fiord Formation (Mississippian-Pennsylvanian), Canadian Arctic Archipelago.- In J.H. Fisher (éd.): Reefs and Evaporites - concepts and depositional models, Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 5, 145-167.

G.R. Davies (1977 b): Former magnesian calcite and aragonite submarine cements in Upper Paleozoïc reefs of the Canadian Arctic: a summary.- Geology, 5, 11-15.

H. de Dorlodot (1912): Véritable nature des prétendus Stromatoporoïdes du Waulsortien.- Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol., XXV, 119-133.

J.C. Deelman (1972): On mechanisms causing birdseyes structures.- N. Jb. Geol. Palaont. M., 10, 582-595.

#### L. Dejonghe (1985):

Contribution à l'étude métallogénique du synclinorium de Verviers (Belgique).- Thése d'Etat présentée à l'Université de Paris VI, 389 pp. (non publié).

#### L. Dejonghe (1987):

Contribution à l'étude des dolomies mésodévoniennes et frasniennes dans les Synclinoria de Verviers et de Namur: répartition, pétrographie et géochimie.- Bull. Soc. belge Géol. 96, 107-119.

#### J.-H. Delance (1984):

Les successions paléoécologiques: signification biologique et caractérisation dans les environnements de platesformes carbonatées.- Geobios, Mém. Sp. 8, 419-424.

#### M.W. de Laubenfels (1955):

Porifera, In Moore (éd.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. E, Archaeocyatha and Porifera, Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press., E 21-112.

#### J. Delfaud (1972):

Application de l'analyse séquentielle à l'exploration litho-stratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine.- Mém. B.R.G.M., 77 (2), 593-611.

#### F. Delhave (1908):

Etude de la formation des récifs de calcaire rouge à Rhynchonella cuboïdes (note préliminaire).- Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXV, B243-253.

#### F. Delhaye (1908 b):

La stratification et la schistosité des schistes argileux au voisinage des récifs de calcaire rouge à Acervularia et Rhynchonella cuboïdes.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXV, B342-346.

#### F. Delhaye (1913):

Etude de la formation des récifs de calcaire rouge à Acervularia et Hypothyris cuboïdes.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XL, B469-481.

#### F. Delhaye (1913 b):

Sur les relations des schistes de Matagne avec les récifs de calcaire rouge du bord sud du bassin de Dinant.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XL, B481-491.

#### F. Delhaye (1932):

Les différences de faciès des récifs à Acervularia de la bande Fromelenne-Trélon et du massif de Philippeville.-Bull. Soc. belge Géol., XLII, 86-94.

#### I, de Magnée (1934):

Compte-rendu de la session extraordinaire de 1932, organisée à Barvaux du 16 au 19 septembre par la SGB.-Ann. Soc. Géol. Belgique, LV, 67 pp.

#### T. De Putter & F. Boulvain (sous presse):

Découverte de microstromatolithes ferro-oxydants dans le sondage n°3 de Yves-Goinezée (Bassin de Dinant, Belgique). Ann. Soc. Géol. Belgique.

G. Dewalque (1863): Sur la constitution du système eifelien dans le Bassin de Namur.- Bull. Acad. r. Belgique, XIII, 83.

G. Dewalque (1868): Prodrome d'une description géologique de la Belgique.- Liège, imp. Carmanne, 442 pp.

G. Dewalque (1880): Présentation de marbres rouges provenant de Baelen.- Ann. Soc. Géol. Belgique, VIII, 122-129.

G. Dewalque (1882): G. Dewalque (1882 b): J.A.D. Dickson & M.L. Coleman (1980): Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis.- Sedimentology, 27, 107-118. Late Mississippian bryozoan / microbial build-ups on a drowned karst terrain: Port-au-Port Peninsula, Western Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles: discussion with examples.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 73 (10), 1233-1246. R. Dreesen, M. J. M. Bless, R. Conil, G. Flajs & C. Laschet (1985): Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the "Marbre rouge à Crinoïdes de Baelen" (Late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 108, 311-359. E.M. Dricot (1965): La stratigraphie et les variations de faciès du Frasnien en Belgique.- Ann. Soc. Géol. Belgique, LXIII, B299-323. B. Ducarme (1980): P. Dumon (1929): Etude du Frasnien en Belgique.- Publ. de l'Ass. Ing. Ecole Mines Mons, 30 (2), 119-230. Compte rendu de l'excursion du 11 juin 1932 aux carrières de marbre rouge de Vodelée et de Soulme.- Bull. Soc. belge Géol., XLII, 118-128. P. Dumon (1964):

Sur l'origine corallienne des calcaires dévoniens de la Belgique. Réplique à M.E. Dupont.- Bull. Acad. r. Belgique, 3° série, III (6), 5-9. Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique.- Bull. Acad. r. Belgique, 3° série, III (1), 3-7. J.A.D. Dickson (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section.- Nature, 4971, p. 587. G.R. Dix & N.P. James (1987): Newfoundland.- Sedimentology 34, 779-793. J.F. Dolan (1989): Observations sur les Acritarches du Frasnien belge.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 88 (3), 93-104. G. Dromart (1989): Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the Western Subalpine Basin, France.- Paleog., Paleoclimat., Paleoecol., 69, Elsevier Sc. Publ. 23-43. L. Dubrul (1939): Géologie de la voûte anticlinale de Rance.- Bull. Soc. belge Géol., 89 (2), 115-119. P. Dumon (1932): P. Dumon (1936): Note sur un sondage à la carrière du Petit-Mont à Vodelée.- Bull. Soc. belge Géol., XLVI, 377-379. P. Dumon (1957): Note sur les marbres rouges en Belgique.- Publ. Ass. Ing. Fac. polyt. Mons, 3, 1-41. La géologie des carrières, 2° partie: la carrière du Petit-Mont à Vodelée.- Le Mausolée, n° 336, 337 et 340, 90 pp.

P. Dumon (1979): Essai de nomenclature alphabétique des marbres de Belgique.- Non Publié, 50 pp.

383

P. Dumon (1982): Apercu historique de l'activité marbrière en Wallonie. - Ann. Mines Belg., 11/1982, 945-1008.

P. Dumon, L. Dubrul & P. Fourmarier (1954): Le Frasnien.- In P. Fourmarier (éd.): Prodrome d'une description géologique de la Belgique, Société géologique de Belgique, 145-205.

R.J. Dunham (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 108-121.

R.J. Dunham (1970): Stratigraphic reefs versus ecologic reefs.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54 (10), 1931-1932.

E. Dupont (1881): Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique.- Bull. Acad. r. Belgique, 3° série, II, 264-280.

E. Dupont (1882): Les îles coralliennes de Roly et de Philippeville.- Bull. du Musée r. d'Histoire nat. de Belgique, I, 89-160.

E. Dupont (1882 b): Sur la nouvelle note de M.G. DEWALQUE concernant sa revendication de priorité.- Bull. Acad. r. Belgique, 3° série, III (6), 11-12.

E. Dupont (1885):

Sur les calcaires frasniens d'origine corallienne et sur leur distribution dans le massif paléozoïque de la Belgique.-Bull. Acad. r. Belgique, 3° série, X, 21-38.

E. Dupont (1891): La chronologie géologique dans ses rapports avec les origines des terrains.- Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol., (V), 97-105.

E. Dupont (1891 b): Résumé des excursions de Mariembourg et de Bomal.- Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol., (V), 131-135.

E. Dupont (1892): Les calcaires et schistes frasniens dans la région de Frasne.- Mém. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol., VI, 171-218.

B. D. Dyer, N. N. Lyalikova, D. Murray, M. Doyle, G. M. Kolesov & W. E. Krumbein (1989): Role for microorganisms in the formation of iridium anomalies.- Geology, 17, 1036-1039.

W. Eder & W. Franke (1982): Death of Devonian reefs.- N. Jb. Geol. Paläont. Ath., 163 (2), 241-243.

G. Elliott (1971): The nature of Aciculella Pia (Calcareous algae).- Paleontology, 14 (4), 629-636.

A.F. Embry & J.E. Klovan (1971): A late Devonian reef tract on north eastern Banks Island, NWT.- Bull. Can. Petrol. Geol., 19, 730-781.

M. Errera (1976): La séquostratigraphie: développement théorique et application au Givétien franco-belge.- Thèse de doctorat, F. Sc., Université Libre de Bruxelles, 401 pp.

J.A. Fagerstrom (1983): Diversity, speciation, endemism and extinction in Devonian Reef and level-bottom communities, Eastern North America.- Coral Reefs, 2 (2), 65-70.

The evolution of reef communities.- J. Wiley & Sons, 600 pp.

F.G. Ferris, W.S. Fyfe et T.J. Beveridge (1988): Metallic ion binding by Bacillus subtilis: implications for the fossilization of microorganisms.- Geology, 16, 149-152.

385

A.G. Fischer (1964): The Lofer cyclothem on the Alpine Triassic.- Kansas Geol. Survey Bull., 169, 107-149.

E. Flügel (1981): Lower Permian Tubiphytes/Archaeolithoporella buildups in the southern Alps (Austria and Italy).- In D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 143-160.

E. Flügel (1982): Microfacies analysis of limestones.- Springer Verlag, 633 pp.

R.L. Folk (1965): Some aspects of recristallization in ancient limestones.- In L.C. Pray et R.C. Murray (éds.): Dolomitization and limestone Diagenesis, SEPM Sp. Publ., 13, 14-48.

R.L. Folk & R. Assereto (1974): Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardy, Italy (abstr.).- Am. Ass. Petrol. Geol. Abstr. with progr., Ann. Meet., 34-35.

J. R. Frank, A. B. Carpenter & TJ.R. Frank, A.B. Carpenter & W. Oglesby (1982): Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri.- J. Sedimentary Petrol., 52, 631-638.

G.M. Friedman, A.J. Amiel, M. Braun & O.S. Miller (1973): Generation of carbonate particles and laminites in algal mat - Example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57 (3), 541-557.

S. Frisia-Bruni, F. Jadoul & H. Weissert (1989): Evinosponges in the Triassic Esino limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint.- Sedimentology, 36, 685-699.

R. Froute-Dubarry & B. Beaudoin (1989): Evaluation of compaction and decompaction: Paleocene and Eocene, Pau-Tarbes Basin (SW France).- IAS Meet. "Compaction-Decompaction of sediments", Paris, 19-20.

P. Frykman (1986): Diagenesis of Silurian bioherms in the Klinteberg Formation, Gotland, Sweden.- In J. H. Schroeder et B. H. Purser (éds.): Reef diagenesis. Springer-Verlag, 399-423.

A. Gandin & F. Debrenne (1984): Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern Sardinia (Italy).- Geobios, Mém. spécial 8, 231-240.

C.D. Gebelein (1976): Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, The Bahamas and Bernuda) .- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 381- 388.

C.D. Gebelein (1976 b): The effects of the physical, chemical and biological evolution of the earth.- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 499- 515.

H.H.J. Geldsetzer, W.D. Goodfellow, D.J. Mac Laren & M.J. Orchard (1987): Sulfur-isotope anomaly associated with the Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada.-Geology, 15, 393-396.

W.C. Ghiorse (1984):

Bacterial transformations of manganese in wetland environments.- In M. J. Kug & C. A. Reddy (éds.): Current perspectives in microbial ecology, Am. Soc. for Microbiology, 615-622.

W.C. Ghiorse (1984):

Biology of iron- and manganese-depositing bacteria.- Ann. Rev. Microbiol., 38, 515-550.

W.C. Ghiorse (1989):

Manganese and iron as physiological electron donors and acceptors in aerobic-anaerobic transition zones.- In Y. Cohen & E. Rosenberg (éds.): Microbial mats, Am. Soc. for Microbiology, 163-169.

G. Goheau (1987): Histoire de la Géologie.- Ed. La découverte, Paris, 259 pp.

S. Golubic (1976): Organisms that build stromatolites. In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 113-126.

S. Golubic (1976 b):

Taxonomy of extant stromatolites-building cyanophytes.- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 127-140.

J. Gosselet (1881): Les schistes des environs de Philippeville et des bords de l'Ourthe.- Ann. Soc. géol. Nord, VIII, 176-205.

J. Gosselet (1888): L'Ardenne. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France.- Baudry et Cie, Paris, 881 pp.

J.M. Graulich (1967): Sondages pour l'étude hydrologique des eaux chaudes à Chaudfontaine.- Serv. géol. Belg. Prof. Pap., 1967 n°11, 20 pp.

E. Groessens (1984): Ornamental and building stones from Belgium.- Stone industries, 29-35.

E. Groessens (1989): La pierre belge : un passé prestigieux, un avenir prometteur.- In Expositions : la pierre, dialogues et métamorphoses, Grand-Hornu, Images, Serv. géol. de Belgique, 22 pp.

#### G. Grover, Jr. & J. E. Read (1983):

Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 67 (8), 1275-1303.

P. Gutteridge (1988): Controls on the growth of Late Dinantian carbonate mud mounds, Derbyshire carbonate platform (Abstr.).- 9th IAS Reg. Meeting of Sedimentol., Leuven, 89-90.

R.B. Halley & P.M. Harris (1979): Fresh-water cementation of a 1,000 year-old oolithe.- J. Sedim. Petrol., 49 (3), 969-988.

E.C. Harder (1919): Iron-depositing bacteria and their geologic relations.- U.S. Geological Survey Prof. Paper 113, 89 pp. General environmental setting.- In L.A. Hardie (éd.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros bland, Bahamas, The John Hopkins University Press., 12-49.

L.A. Hardie & R.N. Ginsburg (1977): Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding .- In L.A. Hardie (éd.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas, The John Hopkins University Press., 50-124.

P.M. Harris, C.G.St.C. Kendall & I. Lerche (1985): Carbonate cementation.- In N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): Carbonate cements, S.E.P.M. Sp. Publ., 36, 79-95.

J. Harroy (1910): Les masses de calcaire construit et leurs relations avec les schistes qui les environnent. Contrubution à l'étude du Frasnien.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXVII, M315-M333.

W.D. Hartman (1977): Sponges as reef builders and shapers.- In S.H. Frost, M.P. Weiss & J.B. Saunders (éd.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Studies in Geology nº4, Am. Assoc. Petrol. Geol., 127-134.

A.B. Hayward (1982): Coral reefs in a clastic sedimentary environment: Fossil (Miocene, SW Turkey) and Modern (Recent, Red Sea) Analogues.- Coral Reefs (J. of the Int. S. for Reef Studies), 1, 109-114.

