Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon

Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional

Christian Gaillard

Citer ce document / Cite this document :

Gaillard Christian. Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. In: Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon, n°90, 1983. Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. pp. 3-515;

https://www.persee.fr/doc/geoly_0750-6635_1983_mon_90_1_1729

Fichier pdf généré le 12/11/2020

creative commons

Abstract

After the stratigraphic study of R. ENAY (1966), this work is the first paleoecological approach concerning the french Jura mountains Oxfordian. It specially deals in sponge buildups which characterize this stage and this region.

The first part specifies the sedimentary context well known as an outer shelf receiving thin calcareo-argillaceous sediments in a quiet environment. The nature, facies distribution and origin of these sediments are studied. Then, a stratonomic analysis concerning stratification, bank texture and sequences attempts to specify the sedimentary flow into the studied basin. Many observations influence questions about the sedimentation mechanism of micritic muds. Derived essentially from the inner shelf, they appear as spilling down to outer shelf with various modalities, but sometimes brutally.

The second part deals with sponge bioherms of the Middle (Transversarium zone) and Upper (Bimammatum zone) Oxfordian. These are calcareous lenticular masses, not very high, growing up with the rhythm of the surrounding calcareo-argillaceous sedimentation. Three major constituants are identified : 1 siliceous sponges (hexactinellids and lithistids), 2 stromatolitic crusts (Cyanobacteria) growing up from the sponges upward turned side, and 3 micritic matrix similar to contemporaneous lateral sediment. Bioherm construction results from a combined action of sponges which form rigid structures allowing sediment trapping and attachment of organisms, and stromatolitic crusts which bind and consolidate the whole. This biosedimentary balance has been possible only on the outer platform edge and with a regular slow alternating sedimentation regime which characterizes a precise stage of the jurassian basin evolution. An inventory of all principal organisms living in or around bioherm is proposed. Their relations, which occasionnally can be analysed with many details, allow us to ask about the corresponding ecosystem. The very definite biocoenosis seems to characterize the circalittoral stage and evokes the "biocoenose coralligene" of some modern sea bottoms. In spite of a certain originality, jurassian sponge bioherms resemble those of Germany, Poland and Romania with which they form a quasi-continuous girdle along the northern Tethys edge. With a morphology well known during geologic time, these bioherms are characterized by an original association of builders only found in Upper Jurassic deposits. The french Jura mountains appear as a very interesting place for their study.

The third part concerns various benthic life aspects. These have been observed outside of the strict sponge bioherm environment but allow us to specify the general biological context. So, the progressive filling-up of the studied basin by progradation of inner origin sediments is accompanied by a succession of communities, the significance of which is discussed. In addition to these distribution problems concerning all the principal microorganisms and macroorganisms, are also considered biosedimentary interactions problems (burrowing and biologic incrustations).

Lastly, the paleogeographic synthesis which serves as the conclusion, although remaining very similar to that of R. ENAY (1966) also brings some refinements and raises some new questions.

Résumé

Prolongement direct du travail essentiellement stratigraphique de R. ENAY (1966), cette étude constitue une première approche paléoécologique de l'Oxfordien de la moitié sud du Jura français. Elle est toutefois très nettement axée sur les problèmes relatifs aux bioconstructions à spongiaires qui caractérisent cet étage et cette région.

La première partie dresse le cadre sédimentaire général de l'étude qui, comme cela est classiquement admis, est celui d'une plate-forme externe soumise essentiellement à une sédimentation argilo-carbonatée fine. La nature, la répartition et l'origine des sédiments sont d'abord précisées. Une analyse stratonomique où sont abordés les problèmes de stratification, de structure interne des bancs et d'organisation séquentielle tente ensuite de préciser le régime sédimentaire du bassin étudié. De nombreuses observations conduisent à s'interroger sur le mécanisme de mise en place des boues micritiques qui, élaborées en grande partie en plate-forme interne, semblent se répandre selon des modalités sans doute très variables, sur la plate-forme externe.

La deuxième partie est consacrée aux biohermes à spongiaires connus dans l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium) et dans l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum). Ce sont des masses calcaires plus ou moins lenticulaires, de faible élévation et se développant au rythme de la sédimentation calcaréo-marneuse ambiante. Trois constituants principaux y sont d'abord mis en évidence : des

(cyanobactéries) développés à partir de la surface supérieure de ces éponges et une matrice micritique identique à celle du sédiment latéral contemporain. Il est ensuite démontré que la construction est assurée par l'action conjuguée des éponges qui forment des structures rigides favorables à la rétention du sédiment et à l'implantation de la vie fixée, et des encroûtements stromatolithiques qui assurent la liaison et la cohésion de l'ensemble. Il apparaît que cet équilibre bio-sédimentaire ne s'est réalisé et maintenu qu'en bordure de plate-forme externe, sous un régime alternant très régulièrement rythmé caractérisant une étape bien précise de l'évolution sédimentaire du bassin jurassien. L'inventaire de toutes les principales formes de vie qui se développent dans ou autour des biohermes est proposé. Les relations des organismes qui, dans certains cas, peuvent être analysées avec beaucoup de précision, permettent de s'interroger sur le fonctionnement de l'écosystème correspondant. La biocoenose ainsi définie semble caractériser l'étage circalittoral et présente certaines analogies avec la biocoenose "coralligène" des fonds actuels. Bien qu'ayant une certaine originalité, les biohermes à spongiaires jurassiens sont très comparables à ceux d'Allemagne, de Pologne et de Roumanie avec lesquels ils forment une guirlande quasi-continue bordant le Nord de la Téthys. D'une morphologie banale et connue tout au long des temps géologiques, ces biohermes sont caractérisés par une association d'organismes constructeurs originale et limitée au Jurassique supérieur. Le Jura français constitue certainement un terrain privilégié pour leur étude.
La troisième partie concerne divers aspects de la vie benthique se manifestant hors du cadre strict des biohermes à spongiaires mais permettant de mieux préciser le contexte biologique dans lequel ils s'insèrent. Ainsi, le comblement progressif du bassin étudié par progradation de sédiments d'origine plus interne s'accompagne d'une succession de peuplements dont la signification est discutée. À côté de ces problèmes de répartition où sont pris en compte tous les principaux microorganismes et macroorganismes, sont abordés les autres problèmes d'interactions biosédimentaires (bioturbation et encroûtements biologiques).
Enfin, la synthèse paléogéographique qui sert de conclusion, tout en restant très fidèle à celle proposée par R. ENAY (1966), apporte quelques précisions mais soulève aussi quelques problèmes nouveaux.

BY: $ = creative commons

LES BIOHERMES A SPONGIAIRES ET LEUR ENVIRONNEMENT DANS L'OXFORDIEN DU JURA MÉRIDIONAL

par

Christian GAILLARD

Persée creative commons

Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 90, 1983, 515 p., 187 fig., 42 pl.

Adresse de l'auteur : C. Gaillard, "Centre de Paléontologic stratigraphique et Paléo-écologie", Laboratoire associé au CNRS n° 11, Université Claude-Bernard (Lyon I), 27-43 boulevard du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, France.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 13
Résumé 15
Abstract 17

INTRODUCTION 19
I - Le cadre général de l'étude 19
1. Le cadre géographique 19
2. Le cadre stratigraphique 19
II - L'état actuel des connaissances 22
III - Le but et la méthode 24
IV - Remarques préliminaires 26

Première Partie : **LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE** . . . 27

A – Les apports terrigènes 28
I - L'argile 28
1. Généralités 28
2. Evolution de la sédimentation argileuse 29
3. Conclusion 31
II - Le quartz et les niveaux silteux 32
1. Les bancs silteux 32
a - Microfaciès 32
b - Litage 34
c - Figures sédimentaires de base de banc 36
- Figures liées à la morphologie du fond avant la mise en place du banc. 36
- Figures liées directement au mécanisme de la mise en place du banc . 37
d - Figures sédimentaires de sommet de banc 38
- Rides de courant 38
- Figures de bioturbation 39
e - Hypothèse génétique 39
2. Les lits silteux 42
a - Les lentilles silteuses des niveaux marneux 42
b - Les passées détritiques des bancs calcaires 43
III - L'origine des apports terrigènes 44
B – Le matériel thalassogène 48
I - La matrice micritique 48
1. Etude pétrographique 48
2. Premières considérations sur l'origine de la micrite 49
II - Les grains carbonatés 50
1. Les pellets 50
a - La micrite "hétérogène" 50

b - Les différents types de pellets 50
- Les pelotes fécales 51
- Les pelletoïdes 52
- Les peloïdes 52
- Les pseudopellets 52
c - Nouvelles considérations sur l'origine de la micrite 53
2. Les grains cortiqués 54
a - Les ooïdes 54
- Oolithes radiaires 54
- Oolithes micritiques 54
- Oolithes sparitiques et oolithes ferrugineuses 55
b - Les oncoïdes 55
- Les oncolithes 55
- Les oncoïdes à nubéculaires 56
3. Les autres grains carbonatés 56
a - Les intraclastes 56
b - Les fossiles 56
c - Les tubéroïdes 58
d - Les particules micritisées 58
e - Les microcoprolithes 58
4. Répartition générale des grains carbonatés 58
III - Les autres constituants 58
1. Constituants carbonatés 58
a - La sparite 58
b - La dolomite 60
2. Constituants non carbonatés 60
a - La pyrite 60
b - La glauconie 61
c - Le gypse et/ou l'anhydrite 62
IV - Les principaux microfaciès 63
C — Les bancs calcaires 65
I - Stratification 65
1. Le passage aux interbancs 65
2. L'extension horizontale 66
3. Quelques aspects particuliers de la stratification 67
a - Biseautage de bancs 67
b - Stratification ondulée 69
c - Stratification sphéritique 71
II - Litage et texture 72
1. Texture mudstone 72
2. Texture wackestone à packstone 72
3. Texture grainstone 75
4. Répartition des différents types de textures 78
a - Répartition dans la série 78
b - Répartition dans le bassin 79
III - Conclusion 81
D — Les rythmes sédimentaires 82
I - Les rythmes élémentaires 82
1. L'alternance marne/calcaire 82
a - Caractères généraux 82
b -Observations relatives à la nature des argiles 84
c - Observations relatives à la nature et à l'abondance des fossiles 84
- Microfossiles minéraux 84
- Microfossiles organiques 85
d - Conclusion 88
2. Les séquences simples en régime alternant 90
II - Les rythmes complexes 90
1. Les séquences mineures 90

a - Les séquences positives 92
b - Les séquences négatives 92
c - Le cas de la barre inférieure des Calcaires lités 92
- Caractéristiques des bancs de base 94
- Caractéristiques des bancs de la masse principale 96
- Interprétation 96
- Autres séquences comparables 98
2. Les séquences majeures 102
a - La mégaséquence du Jurassique supérieur 102
b - Les deux séquences majeures de l'Oxfordien 103
- La séquence inférieure 103
- La séquence supérieure 104
3. Conclusion 106

E – Le mécanisme général de la sédimentation 107

I - Le problème de l'allochtonie du matériel calcaire 107

II - Les grandes aires d'élaboration du matériel 108
1. Aire(s) d'élaboration du matériel terrigène 108
2. Aire(s) d'élaboration du matériel carbonaté 109

III - Les grandes aires de sédimentation 109
1. Aires de stockage 109
2. Aires de transit 109
3. Aires d'épandage 111

IV - Les aires protégées 111

Deuxième Partie : **LES BIOHERMES A SPONGIAIRES** . 113

A – La morphologie et la structure des biohermes 115

I - Approche morphologique et typologique 115
1. Les biohermes élémentaires 115
2. Les biohermes complexes 116
a - Grands traits architecturaux 116
b - Principaux types morphologiques 120
c - Dimensions 120
3. Morphologie initiale et déformations 121
a - Compaction dans les séries encaissantes 121
b - Réduction de volume des masses construites 122
c - Discussion et conclusion 122
4. Les caractéristiques morphologiques essentielles des biohermes à spongiaires . 122

II - Les éléments essentiels du faciès construit 123
1. La matrice 123
2. Les éponges 123
3. Les encroûtements calcaires 124
a - Caractères généraux 124
b - Polarité 125
c - Caractères morphologiques 126
- Principaux types morphologiques 126
- Relations entre la morphologie de l'encroûtement et son développement vertical 129
- Relations entre la morphologie de l'encroûtement et celle de son support 130
d - Structure interne 130
- L'observation de surfaces polies 130
- L'observation de lames minces 131
- L'observation en microscopie électronique 132
e - Interprétation 132
f - Typologie 134

III - L'organisation interne de la masse construite 134
1. La séquence élémentaire 134
a - Définition et caractères de la séquence 134
b - Importance relative des différents termes de la séquence 136

2. Le rôle des principaux constituants 137
a - Le rôle des éponges 137
b - Le rôle des encroûtements stromatolithiques 138
c - Le rôle du sédiment micritique 138
3. La séquence générale 139
a - Différenciation de la zone basale 139
b - Différenciation de la zone sommitale 140
c - Conclusion 140

B – Les biohermes dans leur cadre sédimentaire 141

I - L'environnement immédiat des biohermes 141
1. Le passage latéral aux formations stratifiées 141
a - Variations d'épaisseur 141
b - Variations calcimétriques 141
c - Variations de faciès 142
2. Le faciès grumeleux à spongiaires 143
a - Définition d'un niveau-type 143
b - Description du faciès 144
c - Interprétation du faciès 144
d - Rapports avec le faciès construit à spongiaires 145
3. Le faciès tubéroïdique 146
a - Définition du terme de tubéroïde 146
b - Description des tubéroïdes 146
c - Interprétation du faciès 148
d - Rapports avec le faciès grumeleux à spongiaires 148

II - La place des biohermes dans la séquence sédimentaire 149
1. Les biohermes dans la séquence inférieure 150
a - Stratigraphie des Couches de Birmensdorf 150
b - Les bioconstructions dans les Couches de Birmensdorf 154
c - Les grands traits de la sédimentation 156
2. Les biohermes dans la séquence supérieure 160
a - Stratigraphie de l'ensemble calcaire inférieur des Calcaires lités dans l'Ile Crémieu 160
b - Les bioconstructions dans l'ensemble calcaire inférieur des Calcaires lités dans l'Ile Crémieu. 162
3. Conclusion 165

III - La situation des bioconstructions dans le bassin 165
1. Les Couches de Birmensdorf et leurs formations latérales 165
a - Variations latérales de faciès au sein des Couches de Birmensdorf . 166
- En direction externe 166
- En direction interne 166
b - Les formations latérales aux Couches de Birmensdorf 168
- Les Calcaires siliceux 168
- Les Calcaires hydrauliques 170
- Interprétation sédimentologique 172
- Essai de corrélation détaillée des Couches de Birmensdorf avec leurs formations latérales 173
c - Situation des Couches de Birmensdorf dans le bassin 175
2. Les niveaux à biohermes des Calcaires lités et leurs équivalents latéraux . 176
a - Variations au sein des niveaux à biohermes 176
b - Les niveaux latéraux et le problème de leur corrélation 177
3. Conclusion 178

C – La vie dans les biohermes à spongiaires. 179

I - Les spongiaires 179
1. Aspect paléontologique. 179
a - Introduction 179
b - Les hexactinellides 180
c - Les lithistides 189
d - Conclusion 194
2. Aspect paléoécologique 195
a - Le problème de la colonisation des fonds vaseux 195
b - La variété des types morphologiques et les problèmes de croissance. 196
c - La répartition et la position des éponges. 198

II - La vie sur les spongiaires 201
1. Les observations fondamentales 202
2. Les organismes encroûtants 202
a - Les organismes de la face inférieure 202
b - Les organismes de la face supérieure 206
c - L'évolution des peuplements 206
- L'évolution dans le temps 206
- L'évolution dans l'espace 208
3. Les modalités de la colonisation 208
a - Le problème de la polarité des peuplements 208
b - Le problème de l'état du substrat 208
c - Le problème de l'occupation de l'espace disponible 211

III - La vie dans les spongiaires 212
1. Inventaire des principaux organismes 212
a - Foraminifères à test hyalin 213
b - Foraminifères à test agglutiné 213
2. Commensalisme ou installation post-mortem ? 213

IV - La vie autour des spongiaires 215
1. Avant-propos 215
2. Composition des peuplements liés aux spongiaires 215
a - La microfaune 215
- Les foraminifères 215
- Les ostracodes 220
-Les autres microfossiles 220
b - La macrofaune 220
- Les céphalopodes 220
- Les bivalves 226
- Les gastéropodes 226
- Les brachiopodes 226
- Les échinodermes 226
- Les autres fossiles 226
3. Variations des peuplements liés aux spongiaires 228
a - Variations dans le temps 228
b - Variations dans l'espace 231

V - La biocoenose des fonds à spongiaires siliceux 233
1. Relations trophiques 233
a - Les principaux groupes trophiques 233
b - Le réseau trophique 235
2. Distribution spatiale 237
a - Le benthos endobionte 237
b - Le benthos épibionte 237
c - Le necton 238
3. Modalités d'installation et de disparition de la biocoenose 238

D – Le milieu des biohermes à spongiaires 242

I - Les facteurs biotiques 242

II - Les facteurs abiotiques 242
1. Les facteurs non agissants 242
a - La salinité 243
b - L'oxygénation 243
c - La température 243
2. Les facteurs agissants 245
a - Hydrodynamisme 245
b - Eclairement 245
c - Turbidité 245
d - Taux de sédimentation 246
e - Nature du sédiment 246

III - La situation géographique 246
1. La profondeur 246
2. L'éloignement du littoral 249

IV - Conclusion 249

E – L'histoire des biohermes à spongiaires 252
I - Les étapes de la vie des biohermes 252
1. La période d'installation 252
2. La période de croissance 252
3. La période d'"agonie" 255
a - L'excès de sédimentation 255
b - L'arrêt de sédimentation 255
4. Conclusion 257
II - La diagenèse du calcaire construit 257
1. La diagenèse des croûtes stromatolithiques 257
2. La fossilisation des éponges 257
a - Phénomènes synsédimentaires 258
b - Phénomènes post-sédimentaires 258
3. Les cristallisations tardives 261
a - La dolomitisation 261
b - Les autres cristallisations 261
4. Conclusion 262
F – Etude comparative avec d'autres bioconstructions 263
I - Bioconstructions du Jurassique supérieur 263
1. Biohermes à spongiaires du Jurassique supérieur d'Allemagne 263
a - Aperçu stratigraphique 263
- Les biohermes à spongiaires de Souabe 264
- Les biohermes à spongiaires de Franconie 264
b - Hypothèses génétiques 264
- Les premières observations 264
- L'hypothèse "physique" 265
- L'hypothèse "chimique" 265
- L'hypothèse "biologique" 266
- Les essais d'attribution paléontologique 266
- Les autres contributions et l'interprétation actuelle 267
c - Comparaison avec les biohermes du Jura français 270
2. Autres biohermes et formations à spongiaires du Jurassique supérieur français 270
a - L'Yonne 270
b - Le Berry 271
c - Le Poitou 271
d - Les Pyrénées 271
e - La Provence 272
f - Les Arcs de Nice et de Castellane 272
g - La bordure cévenole 272
h - Le Bas-Vivarais 272
i - Le Bassin Dauphinois 273
j - Conclusion 275
3. Autres biohermes et formations à spongiaires du Jurassique supérieur d'Europe 275
a - La Roumanie 276
b - La Pologne 277
c - La Suisse 278
d - L'Espagne 278
e - Conclusion 278
II - Bioconstructions fossiles d'âge différent 278
1. Cambrien inférieur 279
2. Ordovicien inférieur 279
3. Dévonien supérieur 280
4. Carbonifère supérieur 281
5. Lias inférieur 281
6. Jurassique moyen 281
7. Conclusion 282
III - Bioconstructions actuelles 282
1. Les biohermes à spongiaires des Bahamas 282
2. Les associations spongiaires-algues encroûtantes en Méditerranée 282

3. Les lithodermes du Détroit de Floride 282
4. Le modèle des récifs de Jamaïque 283
IV - Conclusion 285

G – Conclusion 286

Troisième Partie : **QUELQUES ASPECTS DE LA VIE** 289

A – La bioturbation et les traces fossiles 290
I - Les structures de bioturbation 290
1. Au sein des bancs 290
a - Interruptions ou déformations de lamines 290
b - Mélanges de sédiments différents 291
c - Répartition particullère des débris 292
d - Stratification noduleuse 292
e - Concrétions calcaires 292
2. En surface de banc 292
II - Les traces fossiles 292
1. Les terriers 293
a - Inventaire et interprétation 293
b - Terriers et bathymétrie 299
c - Terriers et taux de sédimentation 300
2. Les perforations 303
a - Perforations de bivalves lithophages 303
b - Perforations filiformes 303
c - Perforations de cirripèdes 303
d - Microperforations diverses 303
e - *PODICHNUS* BROMLEY et SURLYK, 1973 304
3. Les traces de locomotion 304
4. Les coprolithes 305

B – Les encroûtements biologiques 306
I - Le faciès oncoïdique à nubéculaires 306
1. Historique 306
2. Les concrétions grumeleuses 307
a - Morphologie 307
b - Structure 307
3. La faune associée 308
4. Interprétation 308
5. Répartition dans le bassin 309
II - Le faciès oncolithique 311
III - La signification générale des encroûtements oxfordiens 311
1. Les relations entre les différents types d'encroûtements 311
2. L'évolution générale des encroûtements dans le bassin 313

C – Répartition et signification des principaux microorganismes benthiques 315
I - Les foraminifères 315
1. Les foraminifères à test agglutiné 315
2. Les foraminifères à test porcelané 316
3. Les foraminifères à test hyalin 319
4. Conclusion 321
II - Les ostracodes 322
1. Inventaire et répartition 322
2. Conclusion 324
III - Considérations générales sur la microfaune 325

D – Répartition et signification des principaux macroorganismes benthiques 334
I - Les spongiaires 334

1. Les éponges siliceuses 334
a- Les hexactinellides 334
b- Les démosponges 335
2. Les éponges calcaires 336
3. Conclusion 337
II - Les bivalves 339
1. Les bivalves et la colonisation du fond 339
2. La répartition des bivalves 344
III - Les brachiopodes 346
1. Les brachiopodes et la colonisation du fond 347
2. La répartition des brachiopodes 348
III - Les échinodermes 352
1. Echinides 352
2. Crinoïdes 353
3. Holothuries 354
4. Ophiures 356
5. Stellérides 358
IV - Autres organismes benthiques 358
1. Algues 358
2. Madréporaires 358
3. Bryozoaires 359
4. Serpules 359
5. Gastéropodes 359

CONCLUSION GÉNÉRALE 361

I - Dernières mises au point 364
1. Le problème de corrélations 364
2. Le problème des épaisseurs 365
II - L'histoire de la séquence inférieure 365
1. Les principaux évènements 365
2. Conclusion 375
III - L'histoire de la séquence supérieure 376
1. Les principaux évènements 376
2. Conclusion 378

Références bibliographiques 381
Table des figures 403
Index général 413
Index des affleurements 423
Planches 431

AVANT - PROPOS

Ces remerciements sont adressés très sincèrement à tous ceux qui ont permis la réalisation de ce travail.

Monsieur R. ENAY m'accueillit dans son équipe et fut mon directeur de recherche. Je le remercie tout particulièrement pour le sujet de thèse qu'il me proposa et l'honneur qu'il me fit d'axer mes recherches dans le prolongement direct de ses propres travaux. Son expérience et sa profonde connaissance du Jura et de l'Oxfordien me furent d'un grand secours.

Monsieur L. DAVID m'offrit un poste d'assistant au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Lyon lorsqu'il en avait la responsabilité. Directeur du laboratoire associé au CNRS n° 11, il permit la subvention de mes recherches. Je lui suis très reconnaissant non seulement pour cette marque de confiance et cette aide matérielle, mais aussi pour les encouragements et les conseils qu'il me prodigua tout au long de ce travail.

Monsieur P. COTILLON me proposa de travailler avec son équipe sur les problèmes de sédimentation alternante ce qui fut la source de découvertes et de discussions passionnantes. Je le remercie vivement d'avoir bien voulu critiquer cette étude.

En étudiant ses écrits, puis en collaborant, j'ai pu apprécier la méthode rigoureuse avec laquelle J. C. GALL aborde la paléoécologie. Elle fut pour moi un modèle.

Parmi les géologues travaillant sur le Mésozoïque, J. PHILIP a toujours montré un grand intérêt pour les problèmes liés aux bioconstructions. Je lui suis reconnaissant d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je suis enfin très heureux de compter, parmi les membres du jury, Monsieur J. VACELET dont les travaux sur les spongiaires actuels font autorité. Sa présence témoigne du lien essentiel qui doit unir la biologie marine et la paléoécologie.

Travaillant, avec mon collègue et ami P. BERNIER sur deux sujets voisins, nous avons eu des discussions fréquentes et enrichissantes. Je le remercie très sincèrement pour son aide morale et intellectuelle toujours très efficace.

Mes remerciements s'adressent également à tous les paléontologues qui ont bien voulu déterminer mon matériel :

A. BOULLIER pour les brachiopodes

B. CLAVEL pour les échinides

B. COURTINAT pour les dinoflagellés

P. DONZE pour les ostracodes

B. WALTER pour les bryozoaires.

L. LAGNEAU-HERENGER m'a initié aux méthodes d'étude des spongiaires siliceux et O. MACSOTAY m'a fait profiter de son expérience sur les bivalves.

Grâce aux activités du GROUPE FRANCAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE et de l'ASSOCIATION DES SEDIMENTOLOGISTES FRANCAIS, dont je remercie les responsables et les membres actifs, j'ai pu approfondir ma connaissance du Jurassique et des phénomènes sédimentaires.

Je remercie D. BARBE et C. UBERTY pour la dactylographie, A. DUIVON et A. ARMAND pour la mise au net de la plupart des dessins et tableaux.

Enfin que tous les autres chercheurs et techniciens du Département des Sciences de la Terre de Lyon non cités mais qui, directement ou indirectement m'ont apporté leur aide, soient assurés de ma profonde reconnaissance.

Pour l'impression de ce travail dans les "Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon", je remercie tout particulièrement R. BALLESIO, rédacteur de la revue, C. CHEVALIER qui a aimablement assuré la relecture du texte définitif et M. LE HEGARAT qui s'est chargée du tirage des illustrations et de la mise en forme finale.

RÉSUMÉ

Prolongement direct du travail essentiellement stratigraphique de R. ENAY (1966), cette étude constitue une première approche paléoécologique de l'Oxfordien de la moitié sud du Jura français. Elle est toutefois très nettement axée sur les problèmes relatifs aux bioconstructions à spongiaires qui caractérisent cet étage et cette région.

La première partie dresse le cadre sédimentaire général de l'étude qui, comme cela est classiquement admis, est celui d'une plate-forme externe soumise essentiellement à une sédimentation argilo-carbonatée fine. La nature, la répartition et l'origine des sédiments sont d'abord précisées. Une analyse stratonomique où sont abordés les problèmes de stratification, de structure interne des bancs et d'organisation séquentielle tente ensuite de préciser le régime sédimentaire du bassin étudié. De nombreuses observations conduisent à s'interroger sur le mécanisme de mise en place des boues micritiques qui, élaborées en grande partie en plate-forme interne, semblent se répandre selon des modalités sans doute très variables, sur la plate-forme externe.

La deuxième partie est consacrée aux biohermes à spongiaires connus dans l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium) et dans l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum). Ce sont des masses calcaires plus ou moins lenticulaires, de faible élévation et se développant au rythme de la sédimentation calcaréo-marneuse ambiante. Trois constituants principaux y sont d'abord mis en évidence : des éponges siliceuses (hexactinellides et lithistides), des encroûtements stromatolithiques (cyanobactéries) développés à partir de la surface supérieure de ces éponges et une matrice micritique identique à celle du sédiment latéral contemporain. Il est ensuite démontré que la construction est assurée par l'action conjuguée des éponges qui forment des structures rigides favorables à la rétention du sédiment et à l'implantation de la vie fixée, et des encroûtements stromatolithiques qui assurent la liaison et la cohésion de l'ensemble. Il apparaît que cet équilibre bio-sédimentaire ne s'est réalisé et maintenu qu'en bordure de plate-forme externe, sous un régime alternant très régulièrement rythmé caractérisant une étape bien précise de l'évolution sédimentaire du bassin jurassien. L'inventaire de toutes les principales formes de vie qui se développent dans ou autour des biohermes est proposé. Les relations des organismes qui, dans certains cas, peuvent être analysées avec beaucoup de précision, permettent de s'interroger sur le fonctionnement de l'écosystème correspondant. La biocoenose ainsi définie semble caractériser l'étage circalittoral et présente certaines analogies avec la biocoenose "coralligène" des fonds actuels. Bien qu'ayant une certaine originalité, les biohermes à spongiaires jurassiens sont très comparables à ceux d'Allemagne, de Pologne et de Roumanie avec lesquels ils forment une guirlande quasi-continue bordant le Nord de la Téthys. D'une morphologie banale et connue tout au long des temps géologiques, ces biohermes sont caractérisés par une association d'organismes constructeurs originale et limitée au Jurassique supérieur. Le Jura français constitue certainement un terrain privilégié pour leur étude.

La troisième partie concerne divers aspects de la vie benthique se manifestant hors du cadre strict des biohermes à spongiaires mais permettant de mieux préciser le contexte biologique dans lequel ils s'insèrent. Ainsi, le comblement progressif du bassin étudié par progradation de sédiments d'origine plus interne s'accompagne d'une succession de peuplements dont la signification est discutée. A côté de ces problèmes de répartition où sont pris en compte tous les principaux microorganismes et macroorganismes, sont abordés les autres problèmes d'interactions biosédimentaires (bioturbation et encroûtements biologiques).

Enfin, la synthèse paléogéographique qui sert de conclusion, tout en restant très fidèle à celle proposée par R. ENAY (1966), apporte quelques précisions mais soulève aussi quelques problèmes nouveaux.

ABSTRACT

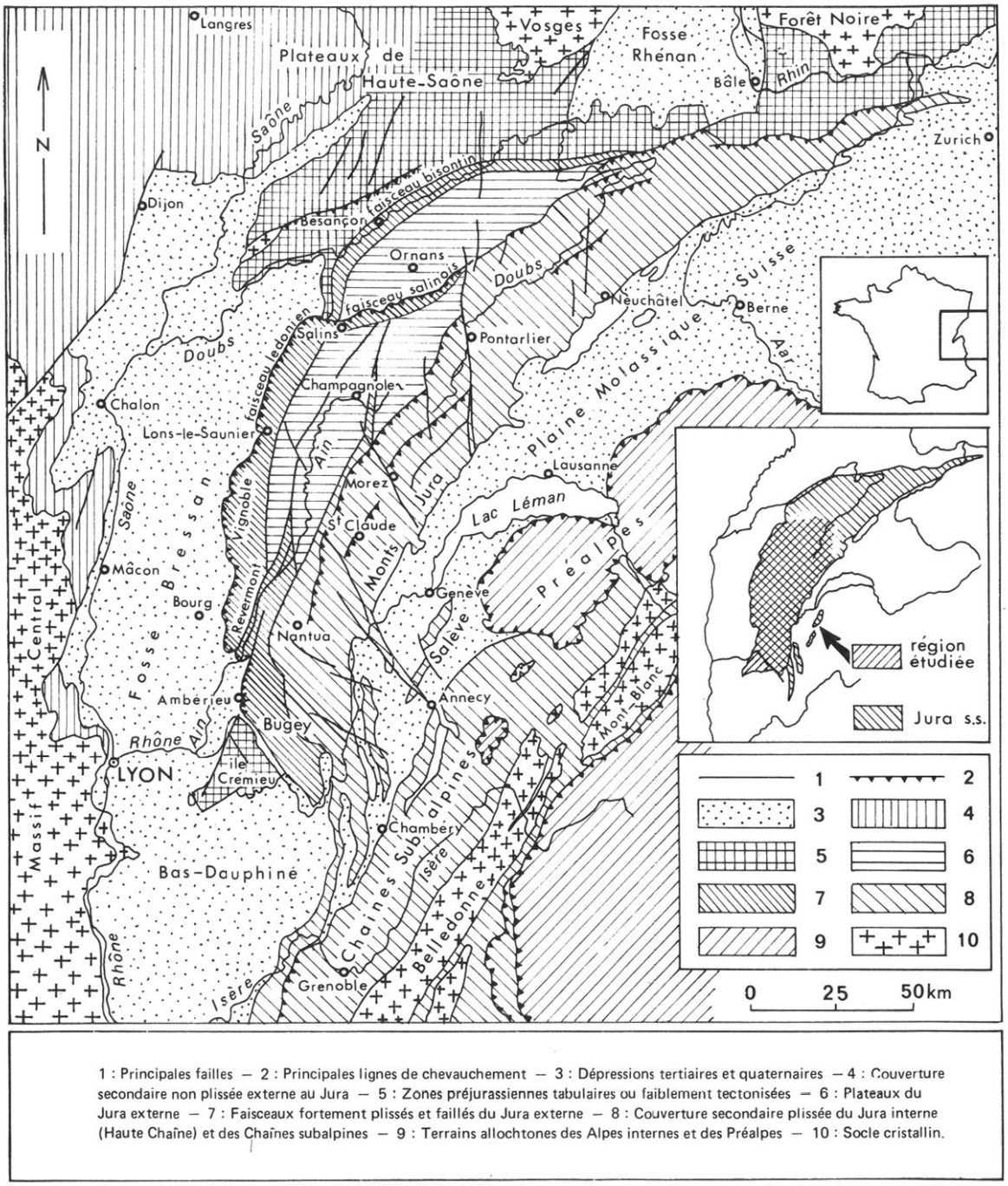
After the stratigraphic study of R. ENAY (1966), this work is the first paleoecological approach concerning the french Jura mountains Oxfordian. It specially deals in sponge buildups which characterize this stage and this region.

The first part specifies the sedimentary context well known as an outer shelf receiving thin calcareo-argillaceous sediments in a quiet environment. The nature, facies distribution and origin of these sediments are studied. Then, a stratonomic analysis concerning stratification, bank texture and sequences attempts to specify the sedimentary flow into the studied basin. Many observations influence questions about the sedimentation mechanism of micritic muds. Derived essentially from the inner shelf, they appear as spilling down to outer shelf with various modalities, but sometimes brutally.

The second part deals with sponge bioherms of the Middle (Transversarium zone) and Upper (Bimammatum zone) Oxfordian. These are calcareous lenticular masses, not very high, growing up with the rhythm of the surrounding calcareo-argillaceous sedimentation. Three major constituants are identified : 1 siliceous sponges (hexactinellids and lithistids), 2 stromatolitic crusts (Cyanobacteria) growing up from the sponges upward turned side, and 3 micritic matrix similar to contemporaneous lateral sediment. Bioherm construction results from a combined action of sponges which form rigid structures allowing sediment trapping and attachment of organisms, and stromatolitic crusts which bind and consolidate the whole. This biosedimentary balance has been possible only on the outer platform edge and with a regular slow alternating sedimentation regime which characterizes a precise stage of the jurassian basin evolution. An inventory of all principal organisms living in or around bioherm is proposed. Their relations, which occasionnally can be analysed with many details, allow us to ask about the corresponding ecosystem. The very definite biocoenosis seems to characterize the circalittoral stage and evokes the "biocoenose coralligene" of some modern sea bottoms. In spite of a certain originality, jurassian sponge bioherms resemble those of Germany, Poland and Romania with which they form a quasi-continuous girdle along the northern Tethys edge. With a morphology well known during geologic time, these bioherms are characterized by an original association of builders only found in Upper Jurassic deposits. The french Jura mountains appear as a very interesting place for their study.

The third part concerns various benthic life aspects. These have been observed outside of the strict sponge bioherm environment but allow us to specify the general biological context. So, the progressive filling-up of the studied basin by progradation of inner origin sediments is accompanied by a succession of communities, the significance of which is discussed. In addition to these distribution problems concerning all the principal microorganisms and macroorganisms, are also considered biosedimentary interractions problems (burrowing and biologic incrustations).

Lastly, the paleogeographic synthesis which serves as the conclusion, although remaining very similar to that of R. ENAY (1966) also brings some refinements and raises some new questions.



1 : Principales failles — 2 : Principales lignes de chevauchement — 3 : Dépressions tertiaires et quaternaires — 4 : Couverture secondaire non plissée externe au Jura — 5 : Zones préjurassiennes tabulaires ou faiblement tectonisées — 6 : Plateaux du Jura externe — 7 : Faisceaux fortement plissés et faillés du Jura externe — 8 : Couverture secondaire plissée du Jura interne (Haute Chaîne) et des Chaînes subalpines — 9 : Terrains allochtones des Alpes internes et des Préalpes — 10 : Socle cristallin.

Fig. 1 – **Carte géologique simplifiée du Jura avec délimitation de la région étudiée** (modifiée d'après Trumpy, 1980).

INTRODUCTION

I - LE CADRE GENERAL DE L'ETUDE

1) Le cadre géographique

La région étudiée correspond approximativement à la moitié sud de la Chaîne du Jura. Sa définition géographique ne pose donc pas de problème majeur. Cette chaîne, constituée essentiellement par des terrains mésozoïques, est en effet, dans sa partie méridionale, caractérisée par un relief bien tranché presque totalement ceinturé par des dépressions à remplissages cénozoïques. La région étudiée est ainsi limitée :

- à l'Est par les plateaux molassiques suisse et savoisien ;
- au Sud par le plateau du Bas Dauphiné ;
- à l'Ouest par la plaine de l'Est lyonnais, la Dombes et la Bresse.

La limite nord ne correspond évidemment pas à une frontière naturelle aussi nette. Elle est définie par le faisceau salinois et le décrochement de Pontarlier. Elle se justifie par le fait qu'elle correspond, durant l'Oxfordien et dans sa partie occidentale, à la zone de passage entre les faciès franc-comtois de type plate-forme carbonatée et les faciès argoviens de type bassin subsident.

Pour la description géographique plus complète du domaine ainsi délimité et notamment pour la définition des régions naturelles qui le constituent, on se reportera au travail de R. ENAY (1966).

La figure 1 place la région étudiée dans son contexte géologique, la figure 2 en détaille la géographie et la figure 3 situe les principaux gisements cités dans le texte.

2) Le cadre stratigraphique

Cette étude ne sort pas du cadre de l'étage Oxfordien. Elle est particulièrement axée sur l'Oxfordien moyen et supérieur où se situent les niveaux à spongiaires. Les biohermes à spongiaires se concentrent dans deux formations bien datées et repérées au niveau de la zone d'ammonites.

- les Couches de Birmensdorf (Zone à Transversarium) ;
- les Calcaires lités (Zone à Bimammatum).

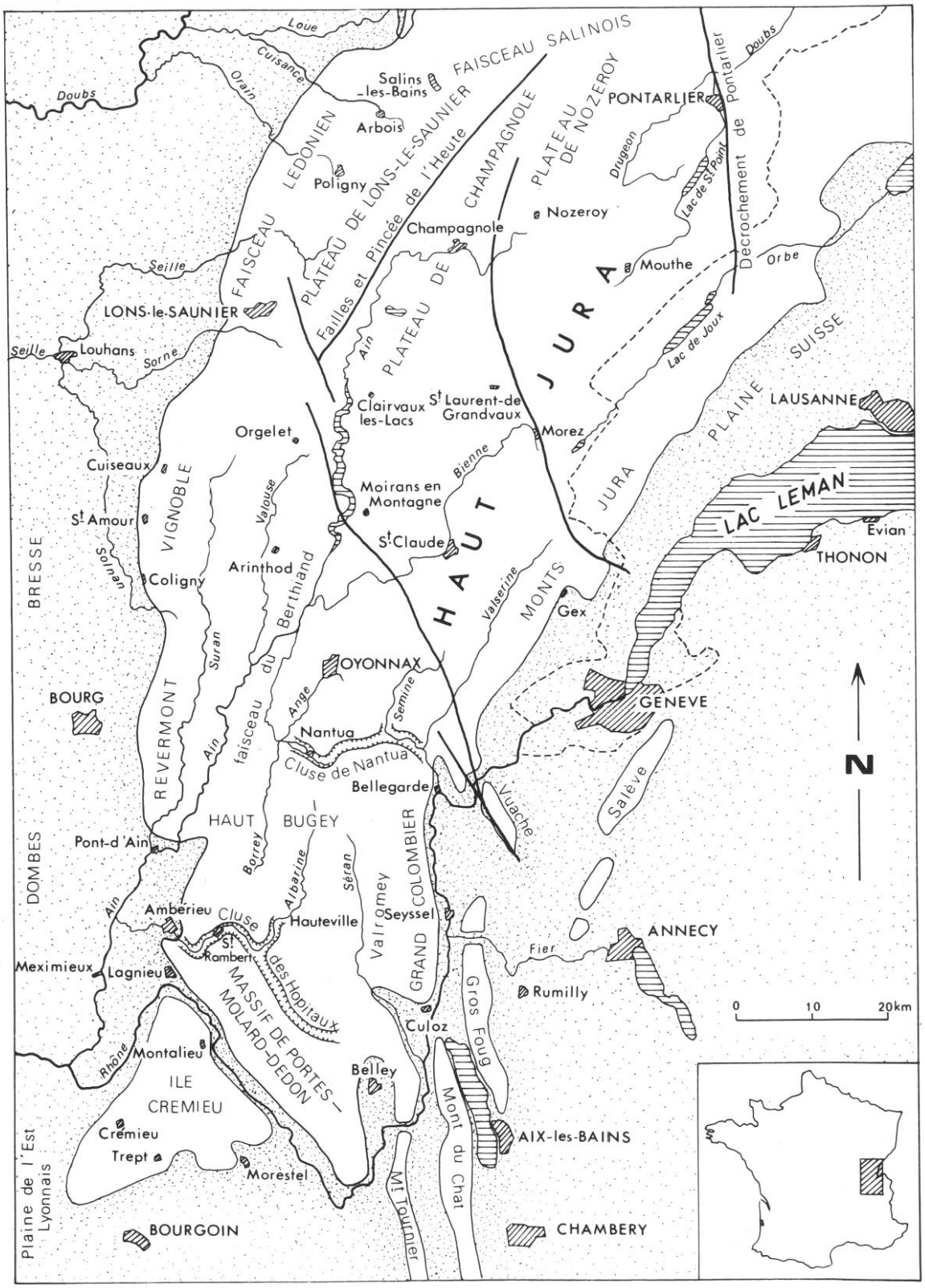


Fig. 2 – **Carte géographique simplifiée de la région étudiée.**

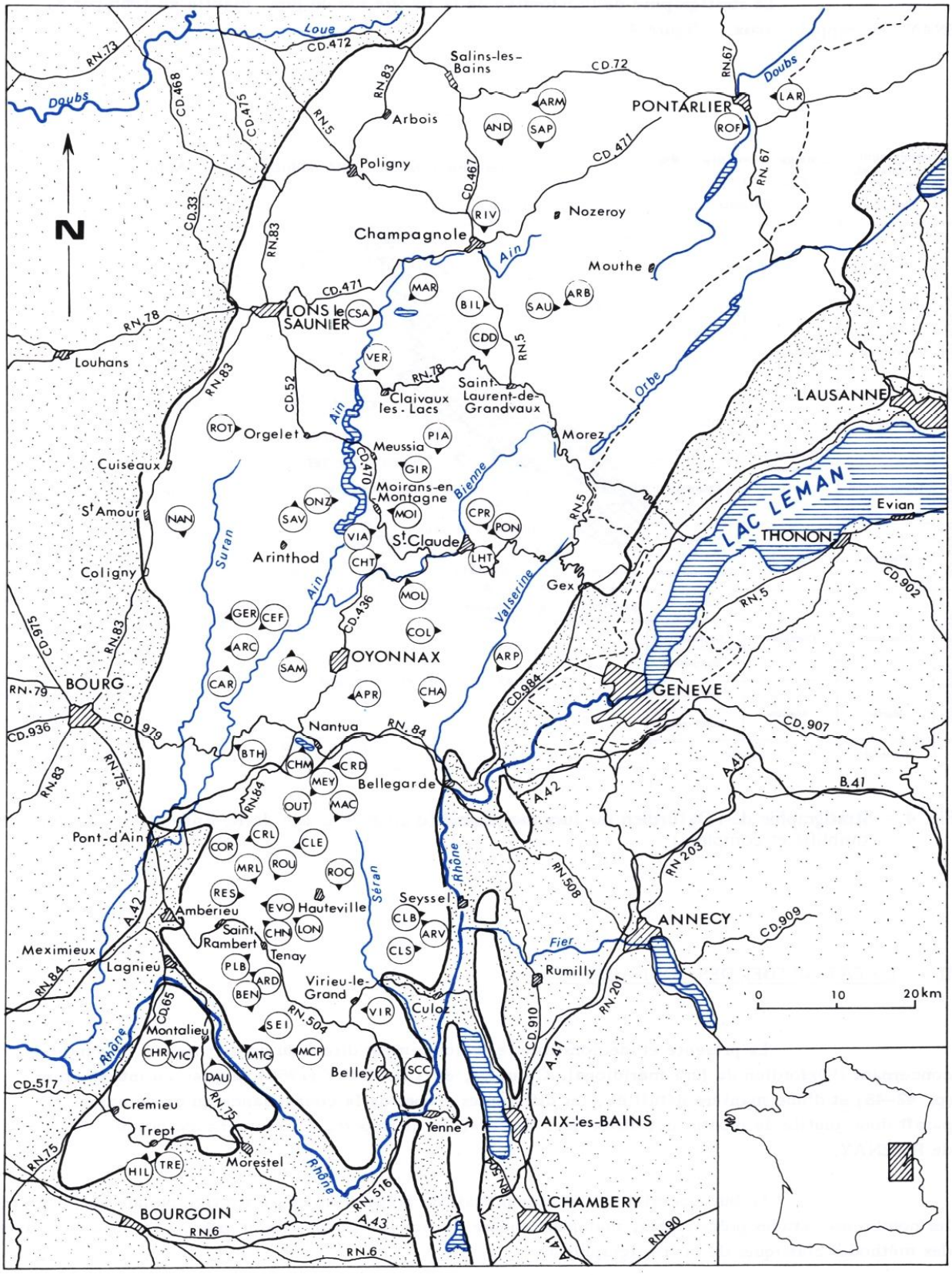


Fig. 3 – Situation des principaux affleurements.

La stratigraphie de l'Oxfordien de la moitié sud du Jura, établie en 1966 par R. ENAY, est rappelée dans la figure 4.

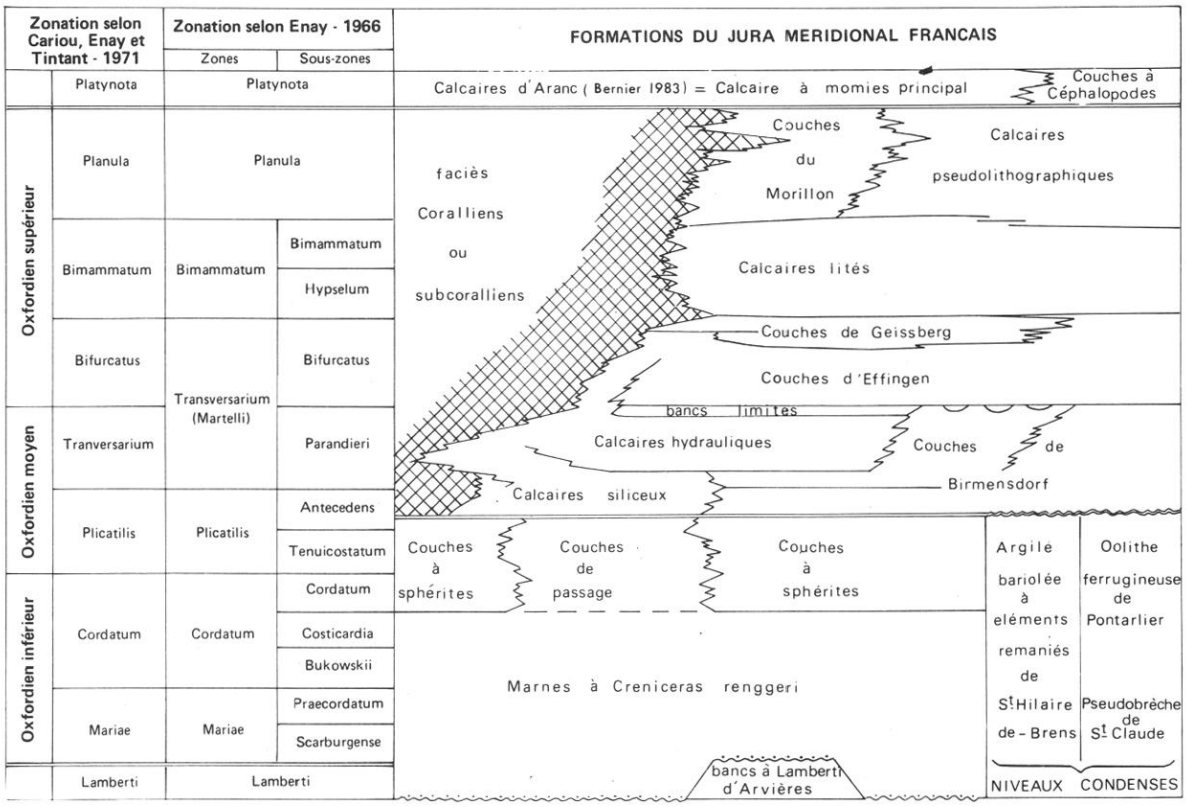


Fig. 4 – **Stratigraphie de l'Oxfordien du Jura méridional** (d'après le dessin de R. Enay, 1966, légèrement simplifié et complété).

II - L'ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES

La présente étude constitue le prolongement direct du dernier travail de synthèse concernant l'Oxfordien du Jura méridional. Celui-ci, dû à R. ENAY (1966), expose en introduction (p. 42-48) et d'une manière détaillée, les différentes étapes de la connaissance en ce domaine. Il paraît donc inutile de répéter cet historique. En revanche il importe de résumer succinctement l'apport de R. ENAY.

Le but essentiel de cet auteur était de préciser un cadre stratigraphique qui, malgré les nombreuses études précédentes, manquait encore de rigueur. Il fut atteint grâce à la mise en oeuvre des méthodes classiques de la stratigraphie :

- par une étude lithostratigraphique appuyée sur de nombreuses coupes parfaitement repérées et décrites groupes de bancs par groupes de bancs ou bancs par bancs, avec mention de la macro-

faune contenue. Publiées pour la plupart, ces coupes constituent un document de base extrêmement précieux. De la synthèse de ces données résulte une lithostratigraphie où sont très clairement définies, sur des critères purement lithologiques, un certain nombre de formations ;

- par une étude biostratigraphique appuyée sur de riches faunes d'ammonites pour la plupart collectées et soigneusement repérées par l'auteur. De l'étude paléontologique approfondie de ces ammonites, et des Perisphinctidés en particulier, résulte une biostratigraphie rigoureuse rendant alors possible la datation précise des différentes formations.

La figure 4 résume les grands traits de la stratigraphie de l'Oxfordien du Jura méridional telle que la voit R. ENAY.

Mais, comme l'écrit R. ENAY lui-même, son "véritable but reste la synthèse stratigraphique de l'Oxfordien dans la partie méridionale du Jura". En profitant du cadre stratigraphique nouvellement défini, il devient en effet possible, par une étude de la répartition des épaisseurs et des faciès, d'apporter beaucoup à la connaissance de la paléogéographie et de la sédimentation. Tous ces résultats sont très bien illustrés par une série de coupes palinspatiques (ENAY, 1966, fig. 78, 79, 80, 81) de cartes de répartition de faciès (fig. 82, 84, 86, 88, 89) et de cartes d'isopaques (fig. 83, 85, 87, 88, 90).

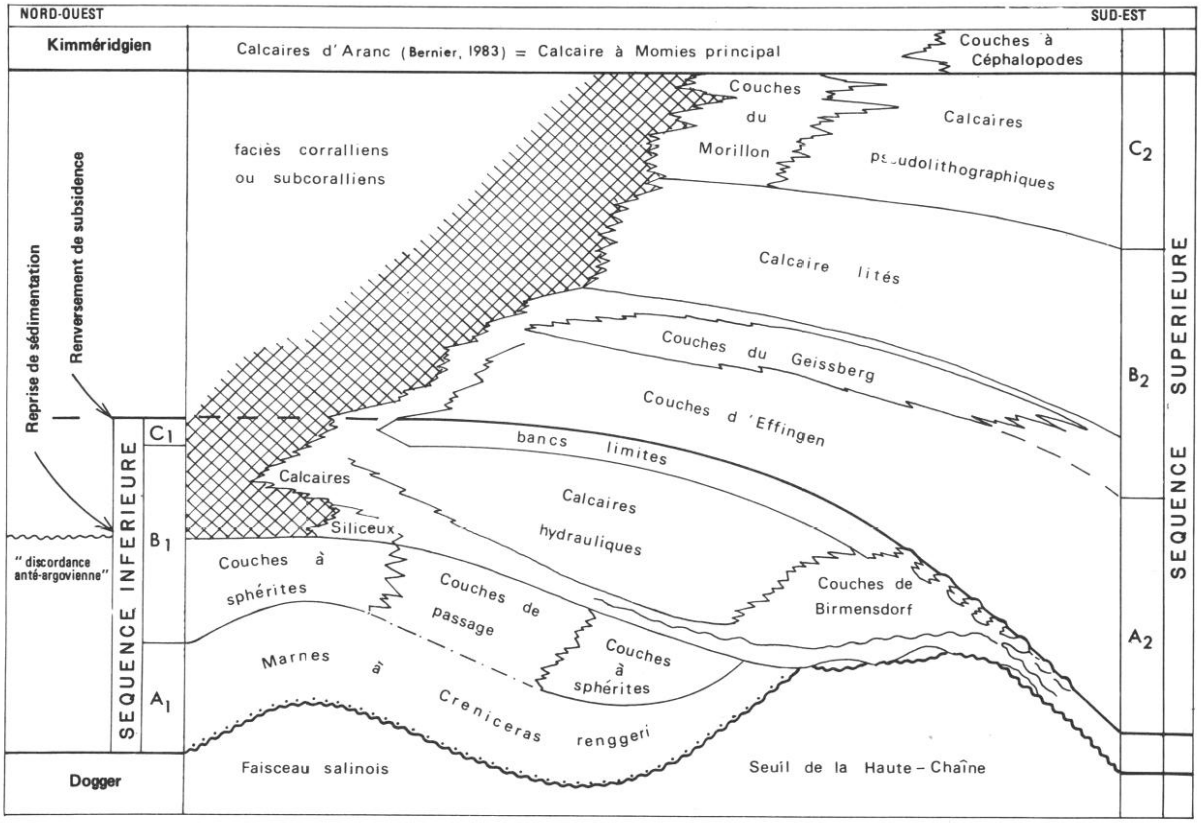


Fig. 5 – **Coupe palinspatique schématique de l'Oxfordien montrant les principaux évènements de l'histoire du bassin de sédimentation étudié** (d'après le dessin de R. Enay, 1966, légèrement simplifié et complété).

Parmi les nombreux apports de ce travail, on soulignera :

- l'établissement du cadre paléogéographique général, Selon l'auteur lui-même : "La "forme instantanée" du fond marin est celle d'une plate-forme continentale, peut être légèrement déprimée par place, terminée par un talus ; mais, par le jeu des déformations, au moins à une certaine époque, le bord du plateau a fonctionné comme un "seuil" séparant deux zones d'accumulation ou subsidentes dont l'une coïncide avec le plateau continental". Il reste à préciser que le plateau continental en question correspond à la majeure partie de la région étudiée et que le seuil correspond à sa bordure orientale (Haute Chaîne) ;

- la mise en évidence d'un jeu de subsidence différentielle, En effet, le seuil de la Haute Chaîne fonctionne pendant tout l'Oxfordien inférieur et le début de l'Oxfordien moyen où il se caractérise par une absence de sédimentation ou par des dépôts réduits ou remaniés (Argile bariolée de Saint-Hilaire-de-Brens, Oolithe ferrugineuse de Pontarlier, Pseudobrèche de Saint-Claude). Les premiers sédiments qui le recouvrent sont datés de l'Oxfordien moyen (Couches de Birmensdorf). Cette reprise de sédimentation y détermine la "discordance anté-argovienne". Latéralement, toute la partie occidentale du domaine jurassien, soumise à une sédimentation intense (Marnes à Creniceras renggeri, Couches à sphérites ou Couches de passage, Calcaires siliceux, Calcaires hydrauliques) est considérée comme subsidente. Ce dispositif se modifie totalement à l'Oxfordien supérieur dans la mesure où les épaisseurs maximales de sédiment sont alors au droit de la Haute Chaîne (Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques). Il s'agit là d'un véritable "renversement de subsidence" ;

- la détermination d'une organisation séquentielle de la sédimentation. L'ensemble des dépôts oxfordiens s'organise en deux séquences majeures caractérisées chacune par une évolution de la sédimentation depuis un pôle argileux (marnes) vers un pôle carbonaté (calcaires ou alternance à dominante calcaire). La séquence inférieure débute avec les Marnes à Creniceras renggeri, se poursuit avec, suivant les lieux, les Couches à sphérites ou les Couches de passage et se termine, également selon les lieux avec les Couches de Birmensforf ou les Calcaires hydrauliques couronnés par les "bancs limites". La séquence supérieure débute avec les Couches d'Effingen, se poursuit avec les Couches du Geissberg et les Calcaires lités et se termine selon les lieux avec les Calcaires pseudolithographiques ou les Couches du Morillon. On notera que la limite entre les deux séquences coïncide avec le phénomène de renversement de subsidence signalé ci-dessus.

Ces derniers points se trouvent illustrés dans la figure 5.

III - LE BUT ET LA METHODE

Il subsistait, dans l'Oxfordien du Jura, de nombreux problèmes que la seule méthode stratigraphique ne pouvait résoudre. Parmi ceux-ci, celui posé par les biohermes à spongiaires qui se développent dans plusieurs formations, offre un intérêt tout particulier et n'avait, jusqu'à présent, jamais véritablement été abordé. Quelles sont les caractéristiques morphologiques et structurales de ces bioconstructions ? Comment se sont-elles installées ? Comment se sont-elles développées ? Comment ont-elles disparu ? Quels sont en fait les organismes qui participent à leur édification ? Quels sont les rapports entre les multiples organismes constituant cette bioceonose particulière ? Ces diverses questions ainsi que les nombreuses questions annexes qui s'y rattachent, restaient sans réponses ou, du moins sans réponses suffisamment argumentées. Le problème devait être traité sous l'angle sédimentologique et paléoécologique. Reconstituer ainsi le paléomilieu des biohermes à spongiaires est donc le but de la présente étude.

Le travail fut d'abord centré sur les biohermes de la formation des Calcaires lités qui présentent l'avantage d'être limités à un secteur restreint (ils ne dépassent guère le domaine représenté par l'Ile Crémieu et le Massif de Portes-Molard Dedon). Les premiers résultats firent l'objet d'un mémoire (GAILLARD, 1971) et furent suffisamment encourageants pour envisager d'entreprendre une étude plus approfondie et étendue à l'ensemble des biohermes de l'Oxfordien. Il est bien évident que des bioconstructions, qui résultent d'interactions complexes entre des phénomènes biologiques et sédimentaires, ne peuvent être étudiées hors de leur contexte général aussi bien géographique qu'historique. Cette étude dépasse donc largement le cadre des Couches de Birmensdorf et des Calcaires lités, les deux formations "à biohermes" de l'Oxfordien du Jura. Elle intéresse en fait la totalité de l'Oxfordien tout en donnant évidemment priorité aux niveaux à biohermes et à leurs niveaux latéralement équivalents, et, verticalement, immédiatement sous-jacents ou immédiatement surincombants. C'est la raison pour laquelle les formations les plus éloignées de ces niveaux comme par exemple les Marnes à Creniceras renggeri (trop anciennes) ou les Calcaires pseudolithographiques (trop récents) n'ont été que peu étudiés. Enfin, même si cette façon de procéder entraîne parfois des conclusions d'ordre général, un tel travail, compte tenu des nombreuses lacunes existant encore, n'a nullement la prétention d'être une synthèse sédimentologique et paléoécologique de l'Oxfordien du Jura méridional ; il n'en constitue qu'une approche.

Les difficultés rencontrées pour mener à bien une telle étude sont principalement de deux types. Elles tiennent d'abord au pays lui-même. Le Jura possède en effet un couvert végétal très développé et les formations oxfordiennes, essentiellement marneuses, sont très généralement masquées par la végétation. Cette rareté des affleurements et souvent leur mauvaise qualité constituent donc un obstacle important. Il en résulte :

- la rareté de grandes coupes continues étudiables bancs par bancs ;

- un nombre insuffisant d'observations détaillées de terrain (aspect de surfaces de bancs par exemple) ;

- un éloignement trop important des points d'observations s'opposant souvent à l'établissement de corrélations fines.

Les difficultés sont liées, en deuxième lieu, à l'objet même de l'étude, c'est-à-dire au manque d'intérêt apparent des terrains étudiés. Ils sont, pour la très grande majorité d'entre eux, caractérisés par des faciès argilo-carbonatés fins d'une grande monotonie et d'une grande pauvreté en figures sédimentaires, ceci à toutes les échelles d'observation. C'est bien la raison pour laquelle les sédimentologistes délaissent ou négligent généralement les séries de ce type, s'intéressant plutôt, soit aux carbonates de plate-forme, soit aux dépôts des fonds océaniques. Mais cet inconvénient se double en fait d'un avantage non négligeable car il est alors plus aisé de raisonner hors du carcan des modèles sédimentologiques habituels. Tout se passe, pour les terrains étudiés, sur un plateau continental plus ou moins subsident, en domaine externe, juste avant l'installation de la plate-forme carbonatée du Kimméridgien. Le fait que les paléomilieux existant dans un tel contexte ont assez rarement été étudiés en détail confère à ce travail une certaine originalité.

La méthode utilisée consiste à rechercher, à toutes les échelles d'observation, le maximum d'informations susceptibles d'être fournies tant par le sédiment que par les fossiles. Il est évident que, vu le nombre considérable de données en présence, leur analyse ne peut pas toujours, faute de temps et de moyens, être poussée dans le détail et paraîtra parfois trop superficielle. Mais l'important est que chaque objet ou chaque fait soit étudié dans son contexte, en fonction et à la lumière des autres objets et autres faits contemporains ou subcontemporains. Cette vision globale des phénomènes paraît tout à fait primordiale pour mener à bien une reconstitution de paléomilieu. Cette confrontation synthétique de multiples informations correspond en fait à la "méthode synoptique régionale" telle que l'a définie J. C. FISCHER (1970). Il s'agit d'une méthode simple dans son énoncé et classique par les techniques employées mais complexe dans son emploi et "moderne" par son essence.

Elle demande en fait une démarche très "naturaliste" qui reste sans aucun doute la meilleure pour aborder une synthèse paléoécologique.