P.H. Heckel (1972): Possible inorganic origin for Stromatactis in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York.- J. of Sedimentary Petrol., 42 (1), 7-18.

N.G. Hemming, W.J. Meyers & J.C. Grams (1989): Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements.- J. Sedim. Petrol., 59 (3), 404-411.

M.C. Hewitt & R.J. Cuffey (1985): Lichenaliid-Fistuliporoid crust-mounds (Silurian, New York-Ontario), Typical early Paleozoic Bryozoan reefs.-Proc. 5th. Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (6), 599-604.

R.J. Horodyski, B. Bloeser & S. Vonder Haar (1977): Laminated algal mats from a coastal lagoon, laguna Mormona, Baja California, Mexico.- J. Sedim. Petrol., nº2, 680-696.

A.S. Horowitz & P.E. Potter (1971): Introductory petrography of fossils.- Spinger Verlag, 302 pp.

L. Hottinger (1984): Les organismes constructeurs sur la plate-forme du Golfe d'Aqaba (Mer Rouge) et les mécanismes régissant leur répartition.- Géobios, Méin. sp. n°8, 241-249.

L. Hottinger (1984 b): Stratégies vitales et processus écologiques sélectionnés régissant la constitution de corps bioconstruits.- In 3° cycle en Sc. de la Terre: géologie et paléoécologie des récifs, Institut géol. Univ. de Berne, 2.1-2.21.

L. Hottinger (1988): Sels nutritifs et biosédimentation (Abstr.).- Colloque de Biosédimentologie, réunion spécialisée A.D.F.-A.S.F.-S.G.F., Marseille, 10-11 oct.88, 45-46.

J.A.E. Hubbard (1974): Coral colonies as micro-environmental indicators.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 97, 143-152.

#### J.M. Huh, L.I. Briggs & D. Gill (1977):

Depositional environments of Pinnacle Reefs, Niagara and Salina Groups, Northern Shelf, Michigan Basin.- In J.H. Fisher (éd.): Reefs and Evaporites - concepts and depositional models, Am. Assoc. Petrol. Geol. studies in Geology, 5, 1-21.

#### N.F. Hurley & K.C. Lohmann (1989):

Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia.- J. Sedim. Petrol., 59 (1), 127-146.

Indiana University Paleontology Seminar (1976): Search for Silurian Reef Model - Great Lakes area (Abstr.).- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 60 (4), 684 pp.

#### Indiana University Paleontology Seminar (1976 b):

Silurian reef complex, Rockford, Ohio: constitution, growth and significance.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 60 (3), 428-451.

#### Indiana University Paleontology Seminar (1980):

Stratigraphy, structure and zonation of large Silurian reef at Delphi, Indiana.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 64 (1), 115-131.

N.P. James & D.R. Kobluk (1978): Lower Cambrian patch reefs and associated sediments: southern Labrador, Canada.- Sedimentology, 25, 1-35.

#### N.P. James & E.W. Mountjoy (1983):

Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview .- In D.J. Stanley et G.T. Moore (éd.): The shelfbreak: critical interface on continental margins, S.E.P.M. Sp. Publ., 33, 189-206.

#### N.P. James & I.G. Macintyre (1985):

Carbonate depositional environments, Modern and Ancient - Part 1: reefs; zonation, depositional facies and diagenesis.- Colorado School of Mines Quarterly, 80 (3), 70 pp.

#### H.W. Jannasch & D.C. Nelson (1984):

Recent progress in the microbiology of hydrothermal vents.- In Current perspectives in microbial ecology (Proc. of the 3rd Int. Symp. on Microbial Ecology, Michigan St. Univ.), éd. par M.J. Klug et C.A. Reddy, Am. S. for Microbiol.,171-176.

#### L.F. Jansa, B.R. Pratt & G. Dromart (1989):

Deep water thrombolite mounds from the Upper Jurassic of offshore Nova Scotia.- In H.H.J. Geldsetzer, N.P. James et G.E.Tebbutt (éd.): Reefs, Canada and adjacent area, Can. Soc. of Petrol. Geol., Mem. 13, 725-735.

H.C. Jenkyns (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.- J. Geol. Soc. London, 137, 171-188.

J.G. Johnson, G. Klapper & C.A.Sandberg (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica.- Geol. Soc. of Am. Bull.,96, 567-587.

J.G. Johnson, G. Klapper & C.A. Sandberg (1986): Late Devonian eustatic cycles around margin of old red continent.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 109, 141-147.

#### C. Junge (1977):

Stable isotope fractionation in geochemical and environmental cycles.- In W. Stumm (éd.): Global Chemical cycles and their alteration by Man. Berlin, Dahlem Conf., 33-44.

D.M. Karl, G.M. Mc Murtry, A. Malahoff & M.O. Garcia (1988): Loihi Seamount, Hawaii: a mid-plate volcano with a distinctive hydrothermal system.- Nature, 335, 532-535. A. C. Kendall (1977): Fascicular-optic calcite: a replacement of bundled acicular carbonate cements.- J. of Sedimentary Petrol., 47 (3), 1056-1062.

A. C. Kendall (1985): Radiaxial fibrous calcite: a reappraisal.- In N. Schneidermann et P. M. Harris (éds): Carbonate cements. SEPM Sp. Publ., 59-77.

A. C. Kendall & M. E. Tucker (1973): Radiaxial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate.- Sedimentology, 20, 365-389.

C. Kerans, N.F. Hurley & P.E. Playford (1986): Marine diagenesis in Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia.- In J.H. Schroeder et B.H. Purser (éd.): Reef Diagenesis, Springer Verlag, 357-380.

A. H. Knoll (1986): Geological evidence for early evolution.- Treb. Soc. Cat. Biol., 39, 113-141.

A. H. Knoll & S. M. Awramik (1983): Ancient microbial ecosystems. In W. E. Krumbein (éd.): Microbial geochemistry, Blackwell Sc. Publ., 287-317.

D.R. Kobluk (1981): Cavity-dwelling biota in middle Ordovician (Chazy) bryozoan mounds from Quebec.- Can. J. Earth Sc., 18, 42-54.

D.R. Kobluk (1981 b): Earliest cavity-dwelling organisms (coelobionts), Lower Cambrian Poleta Formation, Nevada.- Can. J. Earth Sc., 18, 669-679.

D.R. Kobluk & N.P. James (1979): Cavity-develling organisms in Lower Cambrian patch reefs from southern Labrador.- Lethaia, 12, 193-218.

K.B. Krauskopf (1957): Separation of manganese from iron in sedimentary process.- Geoch. Cosmoch. Acta, 12, 61-84.

R.D. Kreisa & R.K. Bambach (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments.- In Einsele et Seilacher (éds.): Cyclic and Event Stratification, Springer Verlag, 200-207.

W.C. Krumbein (1948): Lithofacies map and regional sedimentary - stratigraphic analysis.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 32, 1909-1923.

W.E. Krumbein et K. Jens (1981): Biogenic rock varnishes of the Negev Desert (Israël) an ecological study of iron and manganese transformation by Cyanobacteria and Fungi.- Oecologia, 50, 25-38.

D. Lacroix (1972): Contribution à l'étude stratigraphique et paléoécologique du Mésodévonien et du Frasnien du Synclinorium de Namur.- Thèse de Doctorat U.C.L., 228 pp., non publiée.

D. Lacroix (1974 a):

Le Mésodévonien et le Frasnien à Dave (bord sud du Synclinorium de Namur). Lithostratigraphie et comparaison avec les coupes d'Aisemont et de Tailfer.- Serv. Géol. Belgique prof. Pap., 5, 11 pp.

#### D. Lacroix (1974 b):

Sur la stratigraphie du Mésodévonien et du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Namur.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 97, 11-21.

#### J. Lafuste & F. Tourneur (1988):

Dendropora Michelin, 1846 et le nouveau genre dendroporimorphe Senceliaepora du Givétien et du Frasnien de la Belgique et du Boulonnais (France).- Bull. Mus. n. Hist. nat., Paris, 4° sér., 10, C (4): 307-341.

#### C. Lalou (1957):

Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water.- J. Sedim. Petrol., 27 (2), 190-195.

#### A. Latham et R. Riding (1988):

Thrombolites formed by calcified cyanobacteria in the Lie de Vin Series, Marocco (abstr.).- 9th. IAS Europ. Reg. Meeting on Sedimentol., Leuven, p. 127.

#### M. Lecompte (1936):

Contribution à la connaissance des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne.- Mém. Inst. géol. UCL, X, 30-113.

#### M. Lecompte (1937):

Contribution à la connaissance des récifs du Dévonien de l'Ardenne. Sur la présence de structures conservées dans des efflorescences cristallines du type "Stromatactis",- Bull. Mus. r. Hist. nat. Belg., XIII (15), 13 pp.

#### M. Lecompte (1938):

Quelques types de "récifs" siluriens et dévoniens de l'Amérique du Nord. Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels.- Bull. Mus. r. Hist. nat. Belg., XIV (39), 1-51.

#### M. Lecompte (1954):

Quelques données relatives à la genèse et aux caractères écologiques des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne.-Volume jubilaire Victor van Straelen, I, 153-181.

#### M. Lecompte (1956):

Quelques précisions sur le phénomène récifal dans le Dévonien de l'Ardenne et sur le rythme sédimentaire dans lequel il s'intègre.- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, XXXII (21), 39 pp.

### M. Lecompte (1958):

Les récifs dévoniens de la Belgique.- Bull. Soc. géol. France (6), VII, 1045-1068.

#### M. Lecompte (1958 b): Les récifs paléozoïques en Belgique.- Geol. Rdsch, 47, 384-401.

M. Lecompte (1959): Certain data on the genesis and ecologic character of Frasnian reefs of the Ardennes (transl. by P.F. Moore).- Int. Geol. Rev., 1 (7), 1-23.

#### M. Lecompte (1959 b):

Compte rendu de la session extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol. consacrée à l'étude du phénomène récifal dévonien dans la partie occidentale du Bassin de Dinant et du Bassin de Namur.-Ann. Soc. Géol. Belgique, LXXXIII, 134-153.

M. Lecompte (1961): Faciès marins et stratigraphie dans le Dévonien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 85 (1), B17-57.

M. Lecompte (1963): Livret-guide des excursions C-D.- VI° Congrès International de Sédimentologie, 49 pp.

#### M. Lecompte (1963 b):

Note préliminaire introductive aux excursions C-D.- VI° Congrès International de Sédimentologie, 27 pp.

#### M. Lecompte (1967): Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France.- In D.H. OSWALD (éd.): International Symp. on the Devonian System, Calgary, vol. I, Alberta Soc. of Petrol. Geologists, 15-52.

M.R. Leeder (1982): Sedimentology, process and product.- George Allen & Unwin, London, 344 pp.

A. Lees (1961): The Waulsortian "reefs" of Eire: a carbonate mudbank complex of lower Carboniferous age.- The Journal of Geol., 69 (1), 101-109.

A. Lees (1964): The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reefs" of West-Central Eire.- Phil. Trans. roy. Soc. London, ser. B, 247, 483-531.

# A. Lees (1982):

The paleoenvironmental setting and distribution of the Waulsortian facies of Belgium and Southern Brittain.- In K. Bolton, H.R. Lane & D.V. Lemone (éds.): Symposium on the environmental setting and distribution of the Waulsortian facies. El Paso Geol. Soc. and Univ. of Texas at El Paso, 1-16.

A. Lees, V. Hallet & D. Hibo (1985): Facies variation in Waulsortian buildups, Part 1; a model from Belgium - Geological J., 20, 133-158.

A. Lees & J. Miller (1985): Facies variation in Waulsortian buildups, Part 2; Mid-Dinantian buildups from Europe and North America.-Geological J., 20, 159-180.

B.W. Logan, R. Rezak & R.N. Ginsburg (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites.- The Journal of Geology, 72 n°1, 68-83.

B.W. Logan & V. Semeniuk (1976): Dynamic metamorphism: processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia.- Sp. Publ. Geol. Soc. Australia, 6, 1-138.

K.C. Lohmann & W.J. Meyers (1977): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high-magnesium calcites.-J. Sedim. Petrol., 47 (3), 1078-1088.

A. Lombard (1953): Directives pour le levé de coupes lithologiques et stratigraphiques d'origine subaquatique.- Revue C.D.Sc., Université Libre de Bruxelles, 18 pp.

A. Lombard (1972): Séries sédimentaires -genèse -évolution.- Masson & Cie, 425 pp.

M.W. Longman (1977): Factors controlling the formation of microspar in the Bromide Formation.- J. Sedim. Petrol., 47 (1), 347-350.

M.W. Longman (1980): carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 64, 461-487.

M.W. Longman (1981): A process approach to recognizing facies of reef complexes.- In D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 9-40.

H.A. Lowenstam (1950); Niagaran reefs of the Great Lakes area.- J. Geol., 58, 430-487.

G.R. Mac Ghee, Jr. (1989): The Frasnian-Famennian extinction event.- In S.K. Donovan (éd.): Mass extinctions: processes and evidence. Belhaven Press, 132-151.

G.R. Mac Ghee, Jr., C.J. Orth, L.R. Quintana, J.S. Gilmore & E.J. Olsen (1986): Late Devonian "Kellwasser Event" mass-extinction horizon in Germany: no geochemical evidence for a largebody impact.- Geology, 14, 776-786.

#### J.E.E. Mac Govney, P.J. Lehmann & J.F. Sarg (1982):

Eustatic sea-level control of Silurian (Niagaran) reefs, Michigan Basin (abstr.).- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, p 604.

#### H. G. Machel (1986):

Early lithification, dolomitization and anhydritization of Upper Devonian Nisku buildups, subsurface of Alberta, Canada. - In J.H. Schroeder et B.H. Purser (éd.): Reef Diagenesis, Springer Verlag, 336-355.

D.J. Mac Laren (1983): Bolides and biostratigraphy.- Geol. Soc. America Bull., 94, 313-324.

D.B. Macurda, Jr. & D.L. Meyer (1977): Crinoids of West Indian Coral reefs.- *In* S.H. Frost, M.P. Weiss & J.B. Saunders (éds.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Studies in Geology, Am. Assoc. Petrol. Geol., 195-207.

E. Maillieux (1908): Quelques mots sur le récif de marbre rouge de l'Arche, à Frasnes.- Bull. Soc. belge Géol., XII, 346-349.

E. Maillieux (1913): Nouvelles observations sur le Frasnien et en particulier sur les paléorécifs de la plaine des Fagnes.- Bull. Soc. belge Géol., XXVII, 67-104.

E. Maillieux (1913 b): Quelques mots sur les récifs frasniens de la plaine des Fagnes, entre Nismes et Chimay.- Bull. Soc. belge Géol., XXVII, 114-124.

E. Maillieux (1914): Nouvelle contribution à l'étude des récifs coralligènes du Frasnien.- Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol., XXVIII, 82-93.

E. Maillieux (1926): Contribution à l'étude du "Massif" de Philippeville.- Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol., 36, 86-112.

E. Maillieux & F. Demanet (1928): L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique.- Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol., 38, 124-131.

P.G. Malone & K.M. Towe (1970): Microbial carbonate and phosphate precipitates from sea water cultures.- Marine geology, 9, 301-309.

B. Mamet (1972): Quelques aspects de l'analyse séquentielle.- Mém. B.R.G.M., 77, 664-677.

B. Mamet & F. Boulvain (1988): Remplissages bactériens de cavités biohermales frasniennes.- Bull. Soc. belge Géol., 97 (1), 63-76.

B. Mamet & F. Boulvain (1990):
 Microorganismes ferro-oxydants de Griottes carbonifères espagnoles.- Bull. Soc. belge Géol., 99 (2), 229-239.

B. Mamet & A. Préat (1985):
Sur la présence de *Palaeomicrocodium* (Algue? *incertae sedis*) dans la Givétien Inférieur de Belgique.- Geobios, 18 (3), 389-392.

B. Mamet & A. Préat (1987):
Algues givétiennes du bord sud du Bassin de Dinant et des régions limitrophes.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 109, 431-454.

A.F. Maurin, M.C. Bernet-Rollande, C.L.V. Monty & S. Nazhat (1985): The microbial nature of bacinellid textures - Sedimentological bearings.- 6th Eur. IAS Meeting of Sedimentology, Lleida, 285-287.

A.F. Maurin, G. Camoin & O. Bernet-Rollande (1984): Interface mats and endostromatolites from a Barremian-Aptian (Urgonian) mud-mound. Cefalù (Sicily). (Abstr.).-5th Eur. reg. Meet. of Sedimentology, Marseille, p. 274.

A.F. Maurin, J. Philip & P. Brunel (1981): Possible microbial accretions in Cenomanian mounds, S.E. France.- In C. Monty (éd.): Phanerozoic Stromatolites, Springer-Verlag, 121-133.

I. Méndez-Bedia & F. Soto (1984): Paleoecological succession in a Devonian organic buildup (Moniello Fm., Cantabrian Mountains, NW Spain).-Geobios, Mém. Sp. 8, 151-157.

W.J. Meyers (1978): Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of south western New Mexico.- Sedimentology, 25, 371-400.

W.J. Meyers & K.C. Lohmann (1985): Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico.- *In* N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): Carbonate Cements, S.E.P.M. Sp. Publ., n°36, 223- 239.

P. Middleton (1988): Stromatactis fabrics: clues from the Ordovician of Sweden (Abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sedimentol., Leuven, 155 pp.

J. Miller (1986): Facies relationships and diagenesis in Waulsortian mudmounds from the Lower Carboniferous of Ireland and N. England.- In J.H. Schroeder et B.H. Purser (éd.): Reef Diagenesis, Springer Verlag, 311-335.

M. Moniez (1961): Contribution à l'étude du Frasnien de la région de Trélon.- Ann. Soc. Géol. Nord, LXXXI (2), 105-112.

C.L.V. Monty (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics.- *In* M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 193-250.

C.L.V. Monty (1982): Cavity or fissure dwelling stromatolites (endo-stromatolites) from belgian Devonian mud mounds (extended abstr.).- Ann. Soc. géol. Belgique, 105, 343-344.

C.L.V. Monty (1982 b): Microbial accretions and cavity dwelling stromatolites in reefs and mounds (abstr.).- 11th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Hamilton.

C.L.V. Monty (1982 c): Microbial spars. (Abstract).- 11th Int. Congress on Sedimentology, IAS, Hamilton (Canada), p. 26.

C.L.V. Monty (1984): Mud-mounds: geology and palaeoecology.- In Géologie et Paléoécologie des Récifs, éd. par Geister & Herb, 3e Cycle Romand en Sc. de la Terre, 23.1-23.8.

C.L.V. Monty (1985): Life and sediments: an approach to biosedimentology.- Rapp. Comm. Int. Mer médit., 29 (6), 85-87.

C.L.V. Monty (1986): Microbial dolomites (abstr.).- 12th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Canberra.

C.L.V. Monty (1986 b): Range and significance of cavity-dwelling or endostromatolites (abstr.).- 12th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Canberra.

C. L. V. Monty, M. C. Bernet-Rollande & A. F. Maurin (1982): Re-interpretation of the Frasnian classical "reefs" of the southern Ardennes, Belgium. (Extended abstract).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 105, 339-341.

C.L.V. Monty & A. Maurin (1982): Microbial accretions and cavity dwelling stromatolites in reefs and mounds (abstr.).- 11th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Hamilton, p. 28.

C.L.V. Monty & P. Van Laer (1986): Mud mounds des Ardennes belges.- Livret d'excursion (non publié). Excursion organisée par le C.A.P.S. pour l'Ass. des Sedimentologistes français. 30 p.

C.L.V. Monty & P. Van Laer (1988):

The Upper Devonian mud mounds from the south western Dinant Synclinorium.- In 9th IAS Eur. Reg. Meeting on Sedimentology excursion guidebook (A. Herbosch éd.), 157-176.

C.H. Moore (1989): Carbonate diagenesis and porosity.- Developments in Sedimentology, 46, Elsevier, 338 pp.

C.H. Moore & Y. Druckman (1981): Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana.-

F.J. Moretti, R.M. Hagerty & J.C. Mitchell (1984): Reservoir geology for engineers, vol. 1.- Exxon prod. Research comp.

D.J.W. Moriarty, P.C. Pollard, D.M. Alongi, C.R. Wilkinson & J.S. Gray (1985): Bacterial productivity and trophic relationships with consumers on a coral reef (Mecor I).- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, 3, 457-462.

K.A. Morris (1979):

A classification of Jurassic marine shale sequences: an example from the Toarcian (Lower Jurassic) of Great Britain.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecolog., 26, 117-126.

K.A. Morris (1980): Comparison of major sequences of organic-rich mud deposition in the British Jurassic.- J. Geol. Soc. London, 137, 157-170.

E.W. Mountjoy & W. Krebs (1983): Diagenesis of Devonian reefs and buildups, Western Canada and Europe - a comparaison. - Z. deutsch. geol. Ges., 134, 5-60.

E.W. Mountjoy & R. Riding (1981): Foreslope stromatoporoid-renalcid bioherm with evidence of early cementation, Devonian Ancient Wall reef complex, Rocky Mountains.- Sedimentology, 28 (3), 299-320.

A.N. Mouravieff (1982): Conodont stratigraphic scheme of the Frasnian of the Ardennes.- In Papers on the Frasnian, Givetian boundary, Serv. Géol. Belgique, Comm. nat. belge Stratigr., Com. nat. belge des Sc. Géol., Com. français de Stratigr., Subcomm. on Devonian Stratigr., 101-118.

A.N. Mouravieff & H.H. Tsien (1983): Paleoecology of Devonian reefs and reef builders of Ardennes (Belgium).- 1st Int. Cong. on Paleoecology, exc. 8B, 31 pp.

A.L. Moureau (1933): La stratigraphie du Givétien et du Frasnien dans la région Givet-Beauraing.- Ann. Soc. Géol. Belgique, LVI (5), B172-194.

H.T. Mullins, C.R. Newton, K. Heath & M.H. Vanburen (1981): Modern deep-water coral mounds North of little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record.- J. Sedim. Petrol., 51 (3), 999-1013.

G.M. Narbonne & O.A. Dixon (1984): Upper Silurian lithistid sponge reefs on Somerset Island, Arctic Canada.- Sedimentology, 31, 25-50.

K. H. Nealson (1983): The microbial iron cycle.- In W. E. Krumbein (éd.): Microbial geochemistry, Blackwell Sc. Publ., 159-191.

J.C. Niemann & J.F. Read (1988): Regional cementation from unconformity-recharged aquifer and burial fluids, Mississippian Newman limestone, Kentucky.- J. Sedim. Petrol., 58 (4), 688-705.

A.C. Neumann, J.W. Kofoed & G.H. Keller (1977): Lithoherms in the Straits of Florida.- Geology, 5, 4-10.

A.C. Neumann & I. Macintyre (1985): Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (3), 105-110.

N.D. Newell (1955): Depositional fabric in Permian reef limestones.- The Journal of Geology, 63 (4), 301-309.

G.S. Odin (1982): Numerical dating in stratigraphy, T1.- Wiley, 630 pp.

C. H. Oppenheimer (1961): Note on the formation of spherical aragonite bodies in the presence of bacteria from the Bahama Bank.- Geoch. Cosmoch. Acta, 23, 295-299.

C. Otte, Jr. & J.M. Parks Jr. (1963): Fabric studies of Virgil and Wolfcamp bioherms, New Mexico.- Journal of Geology, 71, 380-396.

R. Park (1976): A note on the significance of lamination in stromatolites.- Sedimentology, 23, n°3, 379-393.

N. Pedrosa da Silva Lopes (1987): Etude sédimentologique du bioherme frasnien ("F2j") des Wayons (région de Philippeville).- Mém. Licence Sc. Géol. Minéral., Université Libre de Bruxelles, 94 pp. (non publié).

J. Pel & A. Montjoie (1964): Sédimentologie du Frasnien de la région de Huccorgne (Bord NE du synclinorium de Namur).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 87, 175-200.

#### W.C. Pitman III & X. Golovchenko (1983):

The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins.- In D.J. Stanley et G.T. Moore (éds.): The shelfbreak: critical interface on continental margins, S.E.P.M. Sp. Publ., 33, 41-58.

#### P.E. Playford (1981):

Devonian Reef Complexes of the Canning Basin Western Australia.- Field Excursion Guidebook, 5th. Austr. Geolog. Conv., Geol. Soc. Austr., 64 pp.

#### P.E. Playford (1984):

Platform-margin and marginal-slope relationships in Devonian Reef complexes of the Canning Basin.- The Canning Basin, W.A. Proc. of Geol. Soc. Aust. & Petr. Expl. Soc. Aust. Symp., Perth, Australia, 190-214.

#### P.E. Playford & A.E. Cockbain (1976):

Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia.- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 389-411.

P.E. Playford, A.E. Cockbain, E.C. Druce & J.L. Wray (1976):

Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia.- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 543-563.

P.E. Playford, D.J. Mc Laren, C.J. Orth, J.S. Gilmore & W.D. Goodfellow (1984): Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia.- Science, 226, 437-439.

#### B.R. Pratt (1979):

Early cimentation and litlufication in intertidal cryptalgal structures, Boca Jewfish, Bonaire, Netherlands Antilles.- J. Sedim. Petrol., 49, n°2, 379-386.

B.R. Pratt (1982): Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds.- J. of Sedimentary Petrol., 52 (4), 1203-1227.

#### B.R. Pratt (1984):

Epiphyton and Renalcis - Diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae.- J. Sedim. Petrol., 54 (3), 948-971.

#### B.R. Pratt (1988):

Microbial origin of carbonate mud mounds (abstr.).- 9th IAS Eur. Reg. Meet. of Sedimentology, Leuven, p. 176.

#### B.R. Pratt & N.R. James (1982):

Cryptalgal-metazoan bioherms of Early Ordovician age in the St George Group, Western Newfoundland.-Sedimentology, 29 (4), 543-571.

#### A. Préat (1984):

Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givétien belge (Bassin de Dinant).- Thèse de Doctorat, Université Libre de Bruxelles, 466 pp. (non publié).

#### A. Préat (1989):

Sedimentology, facies and depositional environment of the Hanonet (Upper Eifelian) and Trois-Fontaines (Lower Givetian) Formations in Couvin area (Dinant Basin, Belgium).- Bull. Soc. belge Géol., 98 (2), 149-154.

#### A. Préat & F. Boulvain (1982):

Etude sédimentologique des calcaires givétiens à Vaucelles (Bord sud du Synclinorium de Dinant).- Ann. Soc. Géol. Belgique, T.105, 273-282.

#### A. Préat & F. Boulvain (1987):

Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant: témoins paléogéographiques et paléoclimatiques.- Ann. Soc. Géol. Nord, CVI, 49-64.

#### A. Préat & F. Boulvain (1988): Middle and Upper Devonian carbonate platform evolution in Dinant and Namur Basins (Belgium, France).- 9th IAS Europ. Reg. Meeting on Sedimentol. Exc. Guidebook, exc. A1, 1-25.

A. Préat & B. Mamet (1989); Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge.- Bull. Centres Rech. Explo.-Prod. Elf Aquitaine, 13 (1), 47-86.

J.E. Prentice (1950): The carboniferous limestone of the Manifold Valley region, North Staffordshire, - O. J. Geol. Soc. London, 106, 171-209.

D.R. Prezbindowski (1985): Burial cementation - is it important? A case study, Stuart City Trend, South central Texas.- In N. Schneidermann et P.M. Harris (éds.): Carbonate cements, SEPM Sp. Public., nº36, 241-264.

E. G. Pringsheim (1952): Organismes ferrugineux.- Endeavour, XI, 44, 208-214.

B.H. Purser (1980): Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: T.I: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse.- Ed. Technip, 367 pp.

B.M. Radke & R.L. Mathis (1980): On the formation and occurence of saddle dolomite.- J. Sedim. Petrol., 50 (4), 1149-1168.

R. Raiswell, F. Buckley, R.A. Berner & T.F. Anderson (1987): Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation.- J. Sedim. Petrol., 58 (5), 812-819.

A. Ramos-Cormenzana (1975): Formation of calcite crystals by bacteria of the genus Bacillus.- Microbios, 13, 61-70.

A. Ramos-Cormenzana, M.A. Rivadeneyra & A. Carcia-Cervignon (1980): influence de la relation Mg:Ca dans la formation de carbonates par des bactéries.- In Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, réunion du Groupe d'Etude des Systèmes carbonatés, Bordeaux, 381-388.