IV - REMARQUES PRELIMINAIRES

Dans la mesure où chaque résultat présenté dans ce travail est pratiquement toujours issu de l'analyse conjointe de plusieurs phénomènes tant sédimentaires que biologiques, la rédaction du texte s'est avérée difficile. Les renvois d'un paragraphe à l'autre, malheureusement nombreux, me sont apparus inévitables. Le plan que j'ai finalement adopté se justifie ainsi :

- La première partie dresse le cadre sédimentaire général de l'étude. Sans la connaissance du travail de R. ENAY (1966) dont elle fournit le complément, elle peut paraître quelque peu schématique. La plupart des observations que j'ai pu faire m'ayant conduit à des idées originales concernant le mécanisme de sédimentation, je les ai volontairement développées afin de susciter la discussion. Cette réflexion originale sur un problème difficile, et que je ne prétend nullement résoudre, est le fil conducteur de ce chapitre.

- La partie centrale, la plus volumineuse, est consacrée à l'étude détaillée des bioconstructions à spongiaires. C'est la partie la plus importante et celle qui correspond au but essentiel du travail proposé. Les conclusions qui s'en dégagent, mieux argumentées, n'ont pas le caractère conjectural d'une partie de celles du premier chapitre. Afin de ne pas faire diversion au cours de la démonstration développée sur le phénomène bioconstructeur, j'ai été amené à traiter à part certains phénomènes biologiques. Cela m'a amené, par exemple, à traiter en plusieurs paragraphes séparés les problèmes liés aux éponges.

- La troisième partie est justement consacrée à l'étude de quelques uns de ces phénomènes biologiques annexes. Ceux-ci viennent souvent appuyer la démonstration précédente mais élargissent également les problèmes à l'échelle de l'ensemble de l'Oxfordien jurassien.

Pour une meilleure lecture quelques remarques pratiques s'imposent :

Les coupes étudiées sont signalées dans le texte par un code à 3 lettres permettant :

- de situer grossièrement mais rapidement ces coupes dans le Jura soit, de toutes façons, par le biais de la carte générale des affleurements (fig. 3) soit, éventuellement et suivant les problèmes concernés, par diverses autres cartes de répartition ;

- de renvoyer à l'index général des affleurements grâce auquel le lecteur aura accès à toutes les informations existant à leur sujet.

Les termes "interne" et "externe" seront toujours employés dans leur seul sens sédimentologique. On rappelera à ce propos que, en ce qui concerne la Chaîne du Jura, les régions structuralement les plus internes (Haute Chaîne) sont caractérisées par les faciès les plus externes et inversement.

Première Partie

LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE

Avant d'aborder l'étude des biohermes proprement dits, il paraît important de préciser leur cadre sédimentaire. Il est en effet imprudent d'étudier une bioconstruction, quel que soit son type, et impossible de l'interpréter correctement, si l'on ignore le contexte précis dans lequel elle s'insère. Certes, en ce qui concerne l'Oxfordien du Jura, celui-ci est déjà bien connu dans ses grandes lignes. Cette connaissance porte toutefois essentiellement sur les relations spatiales existant entre les divers corps sédimentaires, mais reste plus limitée en ce qui concerne le problème de la nature et de l'origine du sédiment. Ce chapitre ne prétend pas résoudre ce difficile problème mais apporte quelques précisions, quelques observations nouvelles et quelques éléments de réflexion.

A – LES APPORTS TERRIGÈNES

A l'Oxfordien, les apports terrigènes sont, dans le bassin de sédimentation du Jura, d'importances très inégales :

- L'argile, par son abondance, est responsable du faciès dit "argovien" qui caractérise le domaine étudié.
- Le quartz est rare mais nettement concentré en certains niveaux stratigraphiques et en certains secteurs du bassin.
- La muscovite est présente en proportions variables dans les niveaux marneux ou silteux mais reste toujours très discrète.
- Les feldspaths ne se rencontrent que dans certains niveaux silteux en quantité tout à fait négligeable.
- Les minéraux lourds, également considérés comme négligeables, n'ont pas été étudiés.

I - L'ARGILE

1) Généralités

Constituant fondamental du sédiment, l'argile est présente partout dans l'Oxfordien du Jura. Son abondance est assez variable puisque la teneur de la roche varie de 60 % en moyenne à la base de l'Oxfordien (Marnes à Creniceras renggeri) à moins de 10 % dans les formations construites (des Couches de Birmensdorf ou des Calcaires lités) et au sommet de l'Oxfordien (Calcaires pseudolithographiques).

En fait, deux épisodes furent particulièrement favorables à la sédimentation argileuse et correspondent aux formations des Marnes à Creniceras renggeri et des Couches d'Effingen. Elles marquent chacune la base des deux grandes séquences sédimentaires qui caractérisent l'Oxfordien du Sud du Jura.

Du point de vue qualitatif, ces argiles sont représentées par ordre d'importance par l'illite, la kaolinite, des interstratifiés (illite/montmorillonite) et la chlorite. L'illite, qui représente en moyenne 60 % des minéraux argileux domine très largement. La kaolinite et les interstratifiés représentent respectivement 20 % et 15 % des minéraux argileux, alors que la chlorite, beaucoup plus

discrète et parfois à l'état de traces, n'en représente globalement que 5 %. Ces chiffres correspondent évidemment à des valeurs moyennes calculées pour l'ensemble de l'Oxfordien.

Un tel assemblage de minéraux argileux est tout-à-fait banal et typique d'une origine détritique. A cela s'ajoute une monotonie remarquable de la composition argileuse à travers tout l'Oxfordien, aussi bien verticalement qu'horizontalement. Cette stabilité de l'association argileuse prouve que l'aire de sédimentation examinée était épargnée par les fluctuations diverses qui pouvaient être sensibles au niveau du continent fournisseur. Il faut donc voir, dans ces formations argileuses, le résultat d'un apport de matériel détritique fin hérité d'un continent lointain.

2) Evolution de la sédimentation argileuse

Malgré la monotonie d'ensemble signalée ci-dessus, il existe quelques petites variations dans les apports argileux. Tout d'abord, très globalement, on constate que les pourcentages les plus faibles en interstratifiés illite/montmorillonite se rencontrent dans les formations correspondant aux deux grands épisodes de sédimentation argileuse (Marnes à Creniceras renggeri et Couches d'Effingen). En revanche, ceux-ci augmentent légèrement lorsque la sédimentation devient plus carbonatée dans son ensemble. Le phénomène est particulièrement remarquable au sommet de la séquence inférieure. Il semble ainsi exister une corrélation négative entre l'abondance des interstratifiés et le taux de sédimentation terrigène. Cette corrélation n'a toutefois pas été retrouvée au niveau de la simple alternance banc-interbanc.

Les essais d'analyse fine de l'évolution des apports argileux se sont révélés décevants. La seule observation intéressante mise ainsi en évidence concerne le sommet de la séquence inférieure. Comme à tous les niveaux, l'illite, toujours dominante et variant peu en proportion, constitue en quelque sorte le "bruit de fond" de la sédimentation argileuse. En revanche, les interstratifiés illite/montmorillonite et la kaolinite montrent quantitativement une évolution assez nette dont la signification doit être précisée. La diminution des interstratifiés s'accompagne d'une augmentation de la kaolinite. Le phénomène s'exprime bien dans les Calcaires hydrauliques où il est parfaitement illustré dans la Coupe de Meussia (GIR - fig. 6). A la base de la coupe, les interstratifiés sont exceptionnellement abondants puisqu'ils atteignent 45 % des minéraux argileux. Cette abondance contraste avec la rareté de la kaolinite, réduite à l'état de traces et l'abondance relativement faible de l'illite qui se maintient toutefois à une valeur généralement supérieure à 50 %. Au niveau du 1/3 supérieur de la coupe, on assiste à une diminution progressive mais rapide du pourcentage d'interstratifiés. Elle se fait essentiellement au bénéfice de la kaolinite et dans une moindre mesure, de l'illite. Ceci traduit un changement assez brutal de la qualité de la sédimentation terrigène dans l'intervalle situé entre les bancs 83 et 93 (soit environ 5 m d'épaisseur). La mise en évidence de cette évolution assez soudaine est d'autant plus surprenante qu'elle ne correspond sur le terrain à aucune discontinuité lithologique apparente. A l'inverse, celles qui sont directement perceptibles (changement subit de l'épaisseur des interbancs, ou passage très net entre les "bancs limites" et la base des Couches d'Effingen) ne se traduisent par aucune variation de la nature des argiles. Il faut une analyse pétrographique beaucoup plus fine pour retrouver une évolution comparable. C'est ce qui a été fait, par exemple, par comptage sur lame mince des spicules et des grains de quartz (fig. 78). Les premiers ont une évolution identique à celle des interstratifiés et les seconds à celle de la kaolinite. Cette association quartz-kaolinite confirme la valeur de la kaolinite comme marqueur d'un détritisme plus poussé. En conclusion, cet antagonisme entre la kaolinite et la montmorillonite ou ses interstratifiés illustre en fait le principe généralement admis selon lequel la kaolinite caractérise un milieu ouvert aux influences terrigènes alors que la montmorillonite caractérise un milieu plus abrité.

La "discontinuité" ainsi mise en évidence a une extension régionale et, par voie de conséquence, une valeur stratigraphique. Elle est nette dans la majeure partie de l'aire de dépôt des Calcaires hydrauliques (fig. 7) mais beaucoup plus ténue dans la formation latérale des Couches de Birmensdorf (p. 159).

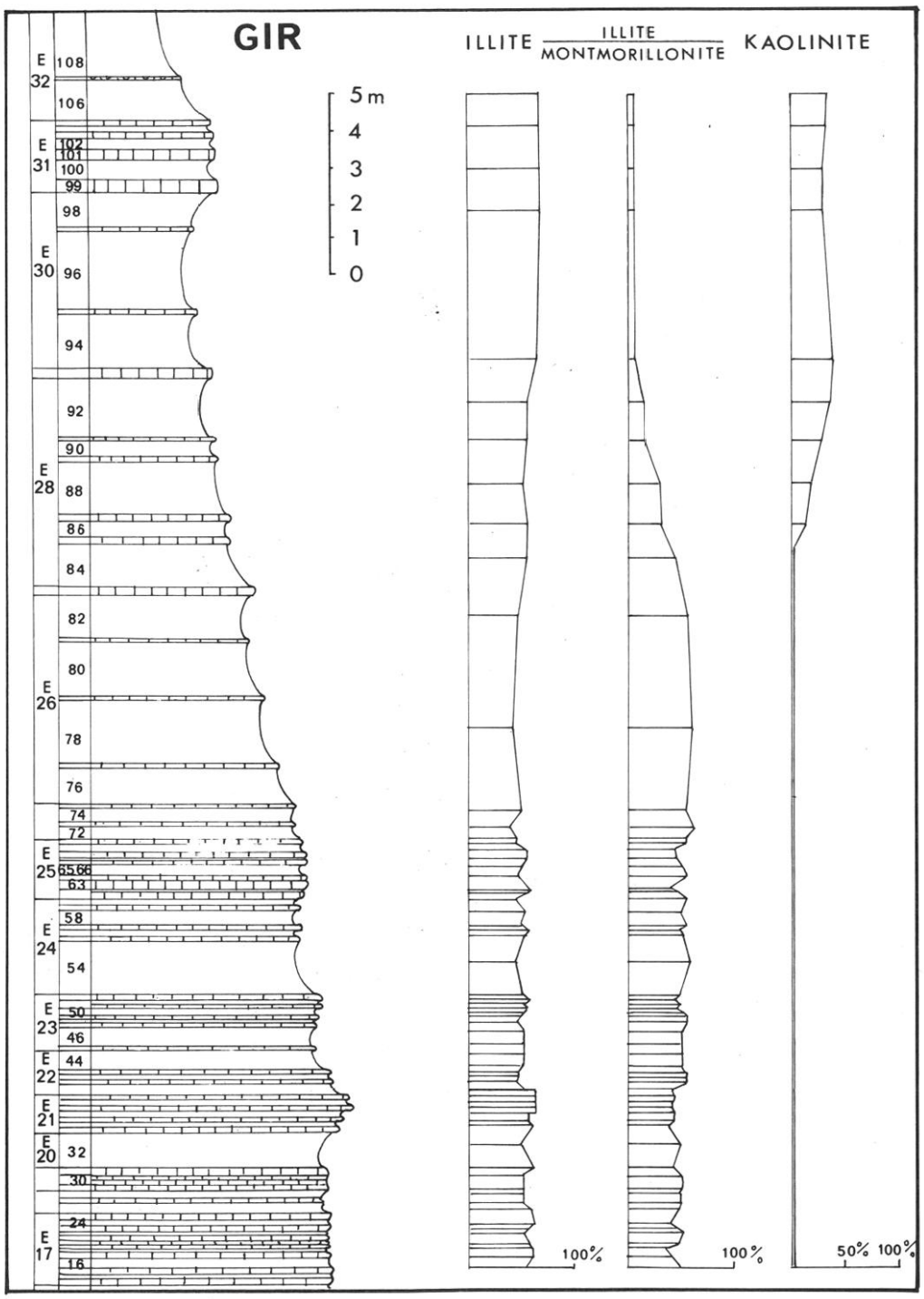


Fig. 6 – **Evolution de la sédimentation argileuse dans les Calcaires hydrauliques** (exemple de la coupe du Giron à Meussia - GIR).

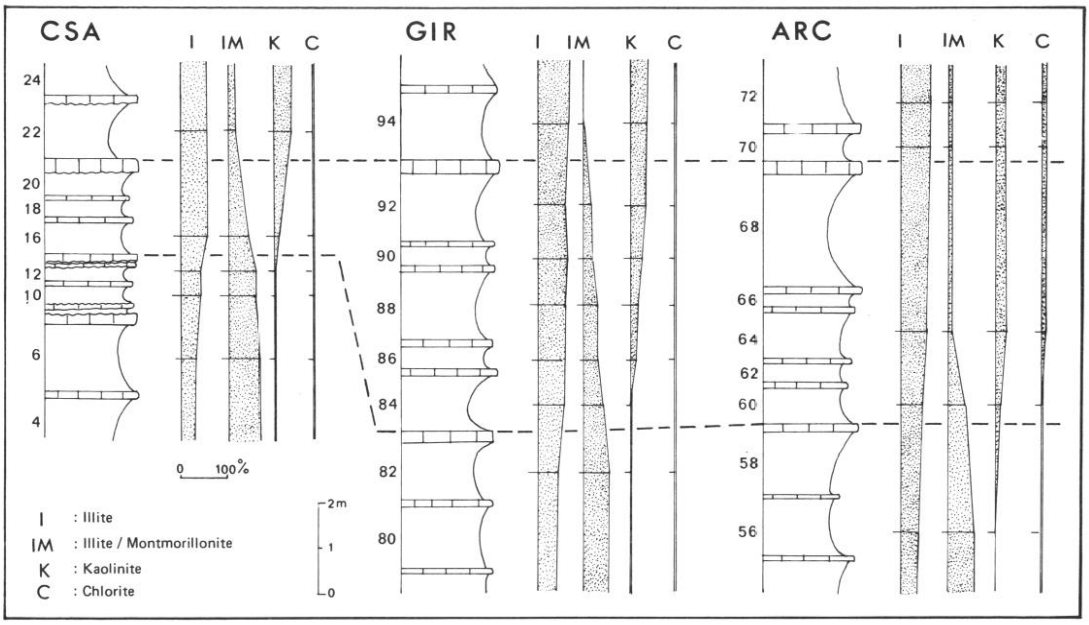


Fig. 7 – **Essai de corrélations par les argiles dans les Calcaires hydrauliques supérieurs** (Châtillon-sur-Ain - CSA, Meussia-Creux-du-Giron - GIR, Arnans-Cuvergnat - ARC).

Du point de vue sédimentologique, cette discontinuité est incontestablement une des manifestations importantes de la reprise de sédimentation terrigène marquant l'avènement de la séquence supérieure. Cette reprise de sédimentation est très progressive et se manifeste par trois phénomènes successifs toujours parfaitement illustrés dans la coupe-type de Meussia :

- l'épaississement des interbancs (au-dessus du banc 75) ;
- l'augmentation de la kaolinite et la diminution corrélative des interstratifiés illite/montmorillonite (entre les bancs 83 et 93) ;
- la quasi disparition des bancs calcaires (au-dessus du banc 105).

3) Conclusion

- Les argiles des dépôts oxfordiens sont typiquement héritées.
- Leur banalité et leur origine lointaine rendent leur répartition assez homogène dans le bassin.
- L'illite est très largement dominante et varie peu.
- L'abondance des interstratifiés illite/montmorillonite indique un taux de sédimentation terrigène peu élevé. Associée à la rareté ou à l'absence de la kaolinite, elle indique un milieu plutôt abrité.

- Une augmentation sensible de la kaolinite est le signe d'une reprise de la sédimentation terrigène.

- Enfin, une discontinuité sensible à l'échelle du bassin se situe à la frontière des deux grandes séquences oxfordiennes. Elle a une valeur aussi bien qualitative que quantitative. Le mécanisme général de la sédimentation argileuse se manifeste donc bien, schématiquement, par deux grandes pulsations dans les apports terrigènes.

II - LE QUARTZ ET LES NIVEAUX SILTEUX

Le quartz est rare dans les sédiments oxfordiens du Jura du Sud. Il est en fait souvent absent ou en quantité presque négligeable. Dans ce dernier cas, il se présente sous forme de grains très anguleux de quelques dizaines de microns, disséminés dans une matrice argilo-calcaire.

Cette rareté du quartz alliée à l'abondance des dépôts argileux peut s'expliquer, entre autres, par l'éloignement du bassin par rapport à la source de matériel terrigène et par un hydrodynamisme faible. On a de bonnes raisons de penser, par ailleurs, que le continent en question, vraisemblablement soumis à des conditions rhéxistasiques très modérées, ne pouvait guère exporter qu'un matériel détritique fin et peu abondant. On peut imaginer, comme l'ont fait J. BOUROULLEC et R. DELOFFRE (1969) à propos de l'Oxfordien d'Aquitaine, une simple destruction de la sole forestière.

Il arrive toutefois que s'individualisent dans la série oxfordienne des niveaux particulièrement riches en quartz. Ces niveaux, que nous qualifierons de silteux, sont rares mais apportent de précieux renseignements d'ordre sédimentologique. Ils se présentent, soit comme des bancs distincts et sont alors un élément de la stratification (= bancs silteux), soit comme des lits individualisés au sein des strates et sont alors un élément du litage (= lits silteux).

1) Les bancs silteux

Ce type de banc est particulièrement bien exposé dans les Calcaires lités du Mont Rivel, près de Champagnole. Les fronts de taille inférieur et moyen de la carrière des cimenteries (RIV) intéressent la totalité des Calcaires lités et constituent le meilleur point d'observation. La portion de coupe correspondante sera donc proposée comme coupe-type des formations à bancs silteux (fig. 8). On notera que la richesse inhabituelle des Calcaires lités en détritiques grossiers ne se traduit par aucune modification au niveau des argiles (illite : 60 %, interstratifiés I/M : 15 %, kaolinite : 20 %, chlorite : 5 %). L'épaisseur de ces bancs ne dépasse pratiquement jamais 10 cm. Elle est également très variable pour un même banc. Ces bancs ont en fait souvent une extension horizontale limitée et doivent plutôt être considérés comme des strates lenticulaires. Ceci rend vain tout essai de stratigraphie très détaillée dans de telles formations.

a. Microfaciès

Les grains de quartz sont les éléments les plus abondants. Ils représentent généralement près de 50 % de la roche totale mais ne dépassent jamais fortement cette valeur (pl. 30, fig. 4). Leur forme est toujours très anguleuse et leur taille moyenne se situe entre 20 et 50 μm . Les analyses granulométriques réalisées par mesure directe au micromètre sur lames minces ont toujours montré un bon classement (fig. 9).

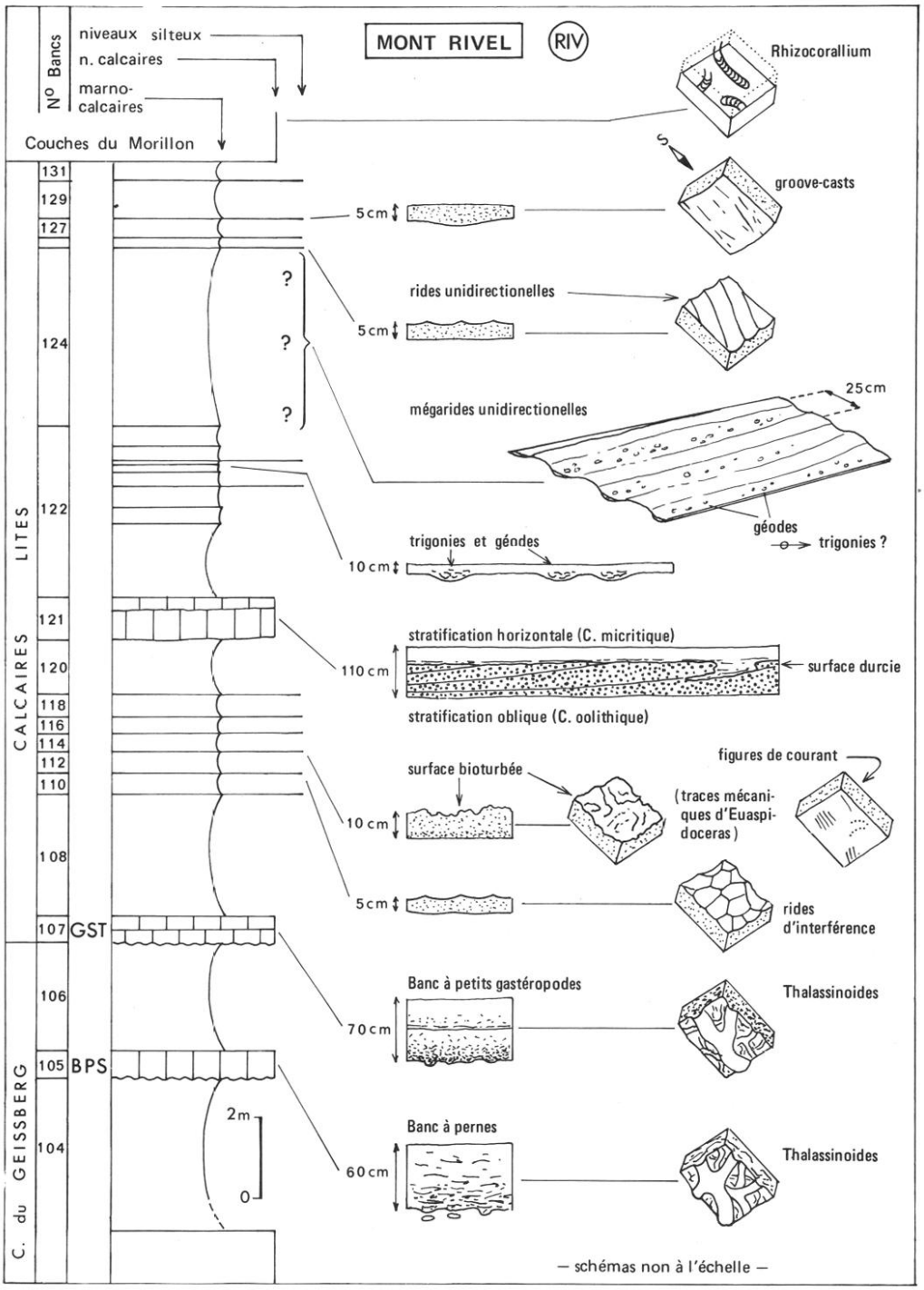


Fig. 8 – **Principales figures sédimentaires et traces fossiles observées dans les Calcaires lités du Mont Rivel à Champagnole.**

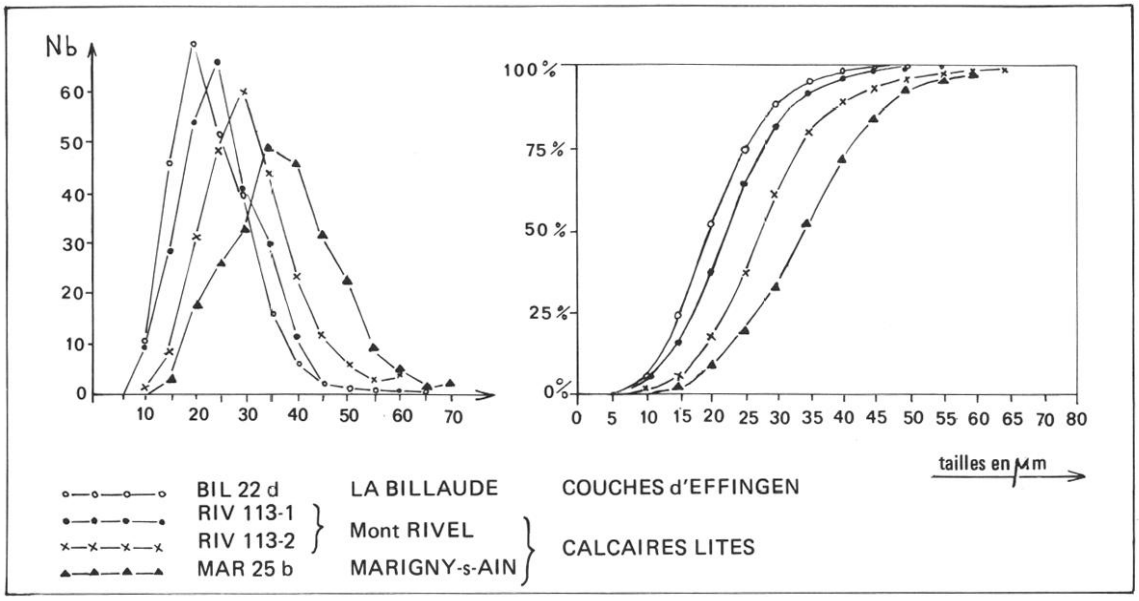


Fig. 9 – **Etude granulométrique de quelques niveaux silteux des Couches d'Effingen et des Calcaires lités.**

Les autres éléments essentiels de la roche sont :

- des petits grains micritiques arrondis (de type pellet) dont la taille moyenne, légèrement plus élevée que celle des grains de quartz, se situe autour de 40 μm ;

- des grains arrondis de glauconie détritique dont la taille moyenne se situe également autour de 40 μm ;

- des petits organismes ou débris d'organismes indéterminables ou représentés par des valves d'ostracodes et de petits tests de foraminifères arénacés.

Il existe enfin des éléments plus grossiers et plus accessoires. Ils montrent également un assez bon classement et se rencontrent occasionnellement à la base des bancs silteux. Il s'agit de tests d'organismes divers et bien calibrés : valves de petits lamellibranches, coquilles de petits gastéropodes, tubes de serpules, etc ...

Tous ces divers éléments se rencontrent en proportions très variables.

Le ciment est une microsparite.

b. Litage

Le litage, généralement bien marqué, correspond à une succession de lamines alternativement claires et sombres. Le granoclassement est assez frustre et c'est surtout l'abondance relative en pellets qui souligne la lamination (ces grains étant plus abondants dans les lamines sombres).

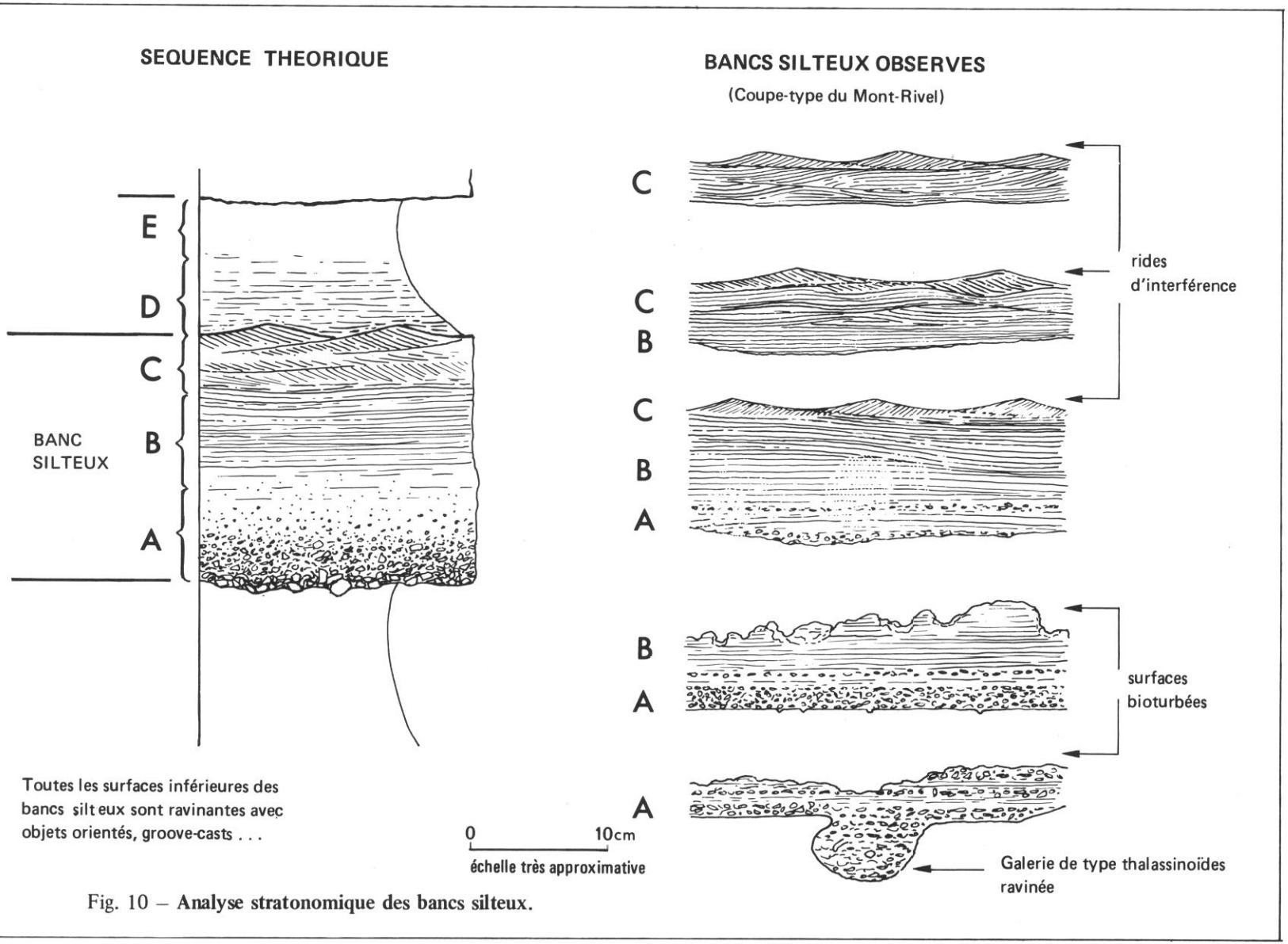


Fig. 10 – **Analyse stratonomique des bancs silteux.**

Ces lamines ont une épaisseur variant de 0,2 à quelques millimètres et une disposition permettant de caractériser deux types de litage :

- un litage horizontal, généralement bien développé et caractérisé par des lamines régulières, parallèles, horizontales ou subhorizontales ;

- un litage oblique de ripple-marks, moins important et correspondant généralement à un seul train de rides.

Lorsque ces deux types de litage sont associés dans un même banc, le litage oblique occupe toujours la partie supérieure.

Le litage peut enfin disparaître, en base de banc, dans un sédiment nettement plus grossier et moins bien classé. Les éléments grossiers, qui s'ajoutent ici aux constituants habituels du sédiment lité (quartz - glauconie - fins débris d'organismes), sont essentiellement des valves dissociées de petits lamellibranches, des coquilles de petits gastéropodes et des tubes de serpules.

Il est donc facile de constater que ces trois types de structure sédimentaire s'organisent en une séquence granoclassée bien définie qui présente certaines similitudes avec celle décrite par A.H. BOUMA (1962) (fig. 10 et pl. 31, fig. 4-6).

A = niveau basal grossier, massif homogène ou granoclassé.

B = niveau fin à lamination plan-parallèle.

C = niveau fin à lamination oblique de ripple-marks.

Les niveaux supérieurs D et E de la séquence-type ont très rarement été observés en continuité, étant souvent tronqués par une surface de bioturbation active. En revanche, on notera que la bioturbation reste très discrète dans la masse du banc.

c. Figures sédimentaires de base de banc

Ces figures s'observent à la semelle des bancs silteux et correspondent surtout au moulage de dépressions creusées dans la strate marneuse sous-jacente de granulométrie nettement plus fine.

- Figures liées à la morphologie du fond avant la mise en place du banc

Il s'agit du remplissage de dépressions allongées à fond arrondi ayant une largeur moyenne de 5 cm et une profondeur moyenne de 3 cm. A première vue, ces figures semblent pouvoir s'interpréter comme de simples sillons d'érosion. Leur ressemblance avec certains "gutter casts" du Muschelkalk allemand soigneusement décrits par T. AIGNER et E. FUTTERER (1978) est frappante. Or, l'observation d'un grand nombre de ces traces a permis de mettre en évidence deux caractères conduisant à rejeter cette interprétation :

- la présence de terminaisons en cul-de-sac ;

- la présence de bifurcations en T ou en Y (fig. 135-B).

Une telle morphologie prouve que ces dépressions existaient avant l'arrivée du courant car elles ne peuvent, en aucun cas, résulter de son action.

Ceci conduit à admettre qu'il s'agit très vraisemblablement de vestiges de galeries d'organismes que l'on doit pouvoir rattacher au type Thalassinoides. Avant la mise en place du banc silteux, le fond était donc constitué d'un sédiment marneux assez consolidé et parcouru par un réseau de galeries de gros crustacés fouisseurs. La fossilisation d'une partie réduite du réseau, qui ne s'explique que par la destruction de toute sa partie superficielle, est la preuve d'une assez importante action érosive lors de l'arrivée du matériel détritique (fig. 12, phase 1). Les dépressions épargnées ont alors joué le rôle de piège à sédiment. Elles sont ainsi comblées soit par du sédiment grossier (terme A de la séquence-type) qu'elles sont parfois les seules à renfermer, soit par du sédiment fin à lamination plan-parallèle (terme B de la séquence-type). Ces dépressions permettent également la rétention d'organismes de taille beaucoup plus importante. C'est le cas par exemple de coquilles d'ammonites ou de restes énigmatiques rapidement détruits mais laissant leur trace sous forme de géodes centimétriques tapissées de fins cristaux de calcite.

En conclusion, ces figures sont bien des traces fossiles conservées en hyporelief convexe (Hypichnia) au même titre que les quelques autres remplissages de galeries, également observés en semelle de bancs silteux mais assez rares et de taille beaucoup plus modeste. Tous témoignent d'une certaine richesse de la vie sur le fond.

- Figures liées directement au mécanisme de la mise en place du banc

Il s'agit de figures d'érosion produites par divers objets qui, entraînés par le courant, éraflent le substratum (tool-casts). Les figures observées correspondent soit à des cannelures d'érosion (groove-casts) lorsque l'objet s'est déplacé en restant en contact avec le substratum, soit à des figures d'impact lorsque l'objet laisse seulement son empreinte sur le fond. Alors que les premières se présentent toujours sous forme de crêtes assez étroites, linéaires ou légèrement courbes, les secondes ont une morphologie plus variable et pouvant mieux renseigner sur la nature de l'objet qui en est à l'origine.

Il a ainsi été possible de déterminer que des ammonites ornées d'épines (Euaspidoceras) sont responsables d'un type bien particulier de cannelures d'érosion et de figures d'impact (pl. 31, fig. 7, 8).

Des crêtes étroites, allongées, de section plus ou moins trapézoïdale, parallèles, équidistantes, groupées par cinq et mimant un coup de griffe sur le fond correspondent aux cannelures d'érosion.

Des pointes de forme plus ou moins conique, disposées en arc de cercle, équidistantes et groupées également par cinq correspondent aux traces d'impact.

On trouvera plus de précisions concernant ces traces particulières dans un travail antérieur (GAILLARD, 1977). Depuis, la découverte d'Euaspidoceras dans les Calcaires lités du Mont Rivel a apporté un argument supplémentaire en faveur de l'interprétation proposée.

D'une manière générale les tool-casts de grande taille ne sont jamais nombreux et se rencontrent à la semelle des bancs silteux débutant par le terme A de la séquence granoclassée. Lorsque la base du banc correspond au terme B, les figures de courant deviennent abondantes mais sont de très petite taille (traction carpet). Il existe bien une relation entre la taille des objets déplacés et celle des traces immédiatement sous-jacentes.

La tendance au parallélisme des tool-casts linéaires est remarquable. L'étude systématique de l'orientation de ces figures donne, pour tous les échantillons examinés, des rosaces parfaitement significatives de courants dominants (fig. 11). La détermination de la direction de ces courants est plus délicate. Les conditions de gisement rendent en effet très difficile l'observation de surfaces de bancs en place. Grâce à l'étude d'une assez grande surface du banc RIV 127 et à quelques observations

plus ponctuelles, il apparaît que ces courants, du moins dans le secteur de Champagnole, avaient une direction méridienne. Vu le contexte général (p. 44) il paraît logique d'admettre qu'ils avaient un sens Nord → Sud.

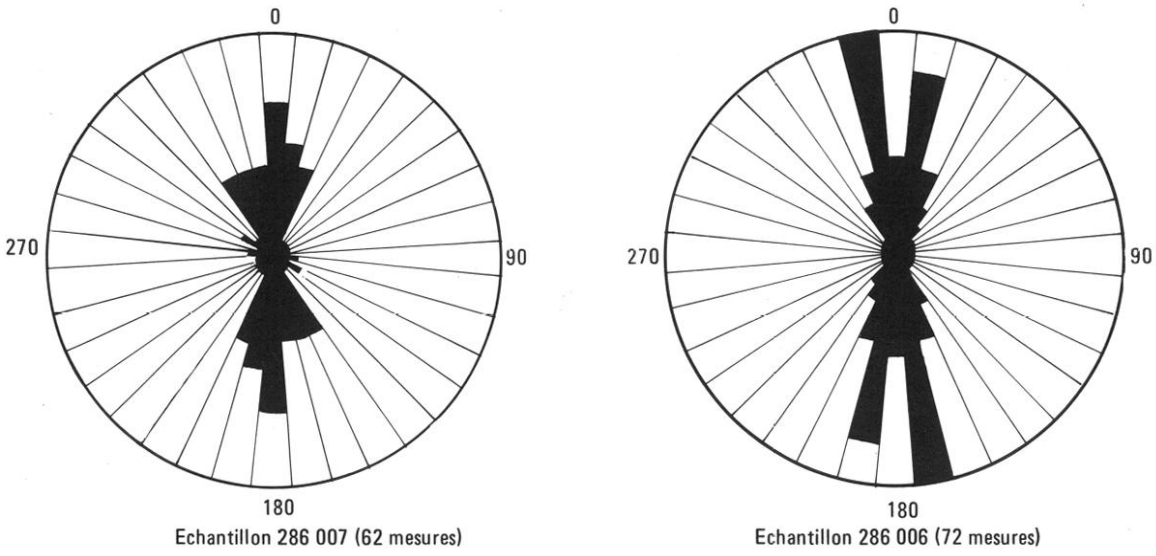


Fig. 11 – **Etude de l'orientation des figures sédimentaires et des objets allongés à la semelle des bancs silteux** (exemple de deux dalles provenant des Calcaires lités du Mont Rivel). Les dalles en question ayant été récoltées en éboulis, les graduations de 0 à 360 ne correspondent qu'à des azimuts supposés, mais très vraisemblables (à quelques degrés près) compte tenu de toutes les observations faites *in situ.*

d. Figures sédimentaires de sommet de banc

- Rides de courant

La surface supérieure des bancs silteux correspond fréquemment au toit du niveau à rides de courant (terme C de la séquence-type). Cela permet de constater, là où la bioturbation n'a pas tout détruit, qu'il s'agit généralement de rides d'interférence (pl. 31, fig. 1,3), parfois de rides unidirectionnelles (pl. 30, fig. 3). La longueur d'onde de ces rides (distance entre deux crêtes successives) varie de 6 à 10 cm et leur amplitude (hauteur des crêtes) est d'environ 1 cm. Les rides d'interférence, qui paraissent donc les plus fréquentes, dessinent des réseaux polygonaux assez réguliers résultant de l'action combinée de plusieurs courants de directions différentes, d'importance égale et vraisemblablement faible. Le fort courant unidirectionnel qui a laissé sa trace à la base du banc est ainsi remplacé par plusieurs courants peu importants et contraires.

Les rides d'interférence ne constituent pas un bon critère bathymétrique car, bien que fréquentes à faible profondeur, elles s'observent également sur les grands fonds. Diverses considérations notamment d'ordre paléontologique plaident en faveur de leur interprétation la plus classique et démontrent qu'il s'agit bien ici d'un milieu peu profond.

- Figures de bioturbation

Sur les figures de rides précédemment décrites se surimposent très fréquemment des figures de bioturbation en épirelief (Epichnia). Il s'agit essentiellement de traces de locomotion et de galeries peu structurées. Il faut noter l'abondance et le bon état de conservation dans certains niveaux de la trace rapportée à l'ichnogenre Chevronichnus (pl. 31, fig. 1,2) et interprétée comme trace de locomotion d'un organisme encore enigmatique (voir p. 304).

Toutes les étapes d'une désorganisation complète d'une surface à rides de courant ont été rencontrées. En fait, dans la majorité des cas, la bioturbation détruit complètement le litage de la partie sommitale des bancs silteux. Il s'agit souvent d'une bioturbation intense et complexe correspondant à un véritable labourage du sédiment. Ce labourage reste néanmoins superficiel et sa limite basale se marque par un dessin complexe mais très net et tronquant à l'emporte-pièce les lamines. Bien qu'aucune trace fossile bien structurée n'apparaisse, il existe cependant des sillons complexes de plusieurs centimètres de largeur prouvant que les principaux responsables de cette bioturbation sont de gros organismes. Le fait que ces fouisseurs n'aient pas progressé profondément dans le sédiment sableux montre que ces organismes devaient surtout être intéressés par l'exploitation des niveaux surincombants à granulométrie beaucoup plus fine.

e. Hypothèse génétique

La séquence granoclassée exprimée par les bancs silteux traduit la décharge progressive de sédiment par un courant de compétence décroissante. Le terme A traduit un dépôt en masse des particules les plus grossières transportées en suspension. L'hydrodynamisme baissant, le terme B n'illustre plus qu'un transport par traction. Avec le terme C, le niveau d'énergie est suffisamment peu élevé pour permettre au sédiment de s'organiser en rides. Les termes supérieurs ne correspondent plus qu'à une décantation en régime de basse énergie des fines particules restées en suspension. Les plus grossières s'organisent d'abord en fines lamines horizontales de décantation (terme D) alors que les plus fines forment un dépôt paraissant moins structuré (terme E).

Il est important de noter que les durées de mise en place de chacun de ces termes sont extrêmement différentes. Alors que la mise en place du terme A est quasi-instantanée, celle des termes D et E peut nécessiter des temps beaucoup plus importants. A l'échelle géologique, l'apparition des termes A, B et C peut être considérée comme instantanée.

Les bancs silteux et en particulier ceux qui présentent le terme A, témoignent ainsi d'un hydrodynamisme soudainement et anormalement élevé dans le bassin. De longues périodes de calme sont interrompues brusquement par des phases d'énergie plus élevée caractérisées par une érosion du fond, une mise en suspension de l'ensemble des matériaux (boue, grains de quartz, pellets, organismes brisés ou entiers) un transport avec brassage et redistribution de ces matériaux, une resédimentation avec ségrégation granulométrique (fig. 12).

La phase d'érosion puis le dépôt massif des particules grossières désorganisent ou détruisent complètement la vie sur le fond. Celle-ci réapparaît après le retour au calme et la diminution du taux de sédimentation, en se manifestant par une bioturbation plus ou moins intense.

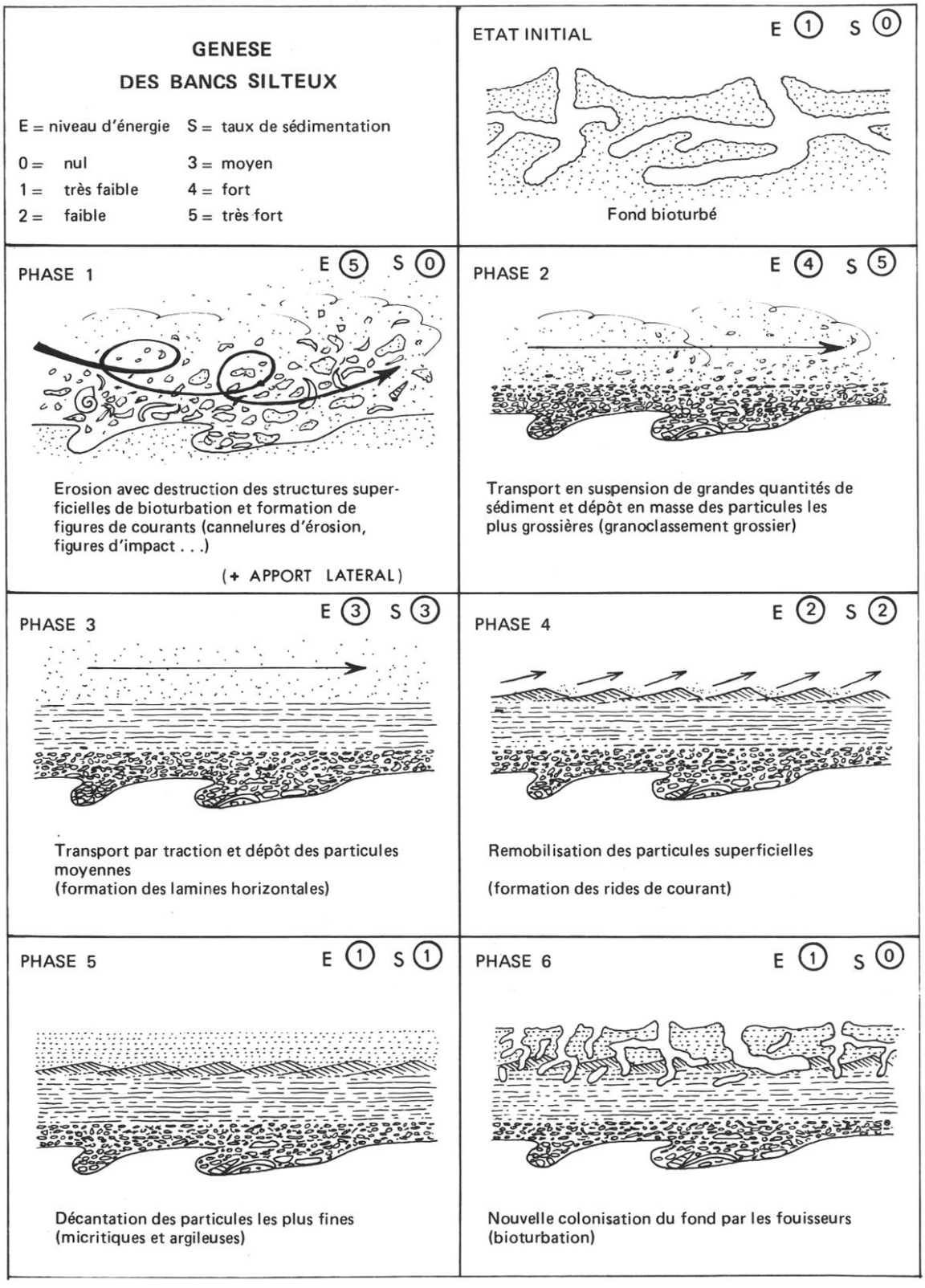


Fig. 12 – **Principales étapes de la genèse d'un banc silteux.**

L'interprétation des bancs silteux comme dépôt de tempête est ici envisagée. Sans doute par réaction au "catastrophisme" excessif qui caractérisait la science géologique à ses débuts, ce sont surtout des phénomènes naturels les plus communs, continus ou à période courte, qui sont généralement invoqués dans les synthèses sédimentologiques. Cependant, les phénomènes "exceptionnels" et semblant catastrophiques à l'échelle humaine (courants de turbidité, tempêtes), mais normaux et fréquents à l'échelle géologique se sont vite révélés, avec les progrès de la sédimentologie, d'une grande importance. C'est ainsi que beaucoup de dépôts sont actuellement interprétés ou réinterprétés comme dépôts de tempête (tempestite - storm deposit). Ils sont d'aspect extrêmement variable car fonction de leur distance par rapport à la côte, de leur bathymétrie, de l'intensité de la tempête, de l'étendue et de la variété des fonds marins concernés.

Certains présentent des analogies frappantes avec ceux décrits ci-dessus. Parmi les exemples existants dans la littérature, on retiendra :

- les "storm lags" décrits par R. L. BRENNER et D. K. DAVIES (1973) dans l'Oxfordien du Wyoming et du Montana, bancs de faible extension latérale, d'épaisseur moyenne de 10 cm, intercalés dans des marnes, à surface basale érosive et constitués essentiellement de grains de quartz, de glauconie et de valves de lamellibranches présentant leur convexité vers le haut ;

- les "schill-tempestite" décrits par T. AIGNER (1977-1979) dans le Muschelkalk allemand sont également des bancs coquilliers granoclassés de quelques centimètres, évoluant progressivement vers leur sommet en pelmicrite laminée et marqués à leur base par une très nette surface d'érosion. L'environnement est également argileux ;

- les "storm-sand-layers" décrits par H. E. REINECK et I. B. SINGH (1972) dans les fonds actuels (Mer du Nord) à sédimentation vaseuse prédominante, niveaux sableux à lamination surtout horizontale et soulignée par des lits à pellets ;

- certains "storm deposits" décrits par G. KELLING et P. R. MULLIN (1975) dans le Carbonifère marocain où s'exprime parfois la séquence de Bouma.

De nombreuses autres descriptions et interprétations semblables (BANKS, 1973 - GOLDRING et BRIDGES, 1973 - BRENCHLEY et PICKERILL, 1980 - BENTON et GRAY, 1981 - KREISA, 1981 - NELSON, 1982) montrent que cette hypothèse est actuellement bien admise. Les dépôts hettangiens d'Allemagne de l'Ouest (Saxe) décrits par W. HANTZSCHELL et H. E. REINECK (1968) présentent notamment des similitudes remarquables avec les dépôts oxfordiens décrits ci-dessus.

Comme le font remarquer H. E. REINECK et I. B. SINGH (1972) ou R. L. BRENNER et D. K. DAVIES (1973), une des manifestations essentielles des tempêtes est de remobiliser des sédiments grossiers dans les zones peu profondes et d'en entraîner une certaine quantité vers le large dans des zones plus profondes et plus calmes.

M. O. HAYES (1967) précise même qu'en fin de tempête, se développent de forts courants capables d'étaler loin de la côte et sur des fonds homogènes et vaseux, des sédiments de type turbidite. Ces dépôts sont donc dus à des courants de reflux et leur importance est fonction de leur éloignement par rapport au domaine littoral. T. AIGNER (1979) souligne l'intérêt de l'étude de la fréquence des dépôts de tempête. Il illustre ses résultats en dressant des cartes en lignes "isotempestites" qu'il juge utiles pour apprécier l'évolution bathymétrique d'un bassin.

En conclusion, ce type de sédiment semble caractériser un milieu peu profond, suffisamment toutefois pour être à l'abri des émersions (ou soumis seulement à des émersions exceptionnelles ?). Ordinairement situé en zone calme, le fond pouvait être épisodiquement remanié par des

courants de courte durée. C'est dans ces conditions particulières que devaient s'effectuer les épandages silteux . Pour le milieu de dépôt semblable de l'Hettangien ouest-allemand, W. HANTZSCHEL et H. E. REINECK (1968) envisagent une profondeur de 6 à 40 mètres. On peut admettre la même fourchette bathymétrique pour ces faciès septentrionaux des Calcaires lités.

2) Les lits silteux

Sont qualifiés de lits silteux, les niveaux riches en grains de quartz peu épais et mal individualisés, soit parce qu'ils sont discontinus (cas des lentilles silteuses des formations marneuses), soit parce qu'ils font partie intégrante d'une unité lithologique plus importante bien définie (cas des passées détritiques des bancs calcaires).

a. Les lentilles silteuses des niveaux marneux

Passant facilement inaperçues dans les affleurements frais, ces lentilles sont rapidement mises en saillie, voire totalement dégagées, par l'érosion et s'oxydent rapidement en prenant une teinte rouille. Leur épaisseur dépasse rarement le centimètre et leur plus grande dimension est de l'ordre de la dizaine de centimètres. Leur litage très fréquemment oblique prouve que, dans la plupart des cas, il s'agit de rides de courant isolées. Ces rides restent parfois en connexion ; c'est le cas par exemple du banc RIV 111 qui a pu être prélevé sur une surface suffisamment vaste (50 cm^2) pour constater qu'il s'agit encore de rides d'interférences. Il apparaît ainsi que le terme C de la séquence granoclassée s'exprime souvent isolément. En fait, tous les termes de passage existent depuis les bancs silteux étudiés précédemment jusqu'aux lentilles silteuses.

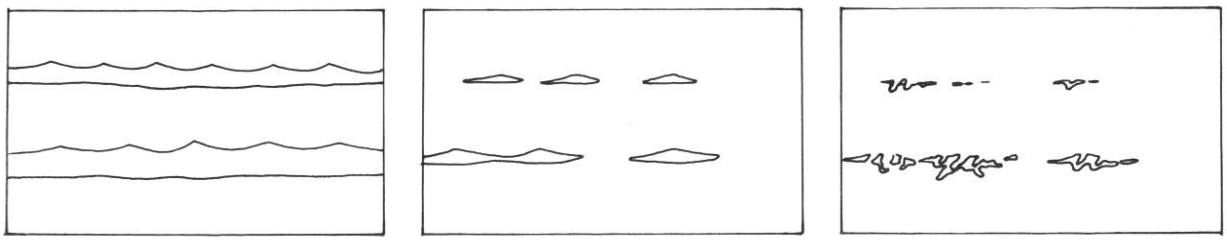


Fig. 13 – **Différents types de stratification des niveaux silteux au sein des marnes.**

Là aussi une bioturbation parfois très active peut modifier considérablement l'aspect du dépôt originel. On retrouve ainsi les 3 faciès décrits par P. BRANCHLEY et R. K. PICKERILL (1980); "regular layered facies", "irregular layered facies" et "mottled facies" (fig. 13). Le dépôt le plus fréquent ("irregular layered facies") est caractérisé par une stratification lenticulaire ("lenticular bedding" ou "flaser bedding")assez typique à lentilles connectées ("continuous lenticular bedding") ou disjointes ("broken lenticular bedding") selon la terminologie de la classification proposée par H. E. REINECK et F. WUNDERLICH (1968). Un tel dépôt suppose des variations fréquentes de l'hydrodynamisme, conditions qui se trouvent préférentiellement réalisées dans les environnements subtidaux à intertidaux. Ils sont généralement considérés comme indicateurs de bathymétrie faible. La répartition très aléatoire des lits silteux au sein des marnes ainsi que leur variabilité, illustre cependant assez mal l'action régulière des courants de marées. Là encore, une agitation exceptionnelle (mais banale à l'échelle des temps géologiques) et sensible à plus grande profondeur lors de tempêtes, semble mieux convenir pour

expliquer ce type de dépôt que l'on peut considérer comme l'équivalent latéral et distal des bancs silteux. N.HAWLEY (1981) après étude expérimentale de la genèse du "flaser bedding" arrive également à l'idée d'une "storm action".

Un autre phénomène sédimentaire, également lié à l'existence de passées détritiques plus grossières, mérite d'être signalé. Il a été mis en évidence dans la carrière ouverte dans les Calcaires lités du Mont Rivel à Champagnole grâce à des conditions exceptionnelles. De très gros blocs marneux de plusieurs m3 sont parfois laissés par les ouvriers sur le plancher de la carrière afin qu'ils se délitent naturellement sous l'effet des agents atmosphériques. L'un de ces blocs s'est ouvert sur plusieurs m2 au niveau d'une surface à rides remarquable. La passée quartzeuse qui a permis ce modelé est si discrète que l'on a l'impression que ces rides sont apparues dans le sédiment marneux lui-même. Il est évident que l'existence de telles figures sédimentaires passe totalement inaperçue lors de l'examen du front de taille. Il est donc possible que ces figures soient en fait assez fréquentes. Le bloc observé se trouvait sur le deuxième plancher de la carrière, ce qui permet de situer ces rides dans les niveaux 122/130, vraisemblablement dans le 124 (fig. 8). Il s'agit de grandes rides simples, symétriques, légèrement sinueuses et parfois bifurquées. Leur longueur d'onde varie de 20 à 30 cm et leur amplitude est de l'ordre de 5 cm (pl. 30, fig. 1).

b. Les passées détritiques des bancs calcaires

Les bancs calcaires ne renferment, dans la très grande majorité des cas, qu'une quantité négligeable de grains de quartz dispersés dans la matrice micritique. Il arrive toutefois que les grains de quartz soient assez abondants pour constituer de véritables lits silteux au sein du calcaire où ils sont souvent associés, en quantité au moins égale, à des grains carbonatés de type pellet. Ces lits silteux présentent une lamination généralement horizontale (pl. 30, fig. 5), parfois oblique (pl.30, fig. 7) et assez souvent perturbée par la bioturbation (pl. 26, fig. 2, 5 ; pl. 27, fig. 5 ; pl. 30, fig. 6).

La répartition des passées détritiques au sein des bancs calcaires se fait selon plusieurs modes qui peuvent s'illustrer par 3 types principaux de litage (fig. 14) :

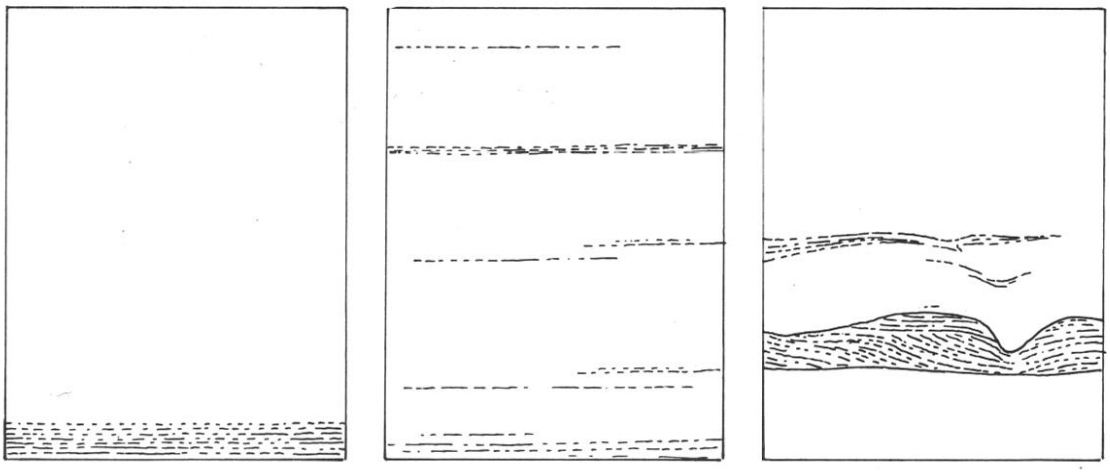


Fig. 14 – **Principaux types de répartition des lits silteux au sein des bancs calcaires.**

- Type A (ex. ARB 105)

La base du banc calcaire est représentée par un niveau détritique à lamination de courant horizontale constituée de grains de quartz et de pellets soudés par une microsparite. Dans la masse principale du banc, ces mêmes éléments se trouvent dispersés au sein d'une micrite. Le passage entre les deux zones peut être assez brusque ou progressif. Un tel banc semble résulter d'une seule phase de dépôt où la micrite aurait réagi comme l'élément détritique le plus fin de l'apport.

- Type B (ex. ARB 130)

Le banc n'est plus caractérisé par un seul lit détritique basal mais par plusieurs lits répartis d'une manière aléatoire dans sa masse. La mise en place du banc résulte donc ici de plusieurs phases de dépôts dues vraisemblablement à des variations fréquentes de l'hydrodynamisme.

- Type C (ex. ARB 151)

Le lit détritique repose ici sur un niveau micritique basal qu'il tronque nettement. Il est lui-même tronqué par un niveau micritique supérieur selon une surface de bioturbation assez nette. Cet exemple montre qu'il y a non seulement plusieurs phases de dépôt, mais encore une certaine indépendance entre ces dépôts. C'est ce qui a déjà été remarqué dans les bancs silteux où il existe souvent une surface de rupture à la limite des dépôts grossiers et des dépôts fins à sédimentation beaucoup plus lente par décantation. Cette surface de rupture est une surface de ravinement à la base des niveaux grossiers et une surface de bioturbation à la base des niveaux fins.

En conclusion, le phénomène de mise en place des passées détritiques est le même que ce soit en milieu marneux ou en milieu calcaire. Il s'agit uniquement d'un problème d'hydrodynamisme (plus ou moins important) et de matériel sédimentaire disponible dans le bassin (terrigène, carbonaté ou mixte).

III - L'ORIGINE DES APPORTS TERRIGENES

L'importance et la large extension de la sédimentation terrigène dans l'Oxfordien inférieur sont des phénomènes qui dépassent largement le cadre restreint du domaine jurassien. L'origine des argiles et leur mode de cheminement jusqu'à leur aire de sédimentation représentent un problème général de la sédimentation oxfordienne pour lequel une étude régionale ne peut guère apporter de réponse.

Par contre, avec l'Oxfordien moyen et supérieur, se développent des faciès très diversifiés et l'étude des dépôts terrigènes dans le cadre restreint d'une région devient alors intéressante. Ainsi, dans un domaine aussi limité que le Jura méridional, la deuxième séquence oxfordienne montre des variations remarquables d'apports terrigènes. Celles-ci sont surtout sensibles avec le développement local de niveaux riches en quartz. La répartition de ceux-ci permet de mettre en évidence trois zones (fig. 15).

Une zone nord caractérisée par une relative abondance du quartz d'une part dans les Couches d'Effingen où il se concentre parfois en lits silteux peu importants (Andelot-en-Montagne - AND, Champagnole-Mont Rivel - RIV, Chatelneuf-La Billaude - BIL) et d'autre part dans les Calcaires lités où ils forment parfois des bancs silteux pouvant atteindre 10 cm d'épaisseur (Marigny-sur-Ain - MAR, Champagnole-Mont Rivel - RIV, Les Arboux - ARB, Pontarlier-Ronde Fontaine - ROF).