J.F. Read (1982): Geometry, facies and development of Middle Ordovician carbonate buildups, Virginia Appalachians.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66 (2), 189-209.

J.F. Read (1985); Carbonate platform facies models.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69 (1), 1-21.

J.K. Reed (1985): Deepest distribution of atlantic hermatypic corals discovered in the Bahamas.- Proc. 5th. Int. Coral Reef Congr., Tahiti (6), 249-254.

T.J.A. Reijers (1984): Devonian carbonate facies patterns in the Dinant synclinorium, Belgium.- Geologie en Mynbouw, 0016, 19-29.

T.J.A. Reijers (1985): Devonian basin-fill histories of the Spanish Cantabrian Mountains and the Belgian Ardenues; a comparison.-Geologie en Mynbouw, 64, 41-62.

T.J.A. Reijers (1988); Neptunian dykes and related synsedimentary features in Frasnian biohermal mudmounds in the Southern Dinant synclinorium, Belgium (Abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sedimentol., Leuven, 180.

H.E. Reineck & I.B. Singh (1975): Depositional sedimentary environments.- Springer Verlag, 439 pp.

R. Riding (1981):

Composition, structure and environmental setting of Silurian bioherms and biostromes in northern Europe.- In D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 41-84.

#### R. Riding & D.F. Toomey (1972):

The sedimentological role of Epiphyton and Renalcis in Lower Ordovician mounds, Southern Oklahoma.- J. of Paleontol., 46 (4), 509-519.

#### B.R. Rosen (1977):

The depth distribution of recent hermatypic corals and its palaeontological significance.- 2nd Sympos. Int. sur les coraux et récifs coralliens fossiles, Paris, 1975, Mém. BRGM 89, 507-517.

R.J. Ross, Jr., .V. Jaanusson & I. Friedman (1975):

Lithology and origin of Middle Ordovician calcareous mudmound at Meiklejohn Peak, Southern Nevada.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 871, 48 pp.

J.M. Rouchy, J.P. Saint-Martin, A. Maurin & M.C. Bernet-Rollande (1986):

Evolution et antagonisme des communautés bioconstructrices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerrannée occidentale; biologie et sédimentologie.- Bull. Centres Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine, 10 (2), 333-348.

#### S.C. Ruppel & K.R. Walker (1982):

Sedimentology and distinction of carbonate buildups: Middle Ordovician, East Tennessee.- J. Sedim. Petrol., 52 (4), 1055-1071.

M.G. Rutten (1956): Devonian reefs from Belgium: relation between geosynclinal subsidence and hinterland erosion .- Am. J. of Sc., 254 (11), 685-692.

A. H. Saller (1986): Radiaxial calcite in Lower Miocene strata, subsurface Enewetak Atoll.- J. Sedimentary Petrol., 56 (6), 743-762.

#### D.L. Santavy (1985):

The symbiotic relationship between a blue-pigmented bacterium and the coral reef sponge, Terpios granulosa.-Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, 5, 135-140.

J.F. Sarg (1988):

Carbonate sequence stratigraphy.- In Sea Level Changes - an integrated approach, S.E.P.M. Sp. Publ., 42, 155-181.

P. Sartenaer (1970): Le contact Frasnien-Famennien dans la région de Houyet-Han-sur-Lesse.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 92 (III), 345-357.

P. Sartenaer (1974): Adieu F2a, F2b, etc...- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, 50 (3), 18 pp.

P. Sartenaer (1974 b): Oue sont les schistes de Matagne?- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, 50 (4).

M. Savard & P.-A. Bourque (1989): Diagenetic evolution of a late Silurian reef platform, Gaspé Basin, Quebec, based on cathodoluminescence petrography.- Can. J. Earth Sc., 26 (4), 791-806.

M. Scherer (1986): Diagenesis of aragonitic Sponges from Permian patch reefs of Tunisia.- In J.H. Schroeder et B.H. Purser (éds.): Reef Diagenesis, Springer-Verlag, 291-310.

W. Schlager (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms.- Geolog. Soc. of Am. Bull., 92 (I), 197-211.

W. Schlager & N.P. James (1978): Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tangue of the Ocean, Bahamas.-Sedimentology, 25, 675-702.

V. Schmidt (1971): Early carbonate cementation in Middle Devonian bioherms Rainbow Lake, Alberta.- In O. P. Bricker (éd.): Carbonate cements. John Hopkins Univ. Geol. Studies, 19, 209-215.

P.A. Scholle (1978): A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 27, 241 pp.

M. Schorr (1984): Distribution of microfacies and chemofacies in Lower Tithonian algal-sponge mudmounds of the Swabian Alb, South Germany.- IAS 5th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology.- Marseille, 401 pp.

W. Schwarzacher (1961); Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Northwestern Ireland.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 45, 1481-1503.

V. Semeniuk (1971): Subaerial leaching in the Bowan Park Group (Ordovician) of Central Western New South Wales.- J. Sedim. Petrol., 41 (4), 939-950.

J.J. Sepkoski, Jr. (1982): Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna.- In Einsele & Seilacher (éd.): Cyclic and Event Stratification. Springer Verlag, 371-385.

S.N. Serebryakov (1976): Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites.- In M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 321-336.

W. Seyfried & J. L. Bischoff (1977): Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio.- Earth & Planet. Sc. Lett., 34, 71-77.

R.H. Shaver (1974): Silurian reefs of Northern Indiana: Reef and Interreef macrofaunas.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 58 (6), 934-956.

R.H. Shaver (1977): Silurian reef geometry - New dimensions to explore (S.E.P.M. Presidential Adress, Washington, D.C., June 13, 1977).- J. Sedim. Petrol., 47 (4), 1409-1424.

R.H. Shaver, C.H. Ault, W.I. Ausich, J.B. Droste, A.S. Horowitz, W. Calvin James, S.M. Okla, C.B. Rexroad, D.M. Suchomel & J.R. Welch (1978): The search for a Silurian reef model Great Lakes Area.- Indiana Geol. Survey Sp. Report, 15, 36 pp.

R.H. Shaver & J.A. Sunderman (1983): Silurian reef and interreef strata as responses to a cyclical succession of environments, Southern Great Lakes area.- Field trip Guidebook for Louisiana Land and Explor. Comp. and Shell Oil Comp., 56 pp. (non publié).

R.H. Shaver & J.A. Sunderman (1989): Silurian seascapes: water depth, clinothems, reef geometry and other motifs- A critical review of the Silurian reef model.- Geol. S. of America Bull., 101, 939-951.

P.M. Sheehan (1985): Reefs are not so different - they follow the evolutionary pattern of level-bottom communities. Geology, 13, 46-49.

E.A. Shinn (1968): Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas.- J. of Paleont., 42 (4), 879-894.

R.R. Shrock (1948): Sequence in layered rocks.- Mc Graw-Hill, 507 pp.

D.F. Sibley, R.E. Dedoes & T.R. Bartlett (1987): Kinetics of dolomitization.- Geology, 15, 1112-1114.

J.G. Siegrist & R.H. Randall (1985): Community structure and petrography of an emergent Holocene reef limestone on Guam .- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (6), 563-568.

G.W. Skyring (1985): Anaerobic microbial process in coral reef sediments.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, 3, 421-425.

#### D.B. Smith (1981):

The Magnesian Limestone (Upper Permian) reef complex of Northeastern England.- In D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 161-186.

J.E. Sorauf & A.E.H. Pedder (1986): Late Devonian rugose corals and the Frasnian-Famennian crisis.- Can. J. Earth Sc., 23, 1265-1287.

J.M. Sornin (1982): Influence de la biodéposition sur les propriétés rhéologiques des vases.- Ass. Géologues du S.O., Soc. Géol. de France, Union des Océanographes de France: Relations entre Organismes et sédiments, Perpignan, 85-93.

X. Stainier (1893): Marbre rouge à crinoïdes dans le Famennien de la Lesse.- Bull. Soc. belge Géol., VII, 177-178.

S.M. Stanley (1984): Temperature and biotic crises in the marine realm.- Geology, 12, 205-208.

M. Streel (1973): Corrélations palynologiques dans le Tournaisien du Synclinorium de Namur.- Bull. Soc. belge Géol., 82, 397-415.

M. Streel, M. Bless, J. Bouckaert, M. Coen, M. Coen-Aubert, R. Conil, R. Dreesen, M. Dusar, N. Mouravieff & J. Thorez (1974):

Chief micropaleontological limits in the Belgian Upper-Devonian.- Int. Symp. on Belgian micropal. limits., Publ. 19, 29 pp.

J.A. Talent (1988): Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis.- Senckenbergiana lethaea, 69, 3/4, 315-368.

J.C.M. Taylor & L.V. Illing (1969): Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf.- Sedimentology, 12, 69-107. T.R. Taylor & D.F.Sibley (1986): Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Trenton Formation, Ordovician, Michigan Basin, USA.- Sedimentology, 33, 61-86.

C. Teichert (1958): Cold -and deep- water coral banks.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 42 (5), 1064-1082.

H. Termier, G. Termier & H.H. Tsien (1981): Spongiaires des calcaires récifaux du Frasnien de l'Ardenne.- Bull. Soc. belge Géol., 90 (4), 287-298.

D.A. Textoris & A.V. Carozzi (1964): Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 48 (4), 397-426.

E. Thomsen (1976): Depositional environment and development of Danian bryozoan biomicrite mounds (Karlby Klint, Denmark).-Sedimentology, 23, 485-509.

R. Thonnard (1964): Etude photogéologique et géologique classique de la région comprise dans le quadrilatère Villers-le-Gambon-Franchimont-Sautour-Merlemont.- Mém. fin d'Etudes Ing. géologue, Université Libre de Bruxelles, 301 pp. (non publié).

D.F. Toomey & D.H. Winland (1973): Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57 (6), 1053-1074.

J. Torrent & V. Schwertmann (1987): Influence of hematite on the color of red beds.- J. Sedim. Petrol., 57 (4), 682-686.

F. Tourneur (1981): Etude comparative de trois biohermes frasniens ("F2j") du bord Sud du synclinorium de Dinant (Givet, Senzeille, Trelon).- Mém. Lic. Sc. Géol. Minéral., Université Catholique de Louvain, 140 pp. (non publié).

F. Tourneur (1981 b): L'Etude des "récifs rouges F2j" en Belgique (jusqu'en 1970).- Bull. Soc. belge Géol. 90 (3), 157-173.

F. Tourneur (1982): Conodontes de trois "récifs de marbre rouge F2j". Stratigraphie et écologie.- Bull. Soc. belge Géol. 91 (2), 91-102.

H.H. Tsien (1967): Distribution of rugose corals in the Middle and Upper Devonian (Frasnian) reef complex of Belgium.- Int. Symp. on the Devonian Syst., Alberta Soc. Petrol. Geol., 2, 273-293.

H.H. Tsien (1968): Contribution à l'étude des Disphyllidae (Rugosa) du Dévonien moyen et du Frasnien de la Belgique.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 91, 445-474.

H.H. Tsien (1972): Middle Devonian and Frasnian stratigraphy of Belgium.- Serv. Géol. Belgique, Doc. n°7, Comm. nat. Stratigr., 25 pp.

H.H. Tsien (1974): Excursion J, International Symposium on Belgian Micropaleontological Limits, Guidebook, Namur, 34 pp.

#### H.H. Tsien (1975):

Introduction to the Devonian reef development in Belgium .- 2nd Symp. Int. Coraux et récifs coralliens fossiles, Paris, livret-guide exc. C, 3-43.

H.H. Tsien (1977 a):

L'activité récifale au cours du Dévonien moyen et du Frasnien en Europe occidentale et ses particularités en Belgique.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVII (1), 57-66.

#### H.H. Tsien (1977 b):

Morphology and development of Devonian reef complexes in Belgium.- Proc. 3 int. Coral Reef Symp., Miami, 191-220.

H.H. Tsien (1977 c):

The sequence and distribution of Frasnian Rugose coral faunas in Belgium.- Mém. B.R.G.M., 89, 203-220.

#### H.H. Tsien (1979):

Paleoecology of algal-bearing facies in the Devonian (Couvinian to Frasnian) reef complexes of Belgium.- In E. Flügel (éd.): Fossil algae. Springer Verlag, 344-350.

H.H. Tsien (1980): Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne.- Bull. Soc. belge Géol., 89 (2), 71-102.

H.H. Tsien (1981): Ancient reefs and reef carbonates.- Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., Manila, 1, 601-609.

#### H.H. Tsien (1984):

Récifs du Dévonien des Ardennes- Paléoécologie et structure.- In Geister & R. Herb (éd.): Géologie et Paléoécologie des Récifs. Inst. Géol. Univ. Berne, 7.1-7.30.

H.H. Tsien (1985): Algal-bacterial origin of micrites in mud mounds.- In Paleoalgology: contemporary research and applications, éd. par D.F. Toomey & M.H. Nitecki, Springer Verlag, 291-296.

#### H.H. Tsien (1985 b):

Origin of Stromatactis - a replacement of colonial microbial accretions.- In Paleoalgology: contemporary research and applications, éd. par D.F. Toomey & M.H. Nitecki, Springer Verlag, 274-289.

#### H.H. Tsien & E. Dricot (1977):

Devonian Calcareous Algae from the Dinant and Namur Basins, Belgium.- In E. Flugel (éd.): Fossil Algae, Springer Verlag, 344-350.

H.H. Tsien, A.N. Mouravieff & E.W. Mountjoy (1980): Devonian reefs in Belgium.- Exc. 140E du 26e Congrès Géol. Int., Paris, Geobios, Mém. sp. 4, 17-33.

M.E. Tucker (1981): Sedimentary petrology, an introduction.- Geoscience Texts, 3, Blackwell Sc. Publ., 252 pp.

A.W. Tudhope & M.J. Risk (1985): Rate of dissolution of carbonate sediments by microboring organisms, Davies Reef, Australia.- J. Sedim. Petrol., 55 (3), 0440-0447.

P.R. Vail, J.-P. Colin, R.J. du Chêne, J. Kuchly, F. Mediavilla & V. Trifilieff (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris.- Bull. Soc. Géol. France (8), 7, 1301-1321.

#### P.R. Vail & P.N. Eisner (1989):

Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections (Abstr.).-In Mesozoic eustacy record on western Tethyan margins, 2e Congrès français de Sédimentol., Lyon, 62-64.

P.R. Vail, R.M. Mitchum, Jr & S. Thompson, III (1977 b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level.- In C.E. Payton (éd.): Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration, Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26, 83-97.