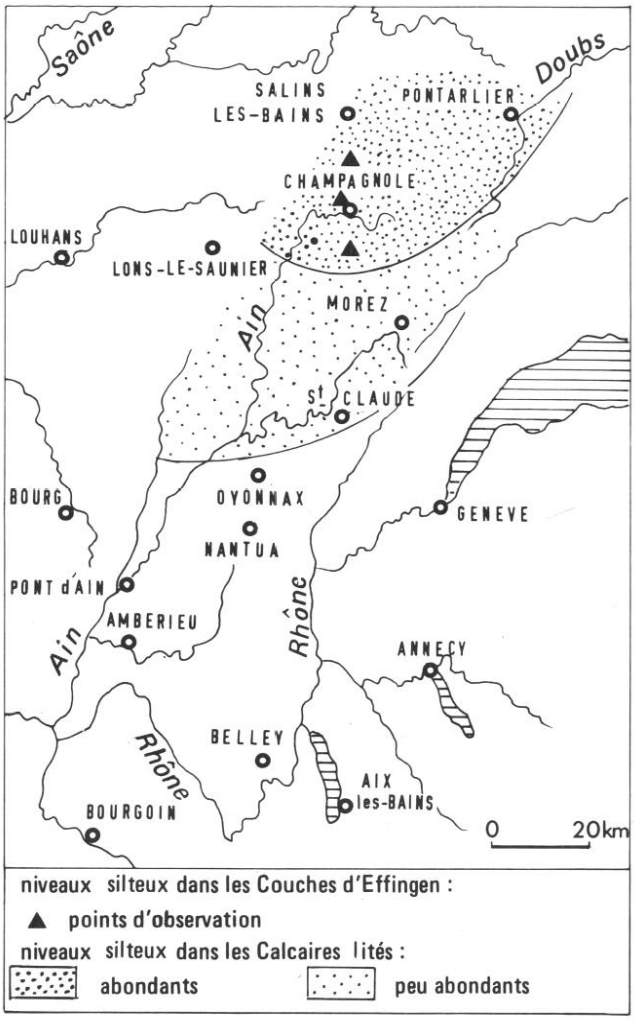


Fig. 15 – **Carte schématique de répartition des niveaux silteux dans le Jura méridional pendant l'Oxfordien.**

Une zone intermédiaire où les influences détritiques ne se font plus sentir que dans le sommet de la séquence supérieure soit immédiatement au-dessus de la barre calcaire des Couches du Geissberg dans la partie ouest (Arnant-Cuvergnat - ARC, Savigna - SAV) soit au sommet des Calcaires lités dans la partie est (Saint-Claude-Crêt-Pourri - CPR).

Une zone sud où les apports quartzeux sont absents ou toujours suffisamment diffus pour qu'il n'y ait plus d'individualisation de niveaux silteux.

En considérant globalement la séquence supérieure, il apparaît nettement une diminution progressive de l'importance et du nombre des niveaux silteux lorsque l'on gagne le Sud du bassin.

W. BOLLIGER et P. BURRI (1967, 1970), grâce à des arguments morphoscopiques, ont avancé l'hypothèse que le quartz rencontré dans l'Oxfordien du Jura bernois est d'origine éolienne. De ce fait, ces auteurs attribuent une valeur stratigraphique aux maximums qu'ils ont mis en évidence

dans la distribution verticale du quartz et ont ainsi proposé un nouveau schéma de corrélation pour les formations oxfordiennes du Jura suisse.

F. PERSOZ et J. REMANE (1973), dans leur étude sédimentologique de l'Oxfordien du Jura neuchâtelois, mettent aussi en évidence des maximums dans la teneur en quartz. Ils reconnaissent cependant que ces maximums se corrèlent difficilement avec ceux de W. BOLLIGER et P. BURRI.

Il semble donc que ces apports de quartz n'aient qu'une valeur stratigraphique limitée dans le Jura suisse. L'étude de l'Oxfordien du Jura méridional français et notamment des Calcaires lités montre que, au sein d'une formation bien délimitée stratigraphiquement par les ammonites, les teneurs en quartz peuvent varier considérablement. Le phénomène le plus intéressant serait plutôt la disparition progressive des niveaux quartzeux dans les zones méridionales semblant ainsi illustrer une alimentation nordique du bassin en matériel détritique.

L'exoscopie des grains de quartz n'ayant pas été réalisée ici, il n'est pas possible de se prononcer sur la possibilité d'un apport éolien. Il a cependant été démontré ci-dessus, par simple étude stratonomique, que là où le matériel quartzeux est le plus abondant, il a manifestement subi un transport sous l'action de courants sous-marins. C'est la raison pour laquelle un apport sous-aquatique de quartz paraît ici plus probable bien que les courants invoqués se soient peut être contentés de remanier et de concentrer en bancs le matériel détritique grossier.

Le problème de l'origine des apports terrigènes est tout aussi délicat lorsque l'on considère l'éventuel continent fournisseur. Si l'on admet une alimentation par le Nord durant la séquence oxfordienne supérieure, on voit assez mal où pouvait transiter ce matériel dans le domaine jurassien franc-comtois caractérisé selon la conception classique par le développement des faciès carbonatés de plate-forme.

Or, il vient d'être démontré (ENAY, CONTINI et BOULLIER - communication orale sur travail en cours - premiers résultats dans ouvrage sur la Synthèse du Sud-Est à paraître) que ces formations carbonatées septentrionales n'ont pas, à l'Oxfordien, l'extension stratigraphique aussi vaste qu'on leur attribuait. Ainsi les Marnes à astartes, précédemment datées du Kimméridgien, seraient l'équivalent des Couches d'Effingen, des Couches du Geissberg et des Calcaires lités. Il est certain que cette nouvelle corrélation, plus satisfaisante du point de vue sédimentologique, s'accorde bien avec l'hypothèse avancée ici.

Il est enfin intéressant de souligner que, même dans le domaine jurassien méridional de type "bassin", la zone des Calcaires lités caractérisée par un détritisme important est très étroite. Ainsi, l'affleurement du Mont Rivel (RIV), paraît situé dans l'axe du flux terrigène. Immédiatement à l'Est les Calcaires lités du cirque des Arboux (ARB) ne montrent plus de véritables bancs silteux mais quelques lits silteux dispersés dans les bancs calcaires. Immédiatement à l'Ouest, les Calcaires lités de Marigny-sur-Ain (MAR) montrent la même diminution des niveaux silteux. Il semble bien que le matériel terrigène soit concentré dans un domaine étroit de part et d'autre duquel il se dilue assez rapidement dans le matériel carbonaté.

Si l'on admet la possibilité d'un transit à travers la plate-forme développée dans le Nord du domaine jurassien, se pose alors le problème de l'identification du continent fournisseur.

P. ARTRU (1972), dans son travail sur les Terres Noires du bassin dauphinois, a envisagé la question de l'origine des apports sableux oxfordiens. Par le biais de résultats d'études réalisées dans les séries pélitiques du Lias et du Dogger de Suisse, il voit l'origine de ces apports dans le démantèlement des séries paléozoïques d'une "terre alémanique" émergée. Cette terre alémanique correspondait approximativement aux massifs cristallins externes septentrionaux (Aar, Mont Blanc, Aiguilles Rouges). Cette hypothèse ne paraît pas pouvoir convenir car, d'une part, il semble bien que cette terre, bien individualisée au Lias, occupait une situation trop orientale et trop méridionale par

rapport au bassin jurassien et, d'autre part, était semble-t-il (TRUMPY, 1969) totalement ou presque totalement immergée au Malm.

L'idée de l'existence de terres émergées au niveau du massif Vosges-Forêt Noire vient alors à l'esprit. M. A. ZIEGLER et R. TRUMPY (1964) ont même développé cette idée, mais comme le reconnaissent W. BOLLIGER et BURRI (1970) il n'y existe aucune preuve d'émersion ou d'érosion. Même si celles-ci se sont produites, elles ont été insuffisantes pour permettre le démantèlement de couches susceptibles de fournir du quartz dans le bassin.

Il faut donc rechercher un continent encore plus septentrional. La seule possibilité sérieuse reste alors l'existence de la Terre ardennaise (ou Terre ardenno-rhénane) dont l'émersion paraît bien démontrée. L'important travail de synthèse paléogéographique réalisé par le Groupe français d'Etude du Jurassique sous l'impulsion de R. ENAY et C. MANGOLD (1980) confirme, pendant toute la durée du Jurassique, la permanence d'un important domaine émergé situé approximativement à l'emplacement actuel du Massif des Ardennes.

Cette terre émergée a très vraisemblablement fourni, au moins à l'Oxfordien supérieur, l'essentiel du matériel détritique du bassin jurassien. On notera enfin que, dès l'Oxfordien supérieur (Séquanien des auteurs) entre cette terre "pérenne" et le domaine étudié, se développait une zone à caractère intermédiaire où se manifestent des indices d'influences continentales voire même d'émersion. Ils sont notamment nombreux dans le Jura septentrional et les Plateaux de Haute-Saône (lignites, niveaux à characées, brèches à cailloux noirs, niveaux à végétaux terrestres, niveaux à vertébrés terrestres, gypse). Dans une note de synthèse récente, R. ENAY (1980) en dresse l'inventaire détaillé, les discute et les replace dans leur contexte paléogéographique.

B – LE MATÉRIEL THALASSOGÈNE

S'opposant aux constituants terrigènes issus de la destruction des continents, les constituants thalassogènes sont élaborés directement dans le bassin de sédimentation. Ils résultent d'une précipitation chimique ou biochimique et peuvent subir des remaniements et des transports plus ou moins importants. On peut ainsi distinguer des constituants orthochimiques ou allochimiques suivant l'existence ou seulement l'importance de ces remaniements et transports. Cette distinction ne paraît en fait pas toujours très évidente car elle s'appuie sur des critères souvent délicats à apprécier.

Ce sont les carbonates qui représentent ici l'essentiel du matériel thalassogène. Parmi ceux-ci la calcite a une importance considérable ; elle est, avec les minéraux argileux, un constituant minéralogique majeur des sédiments oxfordiens du Jura. Elle s'exprime de manières très diverses :

- en tant qu'éléments figurés
  - . soit sous forme de grains carbonatés (pellets, oolithes ...) ;
  - . soit sous forme de restes squelettiques d'organismes (coquilles, tests ...) ;
- en tant que matrice, sous forme de micrite ;
- en tant que ciment sous forme de sparite ou de microsparite ;
- en tant que minéral de remplacement suite à divers phénomènes épigénétiques.

La micrite est de très loin l'expression la plus répandue de la calcite. Presque omniprésente, c'est elle qui, par sa concentration, détermine l'apparition de la très grande majorité des bancs de la série oxfordienne.

I - LA MATRICE MICRITIQUE

1) Etude pétrographique

Ce sont évidemment les calcaires fins, cryptocristallins et très faiblement argileux, qui se prêtent le mieux à l'étude de la micrite. Ce type pétrographique, assez proche du véritable calcaire lithographique, caractérise la formation des Calcaires pseudolithographiques. Il apparaît cependant plus bas dans la série où il se rencontre déjà assez couramment dans la formation des Calcaires lités.

L'examen par microscopie électronique à balayage fournit des renseignements intéressants. On adoptera ici la terminologie proposée par J. P. LOREAU (1972).

Les grains ont une taille généralement comprise entre 1 et 4 μm. Ils atteignent parfois 5 μm. Dans de rares cas ils présentent quelques faces cristallines et peuvent alors être qualifiés de subhédraux mais le plus souvent ils n'ont qu'une morphologie anhédrale. Leur forme, très quelconque, est difficilement qualifiable. Les types isométriques et amiboïdes semblent toutefois les mieux représentés. Les contacts entre les grains illustrent généralement une structure serrée (pl. 41, fig. 1, 3). Dans certains cas extrêmes, une structure de type punctique caractérise les calcaires les plus microporeux (pl. 41, fig. 4) et une structure de type engrenée caractérise les calcaires les plus massifs (pl. 41, fig. 2). Aucune orientation n'affecte les grains dont l'assemblage constitue une matrice extrêmement homogène. De rares nanofossiles sont presque toujours présents parmi ces grains. Ils sont représentés essentiellement par des coccolithes isolés et plus ou moins bien conservés se rapportant pour la grande majorité d'entre eux à la famille des Ellipsagelosphaeraceae NOEL, 1965 (pl. 42, fig. 5-7). Il n'a jamais été observé de coccosphères. Toutes ces caractéristiques des nanograins ainsi que la présence de nanofossiles se retrouvent dans les micrites de tous les niveaux oxfordiens. L'ultrastructure de la roche est toutefois modifiée par la présence, en plus ou moins grande quantité, de minéraux argileux. Ces minéraux phylliteux se présentent sous forme de feuillets qui recouvrent et empatent les grains de calcite. On pourra ainsi comparer, pl. 41, fig. 5-8 deux couples banc/interbanc. Dans les deux cas, le sédiment de l'interbanc, plus riche en argile, présente une ultrastructure feuilletée.

2) Premières considérations sur l'origine de la micrite

Les nanograins de calcite, par leur morphologie anhédrale et quelconque, plaident plutôt pour une origine détritique du matériel micritique. On peut envisager en premier lieu un approvisionnement en débris par des organismes à test calcaire vivant dans la tranche d'eau surincombante aux fonds micritiques. Or, les seuls restes squelettiques identifiables sont des coccolithes. Leur état de désagrégation plus ou moins poussée prouve incontestablement qu'ils participent à l'élaboration du sédiment micritique. La plupart des nanograins constituant la micrite, par leur taille et leur forme, ne peuvent cependant résulter de la destruction des coccolithes. Ces derniers sont par ailleurs généralement très peu abondants dans le sédiment. Ils ne sont concentrés qu'à l'intérieur de pelotes fécales d'organismes microphages (voir p. 278 et pl. 42, fig. 1-7).

Il semble donc bien que la micrite ne puisse résulter essentiellement d'une "pluie" de détritus carbonatés d'origine pélagique. On notera à ce sujet que le plancton oxfordien, d'une manière générale, était encore assez pauvre en organismes à test calcaire et que ceux-ci étaient largement dominés par les Coccolithophoridés. On est ainsi amené à envisager une autre solution au problème : l'essentiel de la masse micritique ne résulterait-elle pas de la destruction de restes squelettiques d'organismes benthiques ? La rareté, voire même l'absence de bioclastes calcaires dans la plupart des bancs micritiques, incite alors à penser que cette micrite détritique provient essentiellement de domaines éloignés où la vie benthique est beaucoup plus développée. Une partie au moins du matériel micritique aurait ainsi pu subir un transport assez important. Celui-ci expliquerait d'autre part le bon calibrage des grains. On remarquera, à ce propos, que R. L. FOLK (1959-1962) considère la micrite comme un constituant orthochimique, estimant qu'elle résulte essentiellement d'une précipitation chimique ou biochimique in situ. Il admet cependant aussi la possibilité d'une origine détritique de la micrite, par destruction de débris calcaires d'organismes, et de son transport par les courants. On notera également que l'essentiel de la théorie de cet auteur s'appuie en fait sur la mobilité du matériel micritique qui, chassé hors des zones agitées, ne se dépose que dans les zones les plus abritées. Comment alors ne pas concevoir que le transport de la micrite est un phénomène fondamental ?

II - LES GRAINS CARBONATES

1) Les pellets

a. La micrite "hétérogène"

Si tous les sédiments micritiques oxfordiens semblent homogènes à l'oeil nu, ils peuvent souvent présenter une certaine hétérogénéité dès l'examen par microscopie optique. On opposera donc ainsi, à la micrite homogène, d'apparence unie, la micrite hétérogène d'apparence tachetée (pl. 25, fig. 1-2).

Les taches en question correspondent à des zones arrondies caractérisées par une micrite plus sombre et souvent aussi d'aspect plus compact. Leurs contours n'étant jamais bien définis, elles apparaissent toujours plus ou moins floues. Leur taille se situe entre 30 et 120 microns.

La répartition de ces taches dans la matrice est en général assez quelconque. Leur densité est très variable. Lorsqu'elles sont abondantes au point d'être jointives ou presque, il arrive qu'elles soient cimentées par une calcite plus grossièrement cristalline, de type microsparite. Ceci évoque alors la structure grumeleuse définie par L. CAYEUX (1935). Dans la plupart des cas, le sédiment est représenté par quelques taches à l'état diffus dans une micrite franche. Tous les termes de passage existent cependant entre une micrite parfaitement homogène et une micrite hétérogène à structure grumeleuse.

b. Les différents types de pellets

Selon L. CAYEUX (1935), les taches décrites ci-dessus pourraient être dénommées "grumeaux". Ce terme a en fait été fort peu employé dans la littérature avec ce sens, et on lui a très souvent préféré celui de "pellet". L'utilisation de ce dernier soulève cependant des problèmes de nomenclature.

Selon R. L. FOLK (1959), le terme de pellet désigne des agrégats arrondis, sphériques, elliptiques ou ovoïdes de boue carbonatée microcristalline dépourvus de toute structure interne. L'origine très diverse des agrégats calcaires correspondant à cette définition a provoqué la création de nombreux termes annexes (pelletoid, fecal pellet, pseudopellet ...). Le terme de pellet a alors été utilisé avec des acceptions diverses et, de ce fait, banni par certains sédimentologistes. Cela ne résoud pas pour autant le problème, et la création du terme de péloïde (Mc KEE et GUTSCHICK, 1969) traduit bien la nécessité de disposer d'un terme général. Son utilisation, selon l'acception de ses auteurs, ne semble du reste guère justifiée, dans la mesure où la définition proposée ne s'éloigne guère de celle du pellet de R. L. FOLK. Ce terme de péloïde a du reste également été dévié de sa signification originelle et employé avec des significations plus ou moins restreintes.

Vu le désordre qui subsiste actuellement dans cette terminologie, il incombe à chaque auteur de définir les mots qu'il emploie. Mon opinion sur ce sujet est résumée dans le tableau de la fig. 16. Il s'inspire de la classification proposée par L. E. FAHRAEUS, R. M. SLATT et G. S. NOWLAN (1974). Le terme de pellet reste purement descriptif et très général. Les autres ont une signification génétique dans la mesure où ils sous-entendent l'origine supposée, mais non forcément démontrée, de l'agrégat. De très nombreux mécanismes ont été envisagés pour expliquer la genèse des pellets :

PELLET = TERME DESCRIPTIF — Selon R.L. Folk (1959) = Agrégat arrondi, sphérique, elliptique ou ovoide de boue calcaire microcristalline dépourvue de toute structure interne.

CLASSIFICATION GENETIQUE DES PELLETS

INTERVENTION BIOLOGIQUE	terme anglais	terme français	auteurs	définition proposée	observations
Certaine	Fecal Pellet	Pelote fécale	?	Pellet d'origine fécale	La présence d'une ornementation externe ou d'une structure interne qui fournit généralement la preuve d'une origine fécale exclut les éléments correspondants des pellets au sens de R.L. FOLK (= microcoprolithes)
Certaine à Possible	Pelletoid	Pellétoïde	H. BLATT G. MIDDLETON R. MURRAY 1972	Pellet formé par recristallisation d'une autre particule	Il s'agit généralement d'une micritisation provoquée par l'action de microorganismes endolithes. La subsistance de traces de la structure de la particule originelle qui fournit la preuve d'une micritisation exclu les éléments correspondants des pellets au sens de R.L. FOLK (= particules micritisées)
Possible	Peloid	Péloïde	E.D. Mc KEE R.C. GUTSCHICK 1969	Pellet d'une autre origine ou d'une origine inconnue	Selon les auteurs, la définition est plus large : ce sont des agrégats carbonatés cryptocristallins ou microcristallins, d'origine quelconque. Le terme est alors pratiquement synonyme de celui de pellet au sens de R. L. FOLK.
Nulle	Pseudopellet	Pseudopellet	L.E. FAHREUS R.M. SLATT G.S. NOWLAN 1974	Pellet d'origine mécanique	Les auteurs du terme écrivent en fait : "Pellet d'origine inorganique certaine". Ils ne décrivent toutefois que des agrégats de boue façonnés par des forces hydrauliques donc d'origine mécanique. Ces agrégats ont donc les caractères des pellets mais la signification génétique des intraclasts au sens de R.L. FOLK.

Fig. 16 – **Essai de classification et de caractérisation des différents types de pellets.**

- origine mécanique
  - par façonnement de grains de boue sous l'action de courants ;
- origine chimique ou biochimique
  - par précipitation de calcite microcristalline en agrégats ;
  - par recristallisation d'une boue calcaire ;
  - par recristallisation de particules calcaires ;
- origine biologique
  - par agglutination fécale ;
  - par agglutination due à des bactéries ou à des algues ;
  - par microperforation et micritisation de particules calcaires.

Si certains modes de formation sont évidents et bien connus (origine fécale par exemple) d'autres restent conjecturaux.

- Les pelotes fécales

L'interprétation des pellets comme pelotes fécales est certainement, d'une manière générale, la plus couramment admise. En ce qui concerne les sédiments oxfordiens, cette hypothèse paraît également la plus satisfaisante dans la plupart des cas, c'est-à-dire dans les micrites hétérogènes où les pellets sont diffus dans la matrice. Ces derniers sont d'ailleurs souvent associés à des corps cal-

caires plus gros et mieux caractérisés dont l'origine fécale ne fait aucun doute (microcoprolithes). La présence de ces traces d'activité biologique est le témoin d'une certaine vie benthique sur et/ou dans le sédiment.

On conservera cependant le terme purement descriptif de pellet pour désigner ces petits agrégats micritiques, vu l'incertitude qui subsiste sur leur origine.

- Les pelletoïdes

Rares, ils n'apparaissent que dans les faciès grainstone du sommet de la séquence supérieure et sont donc absents dans les faciès typiques de l'Oxfordien.

- Les peloïdes

Sont qualifiés ici de péloïdes, les pellets dont l'origine reste méconnue mais qui ne sont, de façon certaine, ni des pelotes fécales, ni des pelletoïdes, ni des pseudopellets. D'origine diagénétique précoce, ils sont vraisemblablement issus d'une précipitation induite par la décomposition de substrats organiques (p. 131).

- Les pseudopellets

Le terme de pseudopellet a été introduit récemment (FAHRAEUS et alii, 1974) pour désigner des pellets d'origine purement mécanique. Ils correspondent à de petites particules de sédiment non consolidé, arrachées au fond, transportées et façonnées par des courants. Il ne s'agit en fait que d'intraclastes particuliers caractérisés par leur forme arrondie, leur nature micritique et leur absence de structure interne.

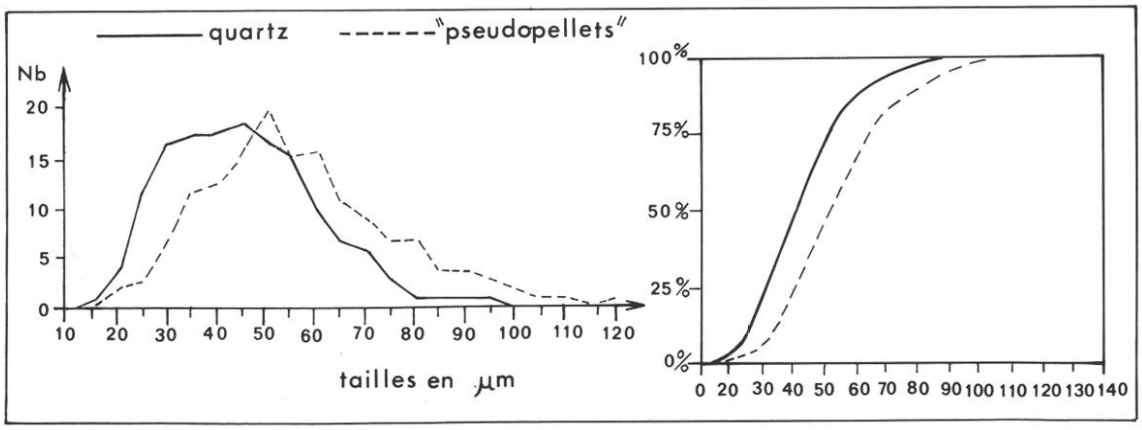


Fig. 17 – **Exemple d'étude granulométrique comparée des grains de quartz et des "pseudopellets" d'un même niveau d'apparence homogène** (Calcaires lités, Les Arboux).

Certains niveaux des Calcaires lités, dans le Nord du bassin principalement, pourraient renfermer de tels pseudopellets. Ces derniers sont tout à fait conformes aux illustrations et aux descriptions originales. Leur taille varie de 20 à 120 μm mais se situe en moyenne autour de 50μm et leurs contours sont relativement nets pour des pellets. Rarement seuls, ils sont souvent associés à des grains de quartz. Les courbes cumulatives de distribution de leurs tailles et de celles du quartz présentées fig. 17 illustrent bien la réponse identique de ces deux types de grain aux forces hydrauliques.

Les "pseudopellets" sont généralement concentrés en lamines millimétriques ou lits centimétriques à base très nette et à sommet flou. La netteté de la base correspond, de toute évidence, à une surface d'érosion alors que le sommet, qui montre un envahissement progressif de la matrice micritique, indique un retour à des conditions plus calmes (pl. 25, fig. 1 a-c).

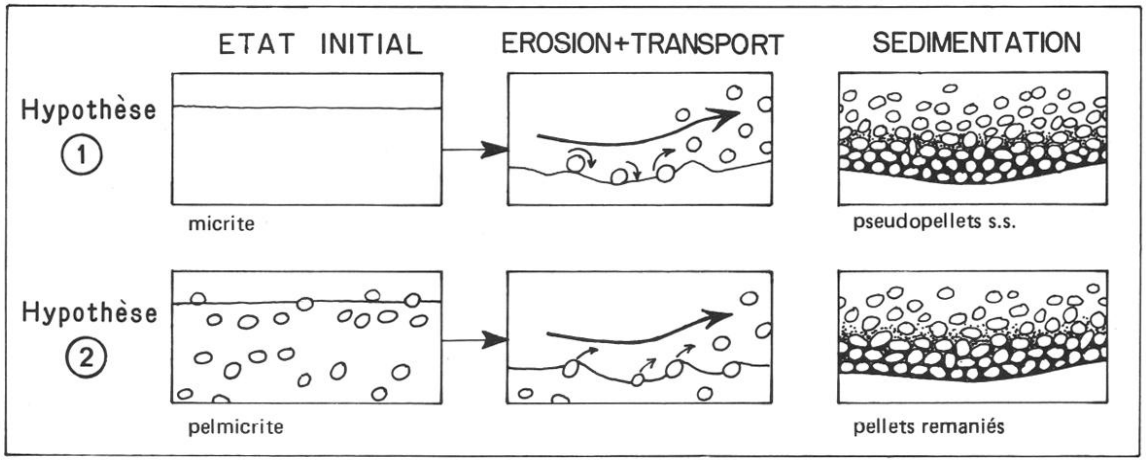


Fig. 18 – **Hypothèses sur la genèse des lits à pellets des Calcaires lités.**

Si la signification de ces petites séquences de dépôt est claire, l'origine même des pellets reste discutable. On peut en effet se demander si ces agrégats micritiques ont bien été formés par les courants ou si ils préexistaient et ont, soit simplement été entraînés, soit même dégagés de la vase qui les emprisonnait puis transportés (fig. 18). Ne s'agirait-il pas, par exemple,de simples pelotes fécales remaniées ? C'est vraisemblable dans la plupart des cas, mais la micrite très homogène que l'on trouve généralement tronquée par les niveaux typiques à "pseudopellets" prouve l'existence de petites phases d' érosion active mettant à jour de la micrite relativement consolidée et laissant probable la formation de vrais pseudopellets.

c. Nouvelles considérations sur l'origine de la micrite

L'abondance des pellets dans les micrites étudiées prouve que celles-ci étaient fréquemment remaniées, façonnées en agrégats, transportées ... La genèse des micrites du bassin jurassien à l'Oxfordien semble donc pouvoir se résumer schématiquement ainsi :

- Une origine essentiellement détritique

  - lointaine, par apport latéral important de particules carbonatées. Ces particules arrivant au lieu de leur sédimentation, soit sous forme libre, soit sous forme agglomérée (pellets). Il est très probable que ces particules soient essentiellement d'origine biodétritique : elles proviennent vraisemblablement de la destruction des parties squelettiques d'organismes benthiques vivant en bordure du bassin ;

  - rapprochée,-par apport vertical assez peu important de débris carbonatés d'organismes pélagiques (Coccolithophoridés essentiellement) ;

    -par désagrégation et micritisation de squelettes, coquilles et tests d'organismes benthiques autochtones. Ce processus est peu important, la vie benthique productrice d'éléments squelettiques étant relativement pauvre sur les fonds micritiques.

- Une évolution secondaire plus ou moins importante témoignant peut être,dans certains cas,d'une recristallisation de la boue calcaire (péloïdes d'origine incertaine) mais sans doute, dans la plupart des cas, d'une activité plus ou moins intense d'organismes benthiques essentiellement fouisseurs (pelotes fécales).

2) Les grains cortiqués

a. Les oolïdes

Ce sont des grains cortiqués de petite taille et de forme sphérique à subsphérique. Toujours rares dans les formations étudiées, ils n'y sont représentés que par des oolithes. Celles-ci peuvent être de plusieurs types. On utilisera, pour les désigner, la terminologie proposée par J. P. LOREAU (1980, p. 121).

- Oolithes radiaires

Elles sont les plus fréquentes. Leur cortex présente une structure concentrique et des microcristaux à orientations radiaires (pl. 24, fig. 4-5).

Des piliers micritiques soulignent la structure radiaire. Les nucléus sont de nature et de taille variables. Ils sont souvent représentés par des pellets, des intraclastes ou des bioclastes (pl. 24, fig. 7-9). La taille des oolithes est plus ou moins fonction de celle de leur nucléus. Les plus grandes atteignent un millimètre de diamètre. Leur forme dépend de l'épaisseur de leur cortex. Plus ce dernier est développé, plus leur forme s'approchera de la sphère. La plupart des phénomènes couramment liés aux sédiments oolithiques ont été observés mais restent exceptionnels (écrasement, interpénétration, agrégation etc ...).

- Oolithes micritiques

Elles apparaissent nettement plus sombres en lame mince mais leur structure fibroradiée et concentrique reste généralement visible. Leur aspect actuel semble donc acquis secondairement par processus de micritisation.

- Oolithes sparitiques et oolithes ferrugineuses

Ces oolithes, complètement recristallisées ou très fortement chargées en fer, ne se rencontrent que dans les niveaux condensés de l'Oxfordien inférieur (pl. 24, fig. 1-2).

Les oolithes radiaires et micritiques ne se rencontrent qu'assez exceptionnellement dans les Calcaires lités au Nord du bassin (Les Arboux - ARB, Le Mont Rivel - RIV, Marigny-sur-Ain - MAR) et dans les Calcaires pseudolithographiques (Le Berthiand - BTH, forêt de Montréal près de Nantua). Ces oolithes ne sont manifestement pas en place et ont été transportées depuis leur aire d'origine. C'est ainsi que les Calcaires pseudolithographiques ont été progressivement envahis par des apports oolithiques provenant du secteur où se développaient les Couches du Morillon. La figure 19 montre bien le développement progressif des faciès oolithiques du Nord au Sud du bassin.

Les oolithes micritiques se cantonnent dans les faciès grainstone alors que les oolithes radiaires se rencontrent également dans les faciès packstone et même wackestone. Ces dernières semblent ainsi liées à un niveau d'énergie plus faible. Cette répartition peut étonner si l'on se réfère par exemple aux conclusions de B. H. PURSER (1975) qui considère les oolïdes micritiques comme indicateurs de milieu plus calme. Il semble que, dans le cas de l'Oxfordien du Jura, la préférence des oolithes radiaires pour les sédiments de basse énergie puisse trouver l'explication suivante : un enfouissement assez rapide des oolithes dans la matrice micritique a pu les soustraire à l'action des processus micritisants. Ces derniers ont en revanche le temps d'agir dans un milieu légèrement plus agité capable de maintenir les oolithes sur le fond et de les préserver de l'envasement. Il faut également garder à l'esprit, dans ce genre de discussion, toute la relativité de la notion de niveau d'énergie ...

b. Les oncoïdes

Le terme d'oncoïde est très imprécis car couramment utilisé avec des acceptions plus ou moins larges. Son emploi dans le cadre de ce travail nécessite donc une mise au point préalable. Il fut défini par A. HEIM (1916) pour être opposé au terme d'ooïde. Selon cet auteur, l' "onkoïde" est caractérisé par :

- un cortex constitué d'enveloppes successives plus ou moins concentriques ;
- une forme arrondie ou bosselée ;
- un calcaire dense avec ou sans inclusions ;
- des contours nets ou flous.

La définition proposée par B. H. PURSER (1975), résume bien ces caractères : les oncoïdes sont des grains cortiqués "généralement de la taille des gravelles, de forme irrégulière, dont le cortex comprend un carbonate irrégulièrement laminé ou cryptocristallin avec ou sans structure organique". Il s'agit donc d'un terme très général pouvant être utilisé pour des grains de taille, d'organisation et de genèse très différentes. Les oncoïdes sont, dans leur très grande majorité, d'origine organique. On utilisera ici le terme d'oncoïde dans son sens originel très large en précisant l'organisme qui en est le principal constructeur. On emploiera le terme d'oncolithe pour désigner les oncoïdes dont le cortex est stromatolithique.

- Les oncolithes

Absents dans les formations étudiées, ces nodules algaires méritent d'être signalés car ils abondent dans le niveau repère (Calcaires d'Aranc - BERNIER, 1983 = Calcaire à momies principal - ENAY, 1966) utilisé comme limite régionale entre les ensembles lithologiques oxfordiens et kimméridgiens.

Il s'agit de corps sphériques à ovoïdes pouvant dépasser 1 cm de diamètre, constitués d'un encroûtement régulièrement laminé, d'origine algaire, développé autour d'un nucléus de nature quelconque (pl. 24, fig. 6).

- Les oncoïdes à nubéculaires

On désignera sous ce terme des corps sphériques à ovoïdes, de taille centimétrique à décimétrique, constitués d'un encroûtement irrégulier et complexe où dominent les nubéculaires, développés autour d'un nucléus de nature quelconque. La description détaillée et la signification de ce type particulier d'oncoïde seront abordées dans le paragraphe consacré au problème des encroûtements biologiques (p. 306). Ces oncoïdes sont assez abondants dans les Calcaires lités où ils forment des couches de plusieurs mètres d'épaisseur ("niveaux à concrétions"). Ils peuvent apparaître dans les Couches du Geissberg et subsister dans les Calcaires pseudolithographiques. Ils se limitent toujours à la partie nord-ouest du bassin (fig. 19).

3) Les autres grains carbonatés

Ce sont tous les autres représentants des allochems de R. L. FOLK (1959). Ils sont peu abondants et souvent restreints à des faciès particuliers.

a. Les intraclastes

Ce sont des lambeaux de sédiment résultant du démantèlement de dépôts en voie de consolidation et transportés par courant. Ils sont caractérisés par des contours plus nets et moins régulièrement arrondis que ceux des pellets. Leur taille peut être beaucoup plus importante (centimétrique).

Les intraclastes typiques sont absents de la plupart des formations oxfordiennes du Jura. On rappellera seulement que les éventuels pseudopellets, dont l'existence a été discutée ci-dessus, peuvent être classés parmi les intraclastes.

Les intraclastes au sens strict se rencontrent seulement dans certains niveaux particuliers (pl. 24, fig. 5 ; pl. 35, fig. 2). Ils sont en effet le témoin d'un niveau d'énergie trop élevé pour la plupart des domaines du bassin de sédimentation examiné. On les rencontre dans les niveaux remaniés de l'Oxfordien inférieur où ils sont généralement ferrugineux et dans les niveaux de haute énergie de la séquence supérieure (Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques et surtout Couches du Morillon).

b. Les fossiles

Les fossiles, qu'ils soient entiers ou brisés (bioclastes), se rencontrent dans toute la série oxfordienne sans avoir, à part quelques exceptions rares mais spectaculaires, de rôle pétrogénétique important. Ils sont généralement diffus dans la matrice et ne confèrent au sédiment que des textures de type mudstone ou wackestone. Leur étude sera abordée dans les deuxième et troisième chapitres de ce travail. Les groupes d'organismes dont les restes squelettiques jouent un certain rôle dans la constitution du sédiment sont : les crinoïdes, les bivalves, les brachiopodes, les spongiaires et les serpules.

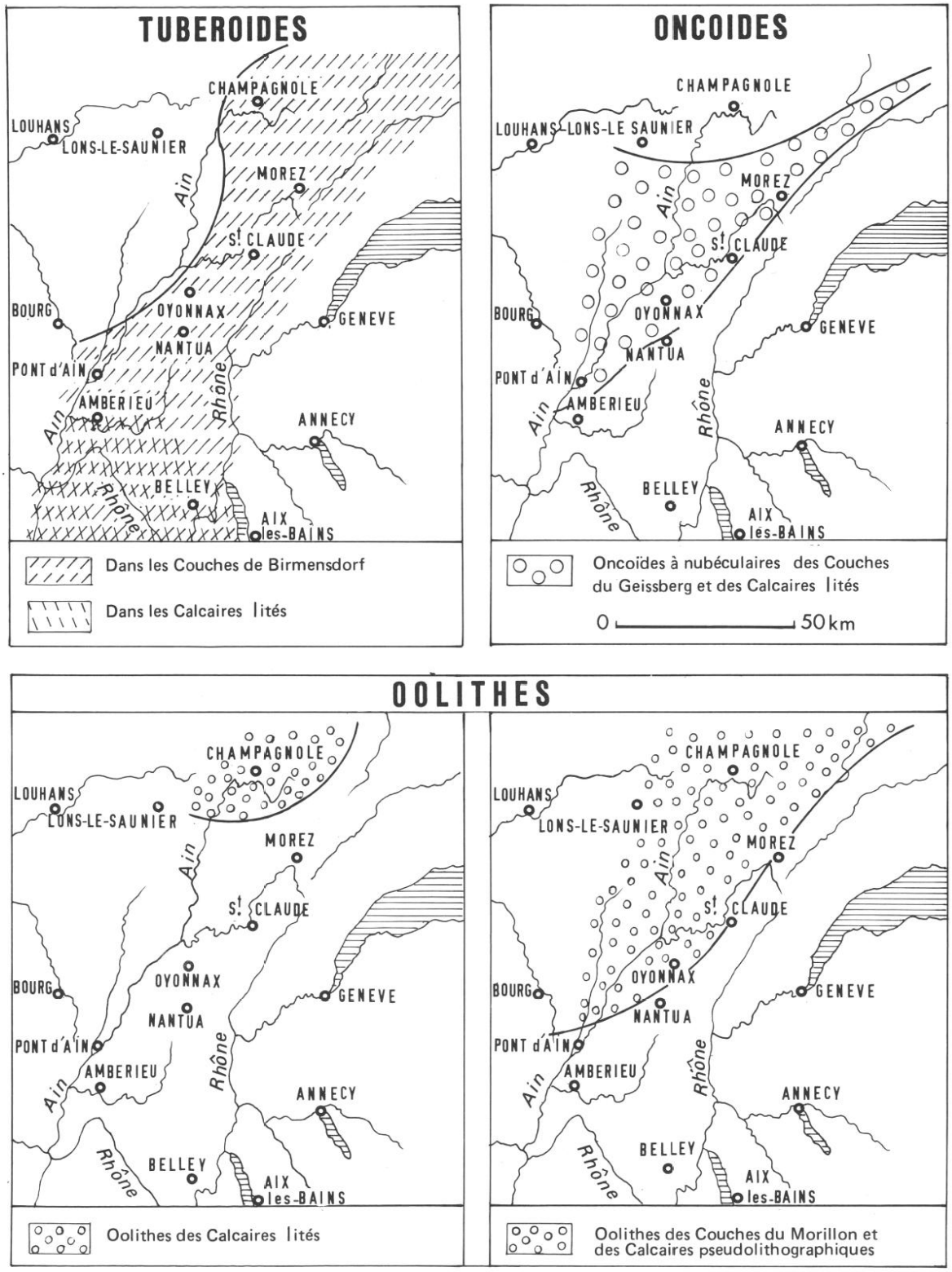


Fig. 19 – **Répartition géographique de quelques types de grains carbonatés.**

c. Les tubéroïdes

Ces éléments très particuliers, intermédiaires entre bioclastes et intraclastes, seront décrits à propos de l'étude des faciès à spongiaires auxquels ils sont très étroitement liés (p. 146). On les rencontre dans les Couches de Birmensdorf et dans les gisements les plus méridionaux des Calcaires lités (fig. 19).

d. Les particules micritisées

Beaucoup de bioclastes montrent les traces d'une micritisation plus ou moins poussée. Lorsque la particule est totalement micritisée il est difficile voire impossible de déterminer leur nature originelle (bioclastes ? intraclastes ? oolithes ? . . .). Il est alors commode de parler de pelletoïde au sens de BLATT, MIDDLETON et MURRAY (fig. 16). Ils sont toujours rares dans les formations étudiées.

e. Les microcoprolithes

Sont désignés ici sous ce terme les pelotes fécales possédant une ornementation externe. Leur origine fécale ne fait pratiquement aucun doute. Ils se rapportent vraisemblablement tous à l'ichnogenre Coprulus (p. 305). Leur grande abondance est remarquable dans l'Oxfordien supérieur.

4) Répartition générale des grains carbonatés

Le tableau de la figure 20 illustre très schématiquement la répartition et l'importance relative des divers éléments carbonatés dans les différentes formations oxfordiennes. Si on laisse à l'écart les niveaux condensés de la base, on constate que la majeure partie des sédiments oxfordiens ne renferme pratiquement que des bioclastes et des déjections. Les grains cortiqués (oolithes, oncolithes, oncoïdes) et les intraclastes, témoins d'un niveau d'énergie plus élevé, ne font leur apparition qu'au sommet de l'Oxfordien, à partir des Calcaires lités et dans l'ordre suivant :

- oncoïdes à nubéculaires ;
- oolithes ;
- oncolithes.

III - LES AUTRES CONSTITUANTS

1) Constituants carbonatés

Ce sont des constituants orthochimiques au sens strict.

a. La sparite est omniprésente sans jamais être abondante. Elle cristallise principalement :

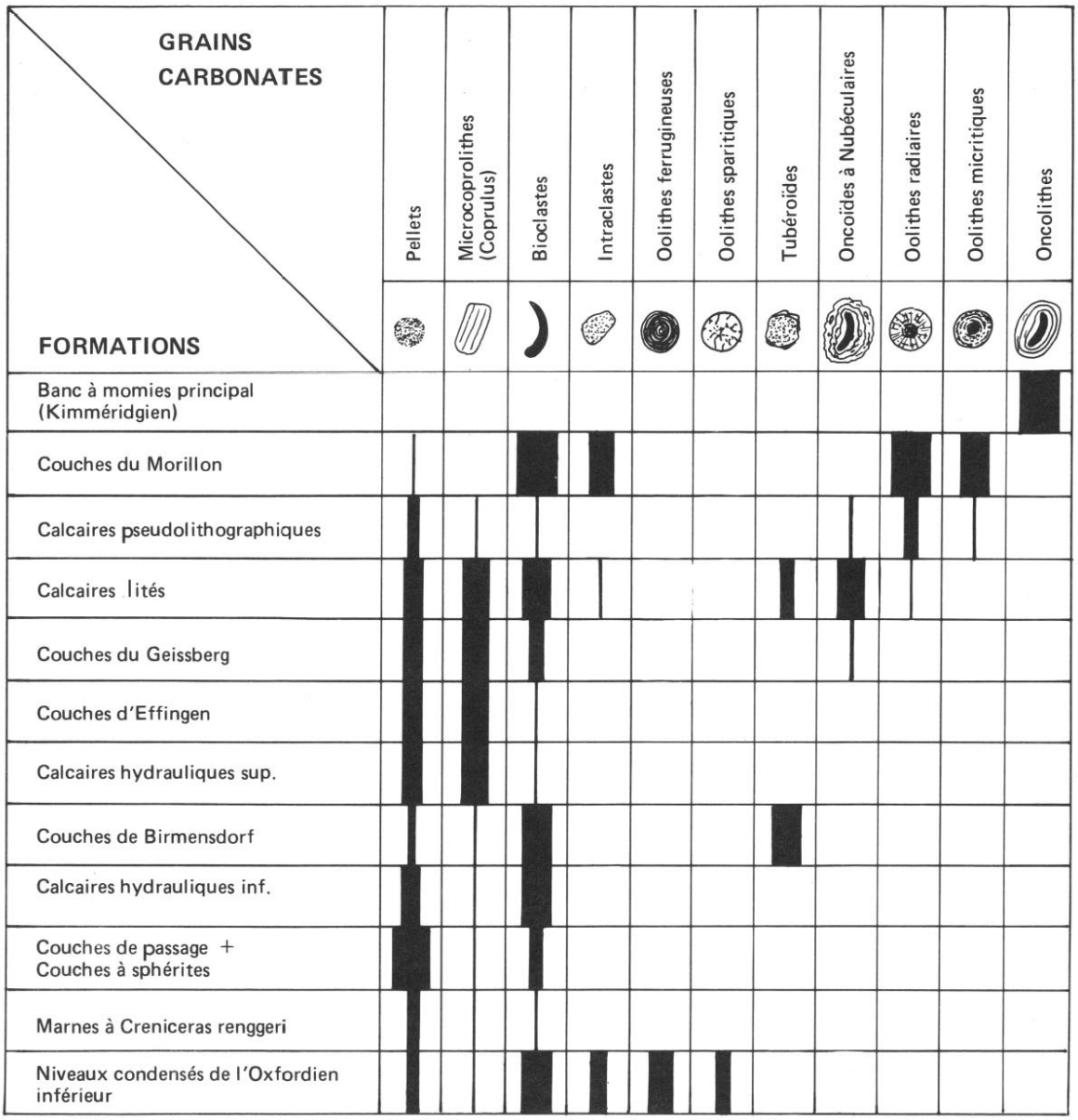


Fig. 20 – **Représentation synthétique de la répartition et de l'abondance relative des grains carbonatés dans les différentes formations oxfordiennes.**

- à l'intérieur des vides subsistant entre les éléments dans les rares niveaux à texture grainstone (Oxfordien supérieur). Il s'agit parfois de microsparite ;

- à l'intérieur des tests d'organismes non ou incomplètement remplis de sédiment (cas fréquents chez les brachiopodes et les serpules) ;

- à l'intérieur de vides résultant de la dissolution de tests d'organismes (gastéropodes - épistomines d'une manière générale, bivalves éventuellement) d'éléments squelettiques (spicules d'éponges siliceuses) ou de cristaux (pseudomorphoses).

b. La dolomite joue un rôle effacé. Elle est toujours d'origine secondaire et n'a été rencontrée que dans deux types de gisements :

- d'une part dans les faciès bioconstruits où elle n'apparaît que dans des "flots" de surface relativement restreinte (p. 261) ;

- d'autre part dans certains faciès de l'Oxfordien terminal (Couches du Morillon et Calcaires pseudolithographiques proches de ces dernières) où elle envahit des bancs entiers. Ces formations sortant du cadre de cette étude, ces niveaux dolomitiques sont simplement signalés.

2)° Constituants non carbonatés

Ce paragraphe est destiné à la présentation de minéraux, qui, bien que souvent discrets dans le sédiment, peuvent avoir une signification intéressante. Il s'agit, comme les carbonates, de substances orthochimiques c'est-à-dire élaborées dans le bassin de sédimentation lui-même.

a. La pyrite est relativement fréquente et se rencontre dans l'ensemble des formations oxfordiennes.

Elle se présente :

- sous forme de cristaux automorphes de petite taille dispersés dans le sédiment ou réunis en agrégats noduleux pouvant atteindre plusieurs centimètres ;

- sous forme de remplissage de tests de foraminifères (lagenidés - épistominidés etc ...) ou de coquilles de mollusques (ammonites, bivalves et gastéropodes) ou autres (brachiopodes ...). Les faunes pyriteuses sont ainsi bien développées dans les formations marneuses de l'Oxfordien (Marnes à Creniceras renggeri et Couches d'Effingen essentiellement) ;

- sous forme de remplissage de terriers ou galeries creusés dans le sédiment par des organismes fouisseurs, ou de microperforations également d'origine biologique creusées dans les coquilles ou éléments squelettiques d'invertébrés (bivalves, crinoïdes ...).

Très souvent altérée, elle détermine des traînées jaunes dans les marnes des taches rouilles ou des amas de poussière pulvérulente dans les calcaires.

Après disparition totale de la pyrite, il se forme des cavités dans la roche. Dans le cas de cristaux automorphes dispersés dans un calcaire fin, le processus aboutit à l'apparition de petites cavités millimétriques de forme cubique à parallélépipédique. La cristallisation de calcite dans ces

cavités conduit à la formation de pseudomorphoses. Dans certains cas, la disparition de la pyrite est incomplète et il subsiste des plages pyriteuses à côté de la calcite de remplacement (pl. 40, fig. 8).

Dans la grande majorité des cas, la présence de la pyrite apparaît fortement liée aux organismes ou à leurs traces d'activité. La liaison entre la matière organique contenue dans le sédiment et la pyrite est un phénomène bien connu. Comme le fait remarquer R. A. BERNER (1970) le fer et les sulfates dissous sont disponibles dans la plupart des sédiments. C'est la présence de matière organique, capable d'être métabolisée par les bactéries sulfato-réductrices, qui constitue le principal facteur limitant pour la formation de la pyrite.

La présence de pyrite dans le sédiment pose le problème de l'extension du milieu réducteur dont elle est l'indice. Autrement dit, la pyrite traduit-elle des conditions réductrices dans la tranche d'eau surincombant le sédiment ? L'existence d'une faune benthique, parfois réduite à une microfaune, dans tous les sédiments pyriteux observés, permet de répondre par la négative. Il existait donc toujours une tranche supérieure de sédiment suffisamment oxygénée pour permettre une vie benthique. Au-dessous devaient se développer des conditions réductrices favorables à la formation de la pyrite. La limite entre la zone oxydée et la zone réduite était certainement soumise à des fluctuations verticales, mais il semble qu'elle n'ait jamais atteint l'interface eau-sédiment. Les concentrations locales de matière organique dans des enceintes plus ou moins fermées (cadavres d'organismes à coquille, terriers) réalisaient sans aucun doute les micromilieux les plus favorables (HUDSON, 1982).

b. La glauconie est souvent associée à la pyrite mais nettement moins abondante. Sa concentration dans le sédiment est toujours beaucoup trop faible pour donner des niveaux glauconieux. Elle se présente :

- sous forme de grains plus ou moins arrondis dont la taille, en moyenne de 50 μm , peut dépasser 150 μm ;
- sous forme de remplissage de tests d'organismes, principalement de foraminifères ;
- sous forme d'enduit colorant en vert des surfaces témoignant d'une activité biologique comme certaines parois de terriers.

Ces deux derniers types de glauconie sont autochtones. Les moulages fidèles de foraminifères ne sont pas altérés par un transport et les remplissages liés à la bioturbation sont obligatoirement en place. Ils semblent montrer que la glauconie s'élabore préférentiellement dans des micromilieux riches en matière organique. Toutefois, si l'on se réfère aux conclusions de G. S. ODIN (1975, 1981), les tests d'organismes ou autres cavités n'ont pour rôle que de créer un milieu semi-confiné idéal pour les phénomènes de néoformation conduisant à l'élaboration de la glauconie. L'environnement général n'a également rien d'exceptionnel. Il s'agit d'un milieu de mer ouverte caractérisé seulement par un taux de sédimentation très faible à nul. Le domaine épicontinental semble le plus favorable. La glauconie autochtone ou subautochtone a surtout été rencontrée dans les niveaux bioturbés et à la base des constructions à spongiaires (Couches à sphérites - Couches de Birmensdorf - Faciès à spongiaires des Calcaires lités).

Les grains bien arrondis de glauconie se rencontrent toujours en association avec le quartz et d'autres débris témoignant d'un transport. Cette glauconie, que l'on peut qualifier de détritique, a été surtout rencontrée dans les faciès les plus septentrionaux des Calcaires lités. Il existe évidemment des cas intermédiaires où la morphologie des grains est complexe, bien qu'émoussée, et pour lesquels il est difficile d'apprécier le degré d'allochtonie.

En conclusion, il semble que, dans le bassin oxfordien du Jura méridional, les périodes favorables à l'élaboration de la glauconie ont été assez fréquentes sans avoir jamais été très importantes. Un abaissement du taux de sédimentation semble avoir été le principal évènement de ces périodes.

c. Le gypse et/ou l'anhydrite sont beaucoup plus rares. Il existe du gypse d'origine secondaire dans les marnes (notamment dans les Couches d'Effingen). Se présentant sous forme de grandes plaques fibreuses et formé récemment par oxydation de la pyrite sous l'action des eaux météoriques, il ne présente aucun intérêt dans le cadre de cette étude.

Les pseudomorphoses rencontrées dans certains calcaires fins et attribuées, selon les auteurs soit au gypse, soit à l'anhydrite, sont plus intéressantes car leur interprétation est moins évidente. D'après D. N. CLARK et D. J. SHEARMAN (1980) il s'agirait de pseudomorphoses d'anhydrite.

En ce qui concerne les sédiments oxfordiens du Jura, ces pseudomorphoses se rencontrent exclusivement dans les calcaires fins les plus purs, de type sublithographique (Calcaires pseudolithographiques, barre inférieure des Calcaires lités). Il s'agit de pseudomorphoses de nature calcitique. Souvent on n'observe que de petites cavités de formes prismatiques correspondant aux empreintes des cristaux et donnant à la roche un faciès à "trous carrés" bien caractéristique (pl. 40, fig. 1, 2). Les empreintes et les pseudomorphoses sont de taille millimétrique et correspondent généralement à des cristaux uniques et isolés. Il existe parfois des associations de plusieurs individus (généralement deux) formant des petites rosettes ou des petites croix bien caractéristiques (pl. 40, fig. 1, 2 flèches). Les empreintes et les pseudomorphoses sont peu densement et plus ou moins régulièrement réparties au sein du sédiment. Celui-ci est toujours une micrite très pure, souvent azoïque et très légèrement crayeuse. Enfin il n'est pas toujours facile de distinguer ces pseudomorphoses de vraisemblables pseudomorphoses de pyrite. A ce propos, leur genèse présente peut-être, dans certains cas, des points communs (évolution possible pyrite → gypse ?).

Le problème de la genèse de ces cristaux n'est pas vraiment résolu. Si jamais ils résultent d'une cristallisation précoce, on ne peut pas, vu le contexte général, envisager un confinement du bassin. Les quelques analyses chimiques réalisées dans les principaux faciès oxfordiens, dont celui à pseudomorphoses, ont du reste toutes montré une teneur en bore voisine de la normale et confirmé une salinité normale *. Certes, la cristallisation de gypse anthigène est possible dans des sédiments, en milieu marin ouvert, sous une tranche d'eau permanente et importante. M. BRISKIN et C. SCHREIBER (1978) ont étudié ce phénomène sur des fonds de plus de 4 000 m. Ces auteurs ont également observé un développement de cristaux de gypse à partir de tests de foraminifères planctoniques. Ces tests ont peut-être seulement servi de germe à la cristallisation. Cela pourrait montrer, là aussi, un rôle de la matière organique important, voire même prépondérant comme le pense R. D. CODY (1979) pour l'apparition du gypse au sein des sédiments. Or les sédiments concernés ici sont tout particulièrement pauvres en matière organique et on ne voit pas bien quels facteurs du milieu invoquer pour expliquer une cristallisation aussi massive.

En fait, il semble que l'hypothèse d'une origine diagénétique soit la meilleure comme l'écrivent D. N. CLARK et D. J. SHEARMAN (1980). La présence de pseudomorphoses d'anhydrite serait ainsi beaucoup plus liée à l'environnement diagénétique et à la lithologie de l'encaissant. Celui-ci, très carbonaté et caractérisé par une certaine porosité aurait pu favoriser la circulation d'eaux interstitielles chargées en sulfates. L'origine de ces sulfates reste à définir.

* Je remercie B. PORTHAULT et le laboratoire de la S. N. P. A. qui ont permis la réalisation de ces analyses.

Notons enfin que ce faciès particulier est bien développé dans les calcaires fins du Jurassique supérieur de certaines régions et notamment dans l'Oxfordien supérieur du Berry (FLAMAND, 1978 - DEBRAND-PASSARD, 1979, 1982). Il rappelle également les micrites à mouchetures d'anhydrite (structure authiclastique) décrites dans l'Oxfordien et le Kimméridgien d'Aquitaine (CAROZZI et alii, 1972).

IV - LES PRINCIPAUX MICROFACIES

Compte-tenu des éléments analysés dans les paragraphes précédents, il est possible de regrouper les sédiments oxfordiens du Jura en un nombre assez restreint de catégories caractérisées chacune par un type de microfaciès. Il est évident que certains d'entre eux, tel le faciès dit bioclastique, sont hétérogènes et pourraient être subdivisés en une multitude de sous-faciès plus précis. Mais quel serait alors l'intérêt de définir un faciès très souvent limité à un seul ou à quelques bancs ? Il a été en revanche réservé un sens très strict à quelques faciès particulièrement caractéristiques du bassin étudié, comme le faciès tubéroïdique.

Le tableau synthétique de la figure 21 donne les caractères principaux de chacun de ces faciès avec :

- leurs constituants essentiels (éléments et phase de liaison) ;
- leur texture (selon la terminologie de DUNHAM, 1962) ;
- leur importance relative dans l'ensemble de la série oxfordienne (en % estimé du volume) ;
- leur répartition dans les différentes formations.

Des illustrations photographiques ou des descriptions plus détaillées, soit globales, soit concernant quelques éléments caractéristiques sont données :

- pour le faciès silteux : p. 32 , pl. 30 ;
- pour le faciès micritique à pseudomorphoses : p. 62 , pl. 40 ;
- pour le faciès pelmicritique : p. 50 , 71 , pl. 25 ;
- pour le faciès bioclastique : pl. 33, 34 ;
- pour le faciès condensé : pl. 24, fig. 1-2 ;
- pour le faciès à spicules : p. 168, pl. 32 ;
- pour le faciès tubéroïdique : p. 146, pl. 16 ;
- pour le faciès oncoïdique : p. 306 , pl. 21, 22 , ;
- pour le faciès oolithico-graveleux : pl. 24, fig. 3-5, 7-9 ; pl. 35, fig. 1-3 ;
- pour le faciès oncolithique : pl. 24, fig. 6.

Quant aux faciès à spongiaires, ils font l'objet de toute la partie centrale de ce travail.

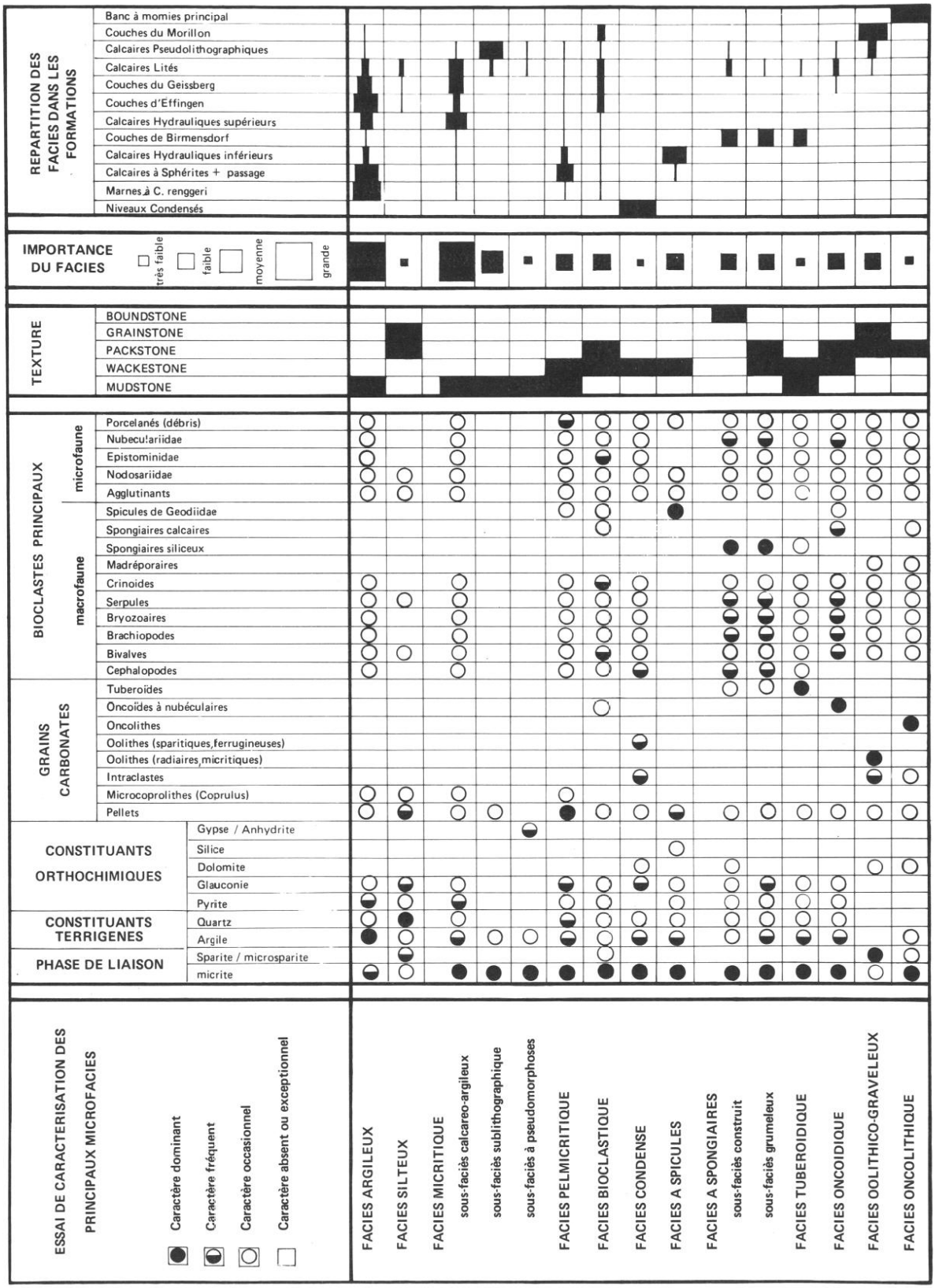


Fig. 21 – **Essai de caractérisation des principaux microfaciès de l'Oxfordien du Jura méridional.**

C – LES BANCS CALCAIRES

Le banc représente la principale unité élémentaire de sédimentation. L'étude des bancs silteux a déjà montré (p. 14) l'importance des renseignements qu'ils peuvent fournir sur le régime de la sédimentation. Il importe donc de considérer les autres bancs de la série oxfordienne. Etant tous caractérisés par une forte teneur en $CaCO_3$ (en général supérieure à 80 %) et par le fait que l'érosion les met en saillie par rapport aux niveaux marneux, ils peuvent être qualifiés globalement de bancs calcaires. Comme pour les bancs silteux tous les caractères méritent d'être pris en compte : épaisseur, aspect des surfaces inférieure et supérieure, composition, texture, extension géographique etc ...

I - STRATIFICATION

1) Le passage aux interbancs

Dans la plupart des cas les bancs calcaires sont bien individualisés mais passent cependant assez progressivement aux interbancs. Cette zone de passage, généralement de un à deux centimètres d'épaisseur, est marquée par une décroissance de la teneur en $CaCO_3$ et se traduit par une dureté plus faible et un débit plus facile. Il s'agit d'une évolution tout à fait classique des séries sédimentaires calcaréo-marneuses alternantes (fig. 22, type A).