G. Valet & G. Segonzac (1969): Les genres Chalmasia et Halicoryne (Algues Acetabulariacées).- Bull. Soc. Géol. France, 7, II, 124-127.

P. Van Laer (1988): Nature et origine des mud mounds pré-cénozoïques, avec exemples du Frasnien belge et canadien, du Waulsortien d'Irlande, du Jurassique d'Espagne et du Crétacé du SE de la France.- Thèse Doct. Sc., Université de Liège, 547 p., non publié.

P. Van Laer & C. L. V. Monty (1984): The cementation of mud mound cavities by microbial spars. (Abstract).- 5th IAS Eur. Reg. Meeting of Sedimentology, Marseille, 446-447.

G.B.S. Van Loevezyn (1987): Development and termination of the carbonate sedimentation on intracratonic Late Devonian platforms in the Cantabrian Mountains (Spain).- Z. dt. geol. Ges., 138, 197-209.

G.B.S. Van Loevezyn (1989): Extinction pattern for the Middle-Upper Devonian stromatoporoid coral reefs; a case study from the Cantabrian Mountains.- Proc. of the Kon. Nederlandse Akad. van Wetensch., serie B, 92 (1), 61-74.

M. Van Steenwinkel (1988): The sedimentation history of the Dinant platform during the Devonian-Carboniferous transition.- Thèse de Doctorat en Sc. K.U.L, 173 pp., non publié.

W. L. Van Veen, E. G. Mulder & M. H. Deinema (1978): The Sphaerotilus-Leptothrix group of Bacteria.- Microbiol. Rev., 329-356.

E. Van Winkel (1964): Contribution à l'étude écologique du Frasnien Moyen dans le Bassin de Dinant et au bord Sud du Bassin de Namur.- Thèse de doctorat en Sc., Univ. Catholique de Louvain, 147 pp. (non publiée).

P. Vasseur (1985): Etude des peuplements sciaphiles sessiles des récifs coralliens de Polynésie française.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (5), 147-152.

R. A. Walls & G. Burrowes (1985): The role of cementation in the diagenetic history of Devonian reefs, Western Canada.- In N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): Carbonate Cements, S.E.P.M. Sp. Publ. nº36, 185-220.

R. A. Walls, E. W. Mountjoy & P. Fritz (1979): Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike reef, Alberta, Canada.- Geol. Soc. America Bull. 90, 963-982.

J. Walther (1894):

Gesteine und ihrer organischen Einschtusse. Jena, 1055 pp.

Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. In G. Fischer (éd.) Beobachtungen über die Bildung der

H.R. Wanless (1979): Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization.- J. Sedim. Petrol., 49, 437-462.

K.R. Walker & L. Alberstadt (1975): Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities.- Paleobiology, 1, 238-257.

#### M.W. Wallace (1987):

The role of internal erosion and sedimentation in the formation of Stromatactis mudstones and associated lithologies.- J. Sedim. Petrol., 57 (4), 695-700.

#### J.E. Warme (1977):

Carbonate borers - Their role in reef ecology and preservation.- In S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (éds.): Reefs and related carbonates - ecology and sedimentology, Studies in Geology n°4, Am. Assoc. Petrol. Geol., 261-279.

#### A. Wetzel (1982):

Cyclic and dyscyclic black shale formation.- In Einsele & Seilacher (éd.), Cyclic and Event Stratification. Springer Verlag, 431-455.

#### P. Willenz & W.D. Hartman (1985):

Calcification rate of Ceratoporella Nicholsoni (Porifera: Sclerospongiae): an in situ study with calcein.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (5), 113-118.

#### L.A. Williams (1980):

Community succession in a Devonian patch reef (Onondaga Formation, New York) - Physical and biotic controls.- J. Sedim. Petrol., 50 (4), 1169-1186.

J. L. Wilson (1975): Carbonate facies in geologic history.- Springer Verlag, 471 pp.

S. Winogradsky (1888): Über Eisenbakterien.- Bot. Ztg., 46, 262-270.

P. K. Wong & A. Oldershow (1981): Burial cementation in the Devonian Kaybob reef complex, Alberta, Canada.- J. Sedim. Petrol., 51 (2), 507-520.

#### R.E. Woronick & L.S. Land (1985):

Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formations, South Texas.- In N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): Carbonate Cements, SEPM Sp. Publ., nº36, 265-275.

#### J.L. Wray (1979):

Paleoenvironmental reconstructions using benthic calcareous algae.- Bull. Cent. Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine, 3 (2), 873-879.

#### H.J. Zwart & F. Dornsiepen (1980):

The variscan and pre-Variscan tectonic evolution of central and western Europe; a tentative model. In Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, Ann. Soc. géol. Nord, XCIX (1), 191-202.

# **PLANCHES**

## Planche I

### 406

### PLANCHE I

Photo 1: carrière de Beauchâteau, Senzeille, vue générale. On remarque, dans le coin supérieur gauche, le contact tectonique entre le bioherme "F2i" et les schistes encaissants; la répartition, au centre, des sédiments stratifiés et massifs de la face centrale supérieure est détaillée à la fig. IV.13.

Photo 2: digitation des mudstones verdâtres à spicules d'Eponges (S2) au sein des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). Carrière des Bulants, Neuville, niveau inférieur du bioherme. La photo correspond à la coupe B, fig. IV.17.

Photo 3: interdigitations de calcaires argileux verdâtres à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) et de calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). Carrière de Tiène à l'Gatte, Philippeville, soubassement et niveau inférieur du bioherme. La photo correspond à la base de la coupe, fig. IV.18.

Photo 4: nodule à spicules d'Eponges: lithofaciès des calcaires argileux péribiohermaux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2). Lame TP 13, lumière analysée; Tapoumont, coupe A, fig. IV.15.

Photo 5: Stromatactis régulier - Eponge lamellaire dans des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4). La calcite fibreuse est grise, la calcite granulaire blanche et la dolomite ferrifère orangée. Carrière des Bulants, niveau inférieur du bioherme, cote 18 m de la coupe A, fig. IV.16.

Photo 6: Stromatactis irrégulier complexe dans des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3). Bloc, carrière des Croisettes, Vodecée.

Photo 7: partie d'un Stromatactis montrant la répartition de la sparite fibreuse riche en impuretés et de la sparite granulaire, blanche; la présence de microspar à bioclastes, au centre de la photo, n'est due qu'à une invagination de la paroi du Stromatactis. Remarquer les quelques péloïdes dans la sparite fibreuse, à la base du Stromatactis. Lame BL 15, lumière analysée; Les Bulants, coupe A, fig. IV.16.

Photo 8: fenestra stromatactoïde à sparite granulaire associée à un réseau spiculaire. Le sédiment interne, à la base de la fenestra à gauche, est légèrement plus clair que le sédiment primaire et caractérisé par un néomorphisme plus accentué. Lame HMC 17, lumière analysée; Hautmont, coupe C, fig. IV.22.

Photos 9 & 10: sédiment interne pseudosparitique d'un Stromatactis. L'observation en cathodoluminescence (9) permet de mettre en évidence des spicules qui échappent à l'observation en lumière naturelle (10). Lame BL 15'; Les Bulants, coupe A, fig. IV.16.



## Planche II

#### 408

#### PLANCHE II

Photo 1: wackestone à fenestrae, Crinoïdes, péloïdes, bioclastes (S5). Remarquer la forme irrégulière de la fenestra, liée à l'hétérogénéité du sédiment. Lame TP 44, lumière analysée; Tapoumont, coupe A, fig. IV.15.

Photo 2: microspar laminaire infiltré entre des zones à ciment précoce dans un packstone à bioclastes, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes (S5). Lame SZ 25, lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Echelle, comme photo 1.

Photo 3: encroûtements multiples d'Alveolites et de Stromatopores dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et Stromatopores (S5). Beauchâteau, niveau moyen du bioherme.

Photo 4: encroûtements multiples (Stromatopore, Alveolites, Sphaerocodium) dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et Stromatopores (S5). Lame SZ 35', lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Echelle, comme photo 1.

Photo 5: passée "nébuloïde" grise riche en petits Brachiopodes (centre de la photo) dans des calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis et Stromatopores (S5). Sous le "nébuloïde", on remarque des trains de petits Stromatactis en relais. Carrière des Bulants, niveau moyen, cote 29 m de la coupe A, fig. IV.16.

Photo 6: grainstone à sparite fibreuse: "nébuloïde". En haut à droite, un ossicule et en bas à gauche, un fragment de plaque de Crinoïde. Remarquer la forte densité d'impuretés noires en bandes perpendiculaires à la direction des fibres de la sparite. Lame TP 96, lumière polarisée; Tapoumont, coupe A, fig. IV.15. Echelle, comme photo 1.

Photo 7: packstone à bioclastes de Trelonella et petites fenestrae irrégulières (S7). Lame SZ 22', lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Echelle, comme photo 1.

Photo 8: packstone à Trelonella dissoutes, bioclastes et péloïdes (S7). Lame TP G 2A, lumière analysée; Tapoumont, sommet du bioherme. Echelle, comme photo 1.



## Planche III

#### 410

#### PLANCHE III

Photo 1: fond durci irrégulier (souligné par le tireté) au sommet des boundstones gris massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) qui constituent le coeur du bioherme de Petit-Mont. Le sédiment qui surmonte le fond durci est un floatstone/rudstone rose à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites fenestrae, Stromatopores (S5), contenant des fragments remaniés de calcaire gris. Petit-Mont, cote 55 m sur la coupe B de la fig. VI.11.

Photo 2: bindstone à tapis grumeleux, bioclastes de Coraux, Sphaerocodium (S8). Remarquer le fort néomorphisme de la micrite, caractéristique du lithofaciès. Lame HML 1, lumière analysée; Hautmont, coupe L, fig. IV.26.

Photo 3: bafflestone à Renalcis (noir), thrombolite ("t"), Palaeomicrocodium ("P"), Ostracodes ("O") (S8). Lame SZ 38, lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Le bas de la lame est exceptionnellement à droite; échelle, comme photo 2.

Photo 4: Tapoumont: passage du bioherme "F2j" (à gauche) aux calcaires argileux péri-biohermaux (au centre) et aux schistes fins supra-biohermaux (à droite, sous le muret de pierre). La photo correspond aux cotes 34 à 45 m de la coupe A de la fig. IV.15.

Photo 5: coulée bioclastique (grainstone à Crinoïdes) (S9) sur la flanc du bioherme de Beauchâteau. Remarquer le sommet plan et la base ondulante de l'unité, qui ravine les schistes à Crinoïdes. Cote 2 m de la coupe A, fig. IV.8.

Photo 6: packstone bioclastique mal classé à Crinoïdes (rares Fénestelles, péloïdes, spicules, Cricoconaride) (S9). Lame HMD 7', lumière analysée; Hautmont, coupe D, fig. IV.23. Echelle, comme photo 2.

Photo 7: grainstone bioclastique à Crinoïdes, Fénestelle (à gauche en bas) (à l'extrême droite un Senceliaepora) (S9). Lame SZ 515, lumière analysée; Beauchâteau, coupe A, fig. IV.8. Echelle, comme photo 2.

Photo 8: perforations (flèches) affectant un wackestone-packstone argileux à Brachiopodes et bioclastes. Sommet de la Formation de Lustin. Lame LU 9, lumière analysée; Lustin, fig. IV.39. Echelle, comme photo 2.



## Planche IV

#### 412

#### PLANCHE IV

Photo 1: Bactéries ferro-oxydantes frasniennes: gaines hématitisées de Bactéries du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* et coccoïdes, fossilisés dans une sparite granulaire. Lame mince polie, immersion d'huile, lumière analysée; échantillon RFX, Rochefontaine, niveau moyen du bioherme. La figure VII.6 situe l'échantillon au sein du sédiment interne.

Photo 2: reliques de Bactéries ferro-oxydantes dans la matrice pseudosparitique de "griottes". Lame mince polie, immersion d'huile, lumière analysée; échantillon BL 15, Les Bulants, coupe A, fig. IV.16. Même échelle que photo 1.

**Photo 3**: Bactéries ferro-oxydantes actuelles du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* (ruisseau de la Woluwe, Bruxelles). Coloration au rouge de ruthénium, contraste interférenciel.

Photos 4 & 5: cloques et microstromatolithes hématitiques dans une sparite granulaire ("phase 2") d'un remplissage de fissure. Ph. 4: lumière analysée; ph. 5: cathodoluminescence. Remarquer la forte luminescence des lamines les plus claires en lumière naturelle et la luminescence faible des lamines opaques en lumière naturelle. La flèche situe des filaments de *Sphaerotilus-Leptothrix* passant d'un microstromatolithe à l'autre. Bloc de la carrière des Croisettes.

Photo 6: sédiments internes microsparitiques dans un *Stromatactis* (flèche). Le ciment est de la calcite radiaxiale. Lame CD 20 B, lumière analysée; Fort-Condé, coupe fig. IV.31.

**Photo** 7: encroûtement cryptalgaire (bande sombre) d'une première génération de calcite radiaxiale dans un *Stromatactis*. L'encroûtement est surmonté d'une deuxième génération de calcite radiaxiale, à gauche en bas. Lame SC 12, lumière analysée; Les Wayons, coupe de la fig. IV.20.

**Photo 8**: microrhomboèdres de dolomite dans une calcite radiaxiale. Remarquer l'alignement des rhomboèdres le long des clivages. Echantillon RFX (Rochefontaine, niveau moyen du bioherme), microscope électronique à balayage, échantillon poli et attaque ménagée à l'HCl. Echelle:  $10 \ \mu$ m.

**Photo 9**: microrhomboèdres de dolomite dans une calcite radiaxiale. Echantillon CD 11 (Fort-Condé, coupe de la fig. IV.31), microscope électronique à balayage, échantillon poli et attaque ménagée à l'HCI. Echelle: 10  $\mu$ m.

Photo 10: calcite HMC récente (Plio-Pléistocène) provenant de l'atoll de Mururoa (Polynésie française). Comparer la morphologie de ce ciment avec la calcite radiaxiale de la photo 6. Lame mince, lumière polarisée.



### PLANCHE V

Photos 1 & 2: séquence diagénétique type dans un Stromatactis (bioherme). 1: lumière naturelle; 2: cathodoluminescence; "1": calcite radiaxiale (phase 1), "2": calcite automorphe non luminescente (phase 2), "3": bordure luminescente de la calcite automorphe (phase 3), "4": calcite xénomorphe à luminescence plus terne (phase 4). Lame BL 15, Les Bulants, Photo XII.9.