Les passages brusques aux interbancs existent néanmoins et s'observent surtout en base de banc (fig. 22, types B, D). Rappelons que c'est la règle générale en ce qui concerne les bancs silteux toujours marqués par une limite inférieure nette, tronquant le niveau sous-jacent et souvent soulignée par des figures de courant. Les choses sont moins évidentes avec les bancs calcaires. Lorsqu'elle est bien individualisée, leur surface inférieure est soit plane (fig. 22, types B1, D1) soit compliquée par le moulage de figures de bioturbation (fig. 22, types B2, D2). Cette bioturbation correspond souvent à un réseau de galeries de type Thalassinoides. Le passage de ces bancs à l'interbanc surincombant est généralement progressif et ne permet pas l'individualisation d'une surface supérieure. Un tel dispositif peut correspondre, comme pour les bancs silteux, à un taux de sédimentation plus élevé en base de banc. Il y aurait ainsi un apport relativement brutal de matériel calcaire puis un retour progressif aux conditions préexistantes. Cet épandage rapide de sédiment calcaire explique d'autre part la fossilisation des terriers qui se développaient sur le fond argileux. Il est évident aussi que la présence de ces terriers traduit un net ralentissement, sinon un arrêt de la sédimentation argileuse, ce qui favorise d'autant le contraste avec la sédimentation calcaire.

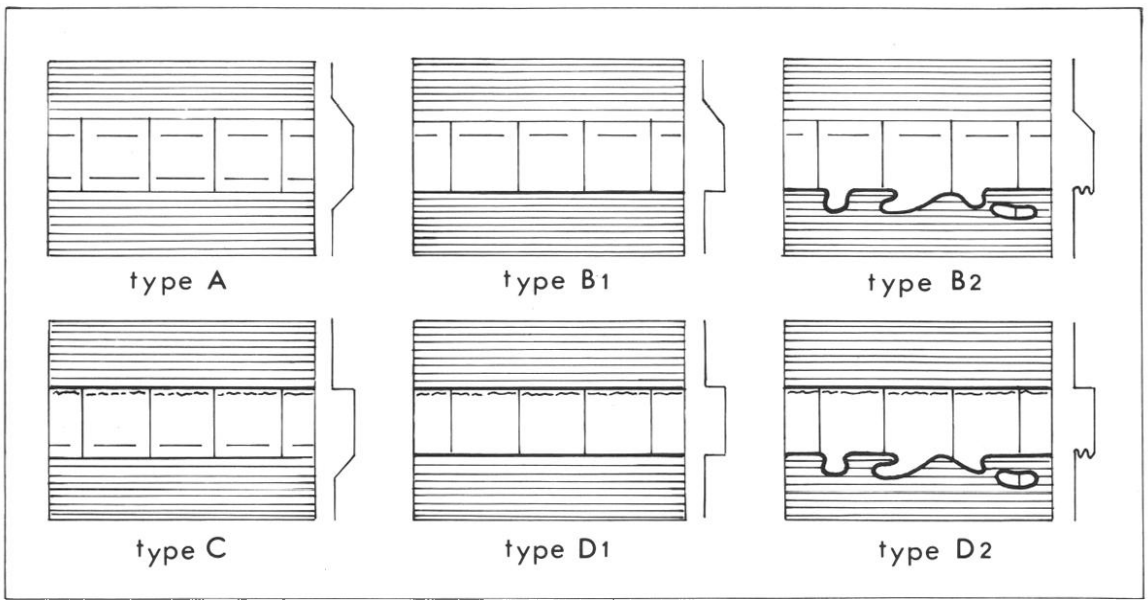


Fig. 22 – **Différents types de relations bancs/interbancs** (B2 et D2 = passage inférieur brutal par surface bioturbée, C, D1 et D2 = passage supérieur brutal par surface durcie).

Ce sont également ces ralentissements ou ces arrêts de sédimentation qui sont à l'origine des quelques limites supérieures nettes de bancs. Ceux-ci s'enrichissent vers leur sommet en restes d'organismes plus ou moins remaniés ou encroûtés et se colorent par les oxydes de fer. Il s'agit de surfaces durcies classiques mais jamais très accentuées et assez rares (fig. 22, types C, D). Les bancs calcaires à limites supérieure et inférieure bien individualisées sont exceptionnels. Le banc de fer en est un exemple (voir p. 177).

En l'absence d'interbanc marneux, les bancs calcaires sont parfaitement individualisés et séparés les uns des autres par des joints de stratification. C'est le cas dans certains niveaux des Calcaires lités et dans les Calcaires pseudolithographiques où ces joints se réduisent parfois à l'état de joints stylolithiques.

2) L'extension horizontale

Si les bancs calcaires, par leur régularité et leur épaisseur à peu près constante à l'échelle de l'affleurement, semblent d'une manière générale parfaitement continus, ils n'en ont pas moins une extension limitée. Les essais de corrélation banc par banc sur de grandes distances se sont toujours révélés infructueux. La rareté et l'espacement des affleurements ne permettent malheureusement pas de bien saisir les modalités de passage d'une série litée à l'autre et l'évolution des bancs qui la constituent. En fait, la disparition d'un banc calcaire se fait par réduction d'épaisseur et effilochage progressif au sein des marnes. Le cas s'observe même pour des bancs micritiques pour peu que l'affleurement soit suffisamment étendu (pl. 2, fig. 1).

Dans quelques cas la disparition d'un banc est nette et rapide, mais il s'agit toujours de bancs biodétritiques grossiers. Ceux-ci se réduisent parfois à de véritables lentilles (ex. : ARB 38) évoquant des apports brusques et des remplissages de chenaux. La structure interne de ces bancs confirme cette façon de voir (p. 75).

Certains bancs font exception et couvrent une grande surface. Il s'agit malgré tout de bancs très particuliers comme par exemple le banc de fer (Calcaires lités) que l'on peut reconnaître sur une superficie d'au moins 1 500 km^2.

En conclusion, les bancs calcaires, même s'ils recouvrent une grande surface, ne semblent jamais continus à l'échelle du bassin. Il n'y a pas, dans le domaine jurassien, la remarquable constance des bancs calcaires constatée par exemple au Valanginien dans le domaine vocontien où même des niveaux calcaréo-argileux de quelques centimètres d'épaisseur se suivent sur plus de 6 000 km^2 (P. COTILLON et alii, 1980). La sédimentation calcaire apparaît ainsi non uniforme ce qui incline à penser qu'elle n'est pas contrôlée uniquement par un apport "vertical" d'origine pélagique. Des apports horizontaux plus importants mais plus localisés doivent alors être envisagés.

3) Quelques aspects particuliers de la stratification

Les bancs calcaires sont normalement disposés parallèlement les uns aux autres et déterminent une stratification horizontale qui témoigne d'un milieu de sédimentation fondamentalement calme. Certains bancs ou groupes de bancs échappent toutefois à cette disposition bien réglée.

a. Biseautage de bancs

Des phénomènes de "discordance" entre plusieurs bancs ont été observés mais restent très rares. Ils fournissent une explication possible à la disparition de certains bancs. Il s'agit d'une coalescence entre deux bancs calcaires, la base du banc supérieur venant progressivement en contact avec le sommet du banc inférieur. Ce phénomène existe par exemple dans la coupe de Savigna, près d'Arinthod dans les Calcaires lités. On peut y voir les bancs 80 et 90, bien distincts en un point, se réunir pour ne former qu'une seule entité en un autre point de l'affleurement (pl. 37, fig. 1-2). Un tel dispositif peut se rencontrer même dans la séquence inférieure dans des formations où les bancs calcaires s'expriment plus difficilement telles les Couches à sphérites. Un bon exemple nous est fourni par la coupe de Benonces (pl. 37, fig. 3). Le banc 4, continu et épais semble raviner l'interbanc 3 et le banc 2, discontinu et sphéritique. De tels phénomènes de ravinement s'accordent bien avec l'idée d'une mise en place dynamique du sédiment calcaire. Ils restent toujours très discrets mais on notera qu'ils peuvent concerner des bancs de calcaire de type mudstone.

Ces discordances sont surtout fréquentes au sommet de la séquence supérieure, dans la formation des Calcaires pseudolithographiques. Elles se traduisent par des biseautages de bancs ou de groupes de bancs. Certaines sont très spectaculaires mais demeurent exceptionnelles. Elles sont visibles au sommet du front de taille ouest de la carrière exploitée par les cimenteries Vicat près du lac Dauphin - DAU (fig. 23, pl. 39, fig. 1-3). Les bancs sont disposés en 6 faisceaux principaux discordants les uns par rapport aux autres. Cette perturbation sédimentaire reste très localisée puisque l'essentiel de la série, bien exposé dans la carrière présente une stratification horizontale et régulière. Elle semble correspondre à un enchaînement complexe de phases de creusement et de comblement d'une paléodépression. La ligne de discordance majeure n° 3 donne une bonne idée de la morphologie régulière de cette dépression. Deux explications peuvent être proposées :

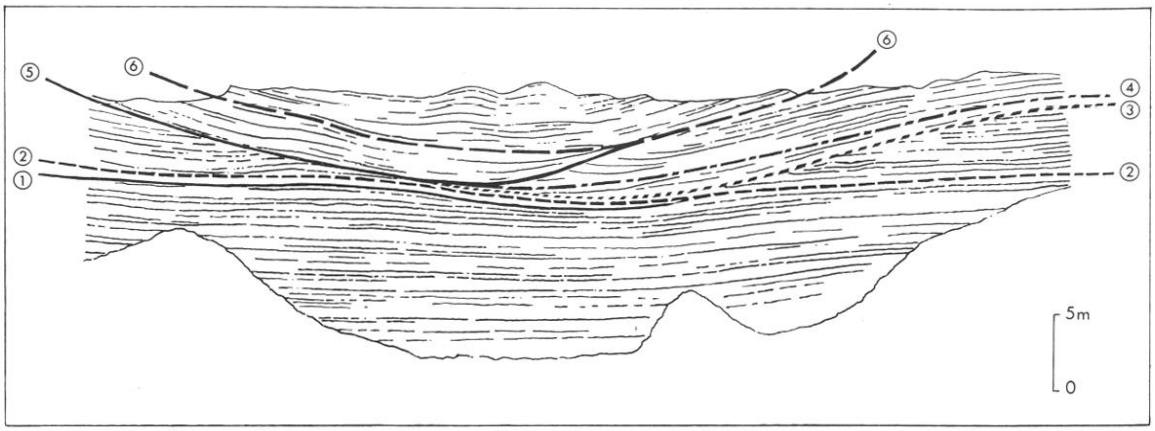


Fig. 23 – **La stratification aberrante des Calcaires pseudolithographiques dans la carrière du Lac Dauphin** (glissements synsédimentaires ?). Chacune des lignes numérotées chronologiquement de 1 à 6 souligne une surface de discordance.

- il peut s'agir d'un chenal, ou plutôt de plusieurs chenaux successifs creusés grâce à l'action érosive d'un courant. La bonne superposition de ces chenaux traduirait la relative permanence du courant pressenti. Un certain nombre de faits rendent toutefois cette interprétation assez improbable ;

  . l'absence de figures d'érosion au niveau des surfaces de discordance ;

  . l'absence de sédiment plus grossier à la base des séquences de remplissage des chenaux ;

  . la nature tout à fait identique du sédiment qui remplit les chenaux et de celui dans lequel ils sont creusés.

On conviendra cependant que, dans la mesure où le sédiment disponible régionalement est uniquement micritique, et cela semble bien être le cas dans le Sud du domaine étudié à la fin de l'Oxfordien, il n'y a aucune raison pour que se dépose autre chose que de la micrite. Il est évident également que l'homogénéité et la finesse des dépôts ne permettent pas la formation de figures sédimentaires particulières.

- la deuxième hypothèse envisageable fait appel à des phénomènes gravitaires. Rendu instable (pente trop forte, séisme, tempête ...) le sédiment peut localement glisser en masse vers les zones plus profondes du bassin. Les dépressions correspondraient ici aux loupes de glissements (slump scars) laissées par le départ de paquets de couches. Même si elles ont tendance à se combler sous l'effet de la sédimentation ambiante, elles constituent des points de faiblesse qui favoriseront de nouveaux glissements. La superposition des faisceaux de bancs discordants correspondrait ainsi à une succession de phases de départ de sédiment en masse et de remblaiement. De tels phénomènes ont été rarement décrits dans la littérature. On notera plus particulièrement les observations tout à fait comparables faites par P. CLARI et G. GHIBAUDO (1979) dans le Miocène du Piémont italien. Cette hypothèse paraît la plus vraisemblable.

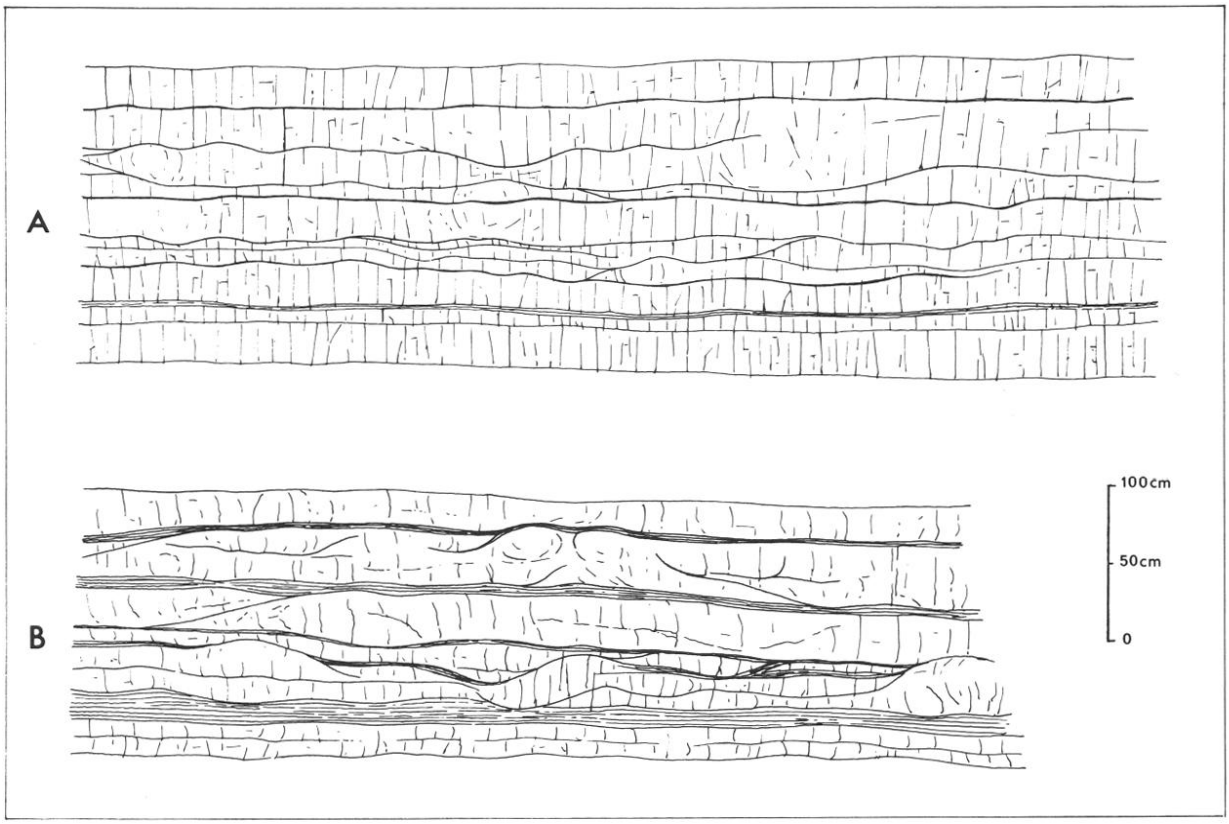


Fig. 24 – **Deux exemples de stratification ondulée (wavy bedding) dans la région de Saint-Claude.**
A : Calcaires lités (barre inférieure - BRI)
B : Couches du Geissberg (barre calcaire supérieure).

b. Stratification ondulée

La stratification ondulée, ou wavy bedding, se rencontre surtout dans les ensembles calcaires dépourvus d'interbancs comme les Calcaires pseudolithographiques ou certains niveaux des Calcaires lités (Barre inférieure). Les bancs calcaires se caractérisent par leurs surfaces, aussi bien inférieures que supérieures, irrégulièrement ondulées ou bosselées. Leur épaisseur est en conséquence fortement variable. Ils peuvent se terminer en biseau et se réduisent parfois en lentilles (lenticular bedding). Tous les termes de passage existent depuis une stratification horizontale et régulière vers une stratification très perturbée (fig. 24-25, pl. 38, fig. 1-4) en passant par une stratification légèrement ondulée. Ceci évoque tout à fait les stratifications que décrivent et illustrent par exemple H. P. GWINNER (1962) ou N. D. NEWELL et alii (1953) sans atteindre l'état de désorganisation signalé dans certains cas extrêmes par ces auteurs. Ces structures, toujours décrites dans des calcaires très fins et dépourvus de structure interne, sont interprétées comme des figures de glissement. Il faut imaginer des couches déjà compactes mais encore plastiques et glissant les unes par rapport aux autres. Ces mouvements entraînent des étirements, voire des ruptures de bancs où, à l'inverse, des boursouflements. Il est évident que la moindre irrégularité du sédiment provoque une accentuation de la perturbation. C'est ce qui se produit notamment en présence des rares organismes contenus dans ces niveaux. Un excellent

exemple est fourni dans les Calcaires lités de la Combe d'Arnans (CAR, barre inférieure). Il s'agit d'un gros périsphinctidé dont la coquille est disposée à plat dans la partie médiane d'un banc (CAR 45). Elle a manifestement provoqué le boursouflement du banc, mais sans doute également favorisé son étirement et sa rupture juste à côté (fig. 25 C, pl. 39, fig. 5).

Notons enfin que ces figures de glissements synsédimentaires de faible importance se rencontrent exceptionnellement dans des séries alternantes à dominante calcaire. Elles ont été observées dans les Couches du Geissberg de la région de Saint-Claude (pl. 38, fig. 4).

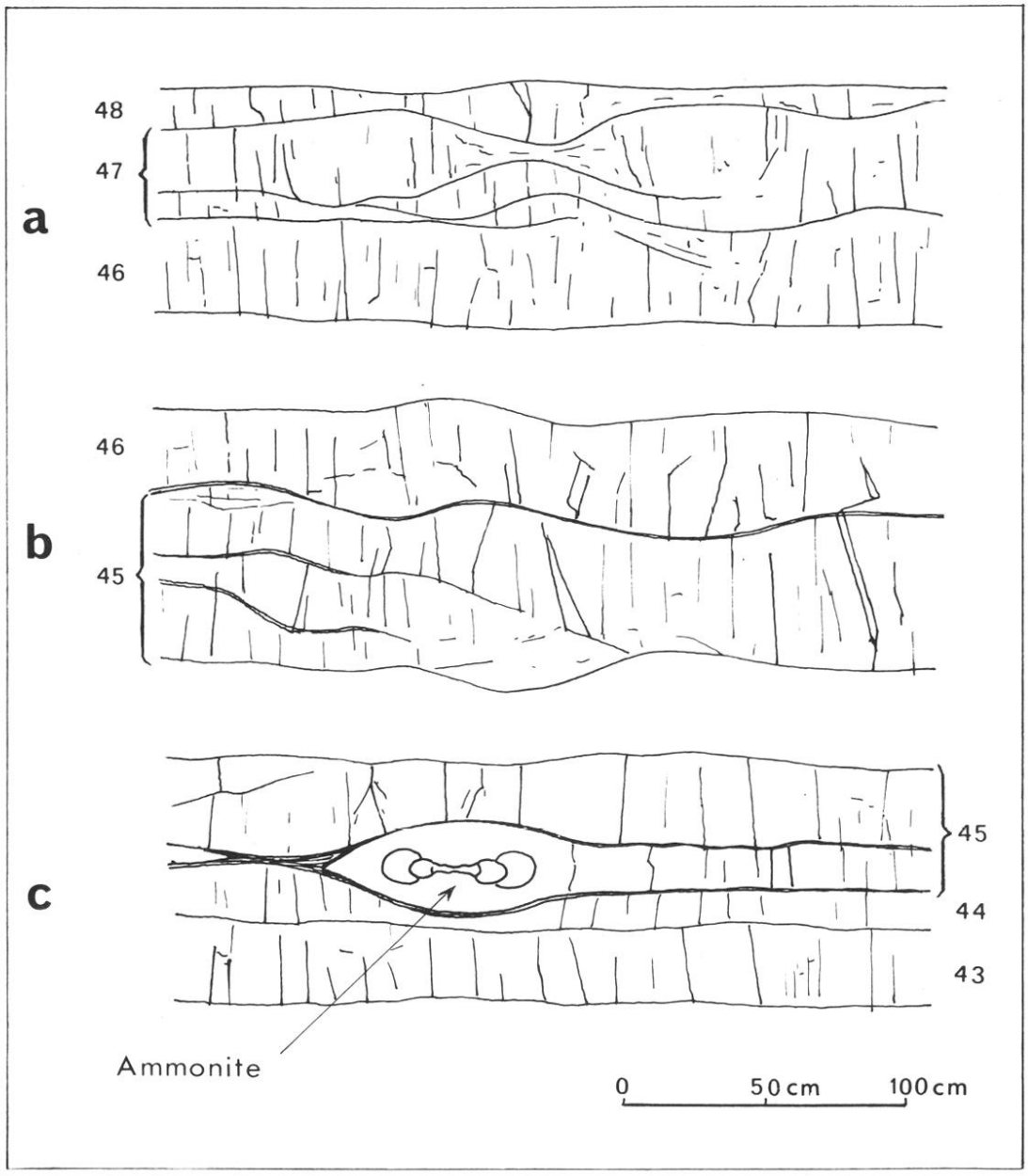


Fig. 25 – **Détails de la stratification de la barre inférieure des Calcaires lités (BRI) dans la Combe d'Arnans.**

Ce type de stratification est bien encore la preuve d'une certaine translation latérale de masses micritiques et de l'existence d'une topographie en légère pente.

c. Stratification sphéritique

Le choix du terme de sphérite, inemployé dans le langage sédimentologique habituel, se justifie du fait de l'existence de la formation des "Couches à sphérites". Il caractérise lithologiquement cette formation décrite par R. ENAY (1966, p. 210). Ce terme désigne des corps calcaires sphériques à ovoïdes, plus ou moins aplatis et isolés dans les marnes. Leur teneur en $CaCO_3$ varie de 80 % à 90 %. Jamais répartis au hasard, ils sont alignés selon le plan de stratification, déterminant ainsi des bancs discontinus. Bien individualisés par rapport au sédiment encaissant, ils n'ont cependant pas une surface externe nette et lisse comme celle des nodules diagénétiques les plus caractéristiques. Ils ne présentent ni de zonation interne ni de structure de type septaria.

Les sphérites sont plus ou moins espacées. Par coalescence, elles donnent naissance à un banc calcaire continu. Il existe, là aussi, tous les termes de passage depuis le niveau à sphérites isolées jusqu'au banc calcaire classique. On notera ainsi que, plus les sphérites sont grosses, plus elles ont tendance à se rapprocher. La stratification sphéritique disparaît généralement pour les niveaux dont l'épaisseur dépasse 20 cm.

La genèse de ce type de stratification pose un problème d'ordre général encore en suspens. Des hypothèses très diverses sont avancées dont la plus couramment admise est celle d'une formation par ségrégation diagénétique. Certaines observations sur les sphérites oxfordiennes du Jura semblent s'accorder avec cette interprétation. Elles contiennent en effet fréquemment d'assez nombreux organismes (ammonites et térébratules principalement). Ces derniers n'occupent cependant pas obligatoirement une position centrale à la manière des nucléi des concrétions diagénétiques. Leur relation génétique avec les sphérites existe peut-être malgré tout car ils sont plus abondants à l'intérieur que dans le sédiment encaissant. La dégradation de la matière organique jouerait, selon les processus établis par R. A. BERNER (1968, 1969) un rôle déterminant.

On notera également que les sphérites sont caractérisées par une micrite très riche en petits pellets (pelotes fécales vraisemblablement) et assez riche en débris d'organismes divers. Les grains de quartz et de glauconie sont relativement abondants. Ce microfaciès correspondant au type pelmicritique (fig. 21) traduit une sédimentation ralentie et un séjour assez long de la boue calcaire sur le fond. Ceci est attesté par un passage latéral possible au faciès grumeleux à spongiaires (Bénonces - BEN) et par une bioturbation assez intense. Celle-ci se manifeste par des traces de fouissage peu nettes mais abondantes auxquelles se superposent souvent des traces plus élaborées, plus tardives et mieux conservées (Chondrites - terriers de gros diamètre - Zoophycos ...). On peut penser que les multiples passages des organismes les plus gros ont pu provoquer un véritable labourage du fond avec, en certains endroits, des interruptions du niveau calcaire et, en d'autres, des épaississements. Il est donc fort possible que le matériel carbonaté ait été ainsi préparé favorablement à l'évolution diagénétique qui lui donnera son caractère sphéritique définitif.

On notera enfin comme l'a déjà écrit R. ENAY (1966) que la stratification sphéritique n'apparaît pas au hasard dans la série sédimentaire mais au contraire à un moment précis de l'évolution de la sédimentation. Elle apparaît toujours lors du passage d'une sédimentation essentiellement argileuse vers une sédimentation essentiellement carbonatée. A titre d'exemple, l'étude calcimétrique de la séquence inférieure à Châtillon-de-Cornelle (fig. 72) montre une augmentation lente et régulière de la teneur en $CaCO_3$ depuis la base des Marnes à Creniceras renggeri jusqu'à celle des Couches de Birmensdorf. Les bancs sphéritiques apparaissent lorsque la teneur moyenne du sédiment atteint des valeurs situées entre 60 % et 70 %.

En conclusion, la stratification sphéritique correspond à un véritable faciès de transition dont la genèse n'est pas encore éclaircie. Elle caractérise néanmoins une période charnière, où ni les apports terrigènes, ni les apports carbonatés ne semblent particulièrement actifs.

II - LITAGE ET TEXTURE

1) Texture mudstone

C'est, de très loin, le type de texture le plus répandu. La micrite, associée à une quantité variable mais faible d'argile, constitue l'essentiel du sédiment (faciès micritique). La teneur en grains carbonatés ou bioclastes est toujours inférieure à 10 %. Ceux-ci ne sont représentés que par quelques pellets ou débris d'organismes dispersés dans la matrice. Si l'on excepte les figures de bioturbation, aucune structure sédimentaire ne peut être mise en évidence. Ce type de banc est classiquement interprété comme résultant d'un dépôt lent et régulier de fines particules en milieu calme mais aucun argument sédimentologique ne permet, en fait, de confirmer ou d'infirmer cette interprétation.

2) Texture wackestone à packstone

Plus rare, le type de texture wackestone est néanmoins représenté à tous les niveaux et dans tous les secteurs du bassin. Le type packstone reste exceptionnel. Les éléments grossiers représentent plus de 10 % de la roche mais sont cimentés par la matrice micritique. Ils sont représentés essentiellement par des petits pellets (faciès pelmicritique), des tubéroïdes (faciès tubéroïdique), des oncoïdes à nubéculaires (faciès oncoïdique), des spongiaires (faciès à spongiaires et à spicules) ou des bioclastes divers (faciès bioclastique). Leur répartition au sein de la matrice est intéressante à considérer. Ils peuvent être disposés d'une manière quelconque mais sont souvent organisés d'une manière bien définie et révélatrice de certains mécanismes de dépôt. La description de quelques bancs permettra de montrer les différents types de litage observés. Les exemples choisis concernent le faciès biodétritique.

- Type A (Calcaires lités - Moirans en Montagne - VIA 55+a)
fig. 26 a1 - 2

Les éléments biodétritiques sont très nettement concentrés dans la partie inférieure du banc. On notera, outre l'absence (ici) ou la faiblesse (dans d'autres cas) du granoclassement, la limite particulièrement nette existant entre la partie basale à texture wackestone et la partie sommitale à texture mudstone. Les éléments grossiers y sont disposés à plat (fig. 26 a2).

Une telle disposition suggère une phase de dépôt unique pour l'ensemble du banc et rapide au moins pour la partie basale. Une mise en place du banc sous l'action d'un petit courant turbide peut être envisagée. Un premier stade voit l'immobilisation de l'ensemble des débris qui s'organisent, suivant un granoclassement très frustre, vu la densité originelle de la boue en mouvement. La limite supérieure du niveau biodétritique, exceptionnellement nette dans l'ensemble choisi, pourrait résulter d'un léger réarrangement des particules superficielles par traction, alors que le courant conserve encore une certaine force et que la densité de la coulée diminue. Cela pourrait correspondre à l'ébauche du terme B à lamination horizontale de la séquence granoclassée. Le reste du sédiment, représenté par la boue micritique très fine restée en suspension, se dépose ensuite par décantation et forme la partie supérieure azoïque du banc.

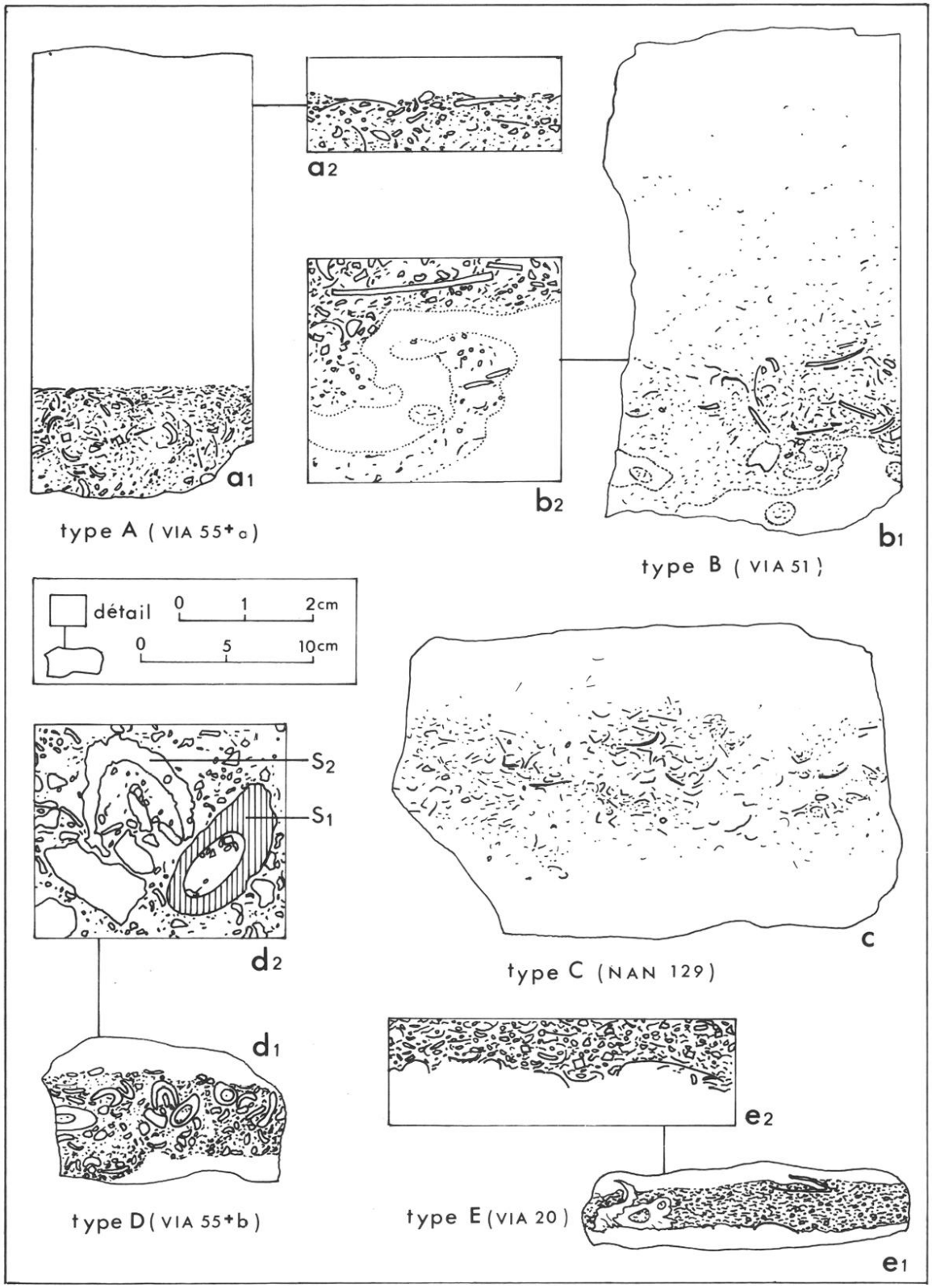


Fig. 26 – **Principaux types texturaux wackestones à packstones.**

a1 : type A - banc entier - **a2** : type A - détail de la limite supérieure du lit bioclastique.
b1 : type B - banc entier - **b2** : type B - détail de la limite inférieure bioturbée du lit bioclastique.
c : type C - banc entier.
d1 : type D - banc entier - **d2** : type D - détail du lit bioclastique - S1 : tube de serpule intact - S2 : tube de serpule entièrement micritisé et perforé.
e1 : type E - banc entier - **e2** : type E - détail de la base du lit bioclastique.

- Type B (Calcaires lités -Moirans en Montagne - VIA 51)
fig. 26 b1 - 2

Le type B est plus banal que le type A. Il en diffère tout d'abord par l'existence d'un granoclassement qui reste toujours assez grossier. Il s'individualise ainsi une séquence qui peut se résumer ainsi :

- matrice micritique ;
- matrice micritique + éléments fins ;
- matrice micritique + éléments fins + grossiers.

Il en diffère ensuite par l'existence, au-dessous du niveau biodétritique granoclassé, d'une zone micritique basale. Cela montre que, contrairement à ce que l'on pouvait imaginer à la vue du cas précédent, un tel banc ne résulte pas obligatoirement d'une phase unique de dépôt. On notera enfin que des structures de bioturbation (fig. 26 b2) viennent compliquer le contact entre les deux dépôts. Cette bioturbation est bien visible en base de banc à cause du contraste granulométrique originel, mais elle existe ou peut exister aussi au sommet. Il est vraisemblable que, plus active, elle puisse détruire totalement la structure originelle du dépôt comme cela est peut-être le cas avec le type C.

- Type C (Calcaires lités - Nantey - NAN 129)
fig. 26 c

Les débris sont concentrés dans la partie centrale du banc et répartis d'une manière quelconque. Il n'y a aucune polarité dans le dépôt. Il est en fait difficile ici de faire la part de ce qui revient à la structure originelle du sédiment et à la bioturbation. L'interprétation génétique de tels bancs reste donc délicate.

- Type D (Calcaires lités - Moirans-en-Montagne - VIA 55^{+}b)
fig. 26 d1 - 2

Ce type de banc est caractérisé par un niveau biodétritique médian très net, de texture wackestone à packstone et non granoclassé, ce qui l'oppose au type B. Ses limites inférieure et supérieure sont extrêmement nettes, ce qui l'oppose au type C. La limite inférieure est particulièrement irrégulière et de type ravinant. On ne note aucune bioturbation. Les éléments sont de tailles très diverses (0,1 à 50 mm) et orientés en tous sens. Ceux qui, originellement, étaient de même nature se trouvent associés dans des états de conservation très différents. C'est par exemple le cas de gros tubes de serpules que l'on peut rencontrer côte à côte intacts ou complètement micritisés et abondamment perforés (fig. 26 d2 et pl. 29, fig. 5, 7). Tout ceci semble caractériser une petite coulée biodétritique turbide. La forte densité de la suspension explique ici l'absence de tout arrangement des grains.

- Type E (Calcaires lités - Moirans-en-Montagne - VIA 20)
fig. 26 e1 - 2

La différence avec le type D tient à la texture packstone à grainstone, à un meilleur tri et à une orientation préférentielle du matériel. Celui-ci est nettement plus fin malgré la persistance de quelques éléments de grande taille. Parmi ceux-ci, les valves de lamellibranches présentent généralement leur concavité vers le bas. C'est très net en base du niveau bioclastique où elles s'ancrent ainsi solidement dans le substratum vaseux (fig. 26 e2). Il n'y a pas de granoclassement mais une disposition préférentielle des éléments allongés ou aplatis dans le plan horizontal. Le caractère turbide de la masse de sédiment en déplacement est ici peu prononcé. Il s'agit manifestement d'une suspension de faible densité laissant aux éléments une certaine liberté de mouvement.

Ce type E annonce le type F où l'arrangement du sédiment sous l'action d'un courant d'eau claire est évident. Mais il s'agit alors d'une texture typiquement grainstone.

On notera que tous les exemples cités concernent les Calcaires lités. Certains des phénomènes illustrés peuvent se rencontrer dans les autres formations litées de la séquence supérieure mais d'une manière beaucoup plus discrète. Ils s'expriment aussi avec d'autres faciès même si c'est avec le faciès biodétritique qu'ils sont les plus évidents.

En conclusion, il semble bien qu'une partie au moins des bancs présentant une texture wackestone ou packstone résulte d'un apport massif et soudain d'éléments biodétritiques grossiers sous forme de petites coulées turbides. Les structures de dépôt n'étant pas toujours très nettes et souvent détruites par la bioturbation, il est difficile de savoir si ce mécanisme de mise en place est général ou seulement accidentel.

3) Texture grainstone

Ce type de texture est extrêmement rare et n'apparaît que dans les bancs calcaires du sommet de la séquence supérieure (Calcaires lités et surtout Couches du Morillon) en se limitant à la zone nord du bassin.

- Type F (Calcaires lités - Les Arboux - ARB 38)
fig. 27 a1 - 3

Il s'agit d'un terme ultime de l'évolution illustrée par les types D et E. Le niveau médian, bien développé, présente un faciès franchement bioclastique. Les éléments (petits bivalves, Ammobaculites, intraclastes, pellets) sont bien triés et disposés à plat (76 % des valves de lamellibranches). Ils déterminent ainsi une lamination assez nette témoin d'une phase de traction intervenant avant leur immobilisation. La majorité des valves de lamellibranches (60 %) présente leur concavité vers le bas. Cette position, qui offre une meilleure résistance au courant n'était représentée qu'à 30 % avec le type E. Le ciment est une microsparite et la micrite n'est conservée que dans certains micromilieux protégés et notamment sous les coupoles formées par les valves de lamellibranches (effet de toit) (fig. 27 a2-3 et pl. 34, fig. 1-3). De tels bancs prouvent l'existence de courtes périodes où des courants de fond apportaient des débris squelettiques bien triés et chassaient au loin la boue micritique. Ils témoignent sans doute d'un domaine de sédimentation d'assez faible profondeur où les mouvements de surface peuvent épisodiquement avoir un effet au niveau du fond. Chacun de ces bancs est de faible étendue et constitué d'un sédiment bien particulier caractérisé par quelques organismes nettement dominants et peu fragmentés. Ceci est sans doute à mettre en relation avec un transport sur une assez faible distance évitant la destruction des coquilles ou autres éléments et évitant des mélanges de matériel issus de secteurs différents. Le sédiment provenait donc vraisemblablement d'un fond de superficie limitée et colonisé par un peuplement assez homogène.

- Type G (Calcaires lités - Champagnole - RIV 107)
fig. 27 b1 - 4

Le niveau biodétritique présente une limite inférieure très nette et une limite supérieure diffuse. Ceci correspond schématiquement à une évolution, sur moins de 20 cm, depuis une base à texture grainstone à packstone jusqu'à un sommet à texture wackstone. La texture grainstone basale n'est en fait pas réalisée totalement car il subsiste partout une petite quantité de matrice présentant une disposition géopète caractéristique (fig. 27 b2 et pl. 34, fig. 4-6). Les éléments (petits gastéropodes et serpules à section carrée largement dominants) sont très bien calibrés. Il n'y a ni granoclassement, ni lamination mais une dilution progressive des débris dans la boue micritique.

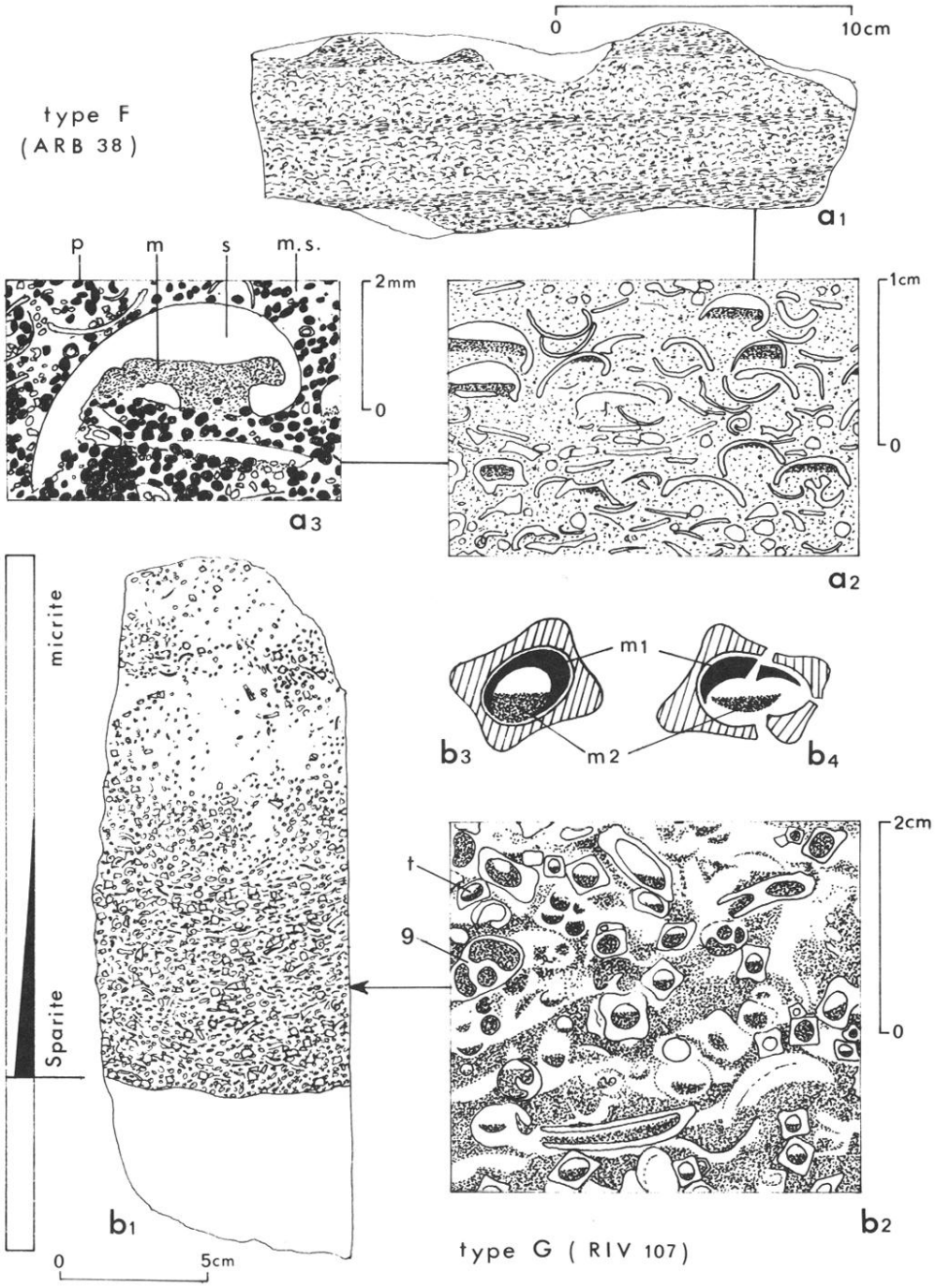


Fig. 27 – **Principaux types texturaux grainstones.**

a1 : type F - banc entier.

a2, a3 : type F - détails montrant la disposition des éléments et l'effet du toit provoqué par les bivalves. m : micrite - s : sparite - ms : microsparite - p : pellet.

b1 : type G - banc entier - **b2** : détail dans la base du niveau bioclastique montrant la disposition géopète de la micrite - t : *Tetraserpula* - g : gastéropode.

b3 : tube de *Tetraserpula* et son remplissage. m1 : micrite compacte de remplissage primaire. m2 : micrite peu dense et géopète de remplissage secondaire.

b4 : autre tube de *Tetraserpula* brisé par écrasement.

Ce type de dépôt résulte vraisemblablement d'une coulée issue du remaniement brutal d'une vase bioclastique (organismes ou fragments d'organismes enfouis ou en voie d'enfouissement dans une boue micritique). Le transport de l'ensemble hétérogène vase micritique/débris d'organismes permet la concentration de ces derniers en base de coulée. L'effet érosif de la coulée s'en trouve renforcé et façonne une surface d'érosion assez nette sur le fond boueux non consolidé. L'immobilisation assez brutale de l'ensemble laisse persister des vides intergranulaires dans la masse basale du dépôt qui ne sont comblés que partiellement par la boue micritique, plus lente à décanter. Les cavités restantes seront ensuite pour la plupart remplies par de la sparite. Il subsiste parfois une porosité qui détermine une texture vacuolaire.

On remarquera également que la micrite de remplissage géopète a un aspect bien différent de la micrite "ancienne" remplissant par exemple les tubes de serpules. Cette différence semble due au fait qu'elle n'a pratiquement subi aucune compaction. Elle est moins sombre et apparaît constituée de petits granules floconneux. C'est donc, à l'inverse, une micrite sombre et compacte qui forme les restes de remplissage des tubes de serpules (fig. 27 b3 et pl. 34, fig. 5-6). La disposition en croissant de cette micrite dans la lumière des tubes semble typiquement une figure de résistance à l'action érosive qui s'est manifestée lors du remaniement. Le remaniement du sédiment initial est sans doute le fait d'une tempête comme cela semble être le cas à cette époque et dans cette partie du bassin.

Après son redépôt, ce sédiment, du fait de son importante porosité, a eu tendance à se réorganiser lors de sa compaction. Des tassements ont ainsi eu lieu après la consolidation de la micrite de remplissage partiel comme le montrent des basculements ou des fragmentations précoces de débris (fig. 27 b4).

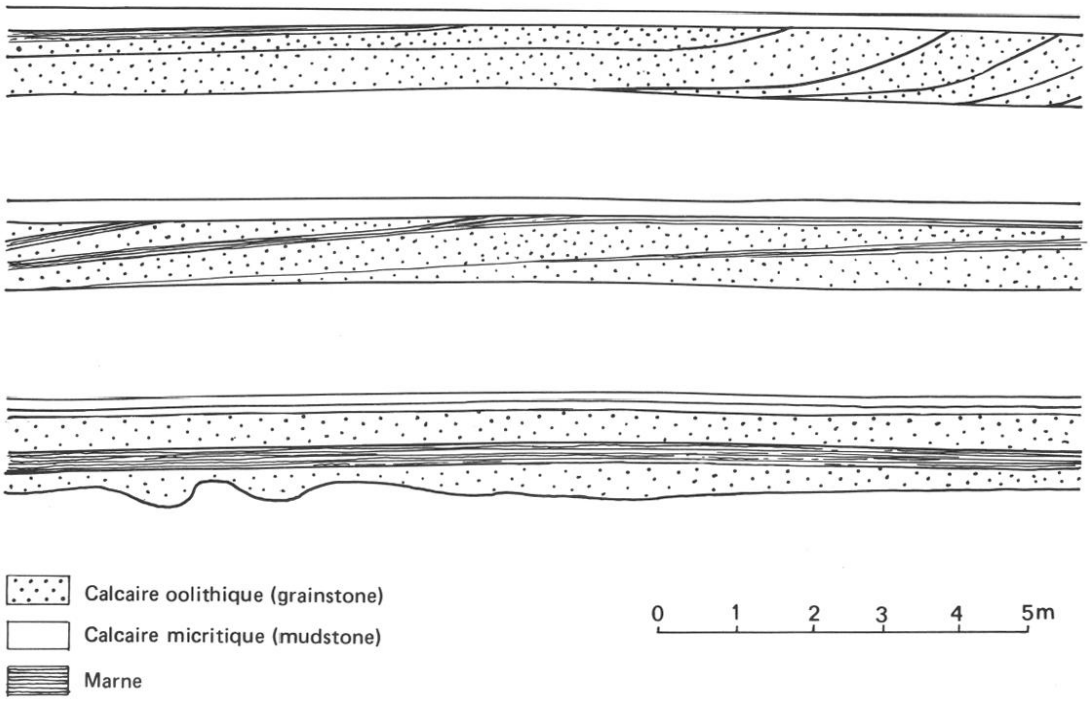


Fig. 28 – **Trois aspects de la stratification du niveau RIV 121** (Calcaires lités - Carrière du Mont Rivel) **selon l'orientation et l'état d'avancement du front de taille.**

- Type H (Calcaires lités - Champagnole - RIV 121)

Ce type de banc ne se réalise qu'avec le faciès oolithico-graveleux. Les éléments, constitués de parts variables d'oolithes, d'intraclastes et de débris divers d'organismes, constituaient à l'origine un sable propre, consolidé tardivement par un ciment sparitique. Le microfaciès est donc banal (oosparite essentiellement). Ces bancs, très exceptionnels dans le bassin étudié, sont annonciateurs des faciès de plate-forme carbonatée bien développés dans l'Oxfordien terminal de certains secteurs et dans le Kimméridgien. Ils ne se rencontrent que dans les Calcaires lités et les Calcaires pseudolithographiques.

Le type choisi est un niveau oosparitique (pl. 35, fig. 1) d'épaisseur variable recoupant à l'emporte-pièce le niveau sous-jacent. Sa stratification oblique à entrecroisée (fig. 28), montre que son dépôt s'est effectué sous un régime de haute énergie. La surface fusiforme que présente souvent le calcaire oolithique au niveau de son contact avec le sédiment sous-jacent évoque même de gros flute-casts plus ou moins tourbillonnaires. On notera que ce niveau, limité à son toit par une surface durcie, est surmonté d'un niveau calcaire micritique à stratification horizontale. Avec lui il forme l'unité RIV 121 (fig. 8).

- Type I (Calcaires lités - les Arboux - ARB 109)

Ce banc décimétrique présente un niveau micritique basal nettement tronqué par une séquence de dépôt grossièrement granoclassé. Elle débute par une pelsparite (le ciment est en fait une microsparite) et évolue progressivement vers le haut en une pelmicrite. Le transport et le classement des pellets (pseudopellets ?) par un courant est évident. A la base de la séquence, les pellets ont des contours relativement moins flous et sont assez gros (pl. 25, fig. 1a, 3). Il subsiste donc entre eux des vides assez importants comblés ensuite par de la microsparite et restant donc bien tranchés. En s'éloignant de la base les pellets deviennent plus petits, plus flous et se distinguent moins des vides qui les séparent, eux-mêmes de plus en plus petits (pl. 25, fig. 1b). Arrive un stade où la plupart des pellets ne se distinguent plus de leur ciment (pl. 25, fig. 1c). Seuls quelques individus plus foncés restent visibles. L'aspect général est celui d'une pelmicrite ("micrite tachetée"). Mais s'agit-il d'une juxtaposition de petits pellets ou d'une "vraie" micrite ? S'il s'agit d'une micrite, a-t-elle participé à la phase active de dépôt ou s'est-elle déposée après ?

Ces dernières considérations nous ramènent au problème délicat de l'origine de la micrite, déjà soulevé précédemment. Les diverses observations d'ordre textural n'apportent certainement pas de solution générale mais offrent quelques éléments de réflexion intéressants. Il est certain que la genèse des différents types de texture rencontrés implique obligatoirement des processus hydrodynamiques et que ceux-ci n'épargnent pas la micrite (vannage par les courants lors des phases d'érosion, soit sous forme particulaire, soit sous forme agglomérée - transport sous forme de coulées boueuses). On est donc ainsi amené à envisager le transport de quantités non négligeables de micrite. Le problème non résolu consiste à savoir quelle est la proportion de cette micrite transportée et de la micrite supposée autochtone.

4) Répartition des différents types de textures

a. Répartition dans la série

Très banale, la texture de type mudstone s'exprime dans toutes les formations oxfordiennes. Elle ne permet pas l'expression d'un litage au sein du banc. On la rencontre dans les bancs

de faciès micritique, pelmicritique voire tubéroïdique et bien sûr, dans les interbancs de même faciès. On peut considérer que les dépôts présentant cette texture correspondent à la sédimentation normale du bassin du Jura durant l'Oxfordien.

Plus rares, les textures de type wackestone à packstone sont néanmoins représentées à tous les niveaux et permettent l'expression d'un litage souvent intéressant. On les rencontre dans les bancs et interbancs des faciès à spongiaires, à spicules, pelmicritique, tubéroïdique, bioclastique et oncoïdique ainsi que, en élargissant le sens du terme, dans les bancs et lits du faciès silteux. On remarquera que c'est d'une part seulement au sommet de la séquence supérieure (Calcaires lités) et d'autre part avec le faciès bioclastique que s'expriment clairement tous les phénomènes inventoriés précédemment et correspondant aux divers types proposés (A à E). On rappellera que c'est également dans les Calcaires lités que s'expriment le mieux les différents types de texture du faciès silteux. Dans les autres formations ou dans d'autres faciès, les observations sont plus délicates. Seul le faciès oncoïdique, également caractéristique des Calcaires lités, fournit parfois des structures de dépôt comparables. La répartition quelconque des éléments dans le faciès tubéroïdique semble être primaire. C'est également souvent le cas dans le faciès pelmicritique. Par contre, dans le faciès à spicules, la concentration en lits et l'orientation des individus allongés, parfois préservées de la bioturbation, semblent témoigner d'un certain hydrodynamisme au niveau du fond.

Exceptionnels, les bancs à texture grainstone n'existent qu'au sommet de la séquence supérieure. Ils apparaissent dans les Calcaires lités et ne se développent largement que dans les Couches du Morillon.

Rappelons enfin que tous les termes de passage existent entre la texture de type mudstone jusqu'à celle de type grainstone, et ceci, même à l'échelle du banc.

b. Répartition dans le bassin

Compte tenu des remarques stratigraphiques qui viennent d'être formulées, il n'est pas étonnant de ne voir s'esquisser une répartition intéressante des types texturaux qu'avec la séquence supérieure de l'Oxfordien. Le pourcentage de bancs de type mudstone, de type wackstone/packstone et de type grainstone a été calculé pour chaque coupe et pour chaque formation. Les résultats sont reportés sur les cartes de la figure 29 où, pour chaque point d'observation important, a été figurée l'abondance relative des bancs de texture wackestone/packstone. La présence de bancs de type grainstone est indiquée en surcharge par un figuré.

Dès les Couches d'Effingen on voit très nettement une régression des faciès grossiers du Nord-Ouest au Sud-Est. Avec les Couches du Geissberg, la même tendance se maintient mais d'une manière moins évidente. On voit ainsi apparaître deux zones favorables aux dépôts grossiers : l'une, septentrionale, est centrée sur Champagnole (RIV), l'autre, occidentale, est centrée sur Arnans/Cuvergnat (ARC).

Avec les Calcaires lités l'organisation des dépôts devient presque Nord-Sud avec développement dans le secteur Marigny-Champagnole-les-Arboux de faciès de type grainstone. Ceux-ci prendront par la suite une telle importance qu'ils justifient, par leur abondance ou leur rareté, la distinction des formations isochrones des Couches du Morillon et des Calcaires pseudolithographiques.

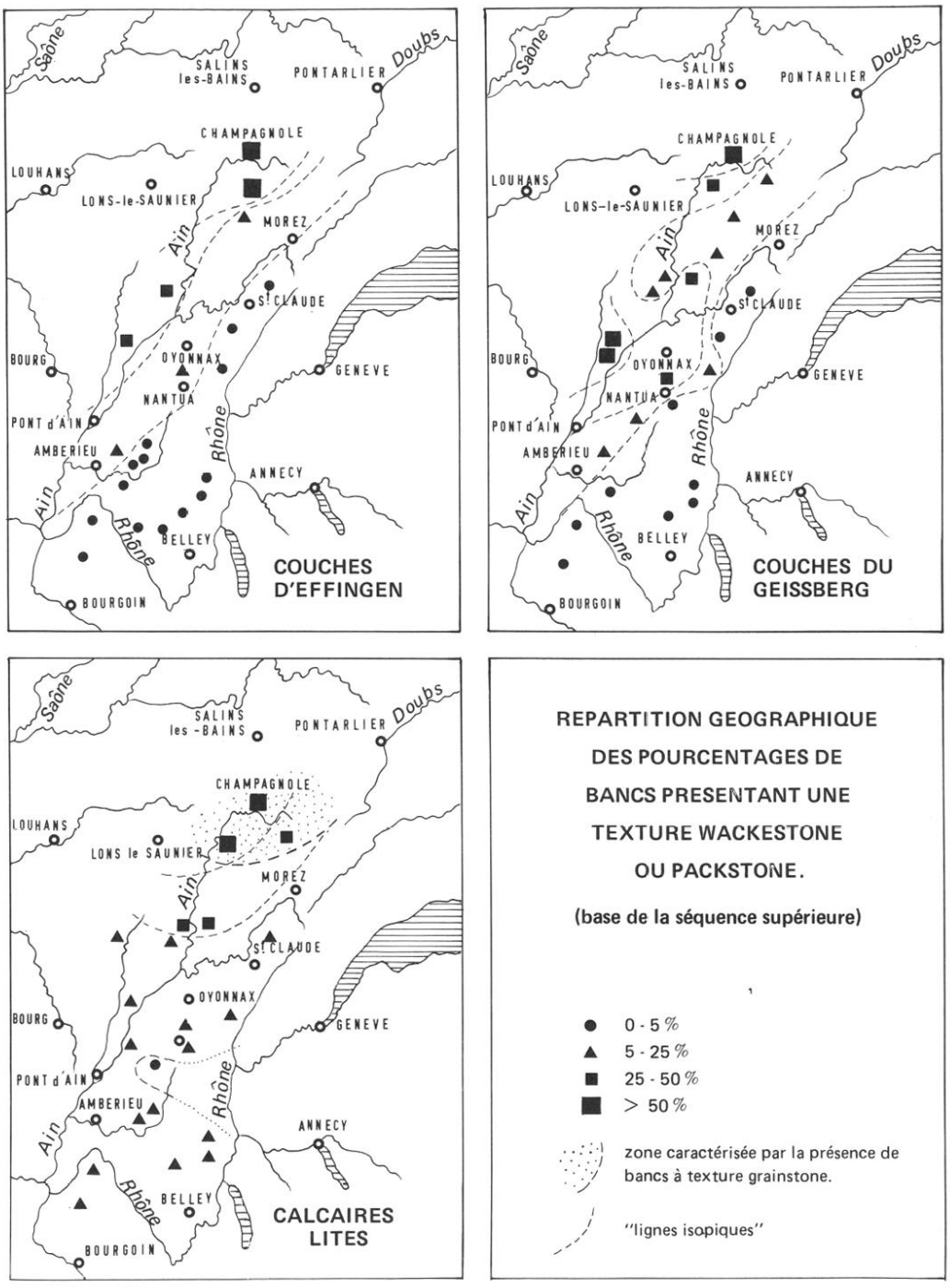


Fig. 29 – **Répartition des différents types de texture dans le bassin.**

Couches d'Effingen : on note une organisation assez nette en bandes parallèles d'orientation SSW-NNE calquées sur la configuration générale du bassin. Ce sont les séries les plus occidentales supposées les moins profondes ou les plus littorales qui sont les plus riches en matériel biodétritique.

Couches du Geissberg : on retrouve une organisation moins nettement marquée mais identique. Deux "foyers" de biodétritisme semblent s'individualiser. Le premier vers Corveissiat à l'Ouest d'Oyonnax disparaîtra, alors que le second, centré sur Champagnole, prendra de l'importance avec le dépôt des Calcaires lités.

Calcaires lités : l'ancienne répartition générale approximativement E-W fait maintenant place à une répartition N-S.

III - CONCLUSION

On peut conclure cette étude stratonomique en retenant les points suivants :

- le bassin jurassien était fondamentalement le lieu de dépôt d'une vase micritique ;
- cette vase s'est répartie selon des bancs réguliers et d'assez grande extension ;
- la stratification n'est toutefois pas aussi simple et régulière qu'elle paraît. Elle traduit parfois des phénomènes de chenalisation ou de glissement en masse ;
- les bancs à éléments grossiers apparaissent comme l'expression de phénomènes accidentels ;
- par leur litage, ces bancs semblent, dans la plupart des cas, résulter du dépôt d'un matériel transporté ;
- le transport de ce matériel était, selon les cas, assuré par des courants d'eau claire ou turbides ;
- la plus grande fréquence de ces courants au sommet de l'Oxfordien et dans la partie nord-ouest du bassin peut être mise en liaison avec une diminution progressive de la profondeur du bassin au cours du temps et du Sud-Est vers le Nord-Ouest ;
- corrélativement, les épandages de matériel bioclastique devaient provenir essentiellement de ces zones moins profondes et plus agitées. On retrouve là, le même dispositif que pour le matériel terrigène ;
- l'évaluation de la part de micrite concernée par ce transport est un problème fondamental non encore résolu.

Le bassin étudié, qui correspondait à un milieu fondamentalement calme connaissait donc des perturbations périodiques de faible durée. Ces perturbations, vraisemblablement dues à des tempêtes ou au simple effet de la gravité, ont été génératrices de courants "anormaux". Leur effet, mis en évidence localement grâce à la stratification des sédiments grossiers, devait sans doute se faire sentir sur des aires beaucoup plus vastes. On est ainsi amené à s'interroger sur l'importance du rôle de ces perturbations qui restent exceptionnelles, en durée mais sans doute pas en fréquence, dans un bassin réputé de faible énergie. Elles constituent peut-être un élément essentiel du régime sédimentaire de ce type de bassin pouvant avoir un rôle fondamental dans l'étalement et la ségrégation des sédiments depuis la bordure jusqu'au large.

D – LES RYTHMES SÉDIMENTAIRES

Les bancs ayant été présentés isolément ci-dessus, il importe maintenant de montrer quels sont les grands traits de leur ordonnancement dans la série oxfordienne. Ils s'organisent en effet en séquences d'importances variables et limitées par des discontinuités plus ou moins marquées matérialisant des rythmes qui sont eux-mêmes le reflet du régime sédimentaire du bassin du Jura.

I - LES RYTHMES ELEMENTAIRES

1) L'alternance marne/calcaire

L'alternance constitue le rythme sédimentaire de base. Courante dans presque tout l'Oxfordien, elle s'exprime d'une manière particulièrement nette dans les Calcaires hydrauliques et dans les Calcaires lités.

a. Caractères généraux

L'alternance correspond à une séquence élémentaire à 2 termes :

- le terme calcaire, qualifié de banc, fait saillie par rapport aux niveaux contigus et possède une teneur en $CaCO_3$ dépassant souvent 85 % ;
- le terme marneux, qualifié d'interbanc, est en retrait par rapport aux bancs contigus et possède une teneur en $CaCO_3$ généralement inférieure à 80 % ;

Si la résistance à l'érosion d'une strate est évidemment fonction de sa teneur absolue en $CaCO_3$, son apparence sous forme de banc ou d'interbanc dépend, en plus, de sa teneur relative en $CaCO_3$. En effet, des teneurs situées entre 80 et 85 % peuvent caractériser, suivant le contexte, aussi bien des niveaux durs en saillie, que des niveaux délités en retrait. Le phénomène de l'érosion différentielle souligne ainsi la relativité de la notion de banc et d'interbanc.

Les modalités de passage banc-interbanc sont celles qui ont été décrites précédemment (p. 65). Le passage progressif domine.

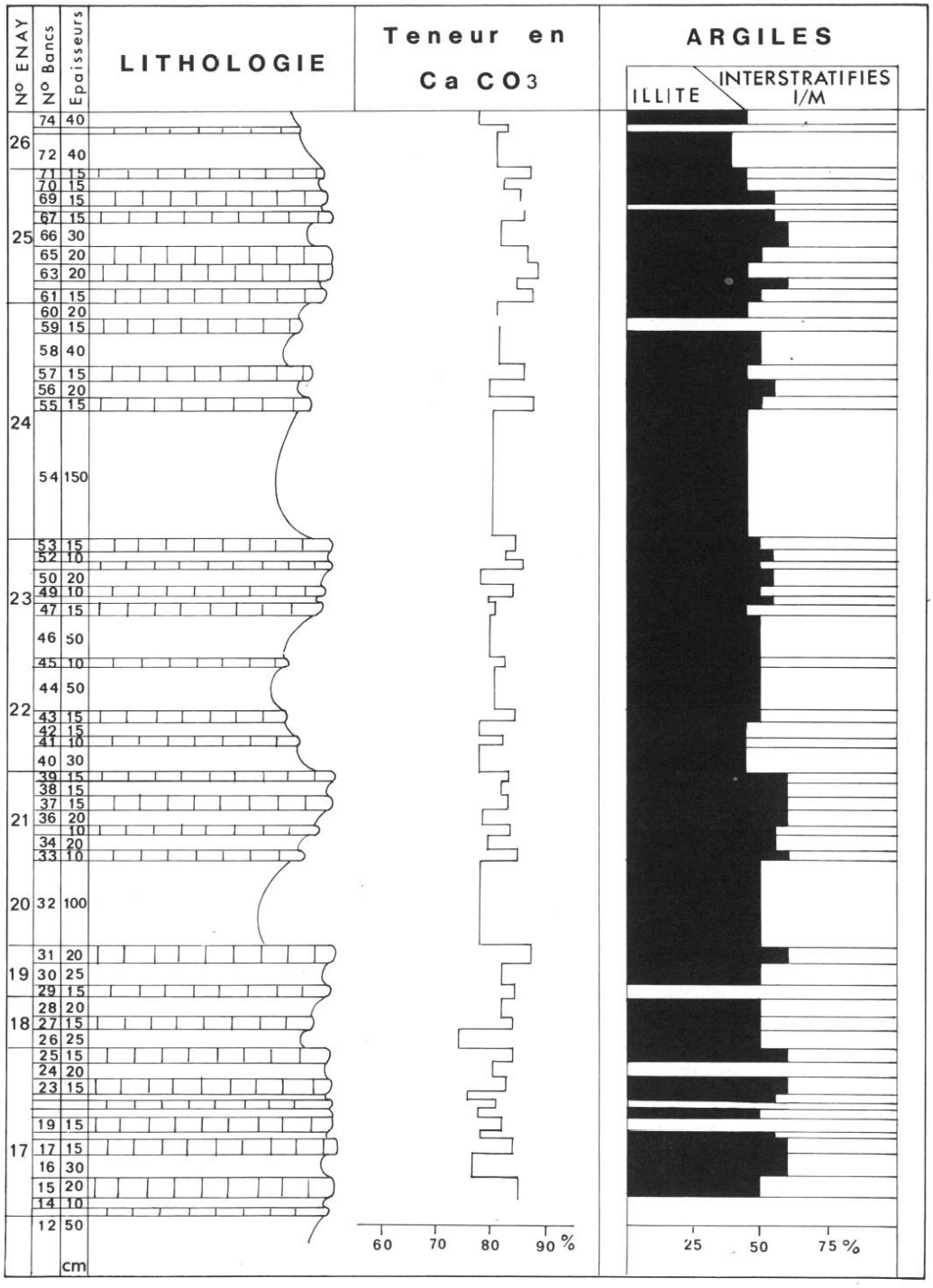


Fig. 30 – **Evolution de la répartition des argiles et de la teneur en $CaCO_3$, strate par strate, dans une série régulièrement alternante.** Exemple des Calcaires hydrauliques inférieurs - Coupe du Giron - Meussia (les "blancs" correspondent à des strates non analysées).

Ce changement régulier et périodique de la nature de l'apport sédimentaire soulève une question fondamentale : résulte-t-il d'une modification du milieu même où s'exprime l'alternance ou d'une modification intervenant dans l'environnement plus ou moins lointain du bassin ?

Pour apporter quelques éléments de réponse à cette question, il paraît essentiel de déterminer s'il existe d'autres caractères alternant en harmonie avec le rapport de la quantité de calcaire sur celle d'argile. Autrement dit, existe-t-il des différences significatives dans la nature ou la quantité des particules d'origine minérale ou organique des bancs et des interbancs ?

b. Observations relatives à la nature des argiles

Il apparaît clairement que les bancs calcaires et les interbancs marneux renferment des minéraux argileux de nature et en proportion identiques. S'il existe des variations (toujours faibles) dans les proportions, elles semblent évoluer tout à fait indépendamment de la teneur en $CaCO_3$ du sédiment. C'est ce qui est illustré par l'étude détaillée des argiles, niveau par niveau, dans la base des Calcaires hydrauliques de Meussia, série alternante particulièrement régulière (fig. 30). De plus, la seule évolution importante des argiles qui se manifeste justement au sommet de cette série (fig. 6) et déjà analysée (p. 29) ne se marque par aucune discontinuité visible dans le régime sédimentaire. A part cette exception, on constate, pour l'ensemble du bassin, une remarquable constance dans la nature des apports argileux. Ce sont, pour les bancs comme pour les interbancs, des argiles typiquement héritées, d'origine lointaine et mêlées, lors de leur dépôt, à une quantité plus ou moins importante de particules calcaires. Ils témoignent des conditions assez stables qui devaient régner dans le milieu fournisseur comme dans le milieu récepteur. E. DAVAUD et A. LOMBARD (1975), également intéressés par le problème des séries alternantes du Jura, ont aussi été frappés par cette grande monotonie de l'apport argileux. Ces auteurs signalent à ce propos qu'il n'y a aucun changement dans la quantité relative des minéraux argileux de la base au sommet de la coupe des Calcaires lités de Champfromier (CHA) dominée par le régime alternant.

c. Observations relatives à la nature et à l'abondance des fossiles

- Microrestes minéraux

Les séries régulièrement alternantes étant généralement pauvres en macrofaune, on ne peut espérer obtenir des résultats intéressants que par l'étude de la microfaune. Les microfossiles siliceux, très facilement dégageables, sont malheureusement beaucoup trop rares. On est donc amené à considérer les microorganismes de nature calcaire qui posent évidemment un difficile problème d'extraction dès que l'on s'attaque au sédiment fortement calcaire des bancs. Les progrès récents réalisés au niveau des méthodes d'extraction thermo-chimiques permettent toutefois de surmonter en grande partie cet obstacle aux études comparatives de microfaune dégagée (DARMEDRU, 1982). L'utilisation de ces méthodes pour résoudre le problème ici posé devrait donner des résultats intéressants.

L'étude classique réalisée ici au moyen de lames minces pour l'étude des bancs et au moyen de lavages pour celle des interbancs, permet une approche de comparaison qualitative mais certainement pas quantitative. Il apparaît assez vite, si l'on reste prudent, qu'il n'y a pratiquement aucune différence significative entre les deux ensembles microfauniques. Seul le cas des épistomines mérite d'être souligné. Ces foraminifères n'abondent en effet que dans certains bancs calcaires. Mais ce phénomène est peut-être lié à un simple problème de fossilisation.

Les comparaisons entre lames minces, vu la très faible quantité de sédiment explorée et la rareté de la microfaune, est également délicate et, semble-t-il, assez peu significative.

C'est la méthode qu'ont employé E. DAVAUD et A. LOMBARD (1975) pour l'étude d'une série alternante des Calcaires lités de la Haute-Chaîne (Cirque des Avalanches - coupe de Champfromier - CHA)*. Ces auteurs ont mis en évidence une certaine différence entre le contenu faunique des bancs et des interbancs. Ils montrent que, sur les 22 descripteurs utilisés, 5 prédominent d'une manière significative dans les bancs et autant dans les interbancs. Or, en ce qui concerne les bancs, il apparaît que 4 des descripteurs caractéristiques (éponges, bryozoaires, nubécularidés, algues ?) se trouvent concentrés dans quelques bancs de faciès particulier et bien individualisés qui interrompent, en plusieurs points, la succession régulièrement alternante. C'est donc la prise en compte de ces bancs qui a permis, dans une large mesure, la mise en évidence de l'originalité du contenu des bancs calcaires ...

En conclusion, ce problème est loin d'être résolu et il faudrait des études certainement beaucoup plus longues et détaillées pour aboutir à des résultats probants.

- Microrestes organiques

Il s'agit de l'ensemble des microorganismes (dinoflagellés essentiellement) et des organites (pollens et spores) protégés par des enveloppes de nature organique. C'est un matériel de choix pour les comparaisons entre bancs et interbancs car la technique d'extraction, par décarbonatation de la roche, est identique, quelle que soit la teneur en calcaire du niveau étudié. L'essai a été tenté sur les Calcaires lités de Trept. L'extraction et la détermination des organismes ont été réalisées par C. COURTINAT (COURTINAT et GAILLARD, 1980). Presque tous les bancs et interbancs ont fait l'objet de prélèvements et des quantités égales de sédiment ont été traitées.

Les dinoflagellés, particulièrement abondants, représentent la quasi totalité du microplancton marin (167 individus en moyenne par préparation). Ils sont pratiquement aussi abondants dans les interbancs (157 individus en moyenne par préparation) que dans les bancs (177 individus en moyenne par préparation).

Les pollens et spores sont nettement moins abondants (23 individus en moyenne par préparation). Ils sont, d'une manière plus significative plus abondants dans les interbancs (30 individus en moyenne par préparation) que dans les bancs (16 individus en moyenne par préparation). Ils apparaissent ainsi assez nettement et logiquement liés aux apports terrigènes.

Si l'apport planctonique paraît uniforme globalement, il est intéressant de voir s'il varie dans sa composition. On peut ainsi déterminer si certaines espèces de dinoflagellés sont mieux représentées dans les bancs ou dans les interbancs. Ce travail a été fait en comparant pour chaque espèce les rapports :

$$\frac{AMB}{AMI} = \frac{\text{abondance moyenne de l'espèce par banc}}{\text{abondance moyenne de l'espèce par interbanc}}$$

si AMB $>$ AMI

ou $\frac{AMI}{AMB}$ si AMI $>$ AMB

* Je remercie E. DAVAUD d'avoir bien voulu me montrer les lames réalisées pour cette note.

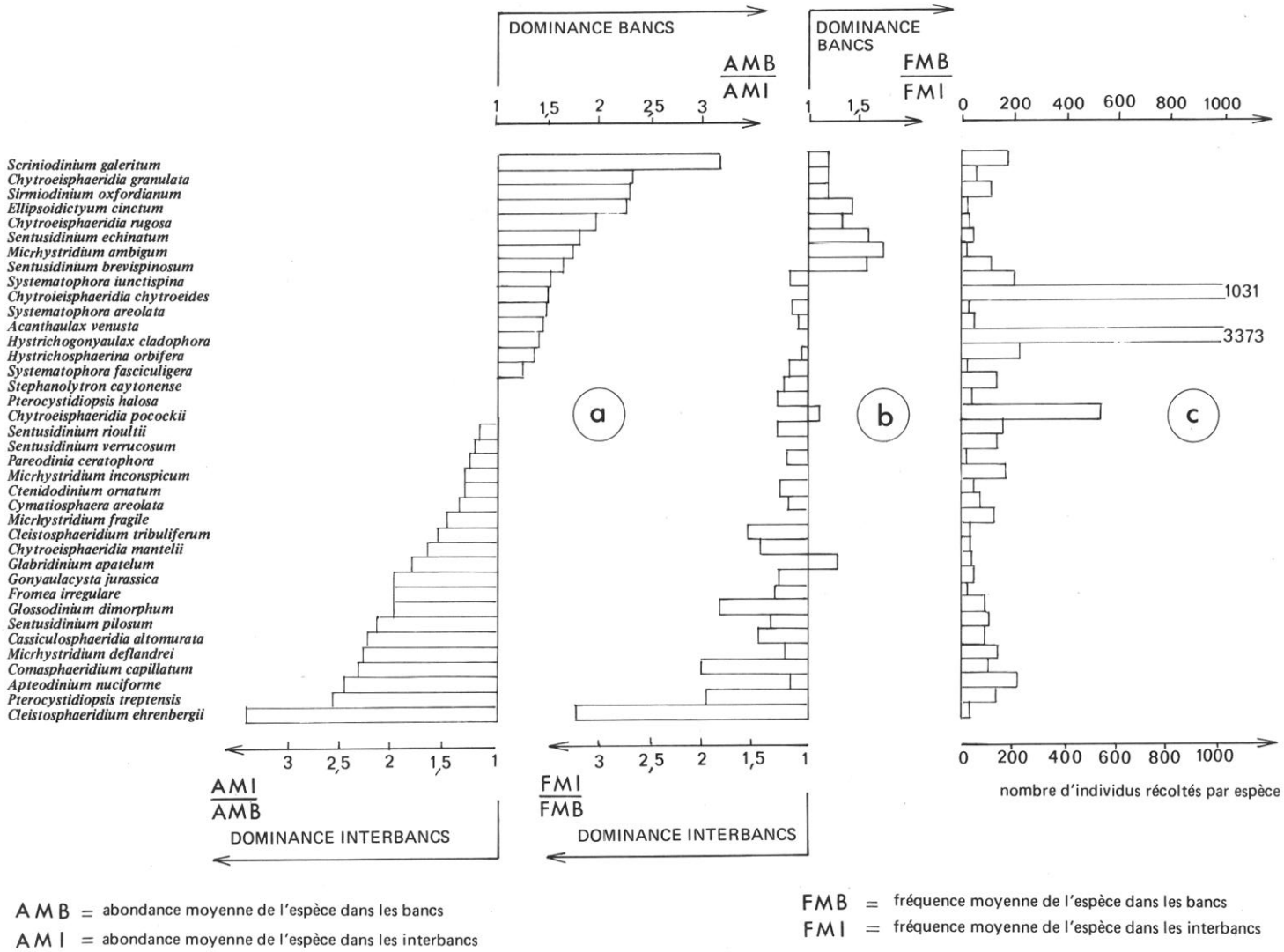


Fig. 31 – **Etude de la répartition des dinoflagellés dans les bancs et les interbancs - Calcaires lités - Trept.**

Il n'a pas été tenu compte des espèces trop rares ou représentées dans un nombre trop faible de niveaux (inférieur à 10). Les résultats, représentés dans la fig. 31a, permettent de répartir les dinoflagellés en deux classes : celle des espèces plus abondantes dans les bancs et celle des espèces plus abondantes dans les interbancs. En fait, les écarts observés entre ces rapports ne sont jamais très importants. Une dizaine d'espèces sont cependant plus de deux fois plus abondantes dans les bancs que dans les interbancs ou inversement. Pour compléter ces résultats il est important de les moduler en ne raisonnant plus en abondance mais en fréquence. On peut alors comparer les rapports suivants :

$$\frac{\text{FMB}}{\text{FMI}} = \frac{\text{Fréquence moyenne de l'espèce dans les bancs}}{\text{Fréquence moyenne de l'espèce dans les interbancs}}$$

si FMB $>$ FMI

ou $\frac{\text{FMI}}{\text{FMB}}$ si FMI $>$ FMB

Les résultats, représentés dans la fig. 31b, renforcent ou atténuent les tendances exprimées par le graphique précédent (fig. 31a). De plus, l'interprétation de ces deux graphiques doit se faire sans perdre de vue le nombre total d'individus rencontrés pour chaque espèce (fig. 31c). En effet, si une espèce illustre une tendance nette, celle-ci sera d'autant plus significative que l'espèce est bien représentée.

Certaines espèces apparaissent, en abondance comme en fréquence, plus nettement liées aux interbancs marneux. Ce sont :

Glossodinium dimorphum
Sentusidinium pilosum
Cassiculosphaeridia altomurata
Michrystridium deflandrei
Comasphaeridium capillatum
Apteodinium nuciforme
Pterocystidiopsis treptensis
Cleistosphaeridium ehrenbergii

elles sont peu abondamment représentées (respectivement 1,6 - 1,88 - 1,72 - 2,68 - 1,76 - 4 - 2,46 et 0,52 individus en moyenne par niveau).

D'autres moins nombreuses, sont en revanche plus nettement liées aux bancs calcaires. Ce sont :

Scriniodinium galeritum
Chytroeisphaeridia granulata
Sirmiodinium oxfordianum

elles sont également faiblement représentées (respectivement 3,18 - 1,06 et 2,08 individus en moyenne par niveau).

On remarquera que les espèces les mieux représentées, donc éventuellement susceptibles de fournir des résultats assez significatifs, ne montrent aucune tendance très marquée. Ce sont :

Hystrichogonyaulax cladophora
Chytroeisphaeridia chytroeides
Chytroeisphaeridia pocockii

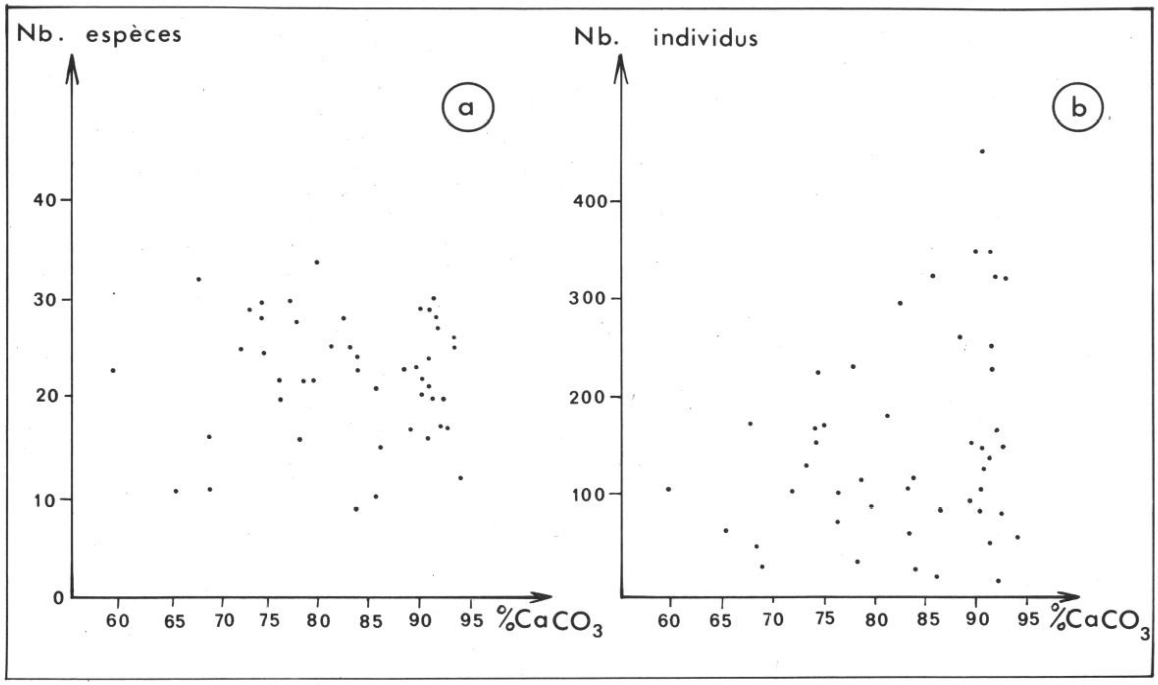


Fig. 32 – **Etude de la répartition des dinoflagellés en fonction de la teneur en $CaCO_3$ du sédiment - Calcaires lités - Trept.**

On notera seulement que les deux espèces les plus abondantes, C. chytroeides et surtout H. cladophora, sont aussi fréquentes dans les interbancs que dans les bancs, mais légèrement plus abondantes dans ces derniers pour lesquels elles marquent une petite préférence. Enfin, si l'on tient compte non plus de la dualité banc/interbanc, mais de la teneur en $CaCO_3$ des strates (fig. 32 a-b), on remarque que celle-ci ne semble guère influencer le nombre d'individus et encore moins le nombre d'espèces de dinoflagellés.

d. Conclusion

Il ne semble pas exister de différence fondamentale entre le contenu minéralogique et micropaléontologique des bancs et celui des interbancs. Il n'y a pas de commune mesure avec les différences très significatives mises en évidence dans certains dépôts pélagiques alternants comme ceux du Crétacé inférieur du bassin vocontien (FERRY, 1979 - COTILLON et alii, 1980 - DARMEDRU et alii, 1981). La bonne correspondance existant entre la nature du dépôt et celle des microorganismes planctoniques qu'il renferme permet, dans ce cas, d'attribuer un rôle déterminant à des variations d'ordre climatique dans la genèse de l'alternance. Pour en revenir à l'Oxfordien du Jura, il est possible que ces dernières aient eu une certaine influence mais il ne semble pas qu'elles puissent expliquer, à elles seules, la fluctuation des dépôts. L'assez bonne stabilité du microplancton marin (dinoflagellés) traduit plutôt, globalement, une relative constance des propriétés physiques et chimiques de la masse des eaux. Peut être faut-il alors invoquer des causes plus locales ?

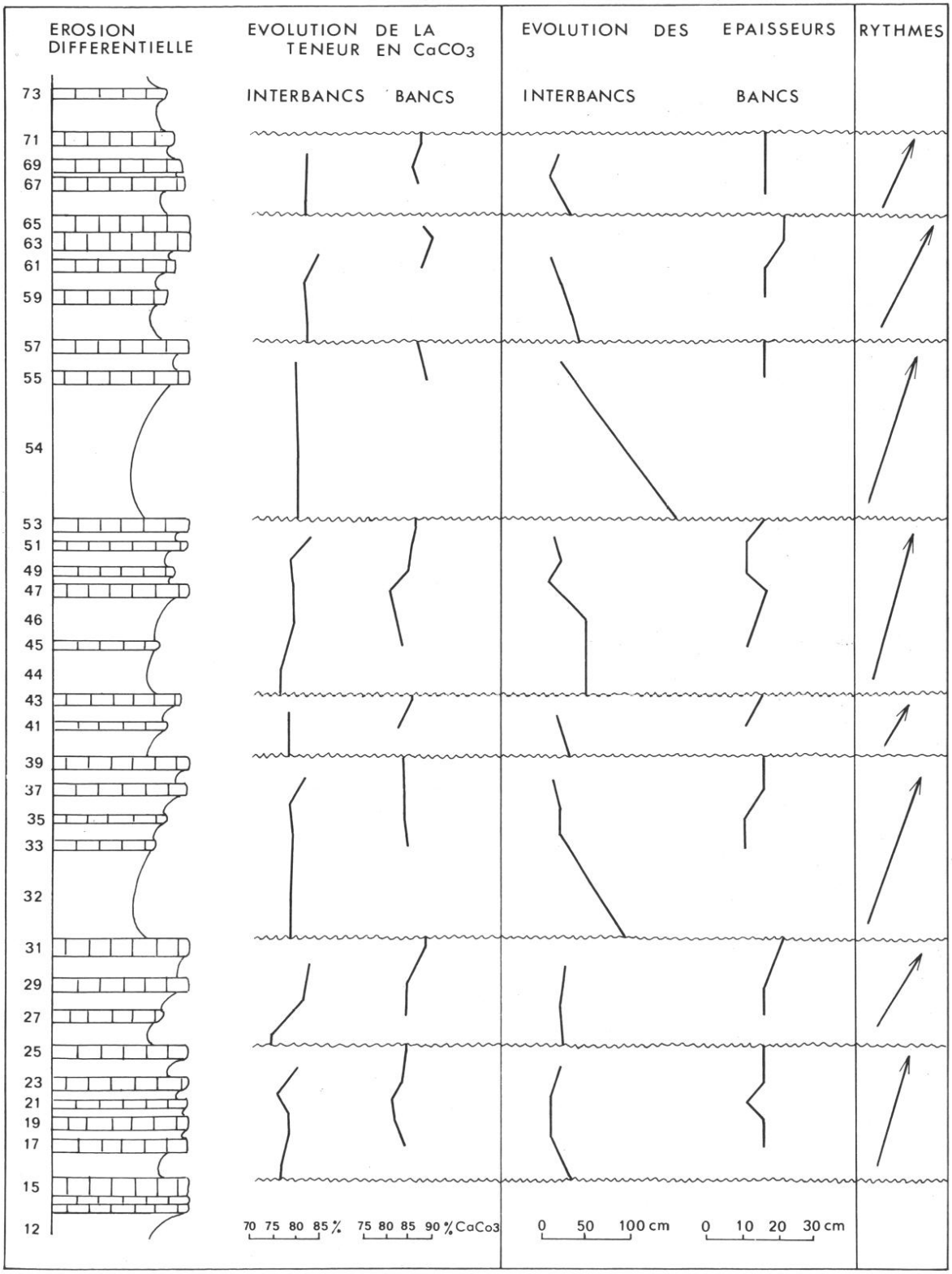


Fig. 33 – Analyse séquentielle des Calcaires hydrauliques inférieurs - Coupe du Giron - Meussia.

2) Les séquences simples en régime alternant

Ce sont des séquences mineures, apparaissant au sein de séries alternantes monotones et non limitées par des discontinuités. Ceci, dans la mesure où l'expression même de la stratification est considérée comme une discontinuité négligeable.

Les séries concernées sont remarquables par l'uniformité de leur microfaciès et la constance de la nature des minéraux argileux. Seules de faibles variations dans l'épaisseur des strates, leur teneur en carbonates et le jeu de l'altération différentielle permettent l'individualisation de groupements de bancs. L'évolution séquentielle est la suivante, de bas en haut :

- épaisseur des interbancs de plus en plus faible ;
- épaisseur des bancs de plus en plus forte ;
- teneur en $CaCO_3$ des bancs et des interbancs de plus en plus élevée ;
- résistance à l'érosion de plus en plus forte.

On retrouve là, une loi qui semble assez générale en régime alternant stable (COTILLON et alii, 1980) : plus un banc calcaire est épais, plus sa teneur en $CaCO_3$ est forte et plus un interbanc marneux est épais plus sa teneur en $CaCO_3$ est faible.

Ce type de séquence est bien développé dans les premières séries alternantes de l'Oxfordien du Jura. Il s'exprime particulièrement bien dans les Calcaires hydrauliques et caractérise même la partie inférieure de cette formation (Calcaires hydrauliques inférieurs). La coupe du Giron à Meussia (GIR) peut être proposée comme coupe-type pour ce style de sédimentation (fig. 33).

La relative facilité avec laquelle peuvent se corréler ces séquences mineures prouve que ces rythmes ont été enregistrés d'une manière assez uniforme dans l'ensemble du bassin (fig. 79). Une telle régularité est vraisemblablement le fait d'une sédimentation dans une zone très homogène du bassin.

Ces séquences sont enfin l'expression simplifiée de la tendance générale de la sédimentation oxfordienne dans le Jura caractérisée par un remplacement progressif mais saccadé des apports terrigènes par les apports carbonatés. Ce sont typiquement des séquences mineures positives.

II - LES RYTHMES COMPLEXES

Ces rythmes se traduisent par des séquences de plus grande ampleur et plus complexes dans la mesure où elles sont limitées par des discontinuités et où elles peuvent faire intervenir des termes lithologiques autres que le simple couple calcaire/marne.

1) Les séquences mineures

Il s'agit de séquences d'épaisseur métrique à décamétrique limitées par des discontinuités de faible importance. Ces discontinuités, qui ponctuent donc assez fréquemment les alternances calcaréo-marneuses, sont représentées soit par des surfaces bioturbées, soit par des bancs à faciès "grossier". Les premières, parfaitement autochtones, indiquent un raffermissement du fond lié à une petite période d'arrêt de sédimentation. Les secondes ont, en revanche, plusieurs significations possibles qu'il

convient d'analyser. On laissera volontairement de côté les bancs silteux et les bancs calcaires de texture grainstone, toujours rares et qui, comme cela a été démontré, forment de petites séquences de dépôt autonomes. Il reste donc les bancs à texture wackestone à packstone. Ils se présentent soit comme unités autochtones, soit comme unités allochtones.

- Unités autochtones

Ce sont alors des bancs bioclastiques qui, même si une partie de leurs constituants est allochtone, montrent qu'ils ont séjourné longtemps sur le fond avant la mise en place du banc suivant (fossiles autochtones, surfaces bioturbées, encroûtements...). Attribuer ces bancs à une séquence n'est pas toujours facile, mais, dans les cas les plus évidents, il est clair qu'ils se situent préférentiellement au sommet de séquences calcaréo-marneuses où les calcaires prennent progressivement le pas sur les marnes. Ces bancs bioclastiques caractérisent donc le toit de petites séquences klupféliennes que nous qualifierons de séquences positives. Elles évoluent dans le même sens que les séquences d'ordre supérieur dans lesquelles elles s'insèrent. Les bancs terminaux des barres calcaires des Couches du Geissberg en fournissent un excellent exemple (fig. 34 A).

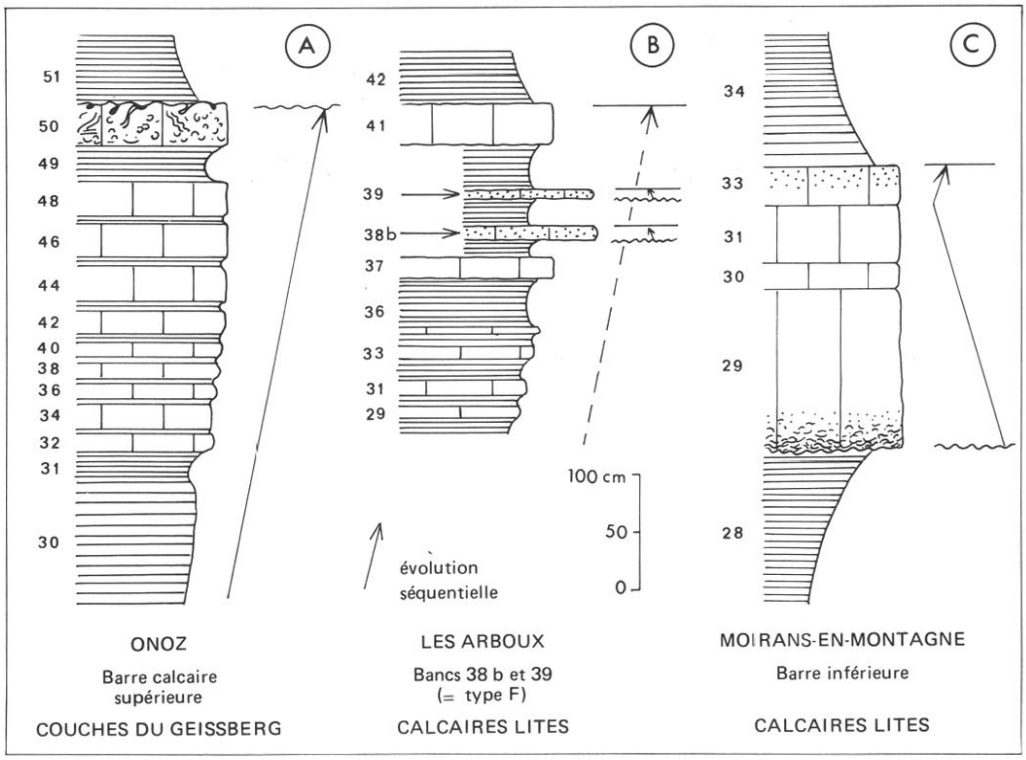


Fig. 34 – **Place des bancs à texture wackestone ou packstone dans les séquences d'ordre inférieur.**

- Unités allochtones

Les preuves de transport et de dépôt rapide du sédiment sont fournies par l'état et l'agencement des éléments grossiers. Les mécanismes de mise en place ont été envisagés précédemment (p. 72 à 78). Ces bancs constituent, à eux seuls, des miniséquences de dépôt quasi instantanées, à l'échelle géologique et restent souvent étrangers à la séquence d'ordre supérieur dans laquelle ils s'insèrent (fig. 34B). Il arrive cependant que ces bancs s'intègrent dans une organisation séquentielle. Le fait est assez rare mais se manifeste toujours par une situation du niveau bioclastique allochtone en base de séquence calcaire. Par opposition à l'autre type de séquence décrite ci-dessus, on peut parler de séquence négative. Un excellent exemple est fourni par la barre inférieure des Calcaires lités (fig. 34C).

Cette présentation est schématique. Il existe bien sûr de nombreux cas moins tranchés où l'interprétation des niveaux bioclastiques n'est pas évidente. La détermination du type de séquence n'est donc pas toujours possible. On ne peut cependant nier l'existence conjointe de deux types de séquences opposés.

a. Les séquences positives

Ce sont des séquences banales marnes → calcaires qui expriment bien la tendance générale de la sédimentation. Ces séquences klupféliennes correspondent au régime de sédimentation habituel dans un bassin externe en voie de comblement. Tout à fait comparables aux "séquences simples en régime alternant" (p. 90) elles n'en ont toutefois pas toujours la régularité et sont d'autre part soulignées par leur petite discontinuité sommitale. Alors que les séquences simples rythment les alternances de l'Oxfordien inférieur et moyen, celles-ci caractérisent surtout l'Oxfordien supérieur.

b. Les séquences négatives

Moins fréquentes, elles semblent obéir à une évolution sédimentaire différente et inhabituelle. Souvent réduites à l'échelle du banc, elles peuvent parfois intéresser une série relativement épaisse. Elles témoignent vraisemblablement de processus sédimentaires originaux à propos desquels on doit s'interroger. On s'attardera donc sur ce type de séquence. Le meilleur moyen d'aborder le problème est sans doute de présenter un exemple. Ce sera celui de la barre inférieure des Calcaires lités.

c. Le cas de la barre inférieure des Calcaires lités

Cette barre correspond à un ensemble de bancs calcaires très bien individualisé à la base de la formation des Calcaires lités, dans l' "ensemble calcaire inférieur" de R. ENAY (1966). Ces bancs présentent un aspect comparable à ceux des Calcaires pseudolithographiques. Ils tranchent ainsi assez nettement au sein des Calcaires lités où ils apparaissent comme atypiques. Les bancs, de couleur beige clair, ont une forte teneur en $CaCO_3$, sont pratiquement jointifs, présentent parfois une belle stratification ondulée et renferment souvent des pseudomorphoses d'anhydrite. Cette barre calcaire, dans sa zone d'extension représente ainsi un bon repère lithostratigraphique. Elle n'existe que dans la partie occidentale et centrale du domaine étudié où elle couvre environ 2 500 km^2 (soit originellement un peu plus si l'on introduit une correction tenant compte du phénomène de raccourcissement tectonique). Son épaisseur évolue d'une manière extrêmement intéressante. Dépassant 10 mètres dans le secteur d'Arnans-Cuvergnat (ARC), elle décroît avec une régularité étonnante en direction du Nord et de l'Est jusqu'à une "ceinture" où elle n'est plus que de 3 mètres à 1,50 mètre (Barésia, Meussia, Moirans-en-Montagne, Grand-Châtel, Petit-Châtel, Saint-Claude, La Faucille, Colliard). Il en est de même vers le Sud où le faciès de la barre inférieure des Calcaires lités est toutefois moins tranché

(Meyriat, Evosges, Indrieux). Cette décroissance d'épaisseur est si progressive qu'elle permet l'établissement de courbes isopaques assez précises malgré le petit nombre de points d'observation (fig. 35). La barre inférieure des Calcaires lités apparaît alors comme une langue enracinée dans la partie centre-occidentale du bassin étudié. La comparaison de cette carte d'isopaques avec celle de l'ensemble de la formation des Calcaires lités (fig. 183 - d'après R. ENAY, 1966) est également très intéressante : la barre inférieure des Calcaires lités voit son épaisseur décroître vers les zones de sédimentation maximale, mais l'axe de la "langue" qu'elle forme coïncide cependant avec un sillon subsident orienté WNW-ESE.

Plusieurs caractères de la barre inférieure des Calcaires lités évoluent depuis le secteur où elle est la plus épaisse vers les secteurs où elle s'amincit (fig. 36). On parlera de zone proximale pour la zone d'épaisseur maximale et de zone distale pour celle d'épaisseur minimale.

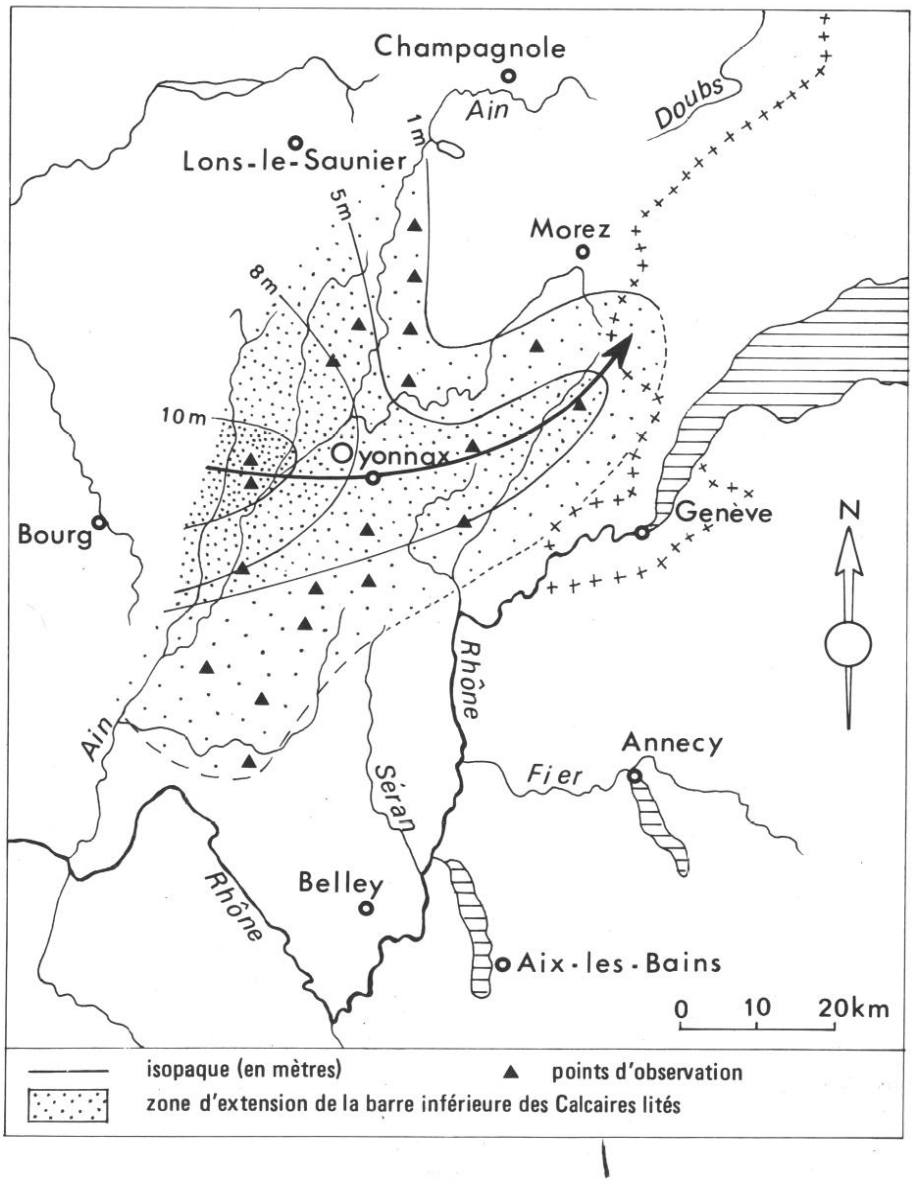


Fig. 35 – **Carte d'isopaques de la barre inférieure des Calcaires lités (BRI)** (la flèche indique le sens supposé de l'apport carbonaté).

- Caractéristiques des bancs de base

. Dans la zone distale, la barre inférieure des Calcaires lités présente une base particulièrement bien tranchée. Reposant sur une série marneuse, elle débute toujours très brutalement avec un banc calcaire à limite inférieure extrêmement nette. Ce banc basal est toujours le ou un des plus épais de la barre. Son épaisseur est variable et peut être très importante (1,40 m à Moirans-en-Montagne). Ce banc est d'autre part fossilifère alors que les suivants sont pratiquement azoïques. La faune qu'il livre est nettement dominée par les organismes benthiques et notamment les bivalves. Leurs coquilles, souvent complètement dissoutes, correspondent à autant de vides et donnent au banc un aspect caractéristique ; c'est le "banc vacuolaire" de R. ENAY (1966). Diverses remarques peuvent être faites sur ces fossiles :

- ils sont concentrés dans la partie inférieure du banc. Le sommet du banc est ainsi généralement azoïque ;
- ils sont mêlés, disposés en tous sens et pratiquement jamais en position biologique (on rencontre exceptionnellement des pholadomyes en position vitale mais il semble bien qu'elles ne se soient mises en place que tardivement au sein du sédiment coquillier. Les pholadomyes sont du reste, avec les pinnes, les seuls bivalves présents, en très petit nombre, dans les bancs micritiques sus-jacents) ;
- ils sont assez bien conservés (les valves de lamellibranches sont très généralement disjointes mais peu brisées) ;
- ils sont riches en specimens de petite taille.

L'examen de la microfaune révèle une grande abondance d'épistomines.

Ces niveaux fossilifères sont d'autre part plus ou moins riches en pyrite généralement concentrée au niveau des fossiles et se manifestant souvent sous forme d'un enduit pulvérulent sur les moules et moulages internes. Les imprégnations ferrugineuses sont parfois très développées et colorent fortement la base du banc d'une belle teinte rouille (Onoz - ONZ, Moirans-en-Montagne - MOI).

L'examen de la surface inférieure du banc, rendu possible du fait du surplomb plus ou moins marqué de ce dernier, montre les vestiges de réseaux de galeries de type Thalassinoides.

Dans la partie la plus septentrionale et la plus occidentale de cette zone distale, le banc basal est très fossilifère et assez riche en pyrite (Barésia, Meussia - GIR, Moirans-en-Montagne - MOI, Onoz - ONZ, Savigna - SAV) (pl. 38, fig. 2, 5, 6).

Dans la partie plus orientale et un peu plus méridionale, le banc basal est moins fossilifère et moins riche en pyrite (Apremont - APR, Champfromier - CHA, Les Collandrons - COL, Le Crêt Pourri - CPR). Sa limite inférieure est cependant toujours aussi tranchée et présente généralement de beaux Thalassinoides (APR - COL - CPR).

Dans la partie la plus méridionale enfin, la barre pseudolithographique et son banc basal, perdent progressivement leur individualité. Celle-ci reste néanmoins reconnaissable jusqu'au Sud de la vallée de l'Albarine (Le Mont-de-Plomb - PLB).

. Dans la zone proximale, la série calcaire se met en place d'une manière plus progressive. Par exemple, dans la Combe d'Arnans (CAR) le banc vacuolaire, relativement peu fossilifère, est annoncé par trois mètres de calcaires fins alternant avec de minces lits marneux. Ils sont régulièrement stratifiés et passent assez progressivement aux marnes sous-jacentes. Dans la montée du Berthiand (BTH) le banc vacuolaire a complètement disparu et le faciès sublithographique, parfaitement reconnaissable, s'installe peu à peu par l'intermédiaire d'un régime alternant.

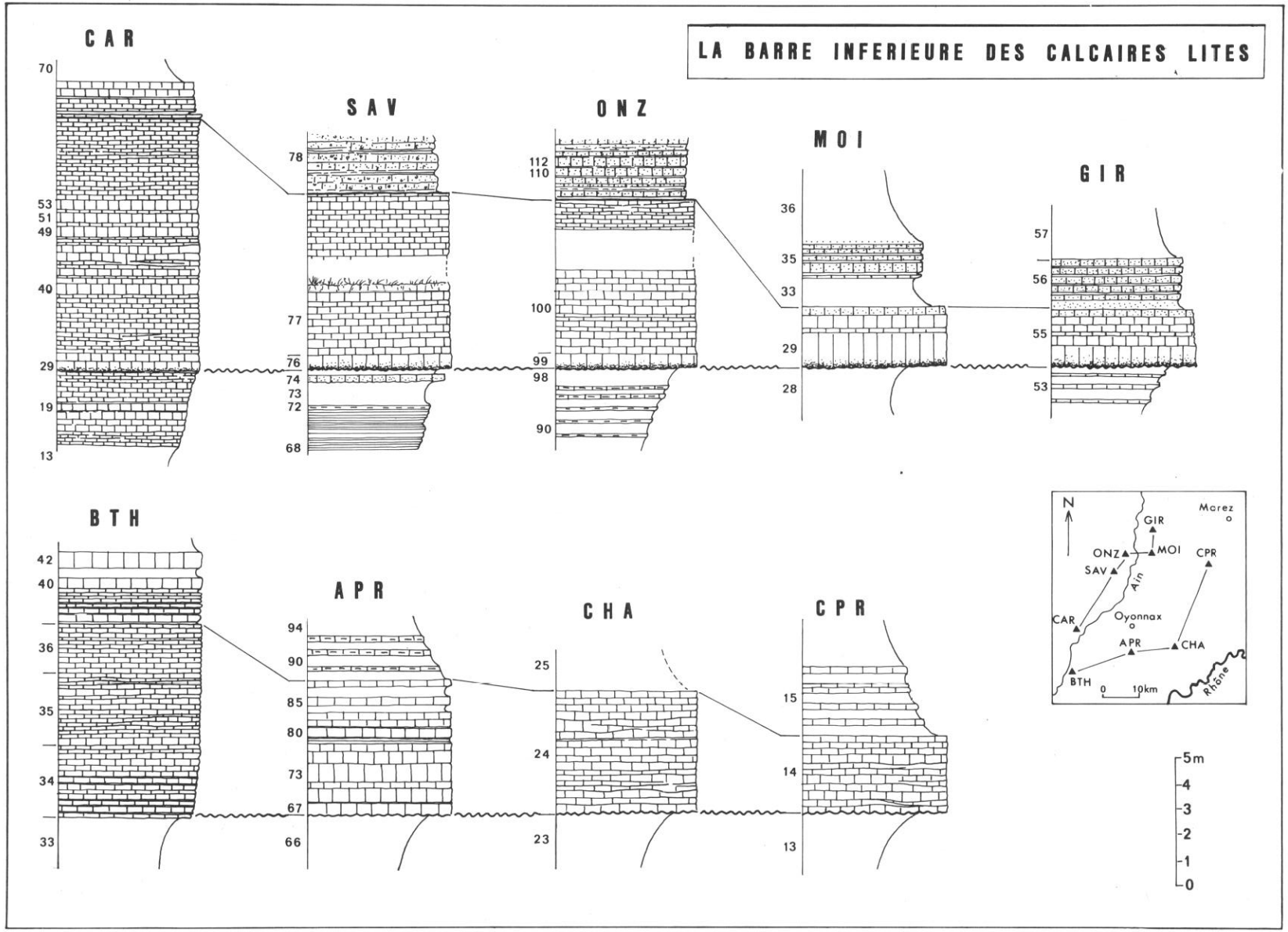


Fig. 36 – **Evolution de la barre inférieure des Calcaires lités (BRI).** Le trait "de corrélation" supérieur ne sert qu'à limiter le faciès "sublithographique" qui caractérise la barre inférieure des Calcaires lités. Il ne s'agit pas d'une ligne isochrone.

Dans la zone proximale il semble ainsi que les dépôts de faciès sublithographique soient, du point de vue séquentiel, le résultat logique d'une évolution locale de la sédimentation depuis le pôle terrigène jusqu'au pôle carbonaté.

- Caractéristiques des bancs de la masse principale

Les bancs sont épais de 10 à 60 cm et présentent souvent une stratification ondulée de type wavy-bedding décrite p. 69 (pl. 38, fig. 3 ; pl. 39, fig. 4, 5).

Ce sont des bancs de calcaire beige presque lithographique, parfois légèrement crayeux et extrêmement pauvres en organismes. Ils renferment assez exceptionnellement quelques lamellibranches en position de vie (pholadomyes, pinnes). Exceptionnellement aussi, ils contiennent, en base de série, des faunes remaniées et correspondant à une récurrence du faciès du banc basal vacuolaire (Apremont - APR). Ils peuvent enfin renfermer de nombreuses pseudomorphoses d'anhydrite (p. 47). Ces dernières sont surtout abondantes en zone proximale et dans la partie supérieure de la barre, où le faciès est le plus "crayeux" (Combe d'Arnans - CAR).

- Interprétation

J'interprète le banc vacuolaire basal comme résultant d'un apport relativement brusque et massif de boue carbonatée fine sur un fond soumis auparavant à une sédimentation faible à nulle. Il s'y était donc développé une vie benthique importante marquée notamment par l'installation d'une endofaune dominée par les "Thalassinoides" et/ou d'une épifaune dominée par les bivalves. Cette sédimentation ralentie se marque également par le développement de dépôts ferrugineux. La mise en place rapide de la micrite que je vois sous forme de coulée turbide a entraîné :

- une légère érosion du fond, préservant toutefois les traces fossiles les plus profondes (d'où la présence de vestiges de Thalassinoides, seuls témoins du fond restés in situ) ;
- un remaniement des organismes qui peuplaient le fond, ainsi qu'un transport dont l'importance est difficile à évaluer(d'où leur disposition pêle-mêle dans le sédiment associée toutefois à un granoclassement grossier marqué par leur situation préférentielle en base de banc) ;
- un enfouissement rapide de ces organismes d'où la conservation inhabituelle des plus fragiles d'entre eux, généralement voués à une destruction rapide par bioérosion, et le moulage des galeries de Thalassinoides épargnées.

On peut alors se demander si le banc vacuolaire basal correspond à une seule et unique coulée et s'il correspond, de ce fait, à un phénomène quasi instantané dans le bassin. Ce n'est pas certain et il paraît plus logique d'imaginer l'existence de plusieurs coulées plus ou moins indépendantes en ce qui concerne leur trajet et leur zone d'immobilisation.

Dès qu'un nouveau secteur de fond peuplé est affecté par une coulée micritique, il y a obligatoirement apparition d'un banc vacuolaire et celui-ci sera toujours basal. Il est donc vraisemblable que le banc vacuolaire est une unité "hétérochrone". Cette hétérochronie est bien sûr relative puisqu'il a été démontré (ENAY, 1966) que le banc en question ne sort pas du cadre d'une sous-zone. Cette remarque n'enlève donc rien à la valeur de niveau repère de ce banc.

Si une coulée suit le même trajet qu'une coulée précédente, elle ne sera pas polluée par les débris d'organismes. Les organismes anciens sont déjà enfouis en base de coulée précédente et de nouveaux organismes n'ont pas eu le temps de coloniser ce nouveau fond vaseux inhospitalier. L'arrivée d'une première coulée dans un secteur a donc pour effet de nettoyer le fond marin de son

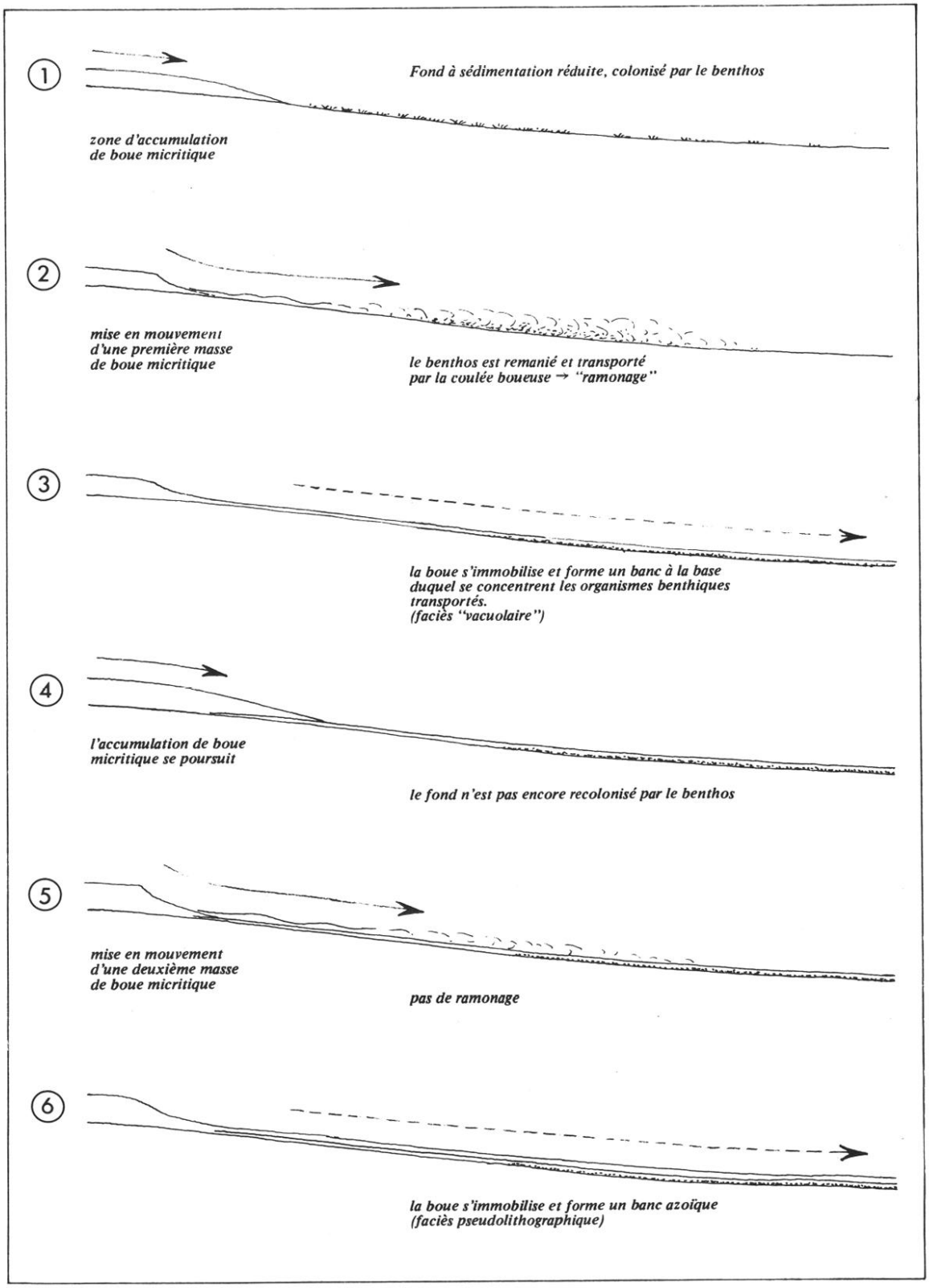


Fig. 37 – **L'effet de ramonage** (avec l'exagération que comporte toute figuration schématique).

benthos. On peut assimiler ce phénomène à un effet de ramonage (fig. 37). Il explique très bien la séquence immuable :

- bancs surincombants micritiques ;
- banc basal bioclastique ;
- discontinuité.

Il est évident que la démonstration du mécanisme de mise en place des bancs micritiques est beaucoup plus délicate. Tous les intermédiaires sont envisageables entre la coulée massive et la simple décantation. C'est là l'éternel problème de l'interprétation des bancs micritiques toujours homogènes. En revanche, ce qui paraît plus évident est l'existence d'une certaine instabilité du fond marin. Celle-ci se traduit notamment par le wavy-bedding en général bien développé dans les séries calcaires à faciès sublithographique et en particulier dans la barre inférieure des Calcaires lités (p. 69). Les bancs semblent être demeurés encore instables après leur dépôt et avoir glissé légèrement les uns par rapport aux autres comme les cartes d'un jeu. Evidemment, les moindres hétérogénéités du sédiment se manifestent au cours du mouvement en déterminant surépaississements, biseautages, télescopages, etc ... Il ne paraît donc pas insensé d'envisager des coulées dans un tel contexte.

On peut maintenant se demander d'où viennent ces importantes quantités de micrite. Il paraît vraisemblable de situer leur origine au niveau ou au-delà de la zone définie ci-dessus comme proximale. C'est là que le faciès sublithographique s'intègre le mieux dans l'évolution séquentielle locale et c'est aussi là qu'il est le plus développé.

Le mécanisme général de la sédimentation à l'époque de la formation de la barre inférieure des Calcaires lités peut alors se concevoir ainsi : cette période est marquée, en premier lieu, par un important déclin de la sédimentation argileuse dans l'ensemble du domaine jurassien. C'est là un fait important qui permet à la barre inférieure des Calcaires lités d'être si bien individualisée. La micrite s'accumule près de ces zones principales d'élaboration, c'est-à-dire en bordure du bassin. La faible importance ou même l'absence d'apports terrigènes permet une absence de pollution de cette micrite et, vers le centre du bassin, une colonisation du fond par une riche faune benthique. La masse de micrite, en augmentation permanente, devient instable, soit sous l'effet de la seule gravité, soit sous l'effet de l'hydrodynamisme (courants, tempêtes ...). On se souviendra de la magnifique loupe de glissement observée plus haut dans les Calcaires pseudolithographiques de l'Ile Crémieu (p. 67). La micrite va alors s'étaler progressivement en direction du centre du bassin sur l'ensemble de la zone définie comme distale. Cet étalement se fait selon diverses modalités, depuis la coulée turbide jusqu'aux faibles glissements de bancs déjà compactés. C'est là une véritable progradation de boues calcaires.

Il importe maintenant de savoir si l'exemple de la barre inférieure des Calcaires lités représente un cas particulier ou s'il peut servir de modèle pour expliquer le mécanisme général de la sédimentation dans le cadre de la séquence supérieure de l'Oxfordien.

- Autres séquences comparables

Comme nous l'avons déjà remarqué, le caractère tranché de la barre inférieure des Calcaires lités tient au fait qu'elle s'est manifestement formée à une époque où l'apport terrigène était extrêmement réduit. Les séquence comparables que l'on peut reconnaître ne sont donc jamais aussi démonstratives. Elles se cantonnent dans la formation des Calcaires lités et toujours dans la zone occidentale du bassin étudié, donc proche de la zone supposée d'élaboration principale de micrite. La coupe du Berthiand (BTH) montre ainsi, au-dessus de la barre inférieure des Calcaires lités, une succession de cinq séquences plus ou moins semblables par leurs bancs calcaires très resserrés et leur faciès de type sublithographique. La dernière séquence, de très loin la plus épaisse, n'est autre que la formation même des Calcaires pseudolithographiques (fig. 38). Il s'agit sans doute d'un secteur privilégié pour

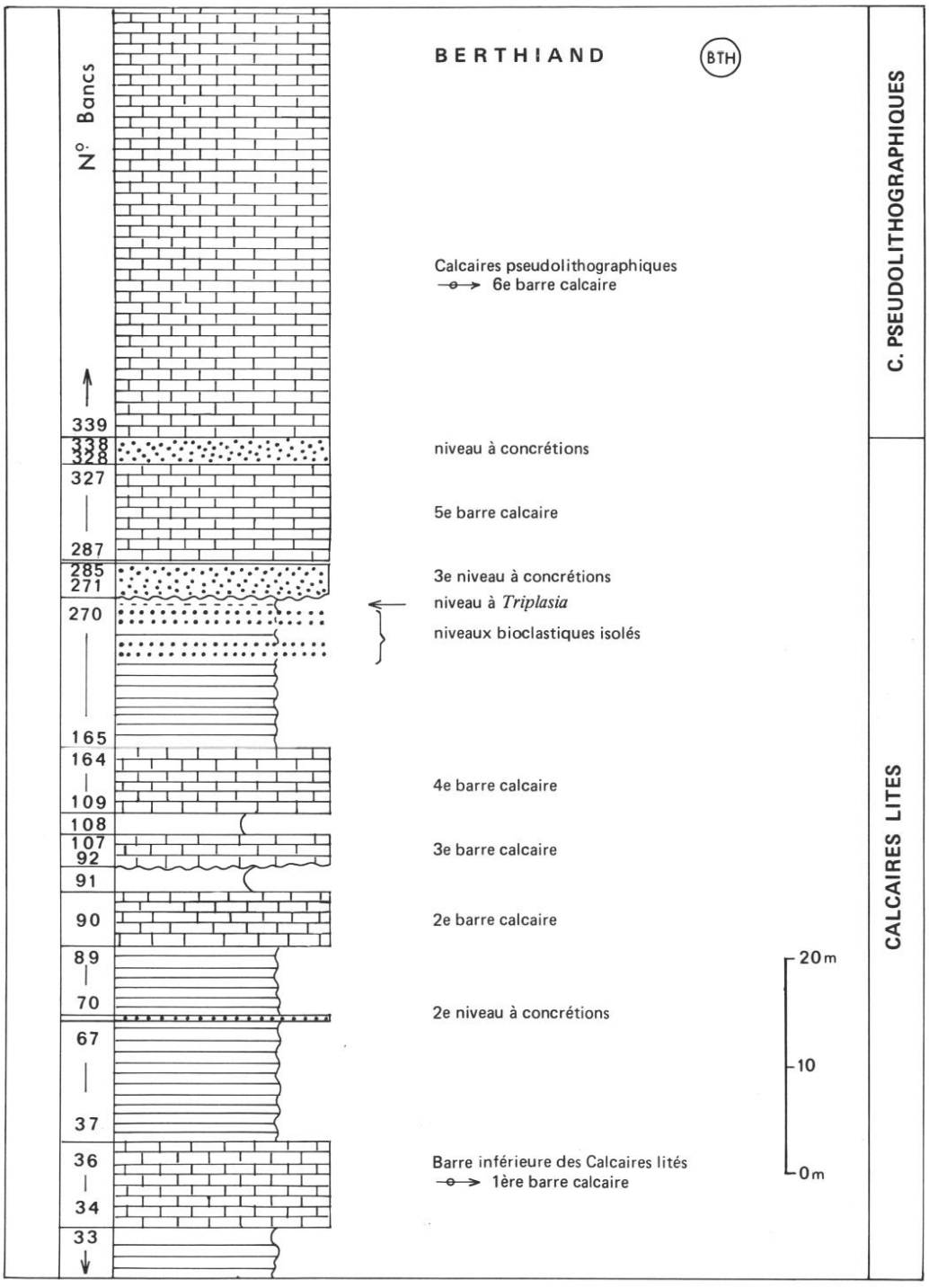


Fig. 38 – **Les barres calcaires de faciès plus ou moins sublithographique dans la coupe du Berthiand (BTH).**

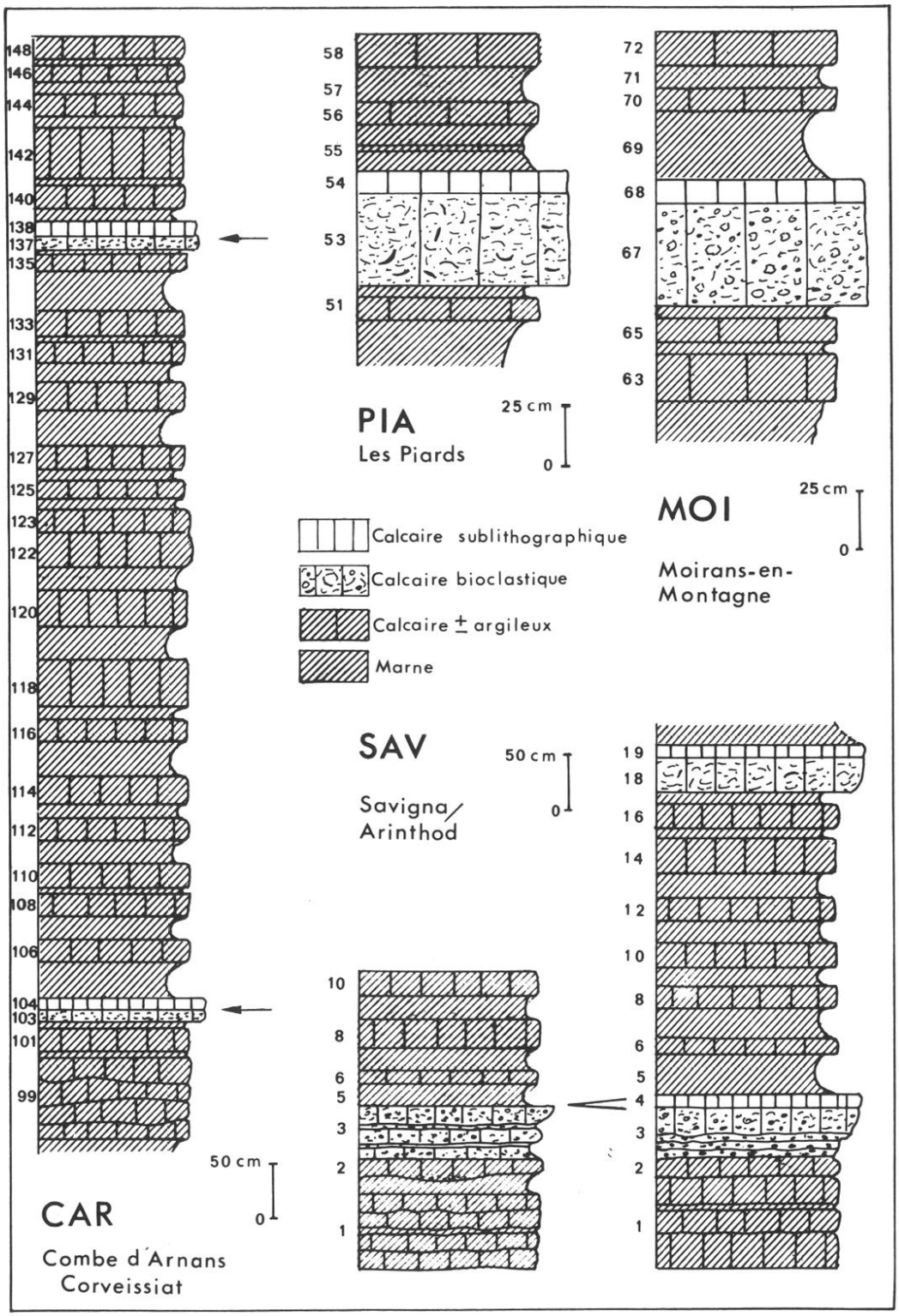


Fig. 39 – **Les couples banc bioclastique/banc sublithographique dans les alternances des Calcaires lités.**

l'accumulation de la micrite. Celle-ci se réalise d'une manière saccadée et on peut se demander si les rythmes qui s'individualisent se retrouvent dans les secteurs avoisinants. En fait les essais de corrélation se révèlent infructueux. Cette constatation s'accorde du reste assez bien avec le mécanisme de sédimentation subodoré : des épanchements assez soudains, massifs et locaux de micrite ne pouvant pas donner des dépôts uniformes et ordonnés.