Photos 3 & 4: séquence diagénétique dans un spicule d'Eponge (bioherme). 3: lumière naturelle; 4: cathodoluminescence. La séquence ne comprend pas de calcite radiaxiale, mais on retrouve les phases "2", "3", et "4". Lame CR 2, bloc de la carrière des Croisettes.

Photos 5 & 6: séquence diagénétique type dans un Stromatactis (bioherme). 5: lumière naturelle; 6: cathodoluminescence; "2": calcite automorphe non luminescente (phase 2), "3": bordure luminescente orange zonée de la calcite automorphe (phase 3), "4": calcite xénomorphe à luminescence rouge (phase 4), "5": dolomite baroque (phase 5), "s": quartz "ll". Remarquer la forte luminescence de la dolomite baroque, liée à la présence d'oxydes de fer démixés. La calcite "2", en haut à doite de la photo a été fortement "digérée" par la calcite "4", qui apparaît également dans le réseau de fissures parcourant les cristaux de calcite automorphe non luminescente ("2"), à gauche de la photo. Lame SC 23, Les Wayons, coupe de la fig. IV.20.

Photos 7 & 8: séquence diagénétique dans un spicule d'Eponge (bioherme). 7: lumière naturelle; 8: cathodoluminescence. Même séquence que photo 4. Remarquer (flèche) la fissure qui nourrit la phase "4" à luminescence terne. Lame TG 32, Tiène à l'Gatte, fig. XII. 12.



## Planche VI

### PLANCHE VI

Photo 1: néomorphisme "en glaive romain" de la micrite dans un wakestone argileux bioclastique à Crinoïdes (S2). Remarquer l'augmentation de l'intensité du néomorphisme à l'approche d'un "joint" de pression-dissolution, vers le haut de la photo. Lame LI 5, lumière analysée, coupe du Lion, fig. IV.36.

Photo 2: néomorphisme de la micrite dans des calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7), exempts d'argiles. "s": sparite. Remarquer le caractère équigranulaire du microspar, comparé à la forme allongée du microspar dans les calcaires argileux (photos 1 & 3). Microscope électronique à balayage, cassure fraîche. Echantillon SZ 14, Beauchâteau, coupe B de la fig. IV.11. Echelle: 100 µm.

Photo 3: néomorphisme de la micrite dans un wackestone argileux bioclastique à Crinoïdes (S2). Cristaux de pseudospar croissant perpendiculairement à un fragment de coquille de Brachiopode (flèche). Microscope électronique à balayage, échantillon poli et attaque ménagée à l'HCL. Echantillon LI 5, coupe du Lion, fig. IV.36. Echelle: 100 µm.

Photo 4: néomorphisme de la micrite dans un wackestone argileux bioclastique (S2). Cristaux de pseudospar croissant perpendiculairement à un fragment de coquille de Brachiopode. Remarquer la forme "en glaive romain". Lame Ll 5, lumière analysée, coupe du Lion, fig. IV.36.



## TABLE DES FIGURES, PLANCHES ET TABLEAUX

Figure II.1: superposition des trois "niveaux" de "récifs" F2d, F2h et F2j au bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 26

Figure II.2: constitution du bioherme "de marbre rouge" de Petit-Mont, à Vodelée: p. 26

Tableau II.1: comparaison d'après Lecompte entre édifices récifaux paléozoïques et actuels: p. 31

Figure II.3: coupe schématique d'un "récif de marbre rouge F2j" du Massif de Philippeville: p. 31

Tableau II.2: évolution historique de quelques idées fondamentales concernant la sédimentologie des biohermes "de marbre rouge": p. 42

Tableau III.1: comparaison de différentes échelles stratigraphiques du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 47

Tableau III.2: échelles stratigraphiques utilisées pour le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Synclinorium de Namur et le Massif de la Vesdre: p. 48

Figure IV.1: carte géologique sommaire du sud de la Belgique: p. 52

Figure IV.2: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 53

Figure IV.3: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans la région de Rochefort: p. 54

Figure IV.4: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans la région de Durbuy: p. 54

Figure IV.5: découpage des biohermes en "niveaux" et "zones" pour deux exemples d'édifices du Massif de Philippeville: p. 56

Figure IV.6: légende générale des colonnes lithologiques: p. 59

Figure IV.7: carrière de Beauchâteau: localisation des coupes A, B, C et D: p. 61

Figure IV.8: bioherme de Beauchâteau: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 62

Figure IV.9: bioherme de Beauchâteau: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 62

Figure IV.10: bioherme de Beauchâteau: coupe C: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 64

Figure IV.11: bioherme de Beauchâteau: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 65

Figure IV.12: déformation synsédimentaire dans des calcaires roses du niveau moyen du bioherme de Beauchâteau: p. 66

Figure IV.13: bioherme de Beauchâteau, coupe B, face centrale supérieure de la carrière: p.

Figure IV.14: état de la carrière de Tapoumont en 1988, après arrêt de l'exploitation. Localisation des coupes A et B: p. 75

Figure IV.15: bioherme de Tapoumont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 69

Figure IV.16: bioherme des Bulants: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 71

Figure IV.17: bioherme des Bulants: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 72

Figure IV.18: bioherme de Tiène à l'Gatte: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 74

Figure IV.19: schéma de situation de la carrière des Wayons, avec localisation de la coupe et de quelques échantillons: p. 75

Figure IV.20: bioherme des Wayons: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 76

Figure IV.21: carrière du Hautmont: (a): plan général, directions, pendages et localisation des coupes A, B, C, D, L et P; (b): coupe de la carrière selon X-Y et localisation de la coupe B: p. 79

Figure IV.22: bioherme du Hautmont: coupe C: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 80

Figure IV.23: bioherme du Hautmont: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 82

Figure IV.24: bioherme du Hautmont: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 85

Figure IV.25: bioherme du Hautmont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 86

Figure IV.26: bioherme du Hautmont: coupe L: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 87

Figure IV.27: bioherme du Hautmont: coupe P: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 88

Figure IV.28: bioherme du Petit-Mont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 90

Figure IV.29: "nouvelle" tranchée de chemin de fer de Neuville: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 93

Figure IV.30: tranchée de chemin de fer de Neuville: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 95 Figure IV.31: bioherme de Fort-Condé: colonne lithologique et données pétrographiques: p. Figure IV.32: affleurement du chemin de fer de Mariembourg: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 98 Figure IV.33: coupe du chemin de fer de Mariembourg; dessin d'après affleurement de la transition schistes à nodules calcaires mal individualisés-schistes fins à "aspect Matagne", à nodules calcaires nettement individualisés: p. 104 Figure IV.34: localisation des carrières A, B, C et D entamant le bioherme de Tiers Cocrai, près de Humain: p. 100 Figure IV.35: carrière de Tiers Cocrai; croquis de la carrière B, localisation de la coupe et des figures V.7 (petit disque) et V.26 (grand disque): p. 100 Figure IV.36: tranchée d'accès sud à la carrière du Lion: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 102 Figure IV.37: nord-est de la carrière du Lion: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 104 pétrographiques: p. 106 Figure IV.39: affleurement de Lustin: colonne lithologique et données pétrographiques: p.

Figure IV.38: sondage 134 E 303 de Chaudfontaine: colonne lithologique et données Figure IV.40: affleurement de Crupet: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 110 Figure IV.41: carrière d'Aisemont: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 111 Figure IV.42: affleurement de Huccorgne: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 113 Tableau V.1: teneur en calcite des principaux lithofaciès, déterminée par manocalcimétrie à volume constant: p. 124 Tableau V.2: appellations traditionnelles, description sommaire, lithofaciès (au sens de ce travail) et répartition de quelques variétés de marbres "F2j": p. 123

Figure V.1: classification morphologique des fenestrae .: p. 124

Figure V.2: exemple de Stromatactis à digitation "régulière": p. 126

Figure V.3: exemple de Stromatactis irrégulier complexe: p. 126

Figure V.4: exemples de Stromatactis lamellaires, simples et complexes: p. 127

Figure V. 5: Stromatactis très irréguliers et trains de petits Stromatactis discordants par rapport à la stratification: p. 128

Figure V.6: divergence angulaire entre bases de Stromatactis dans une lame mince taillée obliquement par rapport à la stratification: p. 128

Figure V.7: Stromatactis en continuité de cimentation avec des fissures verticales à sparite fibreuse: p. 130

Figure V.8: dessin d'après photomosaïque de la face sciée nord de la carrière Saint-Rémy: p. 131

Figure V.9: relations entre taille et abondance des Stromatactis, et importance des "joints" argileux: p. 132

Figure V.10: relations géométriques entre une fenestra stromatactoïde et un réseau spiculaire: p. 136

Figure V.11: relations géométriques entre des Stromatactis, des spicules d'Eponges et des péloïdes: p. 133

Figure V.12: néomorphisme du sédiment interne dans un Stromatactis et dans une fenestra stromatactoïde: p. 135

Figure V.13: structure vermiculaire sous une fenestra: p. 136

Figure V.14: sédiments internes dans un Stromatactis: p. 137

Figure V.15: divers types de sédiments internes dans des Stromatactis: p. 139

Figure V.16: passées de petits Stromatactis "en relais" dans des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 140

Figure V.17: Alveolites et "Phillipsastraea" lamellaires surmontant de la sparite fibreuse. Lithofaciès des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 141

Figure V.18: Alveolites surmontant une fenestra à ciment fibreux et dolomitique. Lithofaciès des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 143

Figure V.19: wackestone à Stromatactis, spicules d'Eponges, Crinoïdes, bioclastes, (S4): p. 144

Figure V.20: packstone bioclastique à Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes, Brachiopodes (S5): p.

Figure V.21: coverstone à Crinoïdes, péloïdes, bioclastes, Stromatopores lamellaires (S5): p. 148

Figure V.22: type particulier de "nébuloïdes": fenestrae irrégulières à ciment fibreux, formant des "passées" décimétriques dans les calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites fenestrae, Stromatopores (S5): p. 150

Figure V.23: bafflestone thrombolitique à Renalcis et Palaeomicrocodium (S8): p. 155

Figure V.24: bindstone à tapis grumeleux, Coraux, *Renalcis* et Crinoïdes (S8): p. 156

Figure V.25: sédiments internes et ciments dans une cavité de croissance d'un bindstone à tapis grumeleux et Corail (S8): p. 162

Figure V.26: zebra et Stromatactis dans des calcaires rouges à Stromatactis et spicules d'Eponges (S3): p. 160

Figure V.27: zebra dans la "griotte" à Stromatactis. A: vue générale; B: détail de A: p. 161

Figure V.28: zebra dans des calcaires rouges à Stromatactis et spicules (S3) affectés par des déformations: p. 162

Figure V.29: zebra développés autour d'un thrombolite (pointillé grossier), dans des calcaires gris à Coraux, stromatopores, tapis laminaires, thrombolites (S8): p. 163

Figure V.30: dyke neptunien dans les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 164

Figure V.31: sill neptunien dans les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 165

Figure V.32: sill neptunien dans les calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4), agrandissement d'une zone de la fig. V.31: p. 166

Figure V.33: masses réniformes de ciment fibreux (en noir, haut de la figure) dans un remplissage de cavité: p. 168

Figure V.34: grainstone à péloïdes et oncolithes (N3): p. 172

Tableau VI.1: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant, avec leur représentation graphique: p. 179

Figure VI.1: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de Tiène à l'Gatte: p. 181

Figure VI.2 colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes des Bulants, de la tranchée de chemin de fer de Neuville ("A" et "B") et de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion. Corrélations lithostratigraphiques entre les coupes de Neuville et des Bulants: p. 182

Figure VI.3: Modèle de monticule micritique du type "Les Bulants", Massif de Philippeville: p. 184

Figure VI.4: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe des Wayons: p. 185

Figure VI.5: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D et P de Hautmont et corrélations lithologiques: p. 186

Figure VI.6: lithofaciès et microfaciès de la coupe de Rochefontaine: p. 201

Figure VI.7: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D de Beauchâteau et corrélations lithologiques: p. 187

Figure VI.8: lithologie, lithofaciès et microfaciès des coupes A et B de Tapoumont: p. 188

Figure VI.9: dessin d'après affleurement de la coupe A de Beauchâteau: p. 190

Figure VI.10: Modèle de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont", Massif de Philippeville: p. 193

Figure VI.11: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A et B de Petit-Mont et corrélations lithologiques: p. 194

Figure VI.12: Corrélation biostratigraphique (Coraux et Conodontes) de plusieurs biohermes du Massif de Philippeville: p. 196

Figure VI.13: proportion relative des lithofaciès pour quelques coupes de biohermes du Massif de Philippeville: p. 198

Figure VI.14: proportion relative des microfaciès au sein de chaque lithofaciès pour les monticules repris à la fig. VI.13 (Massif de Philippeville): p. 200

Figure VI.15: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe du bioherme de Fort-Condé: p. 201

Figure VI.16: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de la carrière de Saint-Rémy: p. 202

Figure VI.17: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de la carrière B de Tiers-Cocrai: p. 202

Figure VI.18: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe du chemin de fer de Mariembourg: p. 203

Figure VI.19: proportion relative des lithofaciès pour quelques coupes de biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 207

Figure VI.20: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine: p. 205

Tableau VI.2: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur, avec leur représentation graphique: p. 207

Figure VI.21: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes de Lustin, Crupet, Aisemont et Huccorgne: p. 208

Figure VI.22: modèles des monticules micritiques du Massif de Philippeville avec la position des coupes: p. p. 210

Figure VII.1: schéma de la croissance des microstromatolithes à partir d'un "voile": p. 215

Figure VII.2: croissance des microstromatolithes à partir d'encroûtements pariétaux de cavité: p. 216

Figure VII.3: endostromatolithe dans une fissure verticale affectant des calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 217

Figure VII.4: reconstitution schématique de la croissance dans une cavité, de "voiles" et "cloques" (a), microstromatolithes (b & c), et de sparite fibreuse dans les espaces délimités par les "voiles" et microstromatolithes (c): p. 215

Figure VII.5: Eponge à remplissage complexe dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits Stromatactis, Stromatopores (S5): p. 219

Figure VII.6: lame mince dans le remplissage de cavité de la fig. VII.5: feutrage de filaments hématitiques: p. 219

Figure VII.7 A: filaments hématitiques dans une fissure affectant des wackestones rouges à Crinoïdes, spicules, bioclastes (S4): p. 221

Figure VII.7 B: détail de la figure VII.7 A: filaments carbonatés concrétionnés, formés d'une suite de "cellules" ovoïdes: p. 221

Figure VII.8: analyse par microsonde d'une gaine de Ferrobactérie frasnienne (A) et d'une gaine de Bactérie du groupe Sphaerotilus-Leptothrix (B): p. 226

Figure VII.9: colonne lithologique de la coupe B de Hautmont, avec les résultats d'analyses par fluorescence X (roche totale) pour le fer, le silicium, l'aluminium, le magnésium et le manganèse: p. 231

Figure VII. 10: répartition des colorations dans les biohermes du Massif de Philippeville: p.