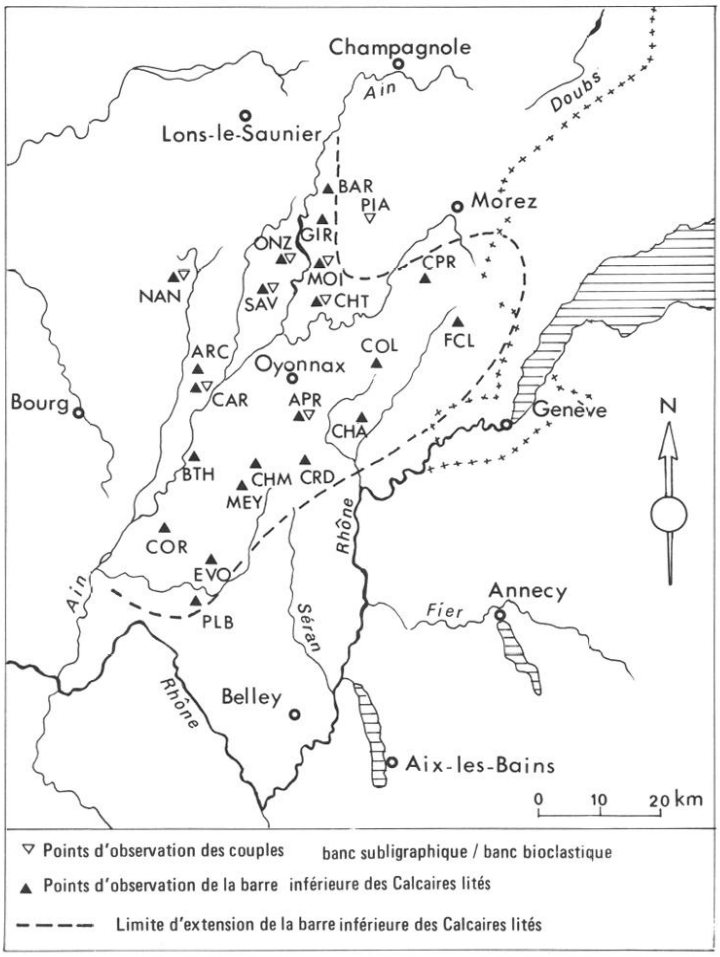


Fig. 40 – **Carte des principaux affleurements de la barre inférieure des Calcaires lités et des couples banc bioclastique/banc sublithographique (Calcaires lités).**

Un phénomène remarquable doit également être souligné. Il arrive fréquemment que certains bancs bioclastiques allochtones ou subautochtones soient immédiatement surmontés par un niveau de calcaire à grain particulièrement fin, clair et parfaitement azoïque (fig. 40, pl. 38, fig. 7, 8). Ce banc calcaire, de faciès sublithographique, n'est jamais épais (5 à 15 cm). La série surincombante est toujours une alternance tout à fait banale de calcaires fins plus ou moins argileux et de marnes. Ces petits bancs sublithographiques ont une extension limitée. Une cinquantaine de mètres peut suffire pour voir disparaître un banc de 10 cm (banc SAV 4, fig. 39).

Cette association remarquable de deux bancs originaux et de faciès opposé dans les séries alternantes monotones est troublante. Elle peut être interprétée comme résultant de l'effet de ramonage décrit ci-dessus.

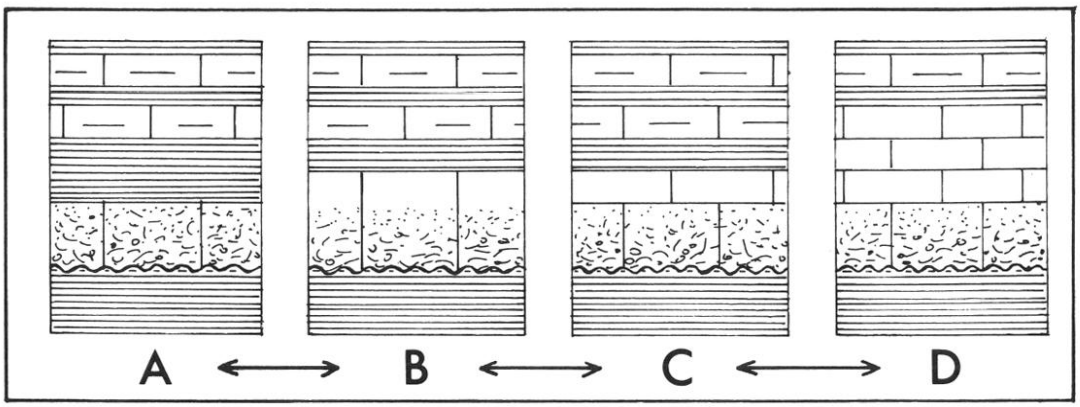


Fig. 41 – **De la simple coulée bioclastique à la séquence de type "barre inférieure des Calcaires lités".**

La succession typique niveau bioclastique-banc sublithographique n'a été observée que dans les Calcaires lités. Géographiquement, elle ne se rencontre que dans la zone occidentale centrale de la région étudiée (Les Piards - PIA, Moirans-en-Montagne - MOI, Villards d'Héria - VIA, Onoz - ONZ, Savigna - SAV, Apremont - APR, Nantey - NAN, Combe d'Arnans - CAR). On notera qu'il y a une coïncidence assez remarquable avec l'aire d'extension de la barre inférieure des Calcaires lités (fig. 40). Les apports micritiques semblent bien provenir du même endroit, c'est-à-dire de la bordure occidentale du bassin.

La fig. 41 montre enfin que l'on peut trouver tous les termes de passage entre la simple coulée biodétritique et la séquence de type "barre inférieure des Calcaires lités" : le banc biodétritique (A) peut voir s'individualiser une zone sommitale micritique (cas B - ex. : banc VIA 55+, p. 59, fig. 26a). Cette zone micritique peut se séparer et former un banc indépendant suite à l'apparition d'un joint de stratification (cas C - ex. : fig. 39). La multiplication de ces bancs micritiques conduit à la formation d'une séquence comparable à la barre inférieure des Calcaires lités (cas D).

2) Les séquences majeures

a. La mégaséquence du Jurassique supérieur

Il s'agit d'une séquence de grande ampleur dont l'Oxfordien ne correspond qu'à la partie basale. Sa limite inférieure correspond à la discontinuité située au toit du Callovien et soulignée localement par les niveaux condensés ou remaniés de la limite Callovien-Oxfordien groupés par R. ENAY (1966) sous le terme de "niveaux condensés" de l'Oxfordien inférieur :

- "Argile bariolée " de Saint-Hilaire-de-Brens ;
- "Couches du cimetière d'Optevoz" ;
- "Banc glauconieux" de la Faucille ;
- "Pseudobrèche ferrugineuse de Saint-Claude" ;
- "Oolithe ferrugineuse de Pontarlier".

Ces niveaux prouvent, tant paléontologiquement que sédimentologiquement un dépôt nul ou très réduit pendant une longue durée. Un tel type de discontinuité limite des séquences de troisième ou quatrième ordre selon J. DELFAUD (1974). Aucune autre discontinuité de cette importance n'apparaît dans la série du Jurassique supérieur qui évolue, certes par à-coups, mais toujours avec la même logique vers des faciès de plus en plus internes. La limite supérieure de cette mégaséquence correspond donc aux niveaux d'émersion du Jurassique terminal qui caractérisent le faciès purbeckien.

b. Les deux séquences majeures de l'Oxfordien

La série oxfordienne peut être subdivisée en deux grandes séquences (ENAY, 1966). Toutes deux voient évoluer la sédimentation depuis un pôle argileux vers un pôle carbonaté. Ce sont des séquences positives dites klupféliennes.

- La séquence inférieure débute par la formation argileuse des Marnes à Creniceras renggeri, se poursuit, selon les lieux, par les formations alternantes des Couches à sphérites ou des Couches de passage, et se termine par les formations également alternantes mais plus carbonatées des Calcaires siliceux et des Calcaires hydrauliques. C'est dans sa partie supérieure que se développent localement les faciès à spongiaires qui caractérisent les Couches de Birmensdorf. Elle ne renferme aucune discontinuité importante si ce n'est la "discordance antéargovienne", peu sensible dans le Jura occidental mais s'affirmant vers l'Est et le Sud-Est où la disparition des Couches à sphérites, à l'approche du "seuil de la Haute Chaîne" s'accompagne de la lacune de la partie inférieure de la sous-zone à Antecedens (ENAY, 1966).

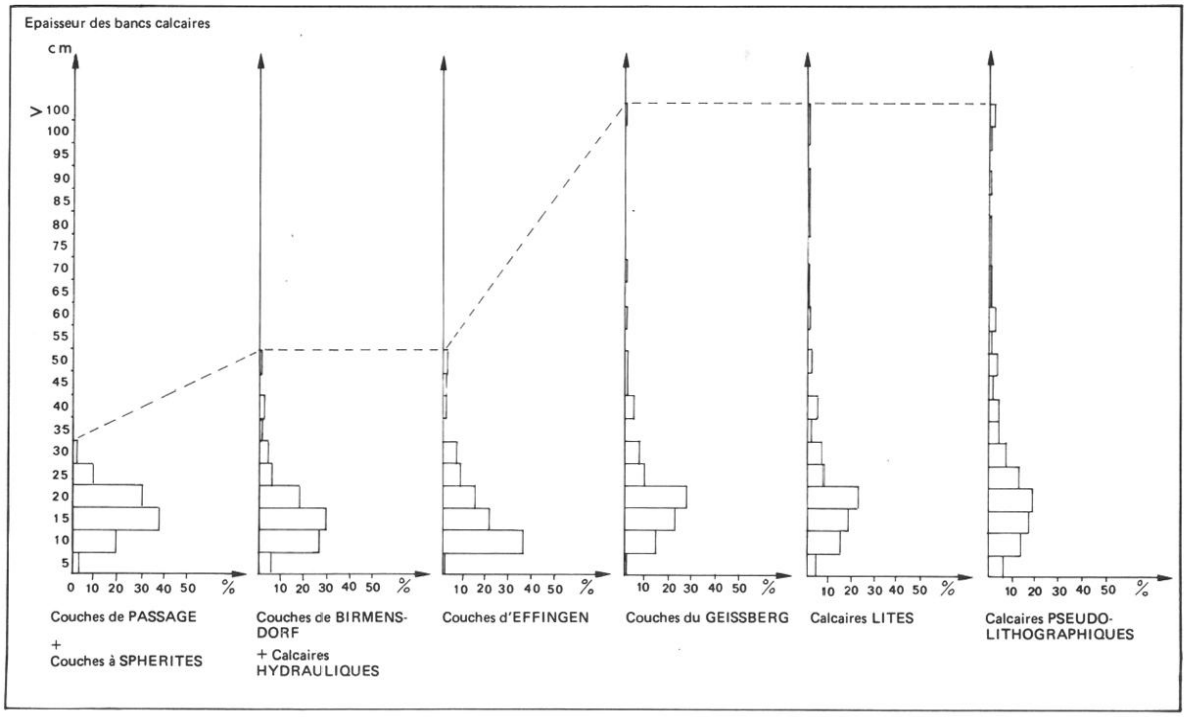


Fig. 42 – **Répartition des bancs en fonction de leur épaisseur dans chaque formation ou groupe de formations.**

Cette séquence est limitée à son sommet par un changement lithologique de grande ampleur (passage aux Couches d'Effingen) souligné par une série de petites discontinuités dont la dernière et la plus importante est une véritable surface d'arrêt de sédimentation. Il n'existe néanmoins pas de lacune paléontologiquement sensible comme l'a fait remarquer R. ENAY (1966, p. 279) : "Pour brutal qu'il soit, le changement de sédimentation coïncidant avec l'apparition des Couches d'Effingen se fait sans lacune, ainsi que l'atteste le recouvrement des faunes des sous-zones à Parandieri et à Bifurcatus".

Certains caractères de cette séquence l'opposent à la séquence supérieure. Ce sont :

- la faible épaisseur des bancs calcaires, en moyenne de 15 cm, dépassant rarement 25 cm (fig. 42) ;
- le débit particulier des bancs, en base de séquence, en miches isolées ou jointives (Couches à sphérites - Couches de passage) ;
- la monotonie des bancs dont le microfaciès demeure assez stable. Celui-ci est caractérisé par une matrice micritique et de nombreux éléments carbonatés, témoins d'une intense activité biologique sur le fond. Ces éléments, généralement de petite taille, sont surtout représentés par des pellets et des spicules de spongiaires ;
- la rareté des discontinuités sédimentaires ;
- l'ordonnancement des bancs en une succession de petites séquences positives de type simple (p. 90).

La plupart de ces observations traduisent, dans la partie supérieure, carbonatée, de la séquence, une sédimentation relativement peu active permettant un développement de la vie benthique et une certaine production calcaire locale par l'intermédiaire des organismes. Schématiquement, une telle séquence s'interprète logiquement comme résultant d'une décroissance progressive de l'apport argileux, initialement important. Les périodes de ralentissement de cet apport terrigène permettent la concentration du calcaire mais celui-ci n'est jamais ni produit sur place (vie pélagique + vie benthique) ni apporté (?) en grande quantité. Les bancs sont donc généralement peu épais et des phénomènes de bioturbation et de ségrégation diagénétique les "fractionnent" plus ou moins en miches. La diminution du flux terrigène se fait, en sommet de séquence, selon des rythmes assez nets. Vu l'homogénéité du dépôt, ces rythmes semblent logiquement résulter pour l'essentiel de causes générales sans doute externes au bassin proprement dit (causes climatiques ?). Le bilan général semble bien être, schématiquement, outre le relais des dépôts terrigènes par les dépôts carbonatés, une décroissance du taux de sédimentation.

On rappellera enfin que les termes inférieurs de cette séquence (Marnes à Crenicéras renggeri, Couches à sphérites, Couches de passage) n'existent pas au bord oriental et à l'extrémité méridionale de la chaîne du Jura. La séquence ne s'exprime en totalité que dans le reste du secteur étudié, considéré classiquement comme subsident (ENAY, 1966).

- La séquence supérieure semble, à première vue, une répétition de la séquence inférieure. La succession des différentes formations "Couches d'Effingen", "Couches du Geissberg", "Calcaires lités" et "Calcaires pseudolithographiques" traduit également un développement des dépôts calcaires aux dépens des dépôts argileux. Cette séquence est cependant plus complète puisque son dernier terme oxfordien, presque exclusivement calcaire (Calcaires pseudolithographiques), n'a pas son équivalent dans la séquence inférieure. Elle diffère en outre de celle-ci par plusieurs caractères :

- l'épaisseur moyenne des bancs calcaires (20 cm), sensiblement plus forte (certains bancs dépassent 1 mètre d'épaisseur) (fig. 42) ;

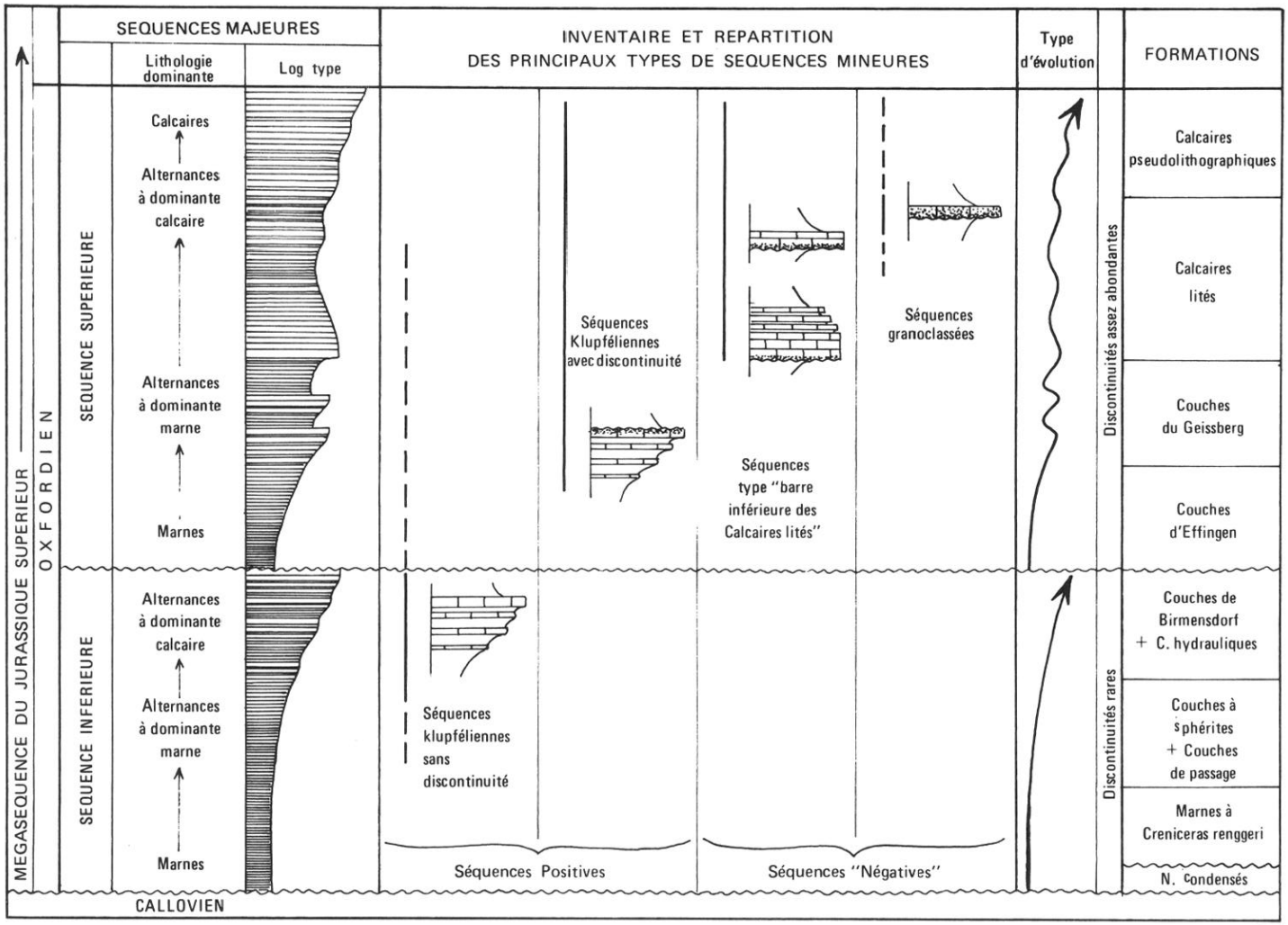


Fig. 43 – **Analyse séquentielle synthétique de l'Oxfordien du Jura méridional.**

- l'absence ou le caractère exceptionnel du débit en miches qui laisse place à un débit de type prismatique ;
- la grande abondance des bancs constitués de micrite presque pure (approximativement 90 % des bancs) ; mais la variété des 10 % de bancs restant dont les microfaciès sont très divers ;
- la plus grande abondance de discontinuités sédimentaires ;
- l'arrangement des bancs en rythmes très divers traduisant une évolution générale complexe et désordonnée.

Cette dernière constatation mérite d'être soulignée. En effet, aux "séquences simples en régime alternant" qui rythmaient assez régulièrement la séquence inférieure, font suite des séquences de type plus complexe, positives et négatives. Leur intrication rend l'analyse séquentielle détaillée extrêmement difficile. La rareté des bonnes coupes et les importantes variations constatées de l'une à l'autre ne m'ont pas permis, pour l'instant, de débrouiller l'organisation de cette séquence supérieure. Manifestement, l'intervention de facteurs locaux, c'est-à-dire internes au bassin, fait sentir son influence. La sédimentation générale semble maintenant régie par l'interférence d'apports argileux et calcaires dont les fluctuations peuvent évoluer d'une manière fortement indépendante. La variété et la succession semble-t-il aléatoire des séquences mineures en sont le reflet.

L'évènement le plus important est sans doute la place grandissante occupée par la boue micritique. Il semble bien que l'évolution générale de la séquence supérieure ne traduise non seulement un affaiblissement par à-coups du flux terrigène, mais également, par rapport à la séquence inférieure, une nette augmentation du taux global de sédimentation en ce qui concerne les carbonates.

3) Conclusion

Comme schématisée dans la figure 43, il apparaît que l'évolution séquentielle de la série oxfordienne, d'abord relativement simple (séquence inférieure) a tendance à se compliquer notablement (séquence supérieure). Cette évolution doit tenir au fait que le secteur jurassien se situe vraisemblablement dans la zone de transition entre deux domaines de sédimentation. Le premier, évoqué essentiellement par les dépôts de l'Oxfordien inférieur et moyen semble indiquer un milieu assez franchement externe et "profond". Il est caractérisé par une séquence bien organisée et des alternances régulièrement rythmées. Le second, évoqué essentiellement par les dépôts de l'Oxfordien supérieur, semble annoncer un milieu plus interne caractérisé par des rythmes plus complexes et plus divers. On notera que l'étude de ces rythmes, par le biais de quelques séquences remarquables, comme celle de la barre inférieure des Calcaires lités conduit, une fois de plus, à s'interroger sur l'allochtonie possible des dépôts micritiques.

E – LE MÉCANISME GÉNÉRAL DE LA SÉDIMENTATION

I - LE PROBLEME DE L'ALLOCHTONIE DU MATERIEL CALCAIRE

Depuis le début de cet aperçu sédimentologique de l'Oxfordien du Jura, de très nombreux indices concernant aussi bien la constitution interne des bancs que leur place dans la séquence, ont amené à pressentir que certains d'entre eux résultaient du dépôt d'un matériel allochtone. Un tel mécanisme, couramment admis pour les dépôts grossiers et principalement terrigènes, l'est beaucoup moins lorsque l'on considère des sédiments fins surtout lorsqu'il s'agit de micrite. S'il a été possible d'apporter des arguments, sinon des preuves, pour cette hypothèse allochtoniste, ceux-ci ne concernent, il faut bien le reconnaître, que quelques bancs particuliers ou quelques séquences bien typées. Que penser alors de la grande majorité des bancs constitués essentiellement de micrite ? Les diverses observations présentées sur ce type de banc n'entraînent aucune conclusion convaincante et laissent la porte ouverte à des hypothèses opposées. Il faut pourtant reconnaître qu'aucune d'entre elles n'interdit d'admettre, avec A. LOMBARD (1972, p. 194) que le dépôt d'une strate calcaire banale se fait à la suite d'un transport de micrite sous forme de "nuage de turbidité" ou de "brouillard" suivant que l'écoulement est laminaire ou tourbillonnaire. En ce qui concerne le Jurassique supérieur ouest-européen, cette idée n'est pas nouvelle puisque E. SEIBOLD (1952) en analysant les séries alternantes du Malm (α à γ) de Souabe, conclut à un dépôt argileux assez constant et à un apport carbonaté plus variable et se faisant par à-coups. En étudiant les alternances des Calcaires lités de Champfromier (CHA), E. DAVAUD et A. LOMBARD (1975) vont plus loin puisqu'ils écrivent : "The strata are due to a process of allochtonous sedimentation and density flow". Si aucune véritable preuve n'a été apportée, il est néanmoins troublant de constater que les quelques études consacrées à ce type de série aboutissent à des conclusions, peut être parfois abusives, mais allant dans le même sens.

Pour conclure, le remaniement et le transport de quantités non négligeables de boues carbonatées depuis la plate-forme interne en direction du large se sont très vraisemblablement produits dans le cadre de l'Oxfordien supérieur du Jura. La question est de savoir s'il s'agit d'un phénomène accidentel ou d'un mécanisme général comme l'a imaginé A. LOMBARD avec sa théorie de la "mise en strates". Le travail présenté ici, qui ne constitue qu'une approche, ne peut prétendre fournir une réponse à ce problème.

Quoi qu'il en soit, il est intéressant de tenter une interprétation de la sédimentation oxfordienne du Jura dans le cadre d'une hypothèse essentiellement allochtoniste (fig. 44).

Un premier point important est l'indépendance des apports terrigènes et carbonatés. Il existe bien sûr, globalement, une relation entre les deux dans la mesure où, pendant toute la durée

de l'Oxfordien et d'une manière plus ou moins progressive, l'amenuisement des premiers correspond au développement des seconds. Mais les aires d'origine et les modalités de transport de ces deux types de matériel sont, sans doute, bien différentes.

Il a été partiellement démontré (p. 44) que les apports terrigènes, toujours très fins, surtout argileux mais aussi quartzeux, proviennent d'une source continentale éloignée. Plus ou moins importants suivant les conditions régnant sur ce continent, ils se répandent et se déposent selon un flux quelque peu régularisé par le milieu marin qui joue le rôle de tampon. Ces apports connaissent quelques grandes fluctuations qui se font sentir bien au-delà du Jura et qui sont à mettre vraisemblablement sur le compte des variations climatiques ou de légers mouvements épirogéniques. Quatre phases principales d'apports terrigènes, d'importances inégales, peuvent être reconnues :

Phase 1 (majeure) = Marnes à Creniceras renggeri ;

Phase 2 (majeure) = Couches d'Effingen ;

Phase 3 (mineure) = marnes supérieures aux barres calcaires des Couches du Geissberg ;

Phase 4 (mineure) = ensemble marneux moyen des Calcaires lités.

Ces argiles, typiquement héritées, restent extrêmement stables. Seul le passage entre les phases 1 et 2, à la limite entre les deux séquences majeures de l'Oxfordien, se traduit par quelques fluctuations d'ordre qualitatif (p. 29). Une alimentation septentrionale en matériel terrigène non seulement argileux mais également silteux se manifeste d'une manière évidente en phases 3 et 4 et à peine perceptible en phase 2. Elle paraît insensible en phase 1.

Les apports calcaires paraissent ici directement liés à l'installation progressive d'une plate-forme carbonatée en bordure du domaine étudié. C'est elle qui produit, principalement par l'intermédiaire des organismes, la plupart de la micrite disponible dans le bassin. Chassée des zones à haute énergie, elle est piégée dans les dépressions périphériques calmes où elle s'accumule. Une fois ces dépressions comblées, elle s'étale plus au large sous l'action de courants clairs, de courants turbides, de coulées denses ou de glissements en masse. Contrairement à ce qui se passait pour les argiles, la proximité des zones d'élaboration autorise plus facilement l'intervention de facteurs locaux et conduit à des apports quantitativement et qualitativement plus irréguliers. Ceux-ci ne sont pas régis uniquement par des facteurs généraux (climatiques entre autres) mais aussi et surtout par des facteurs agissant sur les bordures et à l'intérieur du bassin. On peut penser à des facteurs topographiques (pente) tectoniques (jeu de failles en profondeur) ou hydrodynamiques (courants divers).

II - LES GRANDES AIRES D'ELABORATION DU MATERIEL

Elles sont évidemment situées hors du domaine étudié.

1) Aire(s) d'élaboration du matériel terrigène

Il s'agit d'une zone continentale soumise à érosion. Dans le cas qui nous préoccupe, sa localisation est lointaine et plus ou moins certaine. Les apports terrigènes les plus abondants et les moins fins ayant une origine franchement septentrionale, il peut s'agir de la Terre ardenno-rhénane, vraisemblablement émergée à cette époque (p. 47).

2) Aire(s) d'élaboration du matériel carbonaté

Il s'agit de zones appartenant au domaine de la plate-forme interne et notamment sa marge externe souvent caractérisée par le développement de faciès récifaux ou subrécifaux. Dès l'Oxfordien moyen, ces faciès se développent dans le Jura septentrional, en limite du secteur étudié. Là, s'élabore une quantité considérable de sédiments carbonatés biodétritiques. Vu l'hydrodynamisme assez élevé qui règne dans ce domaine, les particules calcaires les plus fines sont vannées et se sédimentent dans les zones plus calmes. Ce mécanisme de sédimentation a été par exemple fort bien analysé par H. T. MULLINS et alii (1980) au large de la Floride, dans les détroits nordiques (Northern Straits of Florida). Ces auteurs ont mis en évidence d'épais (600 m) dépôts carbonatés de forme semi-conique se raccordant à l'extrémité nord de la plate-forme des Bahamas (Little Bahama et Great Bahama Banks). Ces dépôts carbonatés ont une double origine : ils résultent d'une pluie pélagique mais également d'un apport latéral important émanant de la plate-forme. Le sédiment issu de cette plate-forme est remobilisé à la faveur de courants de tempête, puis pris en charge par les courants de contour de fond qui les transportent sur la pente. Ces auteurs précisent enfin que la violence des courants de fond entraînent beaucoup plus loin les boues fines. On appellera aires de stockage ces zones calmes où se déposent les boues carbonatées.

III - LES GRANDES AIRES DE SEDIMENTATION

1) Aires de stockage

On peut imaginer ces aires comme des zones de la plate-forme externe situées en bordure de la plate-forme interne, plus ou moins subsidentes mais peu profondes, calmes, à l'écart des flux terrigènes et où viennent s'accumuler de grandes quantités de boue carbonatée. Pour des raisons diverses (sédimentation excédentaire par rapport à la subsidence, disparition d'un éventuel seuil, tempête etc....), les boues calcaires peuvent déborder et gagner des zones plus profondes et plus externes. L'aire de stockage peut ainsi se vidanger par départ progressif ou au contraire massif et brutal d'une partie des boues qui s'y étaient accumulées.

Ces aires sont caractérisées par :

- une monotonie des faciès ;
- un sédiment fin essentiellement carbonaté ;
- la faible proportion de matériel terrigène et la quasi absence de quartz ;
- la rareté des discontinuités sédimentaires.

La formation des Calcaires pseudolithographiques est sans doute le témoin d'une telle aire de stockage. En ce qui concerne les formations plus anciennes, les Calcaires lités de la région du Berthiand (BTH) annoncent bien ce style de sédimentation.

2) Aires de transit

Il s'agit de zones caractérisées par des sédiments très variés, à caractère terrigène, carbonaté ou mixte, à grain fin ou grossier. Les discontinuités sédimentaires sont nombreuses et l'hydrodynamisme est périodiquement élevé. La faune indique une bathymétrie faible. Ces zones sont situées

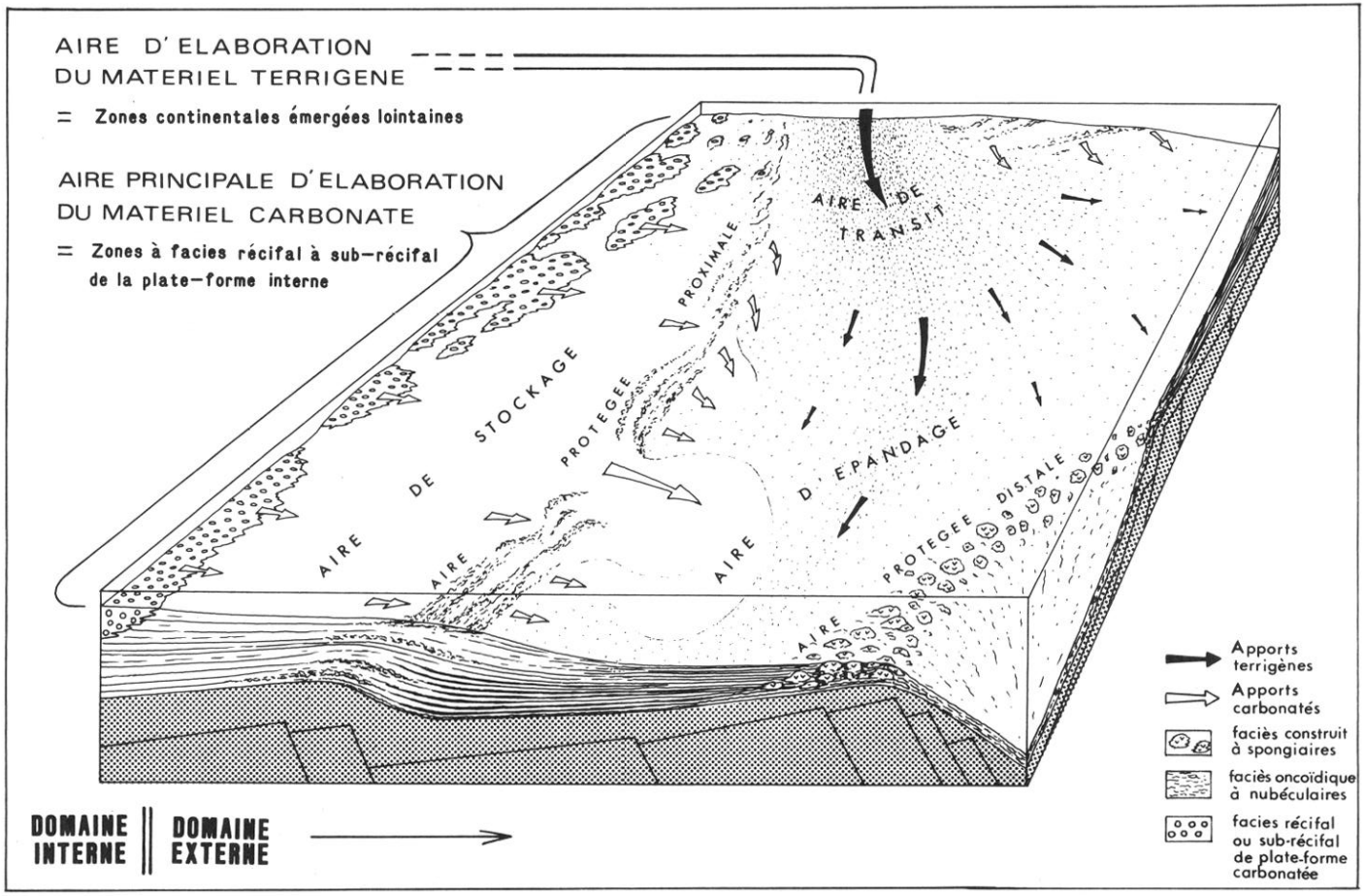


Fig. 44 – **Modèle du mécanisme général de la sédimentation.**

Il est important de bien noter que cette figure, très schématique, n'a que la valeur d'un modèle.

- Inspirée de la plate-forme jurassienne, elle ne veut pas en représenter la véritable paléogéographie.
- Bâtie d'après les renseignements fournis par les séries oxfordiennes du Jura, elle ne représente aucune tranche de temps particulière de l'Oxfordien mais rassemble, en les plaçant dans leur bonne position paléogéographique, divers phénomènes sédimentaires ou biologiques qui se sont succédés dans le temps.
- Comme dans tout schéma, beaucoup de données sont fortement mais volontairement exagérées.

. Les distances sont raccourcies et les pentes fortement exagérées.

. Le substratum des terrains représentés est dessiné schématiquement tel qu'il devait être à l'Oxfordien dans le Jura (épaisseurs non respectées) afin de montrer comment se faisait vraisemblablement le contrôle tectonique de la sédimentation. Il n'était sans doute, comme l'a écrit R. Enay (1966, p. 304) affecté que de flexures, alors que l'on peut imaginer, à plus grande profondeur un socle paléozoïque découpé en blocs basculés.

sur les principales voies d'accès du matériel terrigène vers le bassin. Elles sont évidemment le lieu privilégié de dépôt de matériel terrigène grossier (quartz) mais reçoivent épisodiquement du matériel carbonaté. Ce sédiment calcaire est issu des aires d'élaboration du matériel carbonaté proches. Il est souvent grossier vu l'hydrodynamisme et la faible importance des distances.

Les périodes de non dépôt et d'ablation semblent au moins aussi importantes que les périodes de sédimentation. Ces zones sont donc essentiellement un lieu de transit pour le matériel sédimentaire terrigène, mais aussi carbonaté, à destination du centre du bassin.

La coupe des Calcaires lités du Mont Rivel (RIV) est sans doute celle qui illustre le mieux ce style de sédimentation.

3) Aires d'épandage

Ce sont les zones les plus externes de la plate-forme. Elles sont caractérisées par le dépôt de sédiment fin aussi bien terrigène que carbonaté. C'est le domaine des grandes séries alternantes.

Les coupes de la séquence supérieure au Crêt Pourri (CPR), à Champfromier (CHA) ou à Apremont (APR) illustrent bien ce style de sédimentation.

IV - LES AIRES PROTEGEES

Ce sont des zones caractérisées par une sédimentation faible ou nulle. Elles peuvent correspondre à des hauts fonds, à des secteurs balayés par des courants ou simplement éloignés des accumulations importantes de sédiment. Elles peuvent se situer en divers points de la plate-forme (aires protégées proximales ou distales). Elles sont un lieu privilégié pour l'installation des peuplements benthiques. Parfois, les interactions entre les phénomènes sédimentaires et biologiques peuvent entraîner la formation d'intéressants complexes bio-sédimentaires. C'est ce que nous nous proposons d'étudier maintenant que le cadre général sédimentaire (présenté synthétiquement sous forme d'un modèle dans la figure 44) est esquissé.

Deuxième Partie

LES BIOHERMES À SPONGIAIRES

L'abondance des spongiaires dans certains niveaux de l'Oxfordien a frappé tous les géologues ayant travaillé dans le Jura. Certaines formations oxfordiennes sont même caractérisées par leur richesse en spongiaires. C'est ainsi que des appellations évocatrices telles "les Calcaires à Spongiaires", "les Calcaires à Scyphies" ou "le Spongitien" furent utilisées très tôt pour dénommer la formation actuellement définie comme "Couches de Birmensdorf".

C'est en revanche plus récemment que l'existence de constructions à spongiaires fut explicitement reconnue. R. ENAY (1966) fut le premier à parler de biohermes à spongiaires. Il en donna également une description déjà précise (notamment p. 218-219 et p. 227-228) et une figuration schématique assez abondante (notamment fig. 10, 21, 34, 35, 58, 61 et 67).

Ces biohermes apparaissent comme des "accidents" sédimentaires perturbant l'ordonnance régulière et monotone des strates. Ce sont des corps lenticulaires de calcaire massif contrastant nettement avec les terrains stratifiés environnants. Beaucoup plus résistants que ces derniers, ils sont rapidement mis en saillie par l'érosion. Le bien fondé de l'utilisation du terme de bioherme pour de tels objets sédimentaires sera discuté (p. 286). Une description détaillée est préférable en premier lieu.

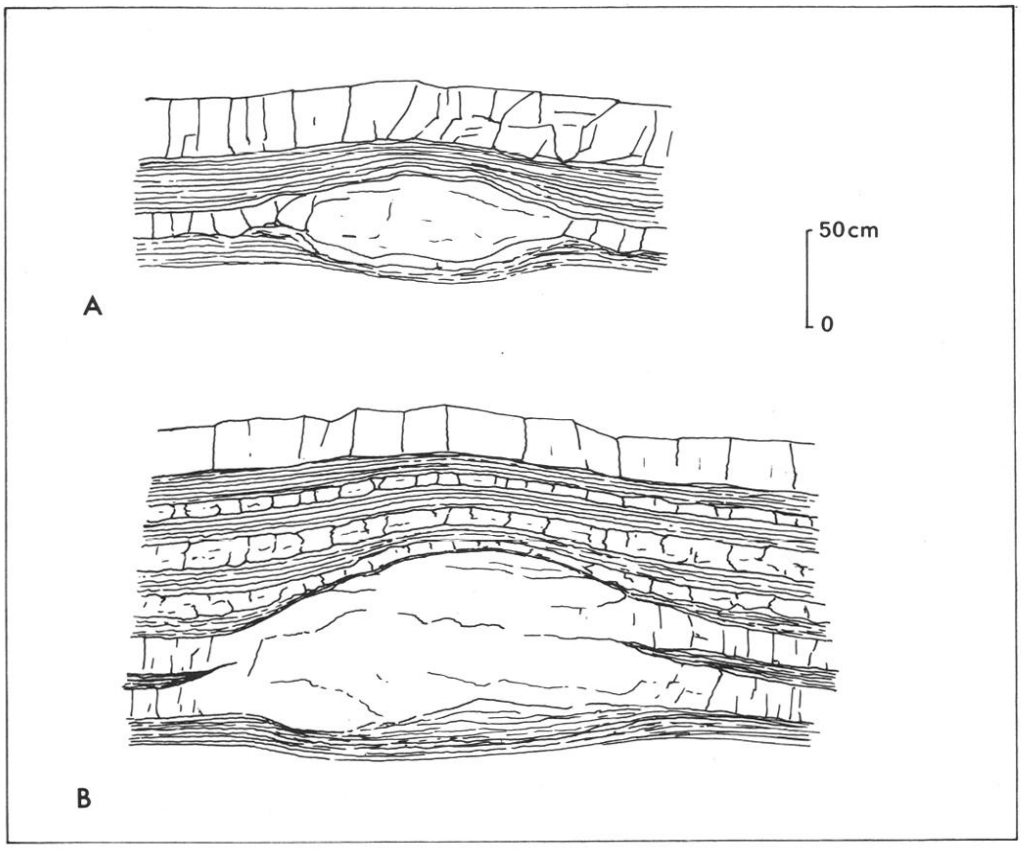


Fig. 45 – **Biohermes élémentaires dessinés d'après nature.**
A - Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet (PON).
B - Calcaires lités, Bouvesse-Quirieu, Carrière Vicat (VIC).

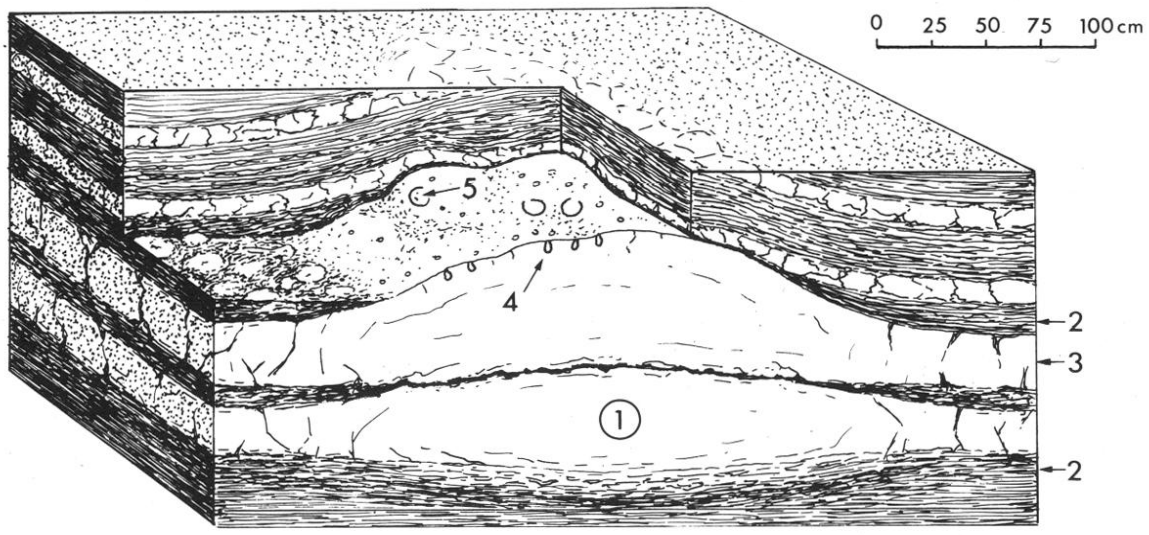


Fig. 46 – **Structure du bioherme élémentaire type (bioherme B9 - Calcaires lités).**
1 : calcaire construit, 2 : marne grumeleuse à spongiaires, 3 : calcaire mudstone stratifié, 4 : perforation de lithophage, 5 : valve fixée d'Ostréidé.

A – LA MORPHOLOGIE ET LA STRUCTURE DES BIOHERMES

I - APPROCHE MORPHOLOGIQUE ET TYPOLOGIQUE

Cette étude morphologique et cet essai typologique sont fondés principalement sur les relations existant entre les édifices construits et le sédiment encaissant. Bien qu'étendues à un domaine plus vaste leurs conclusions reprennent l'essentiel de celles tirées de l'étude des biohermes à spongiaires des Calcaires lités (GAILLARD, 1971).

1) Les biohermes élémentaires

C'est le type de construction le moins évolué.

Dans le cas le plus simple, il ne s'agit que d'une boursouflure localisée d'un banc calcaire (fig. 45 A, 49 A). On verra que c'est l'élément de base de toute construction à spongiaires.

Dans le cas le plus complexe, il s'agit de la superposition exacte de deux boursouflures également très locales de deux bancs calcaires successifs (fig. 45 B, 49 B). Un tel dispositif permet, malgré sa simplicité, de comprendre les règles architecturales des biohermes plus complexes. Un bioherme ainsi bâti sera donc proposé comme bioherme à spongiaire type (fig. 46, pl. 2, fig. 3).

Bioherme-type : bioherme B 9.

Gisement : commune de Bouvesse - Quirieu. Carrière Vicat - Zone située à l'Est de la N 75 (ancienne carrière Allard et Nicollet). Belley n° 5 (I. G. N. XXXII-31) X = 838,400
Y = 93,200

Niveau : Calcaires lités - base de la formation - niveaux 10 à 12 dénommés "Grigne" par les carriers.

Description : le niveau de la "Grigne" se présente comme un chapelet dont les grains seraient les biohermes et le fil l'ensemble des strates 10 à 12 (fig. 62 C). Visible en de nombreux points de la carrière, il affleure, au niveau du secteur-type, dans un front de taille abandonné depuis au moins 20 ans. Les éboulis permettent un accès facile mais ensevelissent déjà la base du niveau. Les biohermes sont très nettement mis en saillie par le jeu de l'érosion différentielle. Dix biohermes numérotés de 1 à 10 d'Ouest en Est ont été reconnus sur environ 150 m. Parmi ceux-ci le n° 9 a été jugé le plus caractéristique.

- Il est formé par la superposition de deux lentilles de calcaire massif. La lentille inférieure correspond à l'épaississement du banc calcaire 10 et la supérieure à celui du banc calcaire 12.

- Cet épaississement se traduit également par un changement de faciès. Le faciès mudstone qui caractérise les bancs évolue rapidement vers le faciès construit à spongiaires (décrit p. 123). Ce dernier présente une meilleure résistance à l'érosion.

- L'interbanc marneux 11 s'amincit considérablement mais traverse horizontalement la construction sous forme d'un joint. Chaque lentille reste donc bien individualisée.

- Le sommet du bioherme est bombé. Son angle de courbure ne dépasse pas 30°. Il présente une surface irrégulièrement bosselée offrant toutes les caractéristiques d'un hardground (voir p. 140). Sa base présente en revanche un passage assez progressif.

- La forme générale du bioherme est lenticulaire.

- Ses dimensions, à l'affleurement, sont : hauteur = 1,50 m
  largeur = 3,00 m

La forme générale lenticulaire est tout-à-fait typique comme cela a pu être constaté avec de nombreux autres biohermes dont certains étaient entièrement dégagés par les travaux d'exploitation de la carrière. En revanche, les dimensions, toujours faibles,sont plus variables. La hauteur varie de 0,40 à 2,00 m et la largeur de 1,00 à 4,00 m.

2) Les biohermes complexes

Plus communs et caractérisés par une plus grande complexité d'organisation, ces biohermes présentent des formes plus variées et des tailles beaucoup plus importantes.

a. Grands traits architecturaux

Ces biohermes passent latéralement à un nombre variable mais souvent élevé de bancs calcaires. Seuls les interbancs marneux les plus épais traversent la construction de part en part. La limite latérale du bioherme est marquée par le passage de la zone stratifiée où chaque banc est individualisé, à la zone massive où seuls quelques éléments de stratification subsistent. Ce changement de la stratification se double évidemment d'un changement de faciès : le passage au faciès construit se fait progressivement mais rapidement. Cette zone de transition s'observe dans d'excellentes conditions dans certaines constructions fraîchement recoupées par le front de taille des carrières en exploitation (pl. 2, fig. 1 ; pl. 3, fig. 4).

Il est important de noter qu'il n'existe absolument aucun talus en bordure du bioherme comme c'est le cas dans une construction récifale classique.

Il arrive que le passage latéral soit très brusque et qu'il ne subsiste aucune trace de stratification au sein de la masse construite. Ceci caractérise les biohermes complexes massifs (fig. 47 A, 49 D, pl. 3, fig. 7) que l'on peut opposer aux biohermes complexes stratifiés (fig. 47 B-C, 49 C, pl. 3, fig. 5-6). Tous les termes de passages existant entre ces deux types, il est évident que leur architecture est fondamentalement la même.

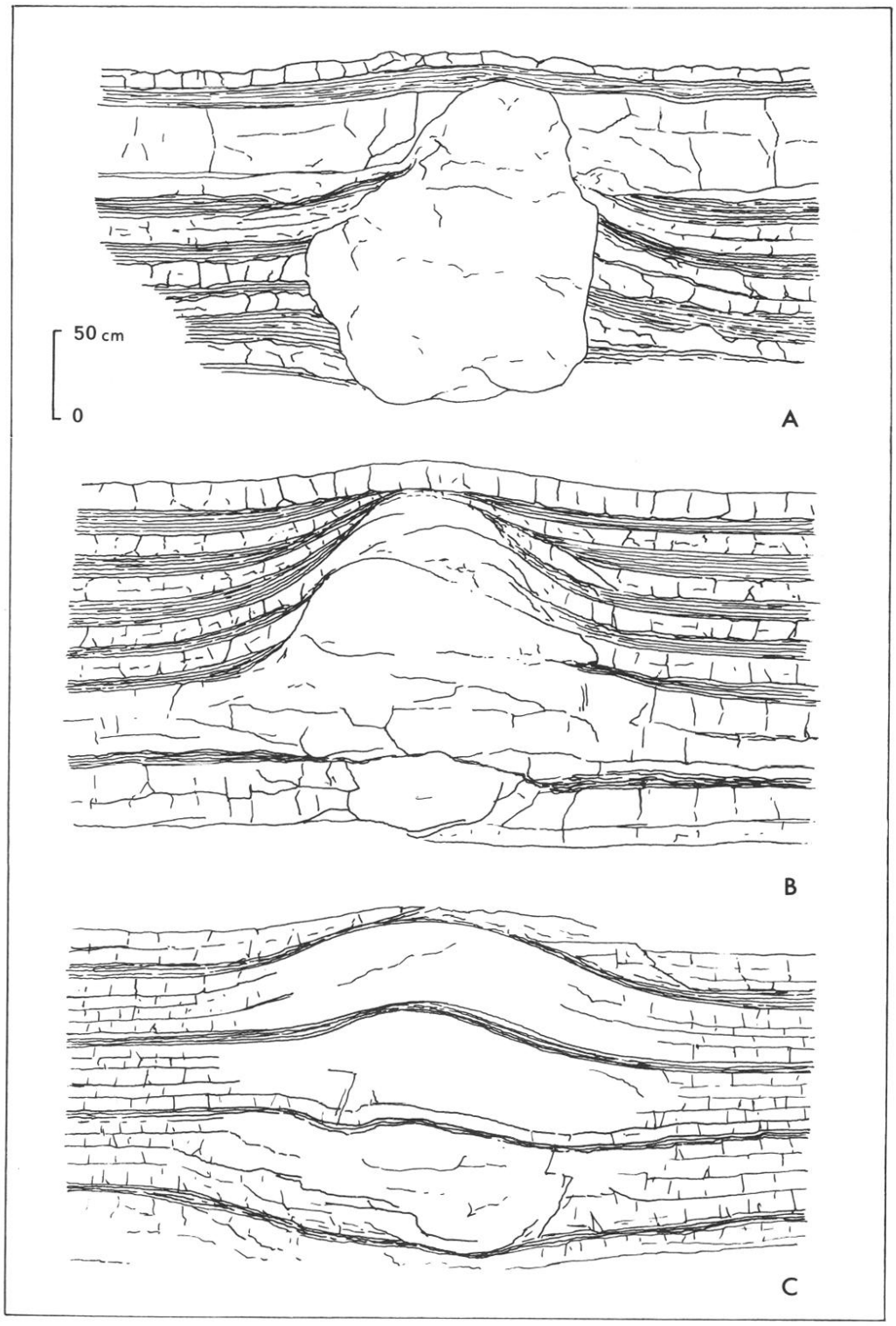


Fig. 47 – **Biohermes complexes dessinés d'après nature.**
A - type massif (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet - PON).
B - type stratifié en dôme (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet - PON).
C - type stratifié lenticulaire (Couches de Birmensdorf, Route Oncieu-Résinand - RES).

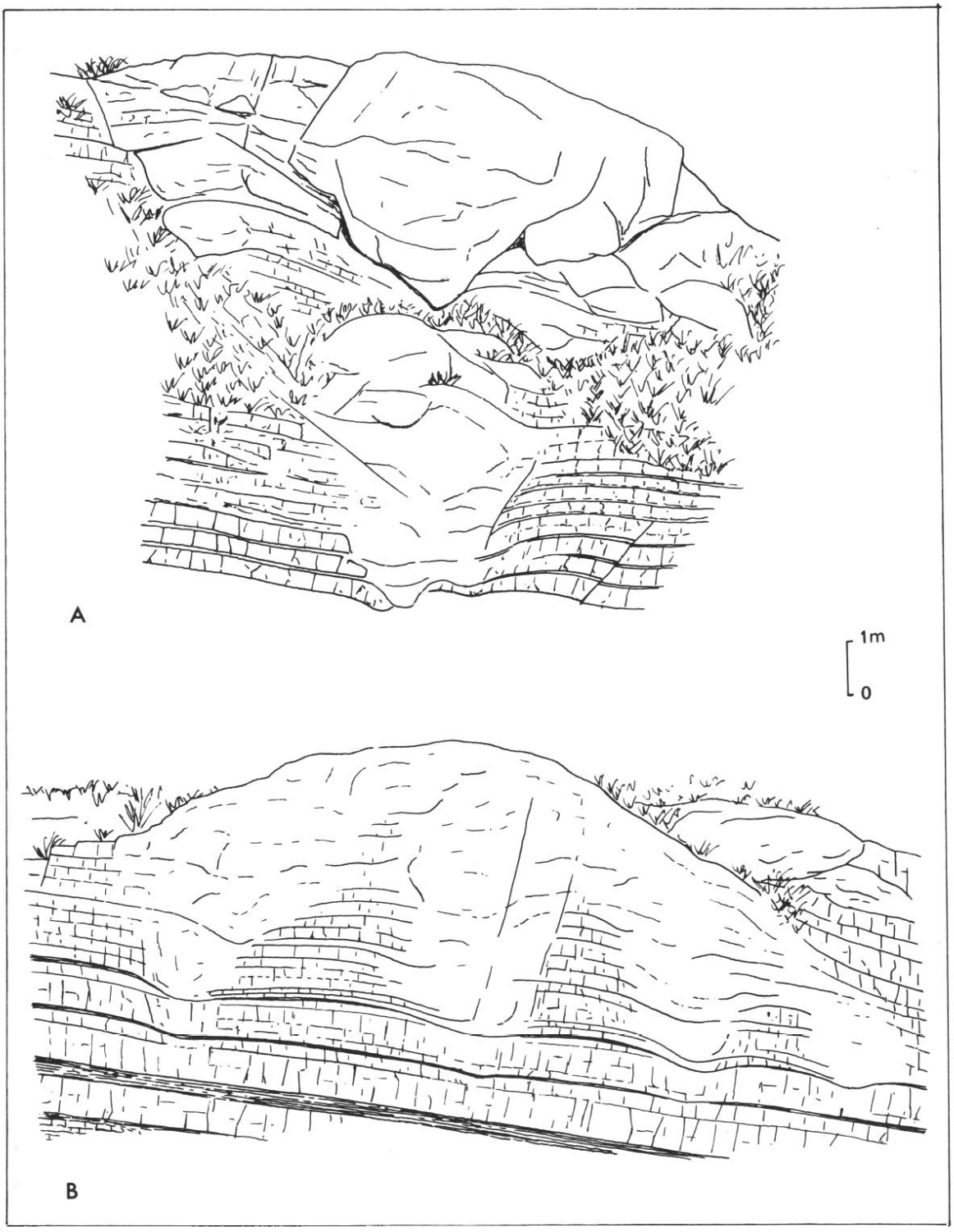


Fig. 48 – **Biohermes complexes dessinés d'après nature.**
A - superposition de biohermes en champignon (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet - PON).
B - juxtaposition puis fusion de biohermes en champignon (Calcaires lités, Trept, carrière de Montbron - TRE).

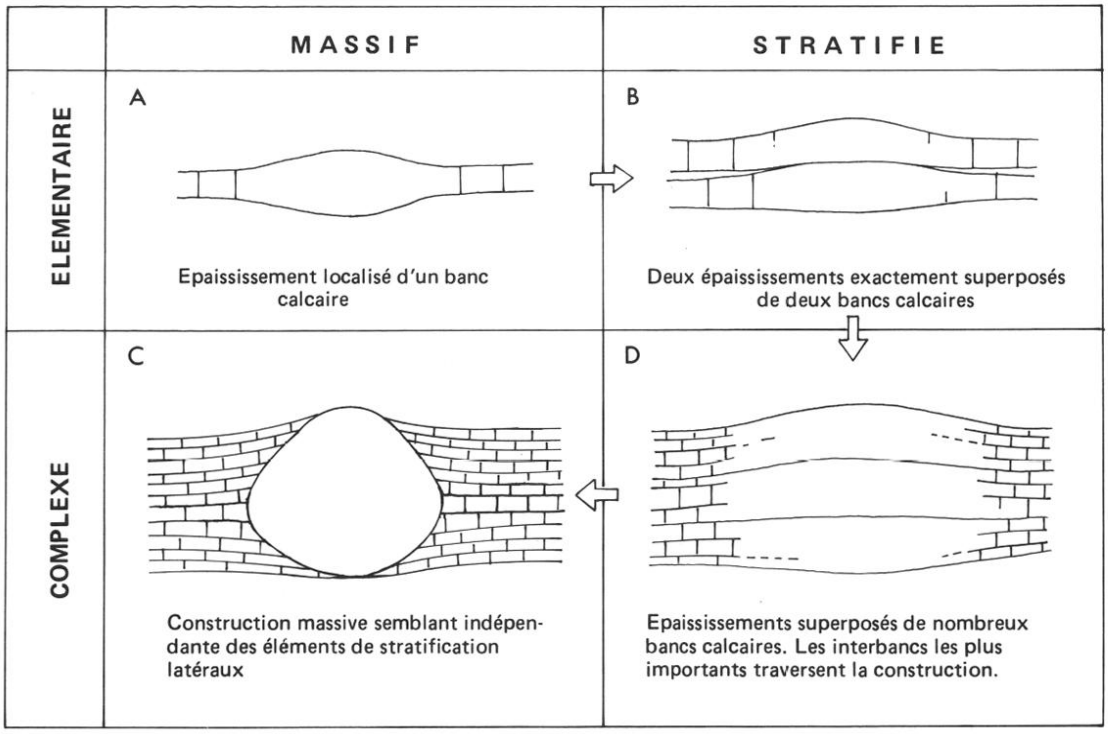


Fig. 49 – **Classification des biohermes en fonction de leurs rapports avec la stratification environnante.**

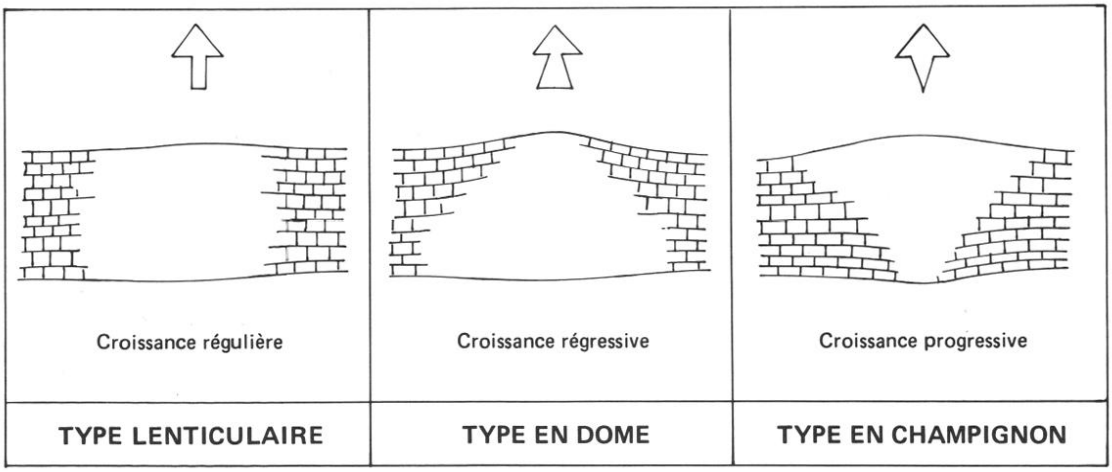


Fig. 50 – **Classification des biohermes en fonction de leur mode de croissance.**

Signalons enfin que la frontière entre la zone stratifiée et la zone construite est souvent un lieu privilégié pour l'apparition d'accidents tectoniques mineurs. Il s'agit généralement de petites failles de moins d'un mètre de rejet bien gênantes malgré tout pour une étude précise du bioherme.