Figure VIII.1: répartition verticale et horizontale des taxa algaires par rapport à un monticule du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville: p. 307

Tableau IX.1: correspondance théorique entre types de séquence dans les monticules et en milieu extra-biohermal: p. 249

Figure IX.1: corrélations séquostratigraphiques entre les coupes du Massif de Philippeville: p. 251

Figure IX.2: A: corrélations séquostratigraphiques entre la coupe de Petit-Mont, le sondage de Chaudfontaine et les coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur. B: corrélations séquostratigraphiques entre la coupe B de Neuville et les coupes du bord sud du Synclinorium de Dinant, rangées d'ouest en est: p. 253

Tableau X.1: récapitulation des principales hypothèses invoquées dans la formation des Stromatactis: p. 277

Figure X.1: Stromatactis réguliers, en fait des Eponges lamellaires, évoluant latéralement à des Stromatactis irréguliers. Calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 272

Figure X.2: Stromatactis régulier hémisphérique à digitation marquée, résultant de l'altération morphologique d'une Eponge: p. 274

Figure X.3: reconstitution schématique des étapes du remplissage du Stromatactis figuré à la fig. V.14: p. 276

Figure X.4: mécanismes à l'origine de la formation de Stromatactis dans un sédiment homogène (A) et de la formation de *fenestrae* allongées sous des organismes lamellaires (B): p. 277

Figure X.5: évolution des cavités du sédiment dans les calcaires à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p; 279

Figure X.6: évolution d'une cavité du sédiment dans les calcaires à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 280

Figure X.7: Stromatactis complexes ("S") et fenestrae à sparite fibreuse ("f") sous de minces (quelques mm) Alveolites lamellaires. Calcaires rouges à Stromatactis, Coraux, Crinoïdes (S4) de la "griotte supérieure" de Hautmont: p. 281

Figure X.8: diversité de la faune et de la flore suivant le lithofaciès: p. 292

Figure X.9: bloc-diagramme schématique d'une portion de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont", au niveau de deux constructions thrombolitiques à Renalcis et Palaeomicrocodium (S8): p. 292

Tableau X.2: rôle sédimentologique des organismes les plus fréquents dans les monticules micritiques "F2j" en fonction de leur groupe trophique: p. 293

Figure X.3: tempestite calcaire isolée dans des schistes fins (S1) en milieu péri-biohermal: p. 296

Figure XI.1: principales différences morphologiques, dynamiques et sédimentologiques entre "rampe" et "plate-forme asymétrique": p. 306

Figure XI.2: variations eustatiques, taux de variation eustatique, subsidence, taux de subsidence et taux de variation relative du niveau marin: modèle théorique: p. 306

Figure XI.3: courbe de variation relative du niveau marin pour la partie supérieure du Frasnien: p. 309

Figure XI.4: reconstitution schématique de la rampe carbonatée de la partie supérieure du Frasnien dans une région couvrant le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Massif de Philippeville et le bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 310

Figure XI.5: modèle théorique de variation de la géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès en fonction du taux d'accrétion biohermal et du taux de variation du niveau marin relatif: p. 317

Figure XII.1: zonation des impuretés dans un Stromatactis complexe à digitation peu marquée: p. 329

Figure XII.2: répartition des inclusions dans une fenestra à ciment fibreux et "en lames": p. 348

Figure XII.3: Stromatactis, réseau de fractures et "joints" argileux, vus en lumière naturelle et montrant les relations géométriques des différentes structures: p. 331

Figure XII.4: dolomitisation d'un sédiment interne microsparitique: p. 333

Figure XII.5: séquence diagénétique-type dans un Stromatactis et dans un spicule d'Eponge: p. 336

Figure XII.6: relations géométriques entre fenestrae (montrant les phases 2-3-4 de cimentation), "joints" argileux et fractures contenant de la dolomite ferrifère: p. 337

Figure XII.7: relations géométriques entre un Stromatactis, des fractures et des "joints" argileux: p. 338

Figure XII.8: relations géométriques entre un Stromatactis et deux types de fractures: p. 339

Figure XII.9: colonne lithologique de la coupe D du bioherme de Hautmont et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 340

Figure XII.10: colonne lithologique de la coupe A du bioherme des Bulants et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 341

Figure XII.11: colonne lithologique de la coupe A du bioherme de Petit-Mont et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 342

Figure XII.12: colonne lithologique du bioherme de Tiène à l'Gatte et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 343

Figure XII.13: colonne lithologique du bioherme de Fort-Condé et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 343

Figure XII.14: reliques de cristaux fibreux et en lames autour de Fénestelles: p. 346

Figure XII.15: Répartition de la dolomite ferrifère dans un grainstone à oncoïdes de la formation d'Aisemont: p. 346

Figure XII.16: fenestra à ciment de dolomite ferrifère. A: lumière naturelle; B: cathodoluminescence: p. 347

Figure XII.17: schéma synthétique des séquences diagénétiques-types suivant la nature du corps sédimentaire: p. 348

Tableau XII.1: analyses à la microsonde des ciments des échantillons RFX 1 & 2 (Rochefontaine): p. 350

Tableau XII.2: analyses à la microsonde des ciments et de la matrice des échantillons CR 1, CR 5 (Les Croisettes), BL 15 (Les Bulants) et LU 28 (Lustin): p. 350

Figure XII.18: représentation graphique des teneurs en FeO et MnO des calcites granulaires de monticules micritiques (analyse microsonde): p. 351

Figure XII.19: corrélation entre teneurs en FeO et MnO pour des sparites ferrifères à luminescence terne (4^e phase) des monticules. Analyses à la microsonde: p. 351

Tableau XII.3: analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène d'échantillons provenant des monticules de Petit-Mont, Hautmont, Tiers Cocrai, Saint-Rémy, Beauchâteau, les Maquettes, Les Wayons, Saint-Martin et Maudoux-Mousty: p. 354

Figure XII.20: représentation graphique des teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments ("1", "2", "4" et "5") des monticules micritiques: p. 354

Figure XII.21: composition isotopique en carbone et oxygène de la sparite granulaire de Lustin ("BN"), comparée à la sparite non luminescente ("2") et à la sparite à luminescence terne ("4") des monticules micritiques: p. 357

Figure XII.22: composition isotopique en carbone et oxygène de la matrice des monticules micritiques ("m") comparée à celle de la sparite non luminescente ("2") et de la sparite ferrifère à luminescence terne ("4"): p. 357

Figure XII.23: diagramme de corrélation binaire entre la composition isotopique en oxygène (A) et en carbone (B) de la matrice et de la sparite ferrifère ("4") des monticules micritiques: p. 358

Figure XII.24: chronologie relative des "événements" diagénétiques: p. 364

Figure XIII.1: modèles de monticules du type "Les Bulants (en bas à droite) et "les Wayons-Hautmont" (en haut à gauche) dans le Massif de Philippeville: p. 368

## ANNEXE I

### LOCALISATION, DESCRIPTION SUCCINTE DES CARRIERES ET REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Je donne successivement pour chaque carrière:

- le numéro correspondant à sa localisation sur les figures IV.2, IV.3 et IV.4;

- la commune (avant fusion), les coordonnées Lambert et le n° de la carte IGNB 1/25 OOO;

- une description sommaire (les parenthèses signifiant que la description est reprise de la littérature) et l'état actuel de la carrière;

- les principales références bibliographiques;

- pour les carrières non décrites dans le chapitre IV et ayant fait l'objet d'un échantillonnage, la liste des échantillons.

1) <u>La Redoute</u>, Cerfontaine; IGNB 57/3-4, X: 152,550 Y: 95,150. (Griotte inf. et Royal); (en dressant); actuellement comblée. Dumon, 1979, 1982.

2) <u>Carr. Gorgimont</u>, Soumoy; IGNB 57/3-4, X: 156,075 Y: 97,475. (Griotte inf., Royal); subhorizontale; très petite, pas de parois sciées. Dumon, 1979, 1982.

3) Carr. Beauchâteau, Senzeille; IGNB 57/3-4, X: 158,300 Y: 94,300.

Royal, Gris; subhorizontale; grandes parois sciées, accessible à plusieurs niveaux. Gosselet, 1888; Delhaye, 1908; Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupes); Coen-Aubert, 1974b; Cornet, 1975 (description); Coen, Coen-Aubert et Cornet, 1976 (coupe); Tsien, 1977b (coupe + planches), Dumon, 1979; Tsien, 1980 (coupe); Tsien et coll., 1980 (coupe); Dumon, 1982; Tourneur, 1982 (coupe); Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Reijers, 1984 (planches); Tsien, 1984 (coupe + planches); Bultinck et coll., 1988 (coupe); Casier, 1988 (coupe); Monty et Van Laer, 1988 (coupe); Préat et Boulvain, 1988 (coupes); Van Laer, 1988 (coupe).

4) <u>Les Valisettes</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 159,175 Y: 94,925. (Griotte inf.); (subhorizontale); guelques pointements. Dumon, 1979, 1982.

5) Carr. Tapoumont, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 159,600 Y: 94,675.

Royal, Gris; subhorizontale; grandes parois sciées, actuellement en exploitation intermittente par la SA Gauthier-Wincqz, de Soignies (depuis 1985). Bayet, 1869 (non publié); Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupe); Dumon, 1979, 1982; Boulvain et coll., 1987. 6) Carr. des Bulants, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 159,775 Y: 95,625.

Griotte inf., Royal; en dressant, dir. E-W, pend. 80° S; grandes parois sciées, dalle horizontale. Dumon, 1929; Lecompte, 1959b; Van Winkel, 1964 (coupe); Coen, Coen-Aubert et Cornet, 1976; Tsien, 1977b (coupe); Dumon, 1979; 1982; Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Tsien, 1984; Préat et Boulvain, 1988 (coupe); Boulvain, 1989 b (coupe).

7) <u>Carr. Maudoux-Mousty</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,175 Y: 95,300. Royal, Griotte sup.; subhorizontale; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs niveaux; actuellement en exploitation par la SA "Les Carrières de Marbre de Neuville". Dupont, 1882; Dumon, 1929, 1979, 1982.

8) <u>Carr. Balle W</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,225 Y: 94,875. (Subhorizontale); actuellement sous eau. Dumon, 1929, 1979, 1982.

9) <u>Carr. Balle E</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,350 Y: 94,775. (Royal, Griotte sup.); en dressant dir. SW-NE; presque comblée. Dumon, 1929, 1979, 1982.

10) <u>Carr. du Tiène aux Mouchons</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,500 Y: 95,375. (Royal); (subhorizontale); comblée. Dumon, 1929, 1979, 1982.

11) <u>Carr. du Tiène Baudet</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,575 Y: 95,050. (Royal); (subhorizontale); totalement exploitée. Dumon, 1979, 1982.

12) <u>Carr. du Bosquet de Samart</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 161,650 Y: 94,850. Griotte inf., Royal, Gris; en dressant, dir. E-W; parois sciées, actuellement inondée, 3 m visibles. Dumon, 1929, 1979, 1982. BS1.

13) <u>Carr. du Bosquet de Neuville</u>, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 161,625 Y: 95,900.
(Griotte inf., Royal); dir. E-W, pend. S 70°; reste quelques pointements. Dumon, 1929, 1979, 1982.

14) <u>Carr. Questiau</u>, Philippeville; IGNB 58/1-2, X: 162,650 Y: 97,425. En dressant, dir. E-W; parois sciées, actuellement inondée. Dumon, 1979, 1982.

15) <u>Carr. du Bois Côroi</u>, Philippeville; IGNB 58/1-2, X: 162,925 Y: 96,375. (Griotte inf., Royal); en dressant, dir. E-W, sommet vers le S; partiellement remblayée, broussailles. Dumon, 1979, 1982.

16) <u>Carr. du Tiène à l'Gatte</u>, Philippeville; IGNB 58/1-2, X: 163,650 Y: 96,625. Griotte inf., Royal; en dressant, dir. E-W, sommet vers le S; entamée en périphérie + surfaces sciées. Dumon, 1929, 1979, 1982; Boulvain, 1989 b (coupe).

17) <u>Carr. Temerimpré</u>, Philippeville; IGNB 53/5-6, X: 164,300 Y: 98,400. Griotte inf.; en dressant, dir. E-W, sommet au N. Harroy, 1910; Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupe), Dumon, 1979, 1982.

18) ?, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 164,500 Y: 95,175. En dressant, dir. E-W, sommet vers le S; actuellement ne subsiste que quelques pointements. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.

19) ?, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 164,850 Y: 95,375. En dressant, dir. E-W, sommet vers le N; actuellement ne subsiste que quelques pointements. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.

20) <u>Carr. Magloire</u>, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 164,975 Y: 94,625. Griotte inf.; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, avec 4-5 m visibles. Dumon, 1929, 1979, 1982, Dumon et coll., 1954 (coupe). 21) <u>Carr. du Bois-des-Corbeaux</u>, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 165,250 Y: 95,700. (Griotte inf.), Royal; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, avec 5-10 m visibles. Dumon, 1929, 1979, 1982,.

22) Carr. du Wez Charnois ou Tienne Maquet, Sart-en-Fagne; IGNB 58/1-2, X: 166,125 Y: 94,850.

Royal; quelques escarpements, beaucoup de végétation. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982. WC1.