On retiendra essentiellement que, quelles que soient les complications ultérieures, ces constructions ne sont qu'un empilement de lentilles correspondant à l'épaississement de chacun des bancs de la série environnante. On utilisera le terme de "lentilles à spongiaires" pour désigner ces unités de construction. Elles sont tout à fait assimilables aux biohermes élémentaires les plus simples. Les biohermes complexes sont donc fondamentalement des assemblages divers de biohermes élémentaires.

b. Principaux types morphologiques

On ne dispose malheureusement pas de biohermes complexes entièrement dégagés comme c'est parfois le cas pour les biohermes élémentaires. Il est cependant relativement aisé, en multipliant les observations, d'avoir une assez bonne idée de leur forme générale. Dans les affleurements anciens, l'érosion différentielle permet parfois un bon dégagement des édifices et leur vue en trois dimensions. Dans les carrières en activité, l'examen répété des fronts de taille permet d'obtenir de véritables coupes sériées dans les constructions et d'en rétablir approximativement le volume.

Ces diverses observations montrent que les biohermes ont des sections horizontales grossièrement circulaires ou ellipsoïdales. Elles ne sont jamais très allongées et ne semblent présenter aucune orientation préférentielle.

Les sections verticales, directement visibles sur le terrain, sont plus intéressantes car elles rendent compte du mode de croissance. Elles permettent de mettre en évidence trois grands types morphologiques :

- le type lenticulaire correspond à un empilement de lentilles à spongiaires d'importance à peu près constante. Le bioherme, en équilibre avec la sédimentation ambiante, maintient sa taille (fig. 47 C, 50 A) ;

- le type en dôme correspond à un empilement de lentilles à spongiaires d'importance décroissante. Le bioherme, en déséquilibre avec la sédimentation ambiante, régresse progressivement en taille (fig. 47 B, 50 b) ;

- le type en champignon correspond à un empilement de lentilles à spongiaires de taille croissante. Le déséquilibre est ici à l'avantage du bioherme qui voit son emprise sur le fond augmenter aux dépens des sédiments stratifiés environnants (fig. 48 A-B, 50 C).

Comme toujours, il existe de nombreux intermédiaires ainsi que toutes les associations possibles entre ces trois types bien caractérisés. De plus, la croissance d'un bioherme peut être par exemple initialement "en champignon" et évoluer par la suite "en dôme". On notera que l'intérêt d'une telle classification est, tout en étant purement morphologique, d'avoir une signification génétique.

c. Dimensions

La taille des biohermes complexes est naturellement plus importante mais également plus variable. A titre d'exemple, on pourra se reporter au diagramme de la fig. 51 donnant les dimensions de 37 biohermes complexes d'un même secteur. On notera que ces dimensions ne sont pas en fait celles des biohermes mais celles de leur section verticale apparaissant actuellement à l'affleu-

rement. Les valeurs présentées donnent donc, par défaut, une idée des véritables dimensions des édifices construits. Les plus grands ne semblent guère dépasser une dizaine de mètres en hauteur. Notons enfin que les constructions les moins élevées sont nettement plus larges que hautes alors que les plus élevées sont généralement plus hautes que larges.

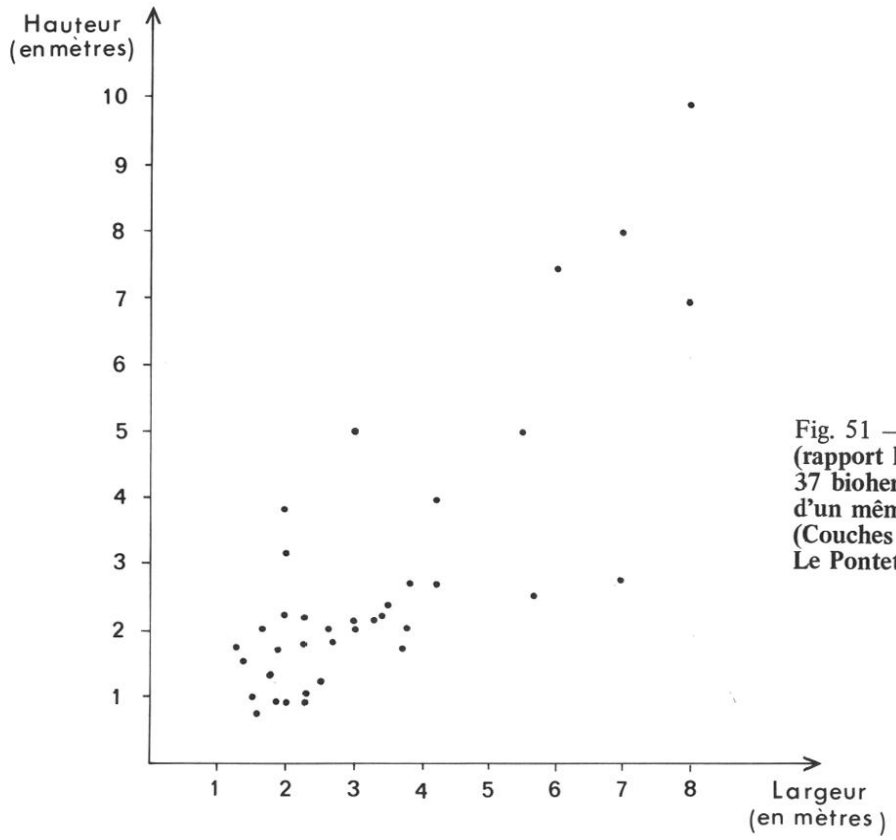


Fig. 51 – Etude de la taille (rapport largeur/hauteur) de 37 biohermes complexes d'un même gisement (Couches de Birmensdorf - Le Pontet - PON).

3) Morphologie initiale et déformations

L'existence d'importants volumes de calcaire massif au sein d'une série alternante marno-calcaire pose évidemment des problèmes de compaction différentielle. On doit donc se demander si les rapports entre les faciès construits et stratifiés sont restés conformes à ce qu'ils étaient du vivant des biohermes.

a. Compaction dans les séries encaissantes

- sous les biohermes. Les bancs immédiatement sous-jacents aux biohermes témoignent toujours de phénomènes de tassement plus ou moins importants. Ils ne présentent généralement qu'une légère concavité vers le haut mais peuvent montrer parfois de véritables figures de poinçonnement. C'est le cas notamment à la verticale de biohermes de grand volume mais à base étroite (biohermes en champignon). L'amincissement des strates peut ainsi se faire sentir sur plus d'un mètre sous le bioherme (fig. 48 B). Ceci prouve l'existence de fortes pressions locales exercées sur le substratum ;

- latéralement aux biohermes. Il est bien connu que les marnes ont un taux de compaction supérieur à celui des calcaires. Il semble donc logique d'admettre que les séries marno-

calcaires alternantes latérales sont plus compactées que le calcaire massif des biohermes. On le constate, du reste, par l'examen des fossiles plus ou moins écrasés dans les sédiments stratifiés, marneux et généralement non déformés dans la masse construite ;

Le problème est de savoir si cette compaction différentielle évidente est la seule cause de l'actuelle saillie du calcaire à spongiaires par rapport à son équivalent latéral stratifié.

b. Réduction de volume des masses construites

Si elle n'est pratiquement pas affectée par la compaction, la masse calcaire des biohermes complexes est en revanche souvent parcourue par des joints stylolithiques. Ceux-ci ont un développement horizontal à subhorizontal. Résultant de phénomènes de dissolution par pression, ils témoignent de réductions de volume sans doute assez importantes et expliquent la disparition de certains éléments de la stratification. De nombreux interbancs de la série stratifiée se réduisent ainsi à l'état de joints stylolithiques lors de la traversée des biohermes. Les biohermes complexes doivent certainement en grande partie leur caractère massif à ces phénomènes. Signalons que les joints stylolithiques sont totalement absents hors des biohermes.

c. Discussion et conclusion

Suite à ces diverses considérations on peut se demander dans quelle mesure les réductions de volume observées dans les biohermes ne seraient pas d'importance égale aux phénomènes de compaction observés dans leur environnement. Autrement dit n'y aurait-il pas compensation de ces deux phénomènes malheureusement aussi difficilement quantifiables l'un que l'autre.

Les biohermes élémentaires, dont le faible volume ne permet guère à ces phénomènes de s'exprimer nous fournissent un élément de réponse : ils font légèrement mais indiscutablement saillie par rapport aux sédiments latéraux. Il est parfaitement logique qu'il en soit de même pour les biohermes complexes, bâtis suivant un principe identique. Il semble donc vraisemblable d'admettre que, malgré certaines déformations, l'image qui nous en reste soit assez fidèle.

L'observation des sédiments reposant sur le sommet des biohermes fournit en outre un argument en faveur de cette hypothèse. Dans les rares cas où un examen précis est possible, on constate des variations d'épaisseur assez importantes affectant les niveaux immédiatement supérieurs aux formations construites. Amincis à leur toit, bancs et interbancs s'épaississent progressivement en s'en éloignant. En ce qui concerne les bancs calcaires, il se produit une véritable inversion de phénomène : l'épaississement constaté au sein du bioherme pendant sa période de vie fait place à un amincissement après sa mort. Tout se passe comme si la sédimentation comblait des dépressions en cuvettes situées entre les biohermes. Ces variations d'épaisseur s'estompent rapidement : entre 1 et 2 mètres au-dessus du niveau à biohermes, elles ont complètement disparu.

4) Les caractéristiques morphologiques essentielles des biohermes à spongiaires

Pour conclure on notera que les biohermes à spongiaires oxfordiens du Jura, très divers par leurs formes et leurs tailles, présentent tous un caractère commun : leur grande dépendance de la sédimentation environnante. Ces relations très étroites existant entre la croissance de la construction et la sédimentation générale constituent certainement la caractéristique fondamentale de tous les types de biohermes à spongiaires répertoriés ci-dessus.

Les éléments de la stratification générale qui subsistent au sein des calcaires construits matérialisent de précieuses lignes isochrones. Celles-ci permettent d'apprécier avec précision la croissance de la construction. Elle se maintient en permanence en légère élévation par rapport aux sédiments environnants mais ne détermine jamais de relief important. En aucun cas il ne se forme de talus. Il ne s'agit que d'un dôme peu élevé se raccordant très progressivement au fond par l'intermédiaire d'une pente douce. Après la mort de la construction, la sédimentation ensevelit ces légers reliefs et rétablit rapidement l'uniformité du fond.

II - LES ELEMENTS ESSENTIELS DU FACIES CONSTRUIT

Tous les moyens d'investigation, depuis l'observation directe sur le terrain jusqu'à la microscopie électronique ont été utilisés pour l'étude du faciès construit. Ce sont certainement les examens répétés in situ et l'étude détaillée de nombreuses cassures fraîches de roche qui se sont révélés les plus fructueux. Le meilleur moyen de mettre clairement en évidence les divers éléments constitutifs et leurs rapports respectifs est la réalisation de surfaces polies. Il est rare d'avoir une bonne vue d'ensemble en-dessous d'une surface de 10 cm^2. Un examen à l'oeil nu, puis sous loupe binoculaire permet généralement de voir l'essentiel.

On ne s'intéressera dans ce paragraphe qu'aux constituants jugés comme essentiels dans la construction. Les éléments accessoires telle la faune associée seront considérés plus loin.

1) La matrice

C'est fondamentalement un calcaire micritique. Constituant le fond beige à gris clair de la roche, cette micrite est semblable à celle des bancs calcaires auxquels passe latéralement la construction. Elle titre entre 85 % et 95 % de $CaCO_3$ et représente, en moyenne, 26 % de la roche totale.

2) Les éponges

Elles représentent le constituant le plus visible de la roche. Leur absence ou leur rareté dans le faciès stratifié latéral et leur abondance dans le faciès construit en font un élément caractéristique de ce dernier. Leur facilité d'identification et leur fréquence en ont fait très vite l'élément descripteur du faciès. Elles ne représentent cependant, en moyenne, que 22 % de la roche totale.

Faisant corps avec le sédiment encaissant, les éponges ne sont pratiquement visibles qu'en section. Certains individus partiellement dégagés peuvent parfois s'observer sur les pourtours de la construction et notamment à sa base.

Les sections sont de teinte gris bleu foncé à brun rouge suivant l'état d'oxydation. Représentant l'élément le plus foncé du faciès, elles se détachent assez bien sur le fond plus clair de la roche (pl. 13, fig. 7).

L'organisation du réseau spiculaire, généralement assez bien visible, montre qu'il s'agit d'éponges siliceuses. Ce sont essentiellement des lithistides et surtout des hexactinellides, ces derniers représentant plus de 80 % des spongiaires. L'étude paléontologique de ces éponges est présentée p. 179 .

Les spicules ne sont pas conservés dans leur état d'origine mais toujours épigénisés en calcite. Ce problème de fossilisation des éponges siliceuses sera examiné p. 257 .

Les éponges présentent des morphologies extrêmement variées (p. 196). Ce sont des formes plates ou en coupes évasées qui dominent largement. Elles donnent des sections longues en moyenne de 10 à 30 cm et épaisses d'environ 1 cm.

Généralement en position de vie, les éponges peuvent être renversées mais sont très rarement retournées complètement. Elles ne sont généralement pas jointives mais isolées et dispersées dans la roche (pl. 13). Il est évident qu'elles ne sont pas capables d'assurer par elle-même une armature solide de la construction.

3) Les encroûtements calcaires

Par leur structure très souvent diffuse, ils passent assez facilement inaperçus. Connus de longue date dans les faciès à spongiaires de Souabe et de Franconie, ils n'ont été mis en évidence que récemment dans les faciès comparables du Jura français (GAILLARD, 1971). Depuis, les observations accumulées à leur sujet permettent maintenant de les caractériser avec précision.

a. Caractères généraux

Ce sont généralement des formations assez floues, sans morphologie définie. Leur teinte semblable à celle des sections d'éponges ou parfois d'intensité légèrement plus faible les font ressortir sur le fond plus clair de la matrice micritique. Sur le terrain c'est très souvent uniquement cette différence de teinte qui permet de faire la différence avec la matrice. C'est, d'une manière plus évidente, l'absence de spicules qui permet de faire la différence avec les sections d'éponges.

Ces encroûtements sont parfois beaucoup plus nets. Ils peuvent présenter une morphologie bien déterminée et une structure laminée.

Ils renferment fréquemment des foraminifères sessiles. Parmi ceux-ci, le genre Nubeculinella est particulièrement abondant et facilement visible.

On les voit toujours prendre naissance à partir des éponges et croître à partir de leur face supérieure.

Leur développement est plus ou moins important mais ils débordent souvent très largement et dépassent en taille leur support. Le volume qu'ils représentent dans la construction est considérable. Ils constituent en moyenne 50 % de la roche totale. Ils représentent donc l'élément constitutif le plus important du faciès construit à spongiaires.

On notera enfin que les spongiaires siliceux peuvent se rencontrer en grand nombre dans d'autres formations oxfordiennes non construites (faciès grumeleux à spongiaires par exemple). En revanche, les encroûtements ne sont vraiment développés que dans les biohermes à spongiaires. Il s'agit bien du constituant le plus original de ce faciès construit particulier.

Pour cette raison, une description plus détaillée de ces encroûtements s'impose.

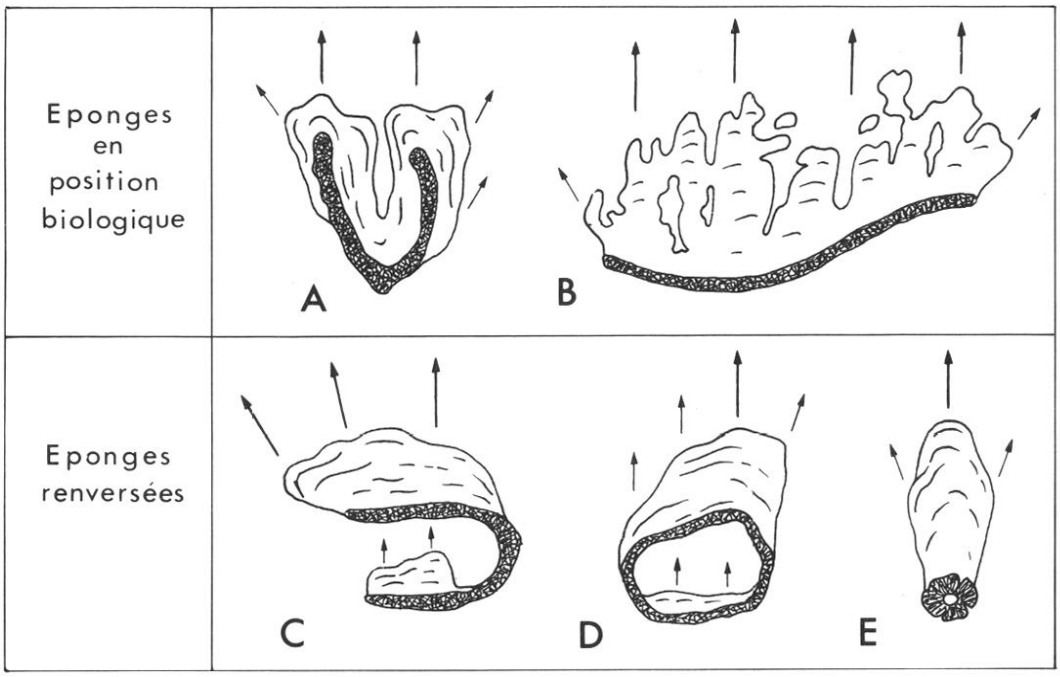


Fig. 52 – **Relations éponges/encroûtements dans les biohermes.** Les flèches indiquent les principaux axes de croissance des encroûtements (dessins effectués d'après nature : A + C = Couches de Birmensdorf, Châtillon-de-Cornelle - COR, B + E = Calcaires lités, Trept - TRE, D = Couches de Birmensdorf, Saint-Claude - PON - dessins non à l'échelle).

b. Polarité

Le caractère le plus frappant de ces encroûtements est sans doute le remarquable phénomène de polarité qu'ils présentent d'une manière absolument générale. Ils se développent en effet toujours à partir d'un support, représenté ici par les éponges, mais n'envahissent que sa partie supérieure (pl. 13, fig. 1-8 ; pl. 14, fig. 1, 5, 7 ; pl. 18, fig. 3). Bien qu'ils aient parfois une légère croissance latérale, ils croissent principalement dans le sens vertical et vers le haut. Lorsque le support est représenté par une éponge plate, c'est-à-dire dans la plupart des cas, seule sa face tournée vers le haut est encroûtée (fig. 52B). Lorsqu'il s'agit d'une éponge cupuliforme, l'encroûtement, peu développé ou inexistant dans la partie basale, prend de l'importance dans la partie sommitale (fig. 52A).

Ils épargnent ainsi toujours une zone plus ou moins étendue et tournée vers le bas de leur support qui, restant libre, peut être colonisée par des organismes. Ceux-ci constituent une faunule assez diversifiée et composée essentiellement de serpules, bryozoaires et thécidées. Cette faune sessile, qui se voit bien dans les biohermes par le liseré sombre qu'elle forme à la base des sections de spongiaires, ne peut être étudiée en détail que sur des éponges dégagées (voir p. 202).

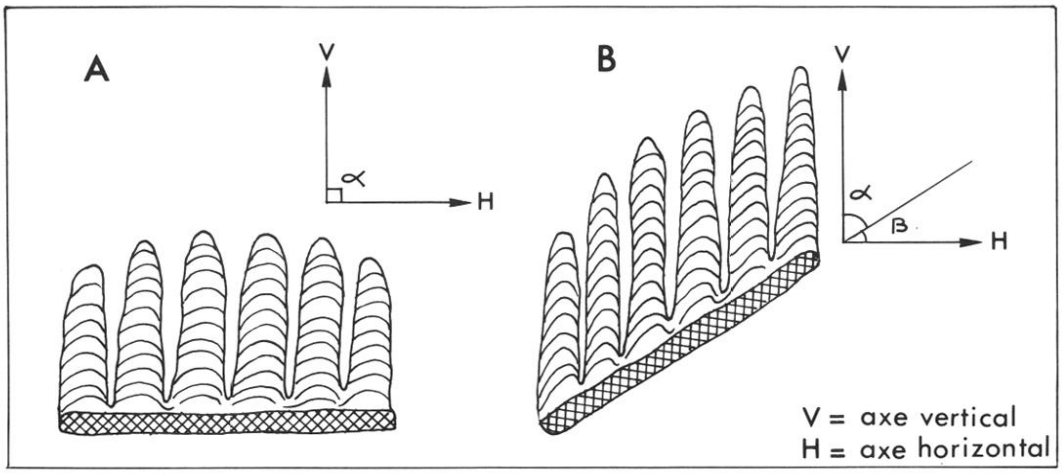


Fig. 53 – **Les rapports géométriques spongiaires/encroûtements en tant que critères de polarité.**
A - cas d'une éponge apparemment horizontale.
B - cas d'une éponge en position inclinée.
(Les encroûtements columnaires sont ceux qui permettent la meilleure appréciation de la verticale).

Cette croissance obstinée vers le haut est vraisemblablement due à la recherche d'un éclairement maximal (phototropisme positif). Les irrégularités de croissance constatées sur les supports, offrent des arguments en faveur de cette hypothèse. Ainsi, la fig. 52C, montre une éponge cupuliforme renversée très inégalement encroûtée. Manifestement, l'encroûtement inférieur, formé dans la cavité de l'éponge a végété (par manque de lumière ?) alors que l'encroûtement supérieur, bien éclairé, a poussé normalement. La fig. 52D montre le même phénomène, l'éponge, cupuliforme ou tubulaire, étant ici sectionnée transversalement et non axialement.

Ce rapport géométrique très strict entre les spongiaires et leurs encroûtements peut être exploité comme critère de polarité comme le montre la fig. 53. L'examen d'un échantillon de roche réduit, mais de bonne qualité, peut permettre une détermination précise du plan horizontal.

c. Caractères morphologiques

- Principaux types morphologiques

S'ils n'ont jamais de forme très définie, les encroûtements peuvent néanmoins se classer en trois catégories principales :

- Encroûtements massifs (fig. 54)

Ils sont caractérisés par leur développement relativement uniforme. Lorsqu'ils sont laminés, leur lamination, plus ou moins régulière, reste continue.

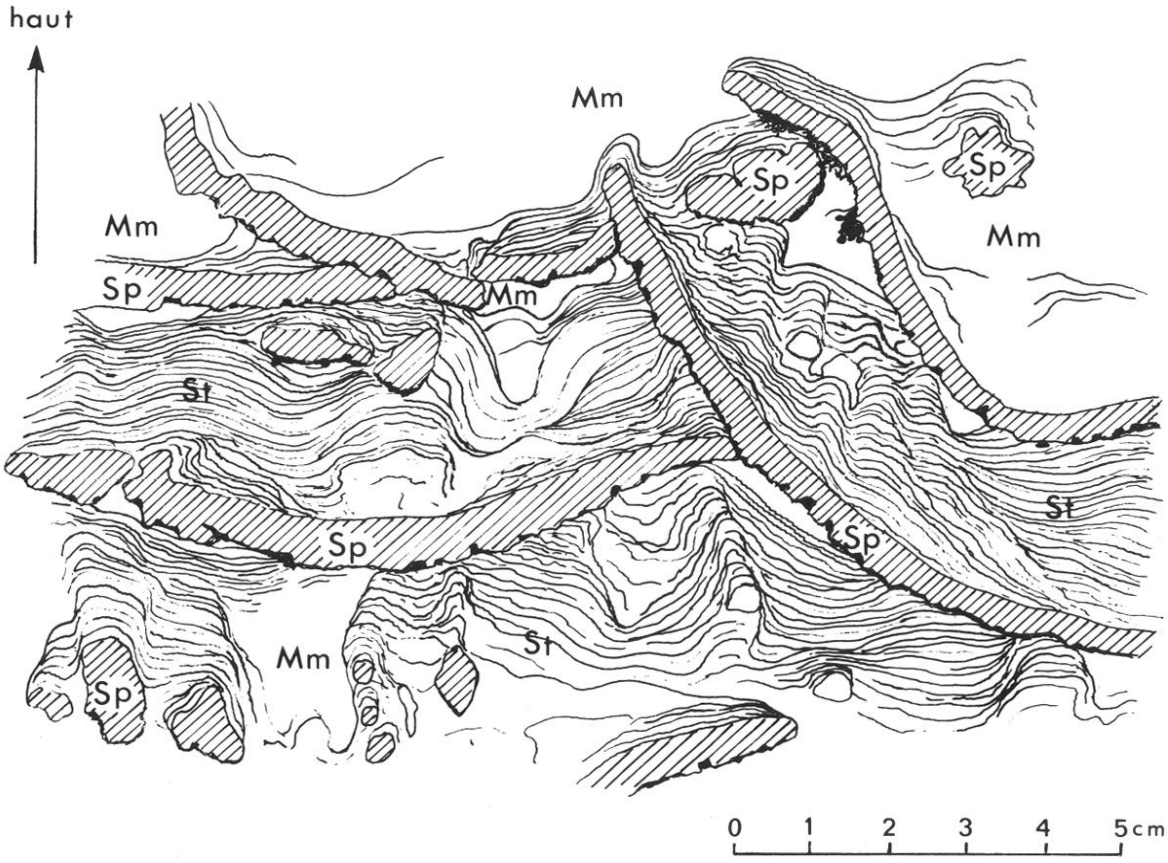


Fig. 54 – **Détail de la structure d'un bioherme dessinée d'après nature (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet - PON).**
Sp : éponges, St : encroûtements stromatolithiques de type massif, Mm : matrice micritique.

- Encroûtements columnaires (fig. 55)

Leur croissance ne se fait pas selon un tapis continu mais selon des colonnettes isolées. Celles-ci ont une section subcirculaire de 5 à 10 mm de diamètre en moyenne et sont séparées les unes des autres par des intervalles étroits comblés par la matrice micritique. Ces espaces intercolumnaires sont larges de 1 à 5 mm en moyenne.

Lorsque l'encroûtement est laminé, la lamination générale, interrompue au niveau de chaque espace intercolumnaire, se retrouve dans chaque colonnette. Les lamines s'incurvent assez nettement au sein des colonnettes en dessinant des arcs à convexité dirigée vers le haut.

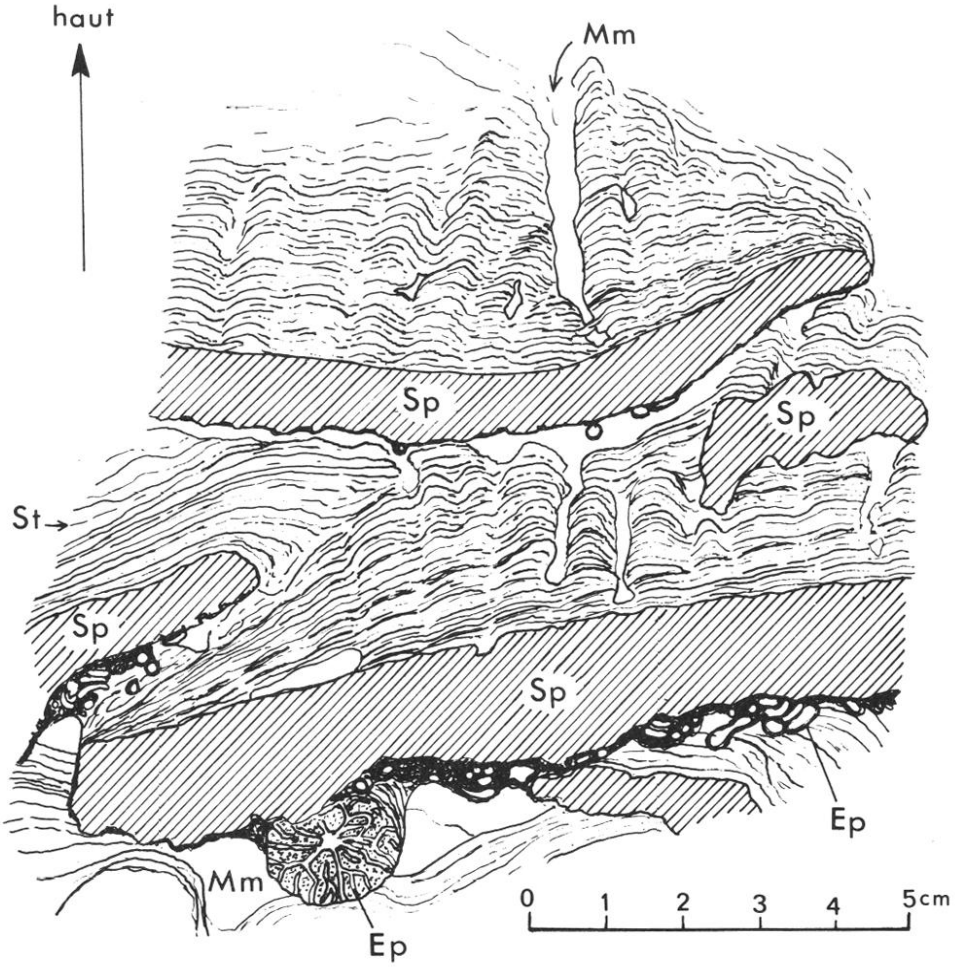


Fig. 55 – **Détail de la structure d'un bioherme dessiné d'après nature (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet - PON).**
Sp : éponges, St : encroûtements stromatolithiques de type columnaire, Mm : matrice micritique, Ep : épizoaires.

- Encroûtements nuageux (fig. 56)

Le qualificatif de nuageux traduit bien la morphologie très mal définie de ces encroûtements. Ils contiennent de très nombreuses "vacuoles", à contours flous et irréguliers, remplies de micrite. Bien qu'assez irrégulièrement disposées, certains caractères de la répartition de ces vacuoles montrent qu'il s'agit d'un développement assez anarchique des espaces intercolumnaires décrits ci-dessus. Les colonnettes ont ici une croissance de type buissonnant.

En résumé, on passe du type massif au type columnaire par individualisation de hiatus verticaux qui déterminent des colonnettes. Un développement plus important et moins organisé de ces espaces intercolumnaires donne un encroûtement très aéré de type nuageux.

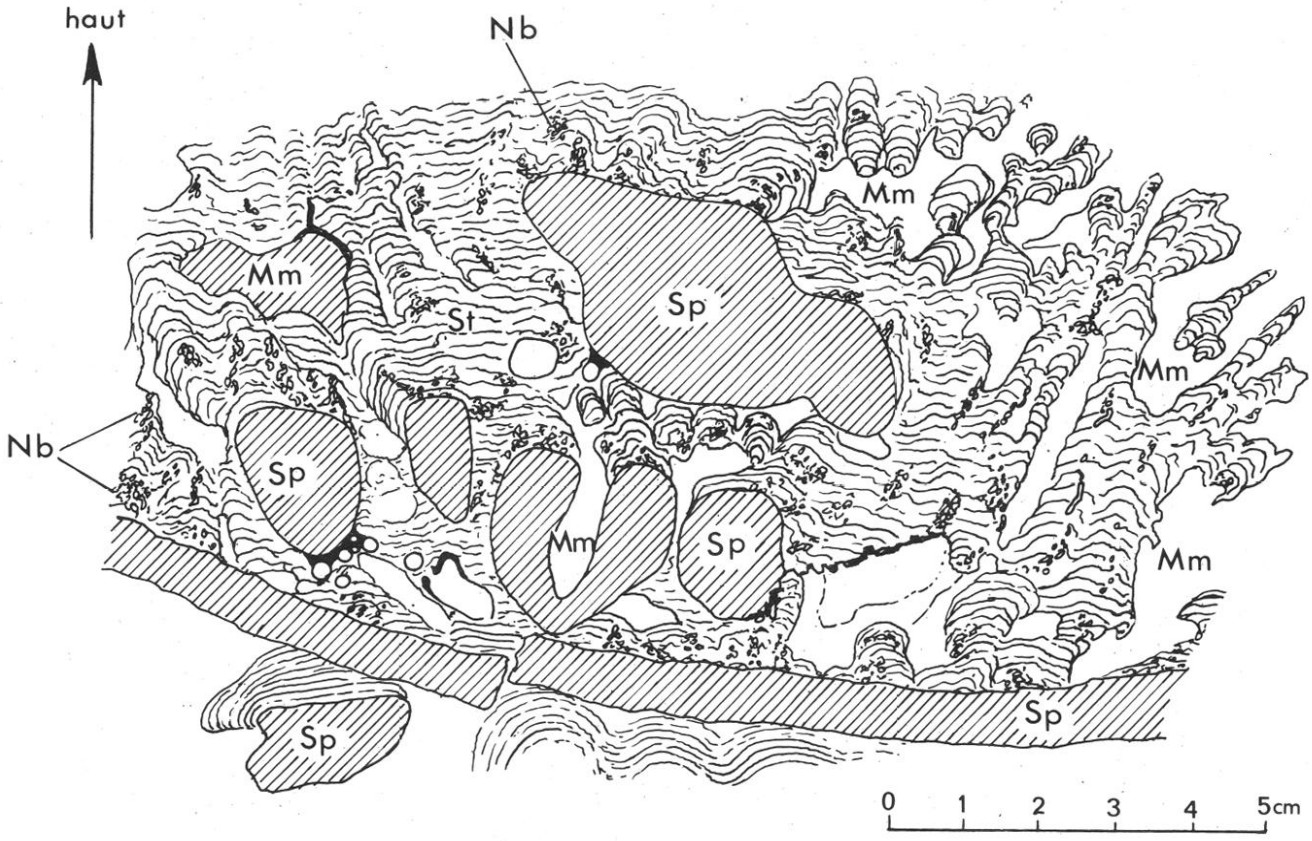


Fig. 56 – **Détail de la structure d'un bioherme dessiné d'après nature (Calcaires lités, Bouvesse-Quirieu, Carrière Vicat, niveau supérieur - VIC).**
Sp : éponges, St : encroûtements stromatolithiques de type nuageux, Mm : matrice micritique, Nb : nubéculinelles.

On signalera enfin qu'un même encroûtement peut passer par plusieurs stades au cours de sa croissance et présenter un type mixte. A titre d'exemple, un encroûtement initialement columnaire peut devenir massif par simple coalescence de ses colonnettes.

- Relations entre la morphologie de l'encroûtement et son développement vertical

D'une manière très générale on notera que le développement vertical des encroûtements est :

- faible à modéré pour ceux de type massif ;
- moyen pour ceux de type columnaire ;
- important pour ceux de type nuageux.

Bien qu'il existe des exceptions, il apparaît donc que plus l'encroûtement est massif, moins son développement vertical est important.

- Relations entre la morphologie de l'encroûtement et celle de son support

Le développement en hauteur des encroûtements est totalement indépendant des caractéristiques de leurs supports. Il dépend manifestement de causes externes.

Le développement horizontal est en revanche fonction directe de la surface du support dans la mesure où toute la superficie éclairée disponible est recouverte (phénomène de polarité).

L'architecture massive, columnaire ou nuageuse est indépendante du support car tous les types d'éponges ont été trouvés associés à tous les types d'encroûtements. La morphologie des encroûtements tout comme leur développement en hauteur est donc liée à l'environnement.

La morphologie du support joue cependant un rôle très discret dans la mesure où il influence les premières étapes de la croissance de l'encroûtement. C'est ainsi que, dans quelques cas favorables, il a pu être constaté que les espaces intercolumnaires se situaient à la verticale des pores exhalants des spongiaires.

d. Structure interne

L'observation de surfaces polies a permis d'apporter des précisions concernant la lamination et les nubéculinelles.

- La lamination

L'organisation des encroûtements apparaît souvent mieux structurée que ne le laisse supposer l'observation directe de cassures fraîches de roche.

Il s'agit le plus souvent d'une espèce de zonage irrégulier et plus ou moins diffus. Il est matérialisé par des variations de l'intensité de la coloration de l'encroûtement.

Dans certains cas il s'agit d'une véritable lamination. Chaque lamine est matérialisée par une intensité croissante vers le haut de sa coloration. La partie sommitale est particulièrement bien soulignée par un liseré sombre. L'épaisseur des lamines est d'ordre millimétrique. Elle est en fait très variable pour la même lamine et d'une lamine à l'autre. Cette structure est la preuve d'une croissance rythmique et assez irrégulière de l'encroûtement.

Enfin, tous les termes de passage ont été observés depuis les encroûtements laminés jusqu'à des encroûtements apparemment non structurés. Il n'y a donc pas lieu de faire la distinction entre des croûtes calcaires au sens strict et des croûtes calcaires laminées que j'avais appelées pseudostromatolithes (GAILLARD, 1971, p. 85-86). Il s'agit bien du même phénomène sédimentaire. Il s'exprime selon diverses modalités en fonction des conditions locales.

- Les nubéculinelles

Ces foraminifères sessiles sont parfaitement visibles sur les surfaces polies grâce à la blancheur de leur test porcelané. Plus ou moins abondants, il est assez rare qu'ils soient totalement absents. Ils présentent une répartition au sein des encroûtements particulièrement intéressante.

Lorsqu'il existe une lamination bien marquée, les nubéculinelles s'installent au sommet des lamines. Elles ont alors un développement essentiellement horizontal et soulignent encore plus nettement la lamination. Cette colonisation de la surface supérieure des lamines prouve la croissance saccadée de l'encroûtement. Elle démontre aussi la relative fermeté du substrat qu'il représente. Il y a peut-être déjà là un début de lithification.

En l'absence de lamination marquée, les nubéculinelles ont un développement plus quelconque mais néanmoins essentiellement vertical. C'est la preuve d'une croissance plus rapide ou surtout moins saccadée de l'encroûtement permettant la croissance conjointe des foraminifères mais leur interdisant tout développement horizontal important.

L'observation de lames minces est souvent décevante en ce qui concerne la reconnaissance de la structure laminée. Lorsque cette dernière est peu marquée, elle devient souvent invisible à cette échelle. L'étude en microscopie optique a cependant permis des observations tout à fait intéressantes pour l'interprétation génétique de ces encroûtements.

- La structure péloïdale

Dans certains cas favorables, les encroûtements à lamination nette permettent l'observation de la structure suivante : chaque lamine est constituée de petits éléments micritiques, sombres, de forme arrondie mais à contours flous. Leur taille se situe le plus souvent entre 20 et 60 μm. Ils baignent dans un ciment de nature microsparitique. La densité de ces éléments, faible dans la masse principale de la lamine, augmente à son sommet. Ceux-ci deviennent alors pratiquement jointifs et déterminent le liseré qui marque la frontière supérieure de chaque lamine (pl. 15, fig. 4, 6). Suivant la terminologie adoptée dans le cadre de cette étude (p. 52) les éléments sont des péloïdes et la structure correspondante une structure péloïdale. Cette structure s'apparente à la structure grumeleuse de L. CAYEUX (1935) transcrite parfois par les auteurs anglo-saxons sous le terme de "clotted" ou "clotty structure" (MONTY, 1967). Le terme de structure pelletoïdale tel qu'il est justifié par J. P. MASSE (1976, 1979) en est synonyme.

La fréquence de ce type de structure dans les formations stromatolithiques, comme le rappellent par exemple C. MONTY (1967), R. G. C. BATHURST (1971) ou J. P. MASSE (1979) est maintenant un phénomène bien établi. Le problème de son origine n'est en revanche pas encore résolu et selon les cas de nombreuses hypothèses sont encore proposées :

- piégeage de pellets par les filaments algaires (BATHURST, 1971) ;
- fragmentation d'éléments algaires très finement calcifiés (MONTY, 1967) ;
- altération diagénétique précoce de structures algaires par phénomène de "grain diminution" (WOLF, 1965 a-b). Cette micritisation produisant un pelletoïde nommé "algal pellet" par cet auteur ;
- calcification induite par des transformations biochimiques (décomposition notamment) de la matière organique algaire (MASSE,1979 - FAIRCHILD, 1980).

C'est cette dernière hypothèse qui semble ici la mieux appropriée. Des phénomènes de calcification (nucléation de $CaCO_3$) au sein de substrats organiques (ici représentés par des Algues bleues vivantes ou mortes) ont été démontrés et leur mécanisme étudié par J. TRICHET (1972). D. W. DALRYMPLE (1966, in FAIRCHILD, 1980) a reconnu des zones de calcification précoce présentant une structure de type péloïdal dans des stromatolithes actuels. Il montre que la décomposition bactérienne de la matière organique des couches algaires, en produisant de l'ammoniaque, induit la précipitation de carbonate.

- Les autres organismes sessiles

Une observation détaillée des encroûtements montre que la microfaune sessile ne se limite pas aux nubéculinelles. Elle est représentée par des foraminifères à test hyalin tel Bullopora tuberculata et des foraminifères à test aggluti né tel Tolypammina vagans, Subdelloidina sp. et Thurammina sp. De rares et petits tubes de serpules se rencontrent également (pl. 15, fig. 2). Tous ces orga-

nismes jalonnent les étapes de la croissance des encroûtements. Ils sont, bien sûr, loin d'avoir l'importance des nubéculinelles qui seules jouent un rôle notable dans l'édification de l'encroûtement. On discutera p.213 de l'écologie de ces organismes sessiles.

- L'observation en microscopie électronique

Examinés en microscopie électronique à balayage, les encroûtements présentent généralement une ultrastructure de type engrené. On y rencontre parfois de très fins filaments, de section subcylindrique (diamètre moyen : 0,16μm), longs de quelques microns, parfois ramifiés, lisses, et formant souvent "pont" entre deux cristaux de calcite. Nous pensions, avec P. BERNIER, que ces microfilaments pouvaient caractériser des formations de type stromatolithique (BERNIER & GAILLARD, 1974) car ils n'ont été trouvés que dans les encroûtements en question ou d'autres formations algaires (oncolites kimméridgiennes) et jamais dans les sédiments encaissants.

La multiplication des observations effectuées depuis, dans divers types de sédiment et à des niveaux stratigraphiques différents, semble avoir montré l'existence de filaments plus ou moins énigmatiques un peu partout. Ces observations sont malheureusement très rarement publiées. Les plus proches, stratigraphiquement, sont celles effectuées par S. DEBRAND-PASSARD, D. FLAMAND et H. MANIVIT (1975) dans les calcaires feuilletés de l'Oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne.

Il est enfin très difficile de déterminer si les filaments ainsi mis en évidence sont contemporains du sédiment qui les renferme ou mis en place beaucoup plus récemment (filaments endolithes).

Vu le caractère ubiquiste des microfilaments en général, et les problèmes concernant leur interprétation (nature, âge ...) il est possible que ceux observés dans les encroûtements des biohermes à spongiaires n'aient pas la signification que nous pensions pouvoir leur donner. Ces ultrastructures sont malgré tout connues pour être particulièrement abondantes dans les sédiments d'origine algaire.

On notera enfin qu'il n'a pas été observé d'ultrastructure identiques à celles décrites par K. BEHR et H. J. BEHR (1976, voir p. 234).

e. Interprétation

Par leurs seules caractéristiques morpho-structurales majeures

- forme massive, nuageuse et surtout columnaire,
- structure laminée,

les encroûtements des biohermes à spongiaires évoquent très fortement des constructions de type stromalolithique. Après avoir rappelé que l'on désigne sous le terme de stromatolithe, créé par E. KALKOWSKY (1908), des formations laminées dues à l'interaction de processus biologiques et sédimentaires, on notera que :

- la présence des organismes associés, et des nubéculinelles en particulier, qui jalonnent les étapes de la croissance des encroûtements laminés, montre bien que cette lamination n'est pas d'origine diagénétique ou épigénétique ;
- la présence d'une structure péloïdale est un argument sérieux pour avancer que les encroûtements avaient à l'origine une hauteteneur en matière organique.

Ces encroûtements ont donc très certainement une croissance due à l'intervention d'organismes. Quels sont alors ces organismes ?

Les stromatolithes sont généralement d'origine algaire (cyanophytes essentiellement, chlorophycées ou rhodophycées éventuellement) mais peuvent également être d'origine bactérienne. La polarité remarquable des stromatolithes oxfordiens, interprétée ci-dessus comme preuve d'héliotropisme positif, incline à penser qu'ils sont l'oeuvre d'organismes photosynthétiques. En conséquence, ces organismes seraient plutôt d'origine algaire.

Les vestiges que peuvent renfermer les stromatolithes (filaments, structures cellulaires ...) permettent parfois une interprétation paléontologique. Dans le cas des encroûtements stromatolithiques oxfordiens, mis à part les filaments trop rares et encore énigmatiques observés en microscopie électronique, aucune structure n'a été mise en évidence. Il s'agit donc typiquement d'une structure cryptalgaire, c'est-à-dire interprétée comme résultant d'une activité algaire mais dépourvue de toute structure algaire. Comme il est bien connu que la très grande majorité des stromatolithes algaires sont l'oeuvre de cyanobactéries (= cyanophytes), il est vraisemblable que ce soit également le cas ici.

Il existe peu d'exemples de structures cryptalgaires actuelles décrits dans la littérature. L'exemple le plus intéressant est celui des encroûtements décrits sur les pentes du Nord de la Jamaïque. Il est présenté dans le paragraphe consacré aux formations actuelles (p.284).

En conclusion, les formations développées sur les spongiaires sont des encroûtements stromatolithiques vraisemblablement formés par des cyanobactéries. On peut également les qualifier de schizophytoïdes ou de structures schizophytoïdales selon J. P. MASSE (1976).

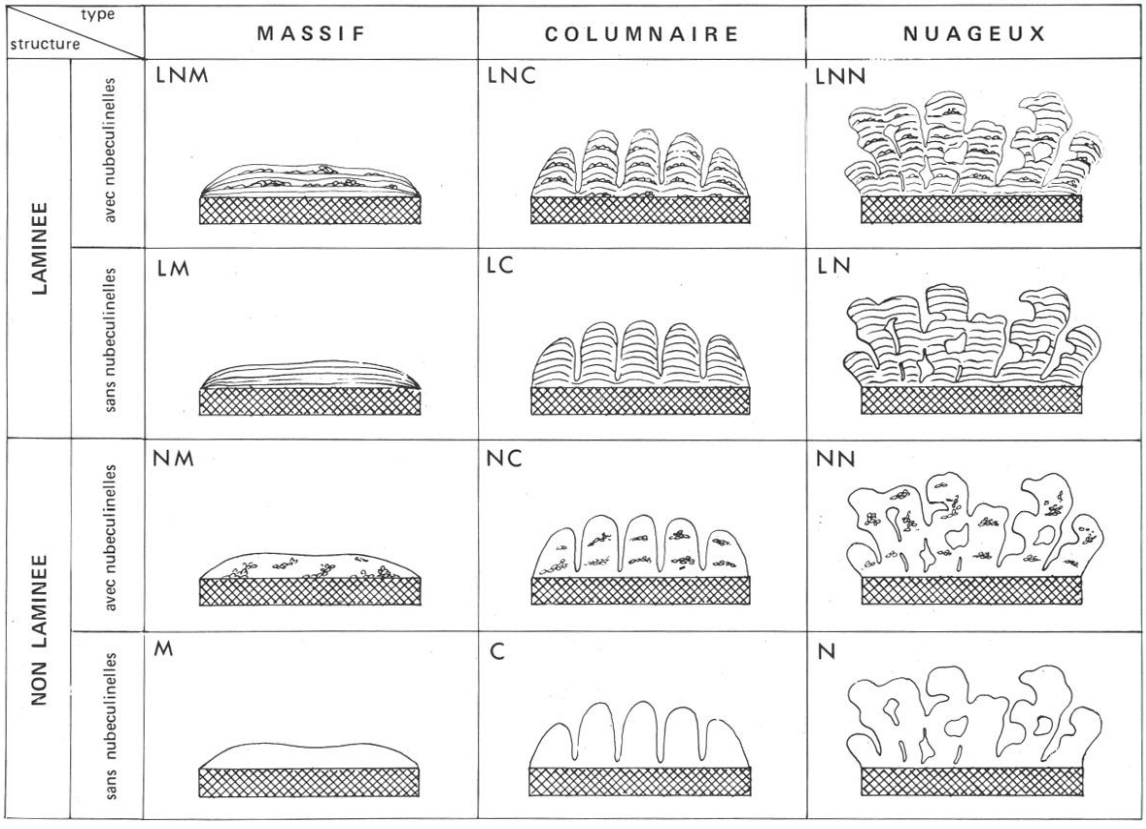


Fig. 57 – **Essai de classification des encroûtements stromatolithiques.**

f. Typologie

La typologie proposée ici pour les encroûtements stromatolithiques des biohermes oxfordiens du Jura s'appuie sur leurs caractères morpho-structuraux essentiels :

Caractères morphologiques

forme massive
forme columnaire
forme nuageuse

Caractères structuraux

présence ou absence de lamination
abondance ou rareté des nubéculinelles

Tous ces caractères offrent l'avantage d'être directement observables sur le terrain dans de bonnes conditions d'affleurement. Les principaux types d'encroûtements sont illustrés dans le tableau de la figure 57. On parlera par exemple d'un encroûtement de type LNC pour désigner un encroûtement stromatolithique columnaire laminé à nubéculinelles. Les planches 14 (surfaces polies) et 15 (lames minces) montrent divers types d'encroûtements et permettent de se familiariser avec cette nomenclature.

III - L'ORGANISATION INTERNE DE LA MASSE CONSTRUITE

Les trois constituants essentiels décrits ci-dessus s'organisent en une séquence que nous pouvons définir comme séquence élémentaire.

1) La séquence élémentaire

a. Définition et caractère de la séquence

Cette séquence se définit par la succession, de bas en haut des trois termes suivants : éponge siliceuse - encroûtement stromatolithique - sédiment micritique (fig. 58).

La répartition plus ou moins régulière de cette séquence sur toute l'épaisseur du calcaire construit constitue la structure fondamentale des biohermes à spongiaires. La croissance normale de ces biohermes correspond donc à :

- une évolution rythmique ;
- une interaction complexe de phénomènes biologiques et sédimentaires.

Les joints stylolithiques dont nous avons souligné la fréquence au sein des masses construites (p. 122) se situent presque systématiquement à la base des spongiaires. Ils soulignent ainsi encore plus nettement le début de la séquence élémentaire. En revanche, ils peuvent amputer la séquence de sa partie sommitale. Il n'est pas rare en effet de voir un joint stylolithique tronquer l'encroûtement de l'éponge sous-jacente.

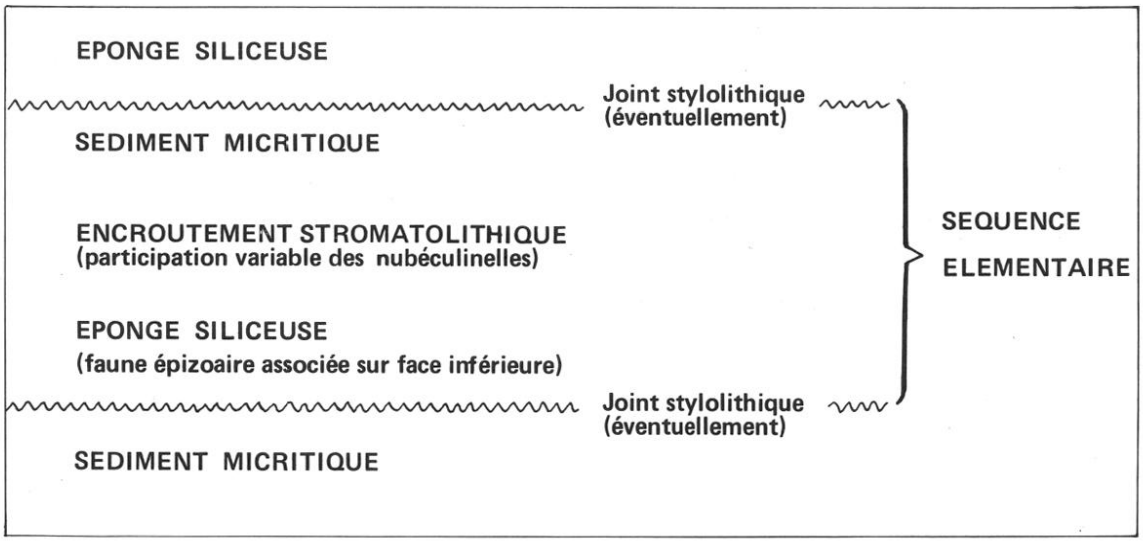


Fig. 58 – **La séquence élémentaire du faciès construit.**

L'importance de cette séquence, c'est-à-dire son extension verticale varie en général de 2 à 15 cm. L'épaisseur des éponges pouvant à peu près être considérée comme une constante, seules l'importance de l'encroûtement et l'abondance du sédiment micritique conditionnent l'épaisseur de la séquence.

Ces deux variables évoluent souvent conjointement et montrent ainsi qu'un développement vertical prononcé des encroûtements est, dans bien des cas, une réponse à un apport sédimentaire important. Cette observation est à mettre en parallèle avec celle que nous avons faite précédemment (p. 129) : plus un encroûtement est massif, moins son développement vertical est important. Il en résulte qu'il est possible de caractériser deux types de séquence opposés (fig. 59).

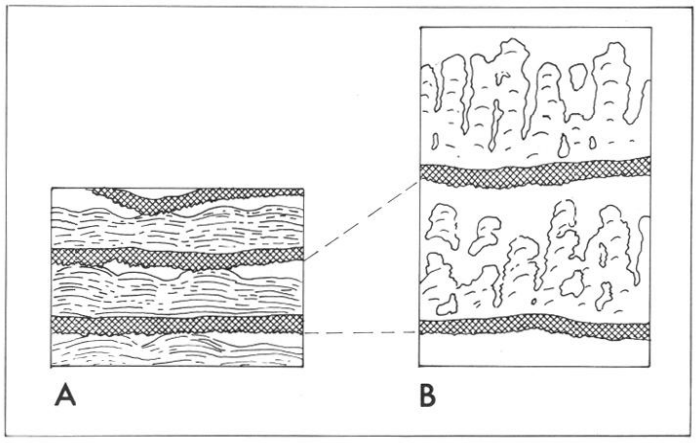


Fig. 59 **Séquences élémentaires.** A : condensée, B : dilatée.

- Une séquence condensée, de faible extension verticale et constituée essentiellement d'éléments à caractère biologique (spongiaires et encroûtements massifs).
- Une séquence dilatée, de plus grande extension verticale où les éléments de nature biologique (spongiaires et encroûtements nuageux) sont diffus au sein d'un matériel sédimentaire nettement plus abondant.

Bien qu'il soit très probable que d'autres facteurs interviennent, il paraît logique de mettre en relation ces deux types de séquence, en premier lieu, avec le taux de sédimentation. Une séquence condensée doit correspondre à un taux de sédimentation faible et une séquence dilatée à un taux de sédimentation plus élevé. Si, conformément à cette hypothèse, l'épaisseur des séquences est fonction directe du taux de sédimentation, l'étude de la répartition verticale de ces deux types de séquences devrait donner des indications précieuses sur le rythme de croissance des biohermes. En fait, cette répartition est moins ordonnée que l'on pourrait l'espérer, répondant sans doute à d'autres paramètres secondaires. Il apparaît cependant, d'une manière assez générale, que les séquences condensées se rencontrent surtout en base et en sommet de biohermes, alors que les séquences dilatées s'observent surtout au coeur des biohermes.

L'ordonnancement horizontal des différents éléments constitutifs de la masse construite est encore moins net. Cela tient essentiellement au fait que chaque séquence élémentaire a une faible extension horizontale et présente des intrications complexes avec ses voisines. La présence des joints stylolitiques complique encore les choses. En fait, aucune microdiscontinuité ne peut se suivre sur toute la largeur de la construction. Il en résulte une structure générale d'une grande complexité évoquant un développement assez anarchique. Cela tient sans doute au fait que les phénomènes d'installation et d'encroûtement des éponges ne sont pas obligatoirement synchrones pour l'ensemble du bioherme. C'est la preuve qu'ils dépendent de conditions locales dont l'équilibre est très subtil et dont les paramètres ne peuvent être que difficilement identifiables.

b. Importance relative des différents termes de la séquence

Compte tenu des diverses observations présentées ci-dessus, il apparaît que seul un grand nombre de mesures faites sur une surface importante peut donner un résultat vraiment significatif. La méthode employée a été celle du comptage de points. Ce comptage se fait par l'intermédiaire d'une grille à maille carrée centimétrique appliquée sur la roche en place. Cela nécessite de nombreux examens de secteurs de sections fraîches où tous les éléments constitutifs se reconnaissent facilement. Outre les trois constituants fondamentaux, ont été pris en considération des éléments accessoires comme les épizoaires fixés sur les faces inférieures d'éponges (qui localement forment une couche non négligeable), les brachiopodes et les autres organismes. Chez les spongiaires, la distinction a été faite entre les hexactinellides et les lithistides. Les résultats les plus intéressants sont présentés dans le tableau de la figure 60.

Ils montrent tout d'abord que l'importance relative des divers constituants peut être assez variable. Ainsi, les biohermes des Calcaires lités de Bouvesse-Quirieu sont deux fois plus riches en sédiment micritique que ceux des Couches de Birmensdorf de Saint-Claude. Cet enrichissement en micrite se fait au détriment des spongiaires comme de leurs encroûtements qui, tout en conservant une extension verticale importante, acquièrent un aspect nuageux. Ces biohermes montrent typiquement une structure faite de séquences élémentaires dilatées. Ils s'opposent assez nettement aux biohermes de Saint-Claude beaucoup plus riches en éléments biologiques et montrant une structure faite de séquences élémentaires condensées.

Gisements	Biohermes du gisement du Pontet à St. Claude (PON)	Biohermes de la carrière Vicat à Bouvesse (VIC)
Formations	Couches de Birmensdorf	Calcaires lités
Surfaces examinées	1,32 m^2	1,48 m^2
MICRITE	17,2 %	34,6 %
ENCROUTEMENTS	58,3 %	45,7 %
HEXACTINELLIDES	20,5 %	15,8 %
LITHISTIDES	2,5 %	1,9 %
EPIZOAIRES	0,7 %	1,1 %
BRACHIOPODES	0,7 %	0,8 %
ORGANISMES DIVERS	0,1 %	0,1 %

Fig. 60 – **Evaluation de l'importance relative des divers constituants de la roche construite.**

En faisant la moyenne générale de toutes les mesures effectuées, les résultats sont les suivants :

matrice = 26 %

encroûtements = 50 %

éponges = 22 %

divers = 2 %

Ceci appelle deux remarques :

- les éponges n'occupent qu'un faible volume dans les biohermes ;
- les encroûtements, déjà reconnus comme seul élément original des biohermes, représentent, de surcroît, la moitié de leur volume. Leur rôle dans la construction du bioherme ne peut être que très important.

2) Le rôle des principaux constituants

a. Le rôle des éponges

- Par leur faible importance volumétrique (22% de la masse construite),
- par leur relatif isolement les unes par rapport aux autres,

les éponges ne constituent pas, à elles seules, une charpente rigide à la manière des polypiers dans un relief corallien. Elles ne peuvent donc, en aucun cas, être considérées comme organismes constructeurs.

Toutefois, le rôle des éponges dans la sédimentation n'est certainement pas négligeable. La colonisation dense de certains secteurs du fond qu'elles réalisent est sans aucun doute un facteur de rétention et de stabilisation du sédiment. Si l'on suit la terminologie proposée par A. F. EMBRY et J. E. KLOVAN (1971) les spongiaires siliceux oxfordiens ne peuvent déterminer, par leur seule action, qu'une texture de type bafflestone.

Le rôle essentiel des spongiaires est d'un autre ordre. Il consiste à assurer le support solide indispensable à de nombreux organismes sessiles. L'extraordinaire densité de la vie sur toute la surface des éponges (détaillée p. 201) prouve bien l'importance de cette notion de support. Certaines manifestations de cette vie, et notamment l'activité algaire, encroûtante, apparaissent comme primordiales pour la construction des biohermes (voir ci-dessous). Le fait que la quasi-totalité des encroûtements algaires se développe sur des spongiaires est la preuve du rôle fondamental de ceux-ci en tant que support.

b. Le rôle des encroûtements stromatolithiques

C'est aux encroûtements supposés d'origine algaire (p. 133) que revient sans aucun doute le rôle principal. N'étant développés que dans les biohermes à spongiaires, ils en représentent, en moyenne, la moitié du volume. Ce sont donc eux les principaux responsables de l'épaississement des bancs calcaires au niveau des lentilles à spongiaires.

Ils s'installent sur les supports représentés par les éponges, mais peuvent, au cours de leur croissance, les déborder largement. Des coalescences s'établissent ainsi entre encroûtements de supports voisins. Ce phénomène est par exemple bien illustré par les fig. 54, 55, 56. Il apparaît ainsi, qu'en assurant la liaison entre les éléments rigides de la construction, les encroûtements permettent à celle-ci d'acquérir une certaine cohésion. C'est certainement ce phénomène qui permet à la construction, ainsi consolidée, de s'élever par rapport aux sédiments environnants et de réaliser une véritable structure biohermale. Pour cette raison essentielle, les encroûtements stromatolithiques doivent être considérés comme les éléments constructeurs actifs des biohermes à spongiaires. En se référant toujours à la terminologie de A. F. EMBRY et J. E. KLOVAN (1971), les encroûtements permettent ici l'acquisition d'une texture de type bindstone.

Il semble également logique d'attribuer au fort développement des encroûtements, l'augmentation sensible de la teneur en $CaCO_3$ au niveau des biohermes. Cette évolution calcimétrique se met facilement en évidence dans la mesure où il est possible de suivre une strate calcaire au sein de la masse construite. Dans l'Ile Crémieu les niveaux 10/12 des Calcaires lités constituent, pour cela, un matériel de choix (fig. 62C). L'augmentation constatée est de l'ordre de 4 %. Cet enrichissement systématique en calcaire s'explique très vraisemblablement par une précipitation due à l'activité ou à la putréfaction des stromatolithes.

Constituants principaux des masses construites et responsables de leur teneur élevée en calcaire, les encroûtements stromatolithiques assurent également leur cohésion et permettent leur croissance verticale. Ils tiennent donc le rôle majeur dans l'édification des biohermes à spongiaires.

c. Le rôle du sédiment micritique

Le sédiment micritique observé au sein des masses construites ne se distingue en rien de celui des bancs calcaires environnants. On conclura donc que son dépôt est la manifestation de la sédimentation ambiante normale.