23) <u>Carr. Biernonri</u>, Vodecée; IGNB 58/1-2, X: 164,750 Y: 96,875. Griotte inf., Royal; dir. E-W, pend. 40° N; actuellement inondée, mais 10 m de parois visibles; Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1937 (coupe); Dumon et coll., 1954 (coupe);

24) <u>Carr. Grand Fond</u>, Vodecée; IGNB 58/1-2, X: 165,000 Y: 96,975. Griotte inf., Royal; dir. E-W, pend. 50° N; actuellement inondée, beaucoup de végétation. Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1954, 1959 (coupes);

25) <u>Carr. des Maquettes</u>, Villers-le Gambon; IGNB 58/1-2, X: 165,650 Y: 97,150. Royal; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, mais quelques m visibles; nombreux blocs sciés sur le chantier. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Dumon et coll., 1954 (coupes); Thonnard, 1964 (coupe).

26) <u>Carr. des Croisettes</u>, Vodecée; IGNB 58/1-2, X: 164,625 Y: 98,150. Griotte inf., Royal; subhorizontale; parois sciées, mais inondée depuis peu; nombreux blocs sciés visibles sur le chantier. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1954, 1959 (coupes), 1959b, 1963a; Tsien, 1977a, b, 1980 (planches), 1984; Tsien et coll., 1980; Mouravieff et Tsien, 1983; Monty et Van Laer, 1988; Van Laer, 1988 (planches).

27) ?, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 166,825 Y: 95,575. Pointements. Dumon, 1979, 1982.

28) <u>Carr. des Wayons</u>, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 166,800 Y: 96,250. Griotte inf., Royal; dir. ENE-WSW, pend. 60° S; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs niveaux. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe); Pedrosa da Silva Lopes, 1988 (coupe).

29) ?, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 167,175 Y: 96,425. Griotte inf., Royal; pointements. Dumon, 1979, 1982.

30) <u>Carr. Moulignat</u>, Villers-le-Gambon; IGNB 58/1-2, X: 166,900 Y: 97,200. Royal; dir E-W, pend. 60° N; actuellement, sert de dépôt de bois; une parois encore accessible. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe).

31) <u>Carr. Madame</u>, Merlemont; IGNB 58/1-2, "Est": X: 168,000 Y: 96,525; "Ouest": X: 167,750 Y: 96,525.

Griotte inf., Royal; subhorizontale. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1937; Thonnard, 1964 (coupe)

32) ?, Villers-le-Gambon; pointements. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.

33) <u>Carr. Malplaquet</u>, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 168,400 Y: 95,850. Royal, Gris; en dressant, dir. E-W, pend. 70° N, renversée. Cauchy, 1825; Dupont, 1881; Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe).

34) ?, Franchimont; IGNB 58/1-2, X: 168,575 Y: 96,750. Pointements. Dumon, 1979, 1982. 35) Carr. Roches-Fontaines ou Rocfontaines, Franchimont; IGNB 58/1-2, X: 169,450 Y: 96,925.

Royal; dir. SSW-NNE, pend. 60° W; grandes parois sciées; inondée depuis peu; scierie et nombreux blocs visibles sur le chantier. Cauchy, 1825; Harroy, 1910; Delhaye, 1913; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe); Tsien, 1977a.

36) Carr. Collard, Surice; IGNB 58/1-2, X: 171,325 Y: 96,300. Royal; en dressant, dir. E-W, pend. S; il ne reste que quelques blocs. Dumon, 1979, 1982.

37) Carr. des Couloutes, Surice; IGNB 58/1-2, X: 172,550 Y: 96,475. En dressant, dir. SW-NE, sommet au SE; il ne reste que quelques pointements. Dumon, 1929, 1979, 1982.

38) ?, Romedenne; IGNB 58/1-2, X: 173,425 Y: 95,525. (Griotte inf.); en dressant, dir. E-W, sommet au S; quelques pointements. Dumon, 1979, 1982.

39) Carr. du Hautmont, Vodelée; IGNB 58/1-2, X: 175,200 Y: 95,000. Royal, Gris, Griotte sup.; dir. WNW-ESE, pend. 45° S; en cours d'exploitation par la SA Carrières de Sprimont; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs niveaux. Cauchy. 1825: Dupont, 1882a; Dumon, 1929, 1932 (coupe), 1957 (nombreuses coupes et planches), 1979, 1982; Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Tsien, 1984 (coupe et planche); Terroir, 1987 (coupe); Casier, 1987 (coupe); Mamet et Boulvain, 1988; Boulvain, 1989 b (coupe).

40) Carr. du Petit-Mont, Vodelée; IGNB 58/1-2, X: 175,625 Y: 95,000. Griotte inf., Royal, Gris, (Griotte sup.); dir. NW-SE, pend. 70° SW; grandes parois sciées, actuellement inondée, mais plus de 20 m de parois émergent. Cauchy, 1825; Dupont, 1882a; Gosselet, 1888 (coupe); Harroy, 1910 (coupe); Dumon, 1929, 1932, 1936, 1957 (nombreuses coupes et planches), 1964 (idem), 1979, 1982; Delhaye, 1932; Dumon et coll., 1954 (coupe); Coen, Coen-Aubert et Cornet, 1976 (coupe); Boulvain, 1989 b (coupe).

41) Carr. Falgeotte, Soulme; IGNB 58/1-2, X: 175,750 Y: 96,825. Royal, Griotte. Quelques parois sciées, dalles horizontales. Actuellement inondée. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.

42) Carr. Saint-Gobiet, Soulme; IGNB 58/1-2, X: 176,300 Y: 97,800. En dressant, dir. E-W, sommet au S; il ne reste que quelques blocs. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.

43) Carr. Richemont, Soulme; IGNB 58/1-2, X: 177,075 Y: 97,550. Royal, Gris?; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, mais 15 m de parois sont accessibles à plusieurs niveaux. Cauchy, 1825; Dumon, 1929, 1932 (coupe), 1979, 1982. RM 1 □4.

44) Carr. Herman, Gochenée; IGNB 58/3-4, X: 178,375 Y: 96,300. (Griotte inf.), Royal; subhorizontale; actuellement inondée; quelques m de parois accessibles. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.

45) Carr. Luçon, Gochenée; IGNB 58/3-4, X: 178,425 Y: 96,075. (Griotte inf.), Royal; en dressant, dir. E-W, sommet au N; peu de parois sciées, beaucoup de végétation. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.

46) ?, Agimont; IGNB 58/3-4, X: 179,525 Y: 95,575. Royal, Griotte sup.; subhorizontale; petite, non inondée, quelques m sciés. Dumon, 1964, 1979, 1982.

47) sous le Château d'Agimont; IGNB 58/3-4, X: 180,025 Y: 94,825, (Griotte inf.), Royal; subhorizontale; quelques pointements. Gosselet, 1881, 1888; Dumon, 1979, 1982.

48) ?, Agimont; IGNB 58/3-4, X: 181,300 Y: 94,950. subhorizontale; pointements. Dumon, 1929, 1979, 1982.

49) Carr. Février ou Rasquin, Heer; IGNB 58/3-4, X: 183,075 Y: 94,925. (Griotte inf.), Royal; subhorizontale; pointements. Cauchy, 1825; Gosselet, 1881, 1888 (coupe); Dupont, 1882a; Dumon, 1929, 1979, 1982.

50) Fort-Condé, Givet;

Griotte inf.; en dressant, dir. E-W, sommet au N; pas de parois sciées. Gosselet, 1881; Lecompte, 1959b; Dumon, 1979, 1982; Tourneur, 1982 (coupe); Tsien, 1984; Boulvain, 1989 b (coupe).

51) "Bas du Village", Rance; IGNB 57/1-2, X: 142,875 Y: 92,325. (Royal); emplacement du Musée du Marbre. Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980; Biron et coll., 1983.

52) Carr. Ghislain, Rance: IGNB 57/1-2, X: 143,875 Y: 92,000. (Royal); subhorizontale; pointements. Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980; Biron et coll., 1983.

53) Carr. Fosset, Rance; IGNB 57/1-2, X: 144,725 Y: 92,225. (Royal, Griotte sup.); actuellement inondée, 1 à 2 m de parois visibles. Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980 (coupe); Biron et coll., 1983.

54) Carr. à Rocs, Rance; IGNB 57/1-2, X: 145,100 Y: 92,200. (Royal, Griotte sup.); actuellement inondée. Delhaye, 1908; Dumon et coll., 1954; Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980 (coupe); Biron et coll., 1983.

55) Carr. La Quercinelle, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,450 Y: 93,075. (Griotte inf., Royal); subhorizontale; exploitée totalement. Dumon, 1979, 1982.

56) ?, Roly; IGNB 58/1-2, X: 164,075 Y: 92,750. Pointements. Dupont, 1882a; Dumon, 1979, 1982.

57) ?, Villers-en Fagne; IGNB 58/1-2, X: 165,350 Y: 92,750. Sous l'église du village. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.

58) Les Sottenières, Frasnes; IGNB 57/7-8, X: 160,100 Y: 85.700. Royal; pointements. Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1979, 1982.

59) NE de la Carr. du Lion. Frasnes: IGNB 57/7-8. X: 160.650 Y: 84.650. Affleure sur quelques m. Maillieux, 1913a.

60) "Premier" Terniat, Frasnes et Nismes; IGNB 57/7-8, X: 161,500 Y: 85,550. Subhorizontal?; mamelon d'une quinzaine de m de puissance pour un diamètre de 100 m; pointements. Gosselet, 1888; Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1929. MB2/ 1 25.

61) "Deuxième" Terniat, Frasnes et Nismes; IGNB 57/7-8, X: 161,750 Y: 85,775. Subhorizontal?; mamelon d'une quinzaine de m de puissance pour un diamètre de 100 m; quelques bancs. Gosselet, 1888; Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1929. MB3/ 1 4.

62) "Troisième" Terniat, Frasnes et Nismes; IGNB 58/5-6, X: 162,175 Y: 86,050. Subhorizontal?; mamelon d'une quinzaine de m de puissance pour un diamètre de 100 m; quelques bancs. Gosselet, 1888; Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1929. MB4/1 4.

63) Affleurement de la tranchée de chemin de fer de Mariembourg; IGNB 58/5-6, X: 162,600 Y: 86,075.

dir. E-W, pend. 45° S. Maillieux, 1914 (coupe).

VIII

## II. ANALYSES ISOTOPIQUES DE CALCAIRES FRASNIENS

Tous les résultats sont exprimés en 0/00.

Le nom des échantillons comprend les abréviations suivantes indiquant l'origine:

<u>Monticules</u>: PM: Petit-Mont, TC: Tiers Cocrai, HM: Hautmont, SR: Saint-Rémy, SM: Saint-Martin, MQ: Les Maquettes, SC: Les Wayons, MM: Maudoux-Mousty, SZ: Beauchâteau. Bord nord du Synclinorium de Dinant: LU: Lustin, CU: Crupet.

Ensuite, après une lettre ou un numéro indiquant la localisation sur les coupes (X=bloc au sol), figure un symbole indiquant la phase de cimentation:

1: ciment radiaxial, 1^e phase; 2: calcite automorphe non luminescente: 2^e phase; 4: calcite xénomorphe ferrifère à luminescence terne, 4^e phase; 5: dolomite ferrifère, 5^e phase; m: matrice; D: dolomite ferrifère, au bord nord du Synclinorium de Dinant; C: calcite, au bord nord du Synclinorium de Dinant.

Ech.	$\delta^{13}$ C(PDB)	2σ	$\delta^{18}O(PDB)$	2σ
PMX-5	+1,601	0,070	-8,944	0,078
PMX-m	+0,713	0,038	-11,863	0,078
PMX-1	+1,079	0,018	-10,262	0,078
PMX-2	+1,996	0,142	-7,408	0,310
PM60-5	+0,417	0,062	-8,788	0,072
PM60-m	+0,959	0,046	-9,783	0,090
	+0,953	0,042	-9,778	0,060
PM60-2	+1,965	0,056	-8,704	0,058
TC4-1	+0,713	0,048	-8,538	0,078
TC4-m	+0,844	0,042	-12,364	0,080
TC4-5	-0,991	0,052	-11,518	0,110
TC4-4	-0,673	0,0 <b>3</b> 4	-12,907	0,068
HMX1-5	-3,867	0,040	-5,103	0,096
HMX1-1	+4,163	0,062	-7,342	0,066
HMX1-2	+3,318	0,046	-7,716	0,070
HMX1-4	+3,127	0,054	-10,737	0,072
	+3,248	0,046	-10,454	0,076
HMX2-1	+3,518	0,054	-8,807	0,090
HMX2-2	+3,015	0,062	-7,461	0,122
	+3,006	0,060	-7,503	0,078
HMX2-4	+3,453	0,030	-10,183	0,094
	+3,479	0,052	-10,182	0,074

Ech.	$\delta^{13}$ C(PDB)	2σ	δ ¹⁸ O(PDB)	2σ
HMX2-m	+3 973	0.070	-10 295	0 116
SR8-2	+3,885	0.048	-8 604	0.108
SR8-4	+0,598	0.042	-11 706	0 100
SR6-m	+0,828	0,050	-12,410	0.046
SR6-1	+0.819	0.040	-7.977	0.080
SC13-m	+1.026	0.050	-8,415	0.072
SC13-1	+0.751	0.036	-7.067	0.066
	+0.768	0.024	-6.957	0.120
SC38-2	+1,117	0.070	-7.364	0.086
SC38-4	+1.320	0.060	-8.917	0.058
MOX8-m	+1.768	0.046	-9.299	0.060
MQX8-1	+3,099	0,046	-7,185	0.098
MQX8-2	+4,700	0,046	-6.837	0.076
MQX8-4	+1,992	0,106	-11,077	0.204
SM1-4	+1,597	0,022	-12,169	0.072
SM1-m	+3,003	0,020	-13,722	0,022
	+2,982	0,021	-13,690	0,034
MQX6-4	+2,143	0,035	-12,327	0,033
MQX6-m	+1,285	0,015	-8,563	0,029
PMX1-4	+0,808	0,039	-10,330	0,050
PMX1-m	+0,739	0,020	-12,367	0,026
	+0,828	0,012	-12,143	0,034
MMX-4	+1,674	0,034	-10,223	0,066
MMX-m	+1,389	0,035	-7,625	0,053
SZ210-4	+3,519	0,024	-11,769	0,062
SZ210-m	+4,270	0,036	-9,543	0,075
LU28-D & LU30	+4,302	0,144	-6,890	0,198
CU5-C	+4,786	0,150	-8,330	0,250

Analyses effectuées par E. Keppens (Vrije Universiteit Brussel) sur un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E. Les échantillons ont été dissous au H3PO4 100% sous vide. Deux séries de dix analyses ont été réalisées pour chacun des échantillons sur le CO₂ récupéré.