Bien que discret, son rôle est double. D'une part son dépôt induit très vraisemblablement la croissance en hauteur des encroûtements stromatolithiques. D'autre part, en se déposant préférentiellement dans les zones déprimées, il a tendance à combler les vides laissés par les autres constituants et contribue ainsi à la réalisation du caractère massif du bioherme.

3) La séquence générale

Comme cela vient d'être souligné, les bioconstructions étudiées présentent, dans l'essentiel de leur masse, une structure homogène. Elles montrent toutefois une légère différenciation dans leurs parties tout à fait basales et sommitales, ce qui matérialise une séquence à trois termes d'importance inégale que nous qualifierons de séquence générale. On distingue ainsi :

- une zone sommitale ;
- une masse principale ;
- une zone basale.

Les caractéristiques de la masse principale étant connues, il importe de voir ce qui permet l'individualisation de la base et du sommet des bioconstructions à spongiaires.

a. Différenciation de la zone basale

La base des biohermes correspond très souvent à un enrichissement progressif et plus ou moins rapide en spongiaires. Il s'agit essentiellement d'éponges en forme d'assiettes couvertes d'un encroûtement très peu épais et de type massif. La plupart des biohermes semble donc s'installer progressivement sur une semelle d'éponges plates. Le rôle de ces dernières consiste très vraisemblablement à réaliser un substrat suffisamment ferme pour supporter les générations suivantes d'organismes constructeurs. C'est là un phénomène biologique classique. A titre comparatif on citera l'exemple du biostrome à polypiers lamellaires qui précède l'installation du récif corallien oxfordien de l'Yonne (MENOT et RAT, 1967 ; C. MEGNIEN, F. MEGNIEN et M. TURLAND, 1970).

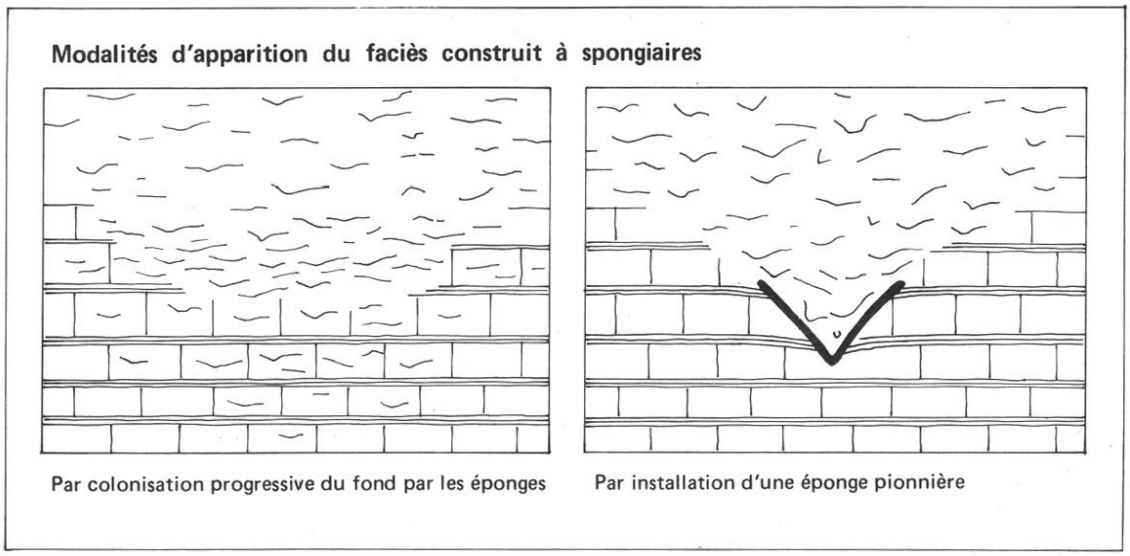


Fig. 61 – **Modalités d'apparition du faciès construit à spongiaires.**

A ce mode d'apparition progressif du faciès construit, s'oppose un système beaucoup plus brutal (fig. 61), mais aussi moins fréquent. Dans ce cas, la base de la construction correspond exactement à une éponge de grande taille. Ces éponges basales ont une forme de coupe moyennement évasée et atteignent facilement une trentaine de centimètres en hauteur. Fichées dans la boue calcaire, elles déterminent une frontière très nette entre le faciès inférieur, de type mudstone et le faciès supérieur de type construit à spongiaires et stromatolithes (pl. 6, fig. 7). On qualifiera ces éponges d'éponges pionnières. Ce mode d'apparition se rencontre surtout chez les petits biohermes annexes (pl. 6, fig. 1) mais l'association de plusieurs grandes éponges pionnières peut être à l'origine de constructions assez importantes (pl. 6, fig. 2). Il faut enfin signaler que les éponges pionnières semblent jouer un rôle important dans le développement latéral des biohermes. De grandes éponges qui vivaient à la périphérie des bioconstructions ont ainsi souvent été à l'origine de leur élargissement. Cet élargissement se réalise par simple accolement progressif, puis incorporation de la petite masse construite s'érigeant à partir de l'éponge pionnière.

b. Différenciation de la zone sommitale

Le sommet des constructions à spongiaires peut se marquer par plusieurs caractères :

- le développement important, non pas en hauteur, mais sur toute la surface du bioherme, d'encroûtements stromatolithiques. Ceux-ci sont du type massif ;
- le développement des traces fossiles quasi inexistantes auparavant. Ce sont des terriers d'organismes fouisseurs relayés par des perforations d'organismes lithophages ;
- le développement d'organismes nécessitant un substrat dur et notamment des ostréidés.

Les perforations de lithophages et les valves adhérentes d'ostréidés apportent la preuve de l'existence de véritables surfaces durcies (pl. 4, fig. 3, 4). La correspondance du sommet des biohermes avec une surface durcie a été soit observée soit soupçonnée dans presque tous les cas. Elle a été systématiquement observée au toit du premier niveau à biohermes des Calcaires lités où des surfaces bien dégagées et très caractéristiques ont pu y être examinées en détail. Ceci apporte un argument supplémentaire pour conclure à une liaison importante entre la vie du bioherme et la sédimentation générale. La mort du bioherme semble bien résulter d'une crise de cette dernière.

c. Conclusion

On remarquera que cette séquence générale constitue, en quelque sorte, un rappel de la séquence élémentaire support-encroûtement précédemment décrite. En effet, les quelques différenciations mises en évidence au sein des biohermes à spongiaires illustrent une évolution marquée :

- à la base, par une certaine exagération du rôle de support tenu par les spongiaires (assemblage d'éponges plates ou grosses éponges pionnières) ;
- au sommet par une certaine exagération des phénomènes d'encroûtement aboutissant à une véritable lithification précoce de l'ensemble de la surface de la construction ;
- entre les deux, la croissance du bioherme semble résulter d'une situation d'équilibre d'une communauté complexe d'organismes sous la dépendance d'une certaine ambiance sédimentaire.

Une étude plus fine du cadre sédimentaire des niveaux à spongiaires devrait permettre de définir cette "ambiance sédimentaire".

B – LES BIOHERMES DANS LEUR CADRE SÉDIMENTAIRE

I - L'ENVIRONNEMENT IMMEDIAT DES BIOHERMES

1) Le passage latéral aux formations stratifiées

Il se manifeste par une évolution de l'épaisseur, de la teneur en $CaCO_3$ et du faciès de chaque banc participant à la construction. Dans tous les cas, il s'agit d'une évolution progressive.

a. Variations d'épaisseur

C'est le caractère le plus directement visible sur le terrain. Comme cela a été démontré dans l'analyse morphologique (p.115) un bioherme correspond à l'épaississement de un, deux (= biohermes élémentaires) ou de multiples bancs calcaires (= biohermes complexes) de la série normale. Cet épaississement est progressif mais se fait relativement rapidement et peut être important. Il est de l'ordre du simple au triple. Il est dû à l'apparition d'éléments rares ou absents dans le faciès stratifié : les éponges et les encroûtements stromatolithiques. Quand on sait l'importance de ceux-ci au sein de la construction (p. 137) on ne s'étonnera pas de telles augmentations d'épaisseur. Dans les biohermes complexes, celles-ci sont souvent réduites postérieurement par des phénomènes de dissolution par pression (p. 122).

Corrélativement, les interbancs marneux s'amincissent à l'approche de la masse construite. Dans la plupart des cas ils disparaissent complètement au centre des constructions. Ils coïncident souvent avec des joints stylolithiques. Seuls les interbancs importants laissent leur trace et permettent de saisir la stratigraphie des biohermes.

b. Variations calcimétriques

Chaque banc, dès qu'il pénètre dans une masse construite, voit sa teneur en $CaCO_3$ augmenter sensiblement. Cette augmentation systématique est, en moyenne, de l'ordre de 4 %. Elle se vérifie d'une manière particulièrement démonstrative avec les petits biohermes élémentaires "en chapelets" du niveau inférieur des Calcaires lités (fig. 62). La plus grande richesse en calcaire des masses construites est sans doute à mettre sur le compte de l'activité stromatolithique et des phénomènes diagénétiques.

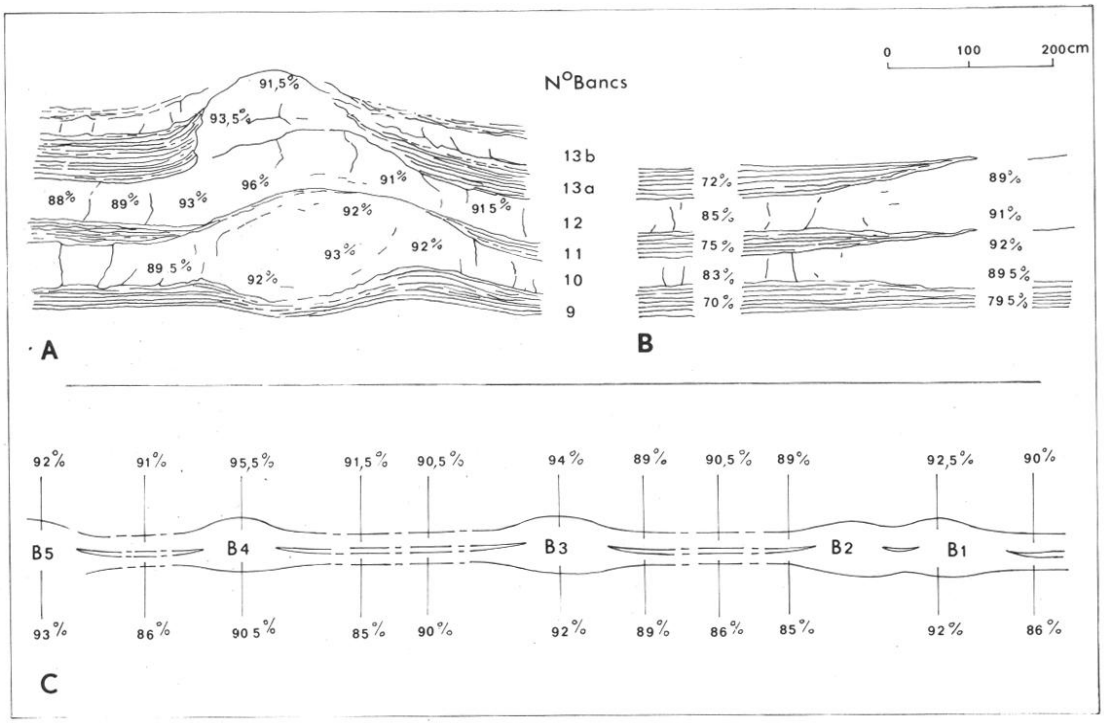


Fig. 62 – **Etude calcimétrique de quelques biohermes élémentaires et de leurs abords.**
A - bioherme B1 - Calcaires lités, Trept, carrière de Montbron - TRE.
B - bioherme B9 - Calcaires lités, Bouvesse-Quirieu, carrière Vicat - VIC.
C - le niveau de la "grigne" entre les biohermes B1 et B5. Calcaires lités, Bouvesse-Quirieu, carrière Vicat - VIC (l'échelle n'est pas respectée pour les distances entre les biohermes).

c. Variations de faciès

La variation la plus évidente consiste bien sûr dans l'apparition des organismes constructeurs. L'apparition des éponges est plus progressive que celle des algues encroûtantes. Elles peuvent en effet exister à l'état dispersé dans les bancs, assez loin des biohermes. La disparition des fonds bioturbés est également un phénomène qui se produit assez fréquemment à l'approche des biohermes. L'étude détaillée de l'environnement immédiat du bioherme élémentaire-type résume bien ces diverses tendances (fig. 63).

En laissant de côté le faciès stratifié banal de type mudstone, deux faciès particuliers caractérisent vraiment la proximité des biohermes. Ce sont le faciès grumeleux à spongiaires et le faciès tubéroïdique.

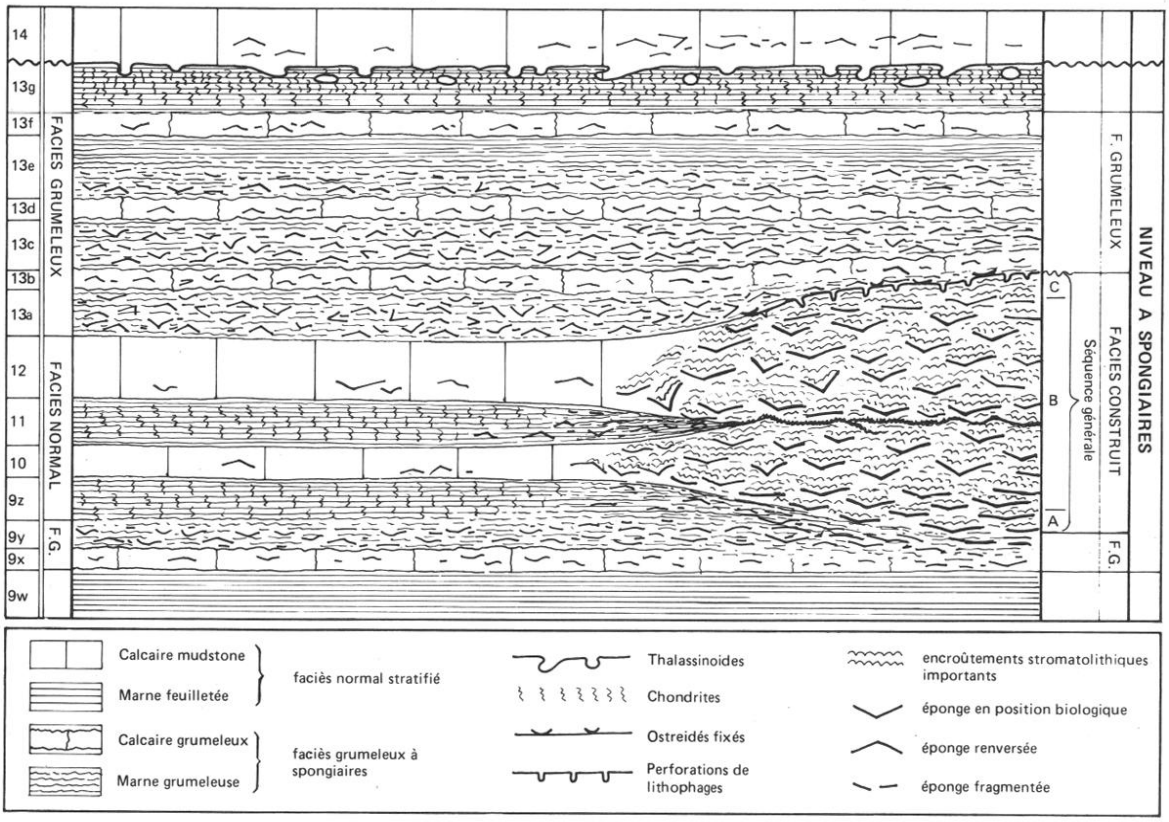


Fig. 63 – **Variations de faciès dans l'environnement immédiat d'un bioherme à spongiaires (cas du bioherme élémentaire type - Calcaires lités).**

2) Le faciès grumeleux à spongiaires

a. Définition d'un niveau-type

On choisira, comme niveau-type, le sommet du premier épisode à spongiaires des Calcaires lités. Il n'est bien individualisé que dans la partie méridionale de la région étudiée (Ile Crémieu, Massif de Portes - Molard Dedon) où il correspond à la "Couche à hexactinellides" (terme proposé par P. CHOFFAT et utilisé par R. ENAY). Il porte le numéro 13 dans la coupe de référence (fig. 116).

Il s'observe dans de bonnes conditions à Trept, dans la carrière de Montbron (TRE) et à Bouvesse-Quirieu dans la carrière Vicat (VIC). D'une épaisseur d'environ 1,20 m, il est constitué d'un ensemble de 4 interbancs et de 3 bancs notés de a à g. Le faciès grumeleux est franc dans les interbancs 13 a et 13 c et dans les bancs 13 b et 13 d. Il a tendance, suivant les lieux, à s'estomper au sommet de l'interbanc 13 e et dans le banc 13 f. Il disparaît totalement dans l'interbanc sommital 13 g. Ces caractères sont représentés dans la figure 63.

b. Description du faciès

Comme le montre la stratigraphie du niveau-type, ce faciès se développe indifféremment dans les marnes et dans les calcaires. C'est cependant en milieu marneux qu'il est le plus fréquent et qu'il s'exprime de la manière la plus nette (pl. 5, fig. 2, 4, 5, 6).

Comme son nom l'indique, il est caractérisé par la présence de nombreux grumeaux. Les lavages effectués dans les niveaux marneux présentant ce faciès ont montré qu'ils représentent en moyenne près de 50 % du poids du sédiment traité. Ils peuvent être localement beaucoup plus abondants que la matrice. Ce sont des corps calcaires de formes très variées, de tailles extrêmement diverses (de quelques millimètres à plus de 1 décimètre), de teinte semblable à celle de leur matrice, ou légèrement plus foncée, et à l'aspect granuleux.

La simple étude morphologique des plus grands d'entre eux montre qu'il s'agit essentiellement d'éponges (siliceuses). L'examen de la structure de la plupart des grumeaux de forme indéfinie ou de petite taille aboutit à la même conclusion. Il apparaît ainsi qu'environ 90 % des grumeaux correspondent à des éponges siliceuses entières ou plus ou moins fragmentées (hexactinellides et lithistides). Ces spongiaires constituent une faune extrêmement diversifiée (voir p. 179). Le reste est représenté par une faune également très riche d'organismes benthiques (brachiopodes, bryozoaires, bivalves, annélides, crinoïdes, etc...) ou nectoniques (ammonites, bélemnites, etc ...) dont l'étude détaillée est proposée p. 220.

L'aspect granuleux des éponges et de tous les autres organismes est dû à des encroûtements biologiques. Ceux-ci sont de même nature et suivent les mêmes lois que dans les biohermes. Ils présentent le même phénomène de polarité. La partie des grumeaux tournée vers le haut est recouverte d'un encroûtement stromatolithique peu développé en hauteur et généralement très riche en nubéculinelles. Leur partie tournée vers le bas est en revanche colonisée par une faunule sessile très dense (serpules, bryozoaires, thécidées, etc ...). Celle-ci sera décrite en détail p. 202. On notera que tous les organismes de ce faciès sont caractéristiques de la biocoenose à spongiaires étudiée ci-après. On notera enfin la relative richesse en glauconie de ce faciès.

c. Interprétation du faciès

Le fait que non seulement les éponges, mais aussi tous les autres organismes soient plus ou moins encroûtés prouve que les encroûtements stromatolithiques nécessitent un substrat solide mais que la nature de ce dernier importe peu.

En ce qui concerne les éponges reconnaissables, il apparaît que la plupart d'entre elles ne sont pas en position de vie mais souvent complètement retournées. Ceci démontre d'abord que l'encroûtement de ces éponges, toujours polarisé, s'est produit après leur retournement, donc post-mortem. L'encroûtement de moulages internes d'ammonites (pl. 11, fig. 8) prouverait même qu'il a pu intervenir encore plus tardivement après fossilisation, exhumation et remaniement. La bonne conservation de ces fossiles d'ammonites montre toutefois que le remaniement n'a jamais été important.

La présence en grand nombre de restes d'organismes renversés, incomplets ou remaniés et la relative abondance de glauconie sont le signe d'une sédimentation ralentie et peut-être d'un hydrodynamisme anormalement élevé même s'il reste faible en valeur absolue. Il est également possible que les remaniements observés résultent de phénomènes de bioturbation même si le sédiment n'en montre pas de traces évidentes.

L'assez grande extension horizontale du faciès grumeleux prouve que ces conditions régnaient sur un large domaine.

Les niveaux grumeleux à spongiaires résultent donc probablement de vastes prairies d'éponges siliceuses assez bien protégées de l'envasement et peut-être balayées périodiquement par des courants de puissance très modérée. Leur action éventuelle alliée à celle de la bioturbation devait être suffisante pour renverser les éponges les moins solidement fixées ou moribondes, désagréger celles qui étaient en voie de décomposition et même exhumer quelques individus déjà fossilisés. Le faible taux de sédimentation est évidemment favorable aux éponges qui colonisent la totalité du fond marin. Comme le milieu semble en revanche défavorable au développement vertical des encroûtements stromatolithiques, l'édification des biohermes qui apparaît comme biologiquement et sédimentologiquement inadaptée, n'a pas lieu.

d. Rapports avec le faciès construit à spongiaires

Les principaux caractères de distinction du faciès grumeleux et du faciès construit à spongiaires sont résumés dans la fig. 64.

FACIES GRUMELEUX	FACIES CONSTRUIT
Sédimentation indifféremment calcaire ou argileuse	Sédimentation essentiellement calcaire
Eponges souvent incomplétement conservées	Eponges généralement bien conservées
Eponges souvent renversées	Eponges généralement en position biologiques
Encroûtements stromatolithiques peu développés	Encroûtements stromatolithiques bien développés
Grande extension horizontale possible	Extension horizontale toujours limitée
Extension verticale limitée	Extension verticale parfois assez importante

Fig. 64 – **Comparaison entre le faciès grumeleux et le faciès construit à spongiaires.**

Le faciès grumeleux à spongiaires possède en fait deux types de gisement principaux. Il se développe :

- soit sur une aire très étendue et sur une épaisseur notable, comme c'est le cas pour le niveau-type. Dans ces conditions, il est parfaitement caractéristique (fig. 63 niveaux 13 a-f) ;

- soit dans une zone très limitée, à proximité immédiate des masses construites. Ses caractères sont alors moins tranchés (fig. 63 niveaux 9 z et 11).

Ce deuxième cas montre qu'il existe en fait, autour des biohermes, tous les stades de transition possibles entre le faciès grumeleux et le faciès construit. En particulier, le terme inférieur de la séquence générale des bioconstructions à spongiaires (p. 139) correspond souvent à une évolution du faciès grumeleux vers le faciès construit (réalisation progressive d'une semelle stable d'éponges plates avant l'installation du bioherme proprement dit).

Le faciès grumeleux ne connaît toutefois un développement important que lorsque le faciès construit régresse ou disparaît. Il y a donc opposition de ces deux faciès voisins. Ceci constitue un argument supplémentaire qui confirme le rôle non déterminant des spongiaires dans la genèse du faciès construit. Il y a en revanche une correspondance remarquable entre le développement du faciès construit et celui des encroûtements stromatolithiques (fig. 65).

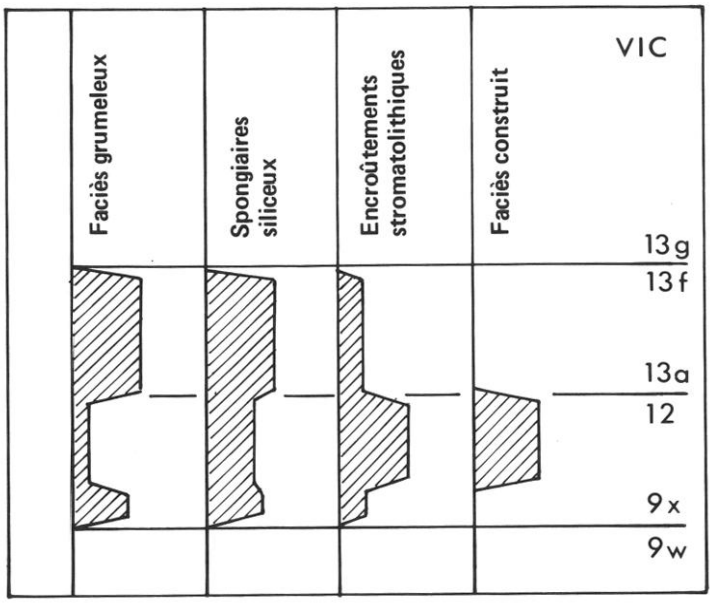


Fig. 65 – **Importance relative des spongiaires et des encroûtements stromatolithiques dans le faciès grumeleux et dans le faciès construit (exemple du niveau inférieur à spongiaires des Calcaires lités).**

Le faciès grumeleux représentant un étalement des organismes benthiques sur une vaste surface, et le faciès construit représentant un empilement vertical de ces mêmes organismes, il est logique de conclure que le premier traduit un taux de sédimentation légèrement plus faible que le second. La succession dans le temps de leurs périodes d'apogée respectives est en accord avec cette manière de voir.

3) Le faciès tubéroïdique

a. Définition du terme de tubéroïde

Seront qualifiés de tubéroïdes les petits corps calcaires de forme quelconque et de teinte plus foncée que leur matrice qui caractérisent l'environnement des bioconstructions à spongiaires (pl. 16, fig. 1-8). Ce terme a été créé par G. K. FRITZ (1958, p. 75) dans le cadre d'une étude des faciès à spongiaires du Jura blanc de Souabe. Il proposa ce terme pour éviter celui de pseudoolïde employé précédemment par les géologues allemands mais de signification trop ambiguë (pour G. K. FRITZ, le terme de tubérolithe désigne la roche correspondante).

b. Description des tubéroïdes

Les tubéroïdes sont caractérisés avant tout par leur faible taille. Celle-ci est néanmoins assez variable. Elle se situe généralement entre 0,5 et 5 mm mais peut dépasser 1 cm.

Leur forme est tout à fait quelconque, tubéreuse (d'où l'éthymologie) mais jamais anguleuse. En règle générale, plus leur taille est petite, plus leur forme est arrondie.

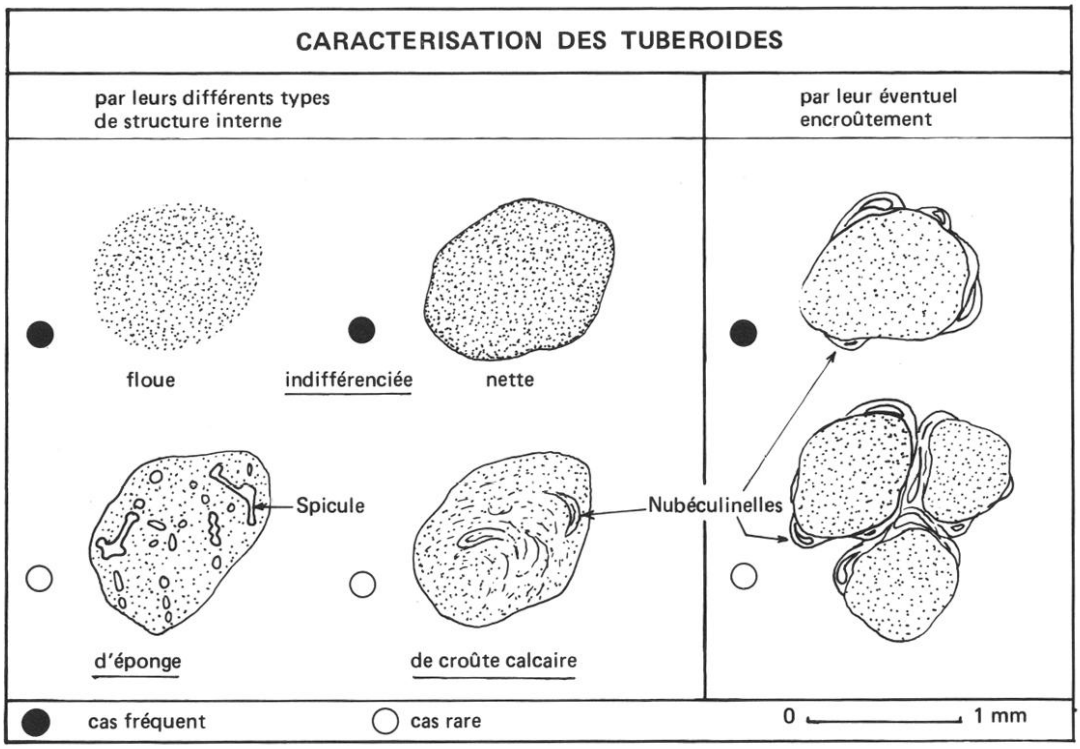


Fig. 66 – **Différents types de tubéroïdes (dessins semi-schématiques).**

Leur coloration est d'intensité variable mais toujours plus forte que celle de la matrice. Ils sont gris bleu dans la roche saine et jaune rouille dans la roche altérée. C'est souvent leur coloration plus intense que celle de l'encaissant qui permet leur individualisation. Leur contour est assez souvent souligné par un liseré légèrement plus foncé. En son absence il est flou (pl. 16, fig. 2, 3).

Leur nature paraît à peu près identique à celle de la matrice micritique. Dans de très rares cas seulement, les tubéroïdes présentent une structure interne. Il a été possible d'y reconnaître des vestiges soit de réseau spiculaire d'éponge, soit d'encroûtement à nubéculinelles (fig. 66, pl. 16, fig. 7).

Les tubéroïdes présentent parfois eux-mêmes, un début d'encroûtement. Il ne s'agit que d'un encroûtement limité assuré par des nubéculinelles. Plusieurs tubéroïdes peuvent être réunis en agrégats par ce type d'encroûtement (fig. 66, pl. 16, fig. 5, 6,8).

Les tubéroïdes ne se rencontrent que dans les formations à spongiaires. Ils abondent souvent dans les niveaux stratifiés latéraux aux biohermes où ils envahissent indifféremment les marnes et les calcaires. Leur répartition dans les bancs est quelconque. Aucun indice de granoclassement n'a pu être mis en évidence. Il est courant de voir, côte à côte, des individus de tailles très différentes. Toujours situés dans une matrice micritique, les tubéroïdes réalisent des textures de type mudstone à wackestone.

c. Interprétation du faciès

La liaison spatiale évidente entre le faciès tubéroïdique et le faciès construit à spongiaires est très vraisemblablement d'origine génétique. Quelques indices tels que la présence de structures d'éponge (= réseau spiculaire) ou de structures d'encroûtement (nubéculinelles) au sein des tubéroïdes conduit à admettre que ceux-ci résultent d'une destruction partielle des composants organiques des bioconstructions à spongiaires. L'examen microscopique du faciès construit confirme cette hypothèse en montrant des tubéroïdes à proximité d'éponges ou d'encroûtements stromatolithiques légèrement désagrégés (pl. 14, fig. 3, pl. 15, fig. 5). Leurs structures apparaissent tout-à-fait semblables.

Les tubéroïdes sont donc des petits fragments soit d'éponges, soit d'encroûtements, soit mixtes, provenant des bioconstructions. Le fait qu'ils puissent être colonisés par des foraminifères sessiles prouve qu'ils avaient une consistance assez ferme, donc qu'ils étaient peut-être déjà partiellement lithifiés. Ceci montre également qu'ils pouvaient subsister relativement longtemps à l'état libre sur le fond avant d'être envasés. Un transport relativement long est possible, mais nullement nécessaire. En cas de transport, celui-ci ne pouvait qu'être lent car il est difficile d'imaginer, dans un tel milieu, des courants violents. En effet ceux-ci provoqueraient logiquement :

- la production de particules plus grosses ;
- leur usure et leur façonnement aboutissant à des formes plus régulièrement arrondies ;
- leur calibrage et leur granoclassement ;
- leur concentration dans les niveaux à texture packstone voire grainstone.

Comme pour le faciès grumeleux, il semble donc raisonnable de concevoir un hydrodynamisme très modéré tout juste capable d'arracher aux bioconstructions quelques éléments de petite taille et de les faire dériver lentement en direction des boues environnantes. Les tubéroïdes représentent donc un type particulier d'intraclaste.

Les bancs tubéroïdiques renferment parfois des éponges entières ou faiblement désagrégées. Il est donc probable que la désagrégation d'éponges isolées, situées hors des biohermes, produisaient aussi des tubéroïdes. Celles-ci étant toujours rares, cette origine purement autochtone reste sans doute assez exceptionnelle. L'hypothèse génétique adoptée ici se situe donc à mi-chemin entre les deux conceptions extrêmes de A. ROLL (1934) et de G. K. FRITZ (1958) exprimées à propos de faciès équivalents d'Allemagne. A. ROLL donne au faciès tubéroïdique la signification d'une formation d'éboulis issue de récifs à spongiaires. G. K. FRITZ, au contraire, pense que les tubéroïdes ont une origine essentiellement autochtone et résultent de la calcification incomplète de spongiaires vivant hors des zones construites.

d. Rapports avec le faciès grumeleux à spongiaires

Par leur nature, les grumeaux et les tubéroïdes ont évidemment des points communs. Ce sont des particules plus ou moins fragmentaires du complexe éponge/encroûtement. Les grumeaux se distinguent, d'une manière générale, par leur taille très variable mais souvent élevée et par le fait qu'ils sont souvent représentés par des éponges non ou peu désagrégées. Les tubéroïdes, beaucoup mieux calibrés sont de petite taille et de structure floue. Mais il n'y a aucune différence fondamentale entre des grumeaux de très petite taille et des tubéroïdes pris isolément. Ceci démontre, encore une fois, le caractère toujours artificiel des barrières que l'on place entre les divers faciès. La différence se situe en fait essentiellement au niveau du contexte (fig. 67) :

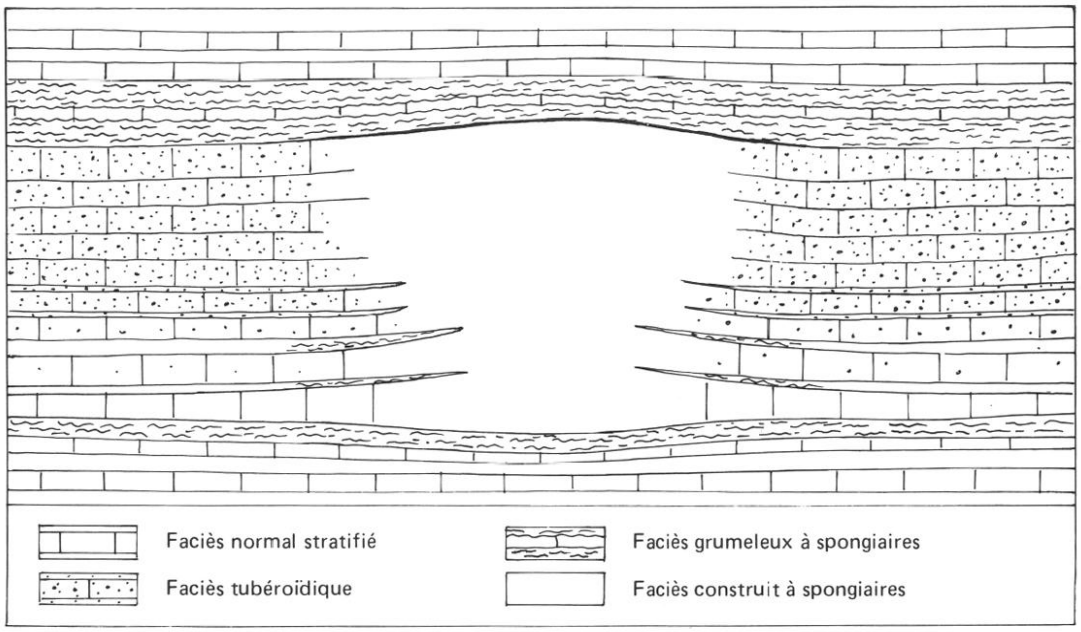


Fig. 67 – **Schéma synthétique montrant les relations entre les faciès tubéroïdique, construit et grumeleux à spongiaires.**

- le faciès tubéroïdique est essentiellement un faciès latéral aux bioconstructions à spongiaires, donc synchrone. Provenant de la désagrégation partielle de ces dernières, les tubéroïdes sont dispersés dans le milieu et se répartissent dans les vasières latérales. Le faciès tubéroïdique implique donc fondamentalement un certain transport ;

- le faciès grumeleux ne s'exprime jamais d'une manière très caractéristique lors des périodes d'apogée des bioconstructions. Il les précède ou les suit, illustrant ainsi une certaine dualité avec le faciès construit à spongiaires. D'autre part, dans la mesure où les remaniements affectant les niveaux grumeleux ne s'accompagnent pas d'un transport séparant les particules des corps dont elles sont issues, ce faciès présente un caractère plus autochtone *.

II - LA PLACE DES BIOHERMES DANS LA SEQUENCE SEDIMENTAIRE

Le but de ce paragraphe est de montrer comment se situent les bioconstructions à spongiaires par rapport à l'évolution verticale de la sédimentation. On considérera séparément les deux grandes séquences oxfordiennes.

* Cette parenté entre les deux faciès avait précédemment conduit à donner un sens trop large au qualificatif de tubérolithique (= tubéroïdique) (GAILLARD, 1971) : le faciès tubérolithique grumeleux désignant le faciès grumeleux en milieu marneux et le faciès tubérolithique tacheté désignant le faciès tubéroïdique s.s. en milieu calcaire. L'attribution du premier aux niveaux marneux et du second aux niveaux calcaires apparaît également comme une schématisation excessive. La différence tient à l'élément, nullement à la matrice.

1) Les biohermes dans la séquence inférieure

Ils sont tous concentrés au sommet de cette séquence, dans la formation des Couches de Birmensdorf. Leur étude ne peut s'envisager sans connaître la stratigraphie détaillée de cette formation.

a. Stratigraphie des Couches de Birmensdorf

Le dérangement fréquent de la stratification par les biohermes (variations d'épaisseurs, changements brutaux de faciès, etc ...) et la mauvaise qualité de la plupart des affleurements rend l'analyse stratigraphique détaillée délicate (voir exemple dans la fig. 68). Une coupe-type a été choisie au lieu-dit "Le Pontet" (PON) près de Saint-Claude où les affleurements discontinus mais nombreux permettent une étude banc par banc. Cette coupe-type est présentée dans la fig. 69. Il s'agit d'une coupe synthétique réalisée à partir de douze petites coupes partielles situées dans les zones stratifiées, entre les masses construites.

De nombreuses petites variations apparaissent entre ces coupes partielles. Elles concernent l'épaisseur et même le nombre des bancs. Ces différences ne sont vraisemblablement souvent qu'apparentes et dues à des phénomènes d'érosion différentielle. Celles qui sont originelles sont probablement, pour la plupart, dues à la proximité perturbatrice des bioconstructions.

Cette série a été retrouvée, dans ses grandes lignes, dans toute la zone où les Couches de Birmensdorf sont bien développées. La figure 70 représente une sélection, dans cette zone, des meilleures coupes, compte tenu de l'état actuel des affleurements. Elle propose aussi leur corrélation. Pratiquement, pour le travail de terrain, les éléments les plus marquants de la stratification des Couches de Birmensdorf sont les suivants, de bas en haut :

- 3 bancs d'égale importance et assez nets bien que parfois subdivisés par des joints. Ils sont souvent les premiers à apparaître en base d'affleurement (= triplet de base) ;
- une zone alternante en léger retrait (= alternance inférieure) ;
- un banc repère, remarquable par sa grande épaisseur atteignant généralement 50 cm (= banc 50 inf.) ;
- une zone alternante (= alternance moyenne) terminée par une zone marneuse plus importante déterminant un retrait assez prononcé ;
- un deuxième banc repère semblable au premier (= banc 50 sup.) ;
- une alternance de bancs et d'interbancs généralement plus épais que ceux des alternances sous-jacentes (= alternance supérieure).

Le sommet de la série ne peut pas être caractérisé de la même façon vu le nombre malheureusement trop restreint de bons affleurements. Cela tient au fait que, les interbancs marneux étant nettement plus développés, la série offre une moindre résistance à l'érosion et se trouve souvent masquée par la végétation.

Il apparaît cependant d'une manière quasi générale, c'est-à-dire partout où elles sont bien développées, que les Couches de Birmensdorf peuvent être assez facilement subdivisées en deux ensembles bien distincts :

- un ensemble inférieur caractérisé par une alternance à bancs calcaires assez resserrés. Il constitue la partie la plus résistante et affleurant le mieux de la barre des Couches de Birmensdorf ;

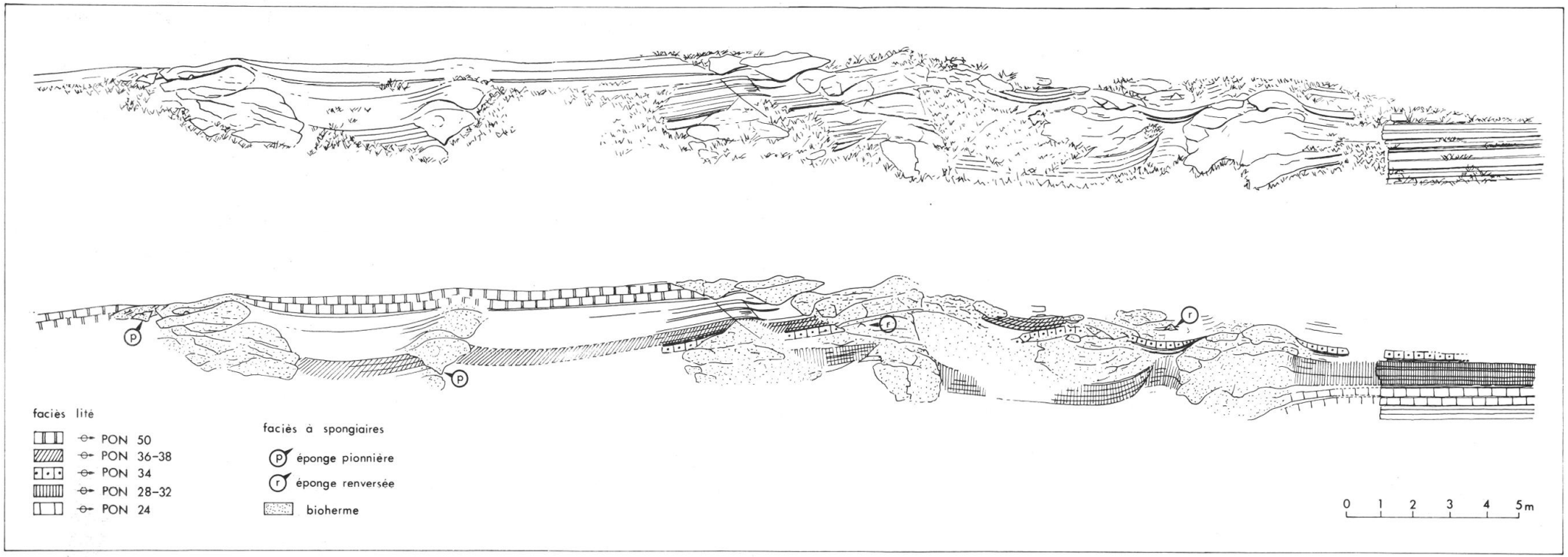


Fig. 68 – **Exemple d'analyse stratigraphique détaillée d'un affleurement des Couches de Birmensdorf (Saint-Claude, La Main Morte - PON).**

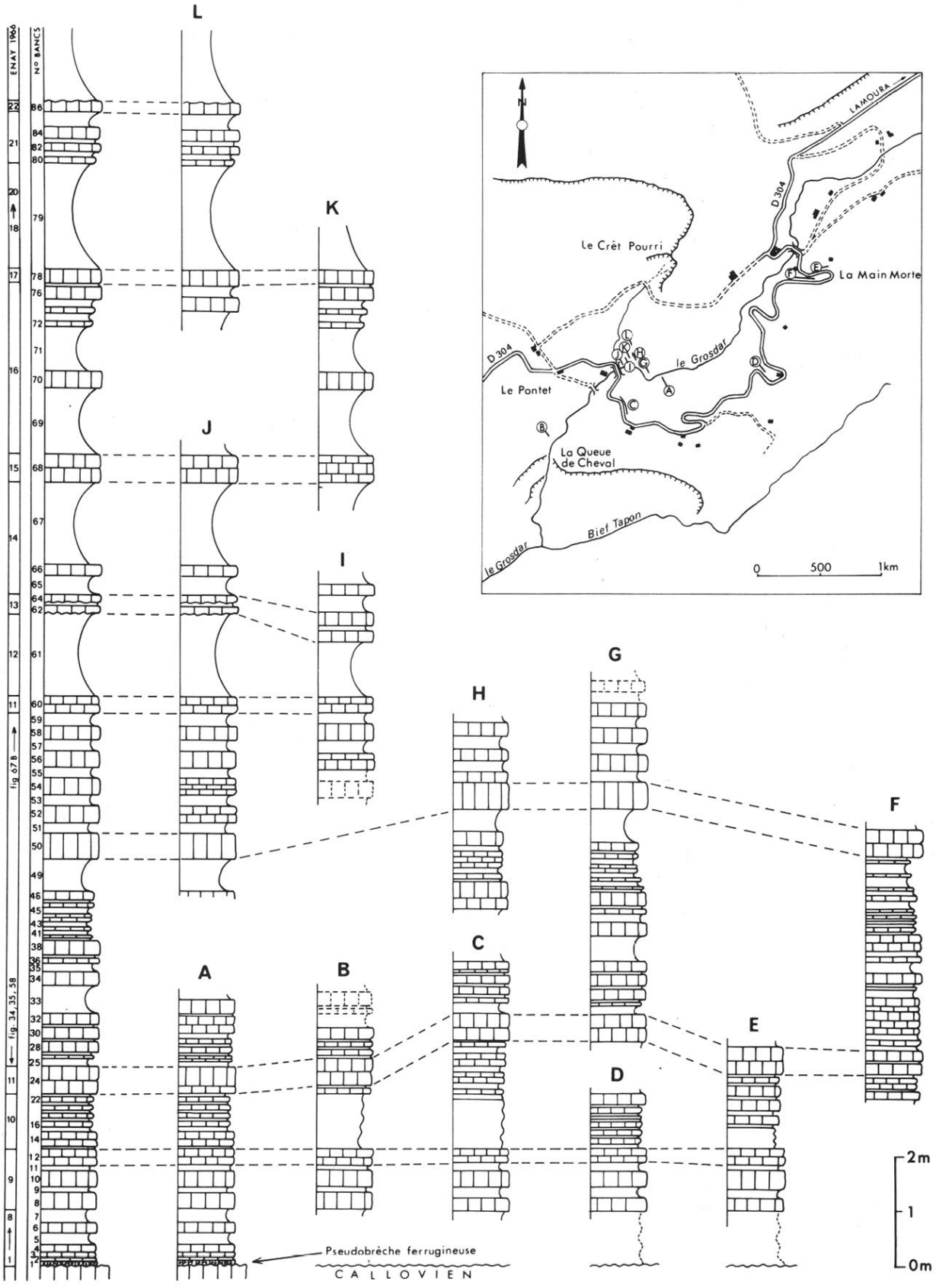


Fig. 69 – **La coupe-type des Couches de Birmensdorf (Saint-Claude, secteur Le Pontet - La Main Morte - PON).** D'après R. Enay, le vide apparaissant dans sa numérotation résulterait d'une erreur faite dans l'interprétation de la base de la série dans l'affleurement présenté dans sa figure 67 A (1966, p. 254).

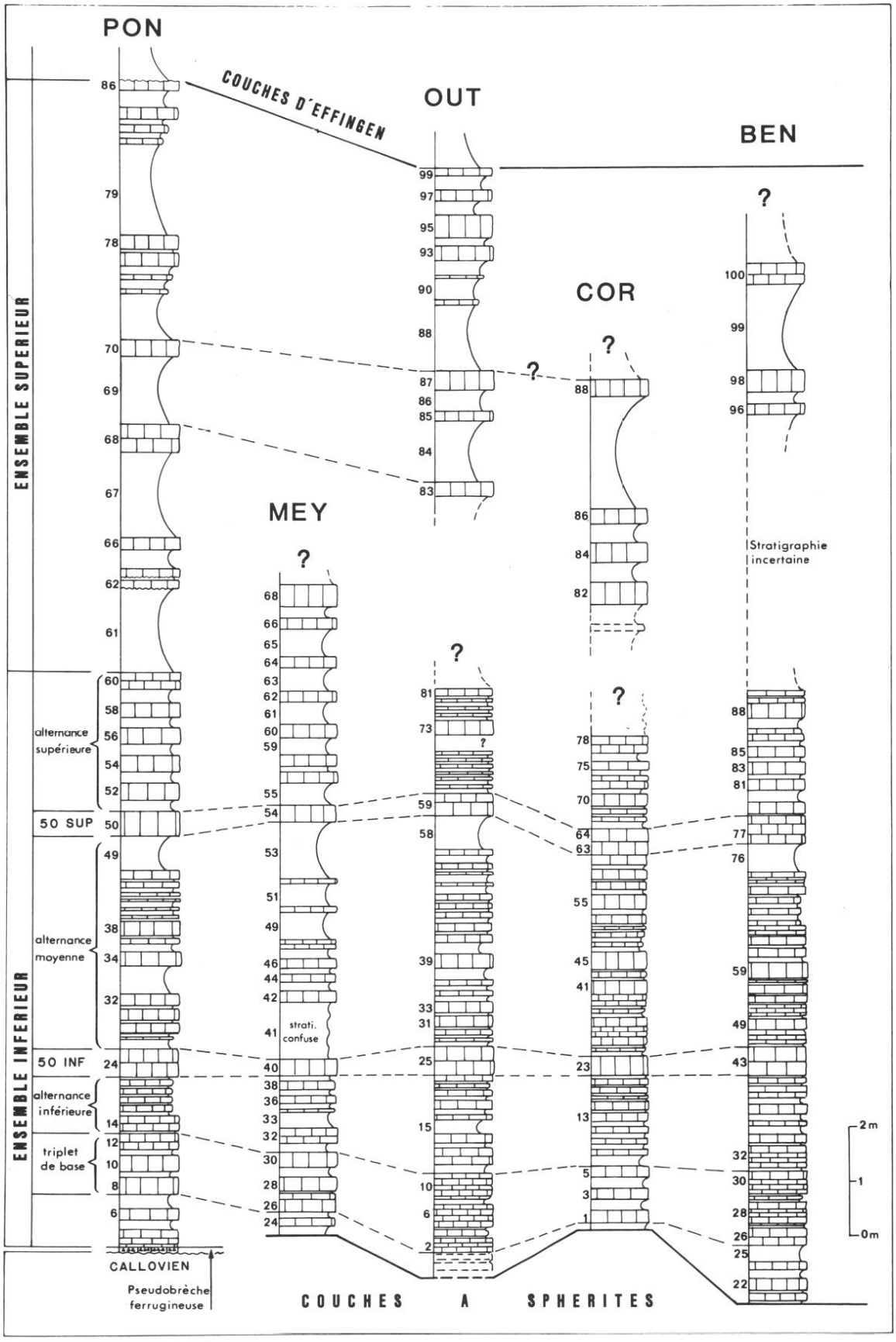


Fig. 70 – **Essai de corrélations dans les Couches de Birmensdorf.**

- un ensemble supérieur caractérisé par une alternance où les épisodes marneux présentent un développement beaucoup plus important. Plus discret à l'affleurement, il présente, au moins dans le secteur de la coupe-type, une épaisseur à peu près égale à celle de l'ensemble inférieur.

Cette subdivision de la formation des Couches de Birmensdorf en deux ensembles majeurs et d'importance à peu près équivalente semble la plus justifiée. Certes, d'autres subdivisions peuvent être proposées, mais paraissent déjà plus subtiles et ne peuvent guère être établies que dans l'ensemble inférieur dont les affleurements, plus nombreux, et la stratification, mieux réglée, se prêtent mieux à la reconnaissance de corrélations fines. L'individualisation, à la base de l'ensemble inférieur, des "marno-calcaires grumeleux inférieurs" par R. ENAY (1966) en est un exemple.

On verra par la suite (p. 166) que, hors de leur domaine de développement maximal seul considéré ici, les Couches de Birmensdorf s'amincissent en direction externe comme en direction interne et présentent une stratigraphie bien différente.

b. Les bioconstructions dans les Couches de Birmensdorf

La presque totalité de la formation peut être envahie par les bioconstructions à spongiaires. L'abondance et l'importance de celles-ci varient cependant avec les niveaux. La figure 71 est un schéma synthétique représentant la répartition des biohermes dans la coupe-type. La plupart des biohermes dessinés ont été réellement observés soit au Pontet, soit en d'autres localités et situés à leur place exacte dans la série. Certains font également l'objet d'autres figurations ;ils sont indiqués dans le schéma par des lettres majuscules (A = fig. 45A, pl. 2, fig. 6 - B = fig. 47C, pl. 3, fig. 5 - C = fig. 47B, pl. 2, fig. 4 - D = fig. 48 A, pl. 2, fig. 2 - E = pl. 4, fig. 2).

R. ENAY (1966) avait proposé d'individualiser une zone inférieure, épaisse d'un à deux mètres, qu'il dénomme "marno-calcaires grumeleux inférieurs". Il l'oppose au reste de la série qualifié de "niveau à biohermes". Il s'agit d'une zone de transition où le faciès grumeleux a tendance à s'estomper vers le haut et où apparaissent progressivement les constructions à spongiaires. Pour R. ENAY (1966, p. 253), la limite entre ces deux zones se situe entre ses niveaux 9 et 10, c'est-à-dire entre les niveaux 12 et 13 de la coupe de référence proposée au Pontet (= toit du triplet de base). Biostratigraphiquement cette limite est intéressante puisqu'elle sépare deux faunes d'ammonites assez différentes. La faune des "marno-calcaires grumeleux inférieurs", reconnue par cet auteur dans tout le domaine d'extension des Couches de Birmensdorf lui a permis de montrer que la limite inférieure de cette formation est isochrone.

Reposant directement sur le niveau condensé et remanié de la pseudo-brèche ferrugineuse (pour ce qui concerne le secteur de la coupe-type), les premiers bancs de la série (2 à 7)sont ceux qui présentent le faciès grumeleux à spongiaires le plus marqué. Les biohermes apparaissent très tôt. Ce sont d'abord des biohermes élémentaires de taille réduite correspondant à de simples épaississements locaux du banc 6 (fig. 71 A). Ils sont situés seulement à 50 cm de la base de la coupe. Ce sont ensuite de petits biohermes complexes moulés indifféremment sur les bancs 8 à 12 (fig. 71 B, C). Quelques gros biohermes complexes en champignon s'enracinent également dans ces bancs (fig. 71 D).

En ce qui concerne l'évolution des biohermes, on constate donc que ceux-ci apparaissent très tôt dans les "marno-calcaires grumeleux inférieurs" mais restent assez peu nombreux et, dans l'ensemble, peu développés. Ils semblent végéter ainsi jusqu'au banc 24 de la coupe de référence du Pontet. La base de ce gros banc, souvent bien visible dans les affleurements et ayant donc ainsi valeur de repère, constitue la limite supérieure d'un niveau basal correspondant à une période d'installation pour les biohermes.

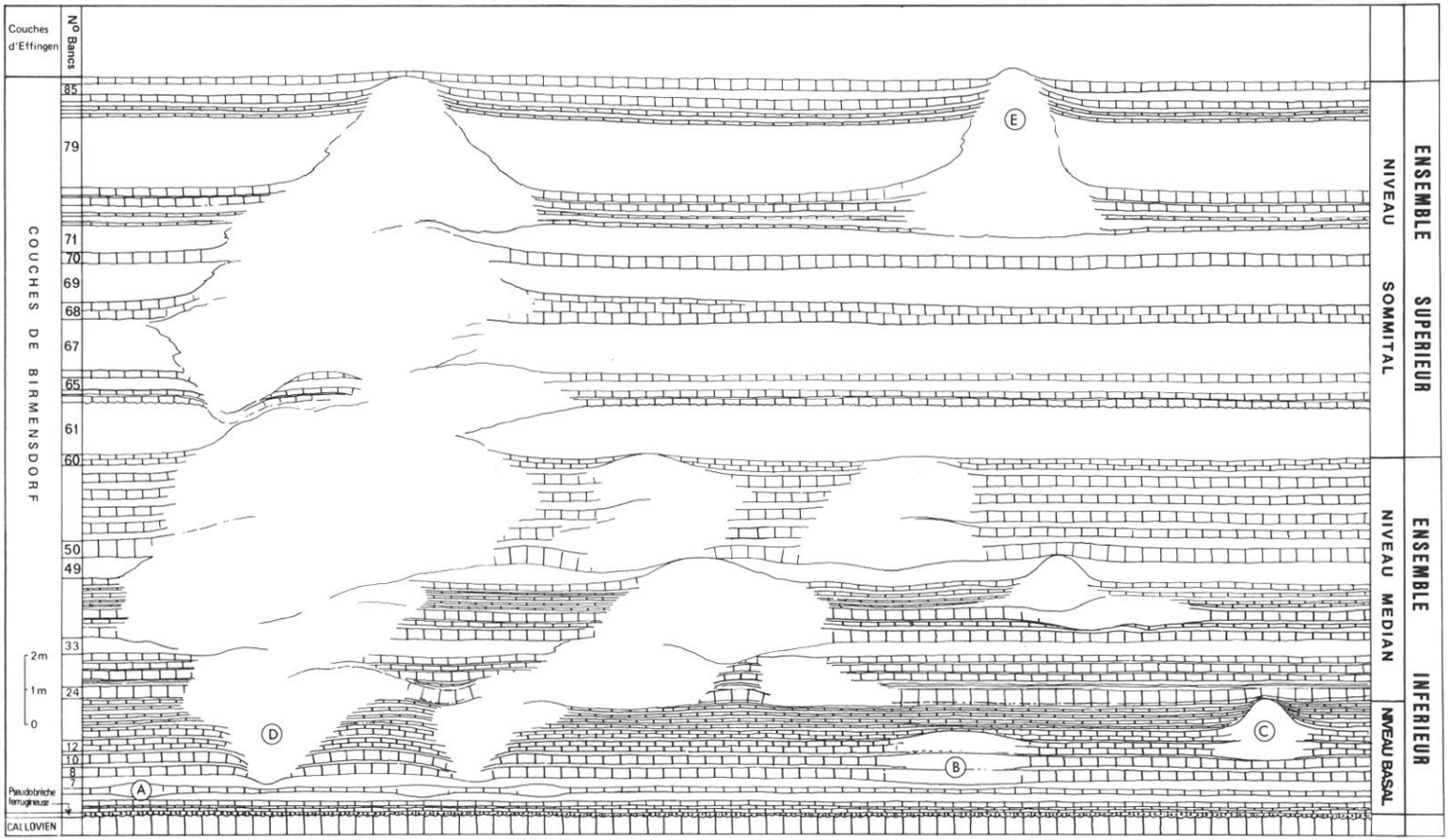


Fig. 71 – Schéma synthétique montrant la répartition des biohermes à spongiaires dans la série des Couches de Birmensdorf (secteur de la coupe-type, Saint-Claude - PON).

Le niveau suivant, comprenant les bancs 24 à 60, correspond à l'apogée des bioconstructions. Celles-ci sont à la fois plus nombreuses et plus développées. Une nouvelle génération de biohermes complexes apparaît alors que les formes en champignon apparues dans le niveau inférieur poursuivent leur croissance. Malgré la grande confusion de la stratification, on peut voir que certaines discontinuités sédimentaires se répercutent au sein des constructions. L'interbanc marneux 49, assez épais, semble fatal pour certains biohermes qui se trouvent ainsi coiffés par le banc 50. Ils sont aussitôt relayés par de nouvelles constructions. Ce niveau correspond également au meilleur développement du faciès tubéroïdique.

La distinction d'un troisième niveau, sommital, paraît importante. On y observe un développement notable des interbancs marneux et une régression assez nette du faciès construit. Corrélativement, le faciès grumeleux à spongiaires, discret dans le niveau médian, reprend de l'importance. Les biohermes sont moins nombreux. Beaucoup disparaissent et ceux qui subsistent ou les rares qui apparaissent encore présentent souvent une architecture "en dôme" montrant bien le caractère régressif de la croissance (fig. 50). R. ENAY a fort bien montré (1966, fig. 21) que certains parviennent à l'extrême sommet de la formation où ils percent le banc calcaire sommital (banc 86 de la coupe de référence). Ils sont bien visibles sur les petites surfaces structurales dégagées au toit des Couches de Birmensdorf au Chanay (CHN) et au Pontet (PON - fig. 71 E, pl. 4, fig. 2).

Il est donc possible de définir, en ce qui concerne les biohermes, trois niveaux principaux dans les Couches de Birmensdorf :

- un niveau basal correspondant à une phase d'installation ;
- un niveau médian correspondant à une phase d'apogée ;
- un niveau sommital correspondant à une phase de déclin.

On constatera que ces différentes phases dans l'évolution des biohermes ne sont pas étrangères à l'histoire sédimentaire du bassin. Il existe en effet une concordance assez remarquable entre les trois niveaux décrits ci-dessus d'après des critères biologiques et les deux ensembles mis en évidence dans la stratigraphie des Couches de Birmensdorf. Ainsi, le niveau basal et le niveau médian correspondent à l'ensemble inférieur, et le niveau sommital à l'ensemble supérieur.

c. Les grands traits de la sédimentation

- La série sous-jacente aux Couches de Birmensdorf est représentée soit par les niveaux condensés de l'Oxfordien inférieur, soit par les Marnes à Creniceras renggeri, soit par la séquence Marnes à Creniceras renggeri-Couches à sphérites (voir fig. 4, 5). Elle est limitée par une discontinuité plus ou moins nette selon les lieux et indiquant une sédimentation nulle ou, au moins ralentie. Le dépôt des Couches de Birmensdorf apparaît donc comme une véritable reprise de sédimentation. Il obéit à un phénomène qui déborde largement le cadre du Jura puisque, comme l'a souligné R. ENAY (1966, p. 300), la "reprise de sédimentation argovienne" est connue à l'échelle du domaine méditerranéen. On notera que, là ou la discontinuité est à peine sensible, c'est-à-dire où s'exprime la série Marnes à Creniceras renggeri-Couches à sphérites-Couches de Birmensdorf, cette dernière formation se trouve très logiquement installée au sommet d'une séquence sédimentaire bien organisée. La signification de cette dernière semble bien être un ralentissement général de la sédimentation (p.104). Au contraire, au niveau de la Haute Chaîne du Jura, les Couches de Birmensdorf indiquent, par rapport aux niveaux condensés sous-jacents, une augmentation évidente de la sédimentation. Bien que le facteur "taux de sédimentation" ne soit certainement pas le seul en cause, cette constatation permet de penser qu'une sédimentation abondante est tout aussi favorable qu'une sédimentation trop faible pour l'apparition des faciès à spongiaires.

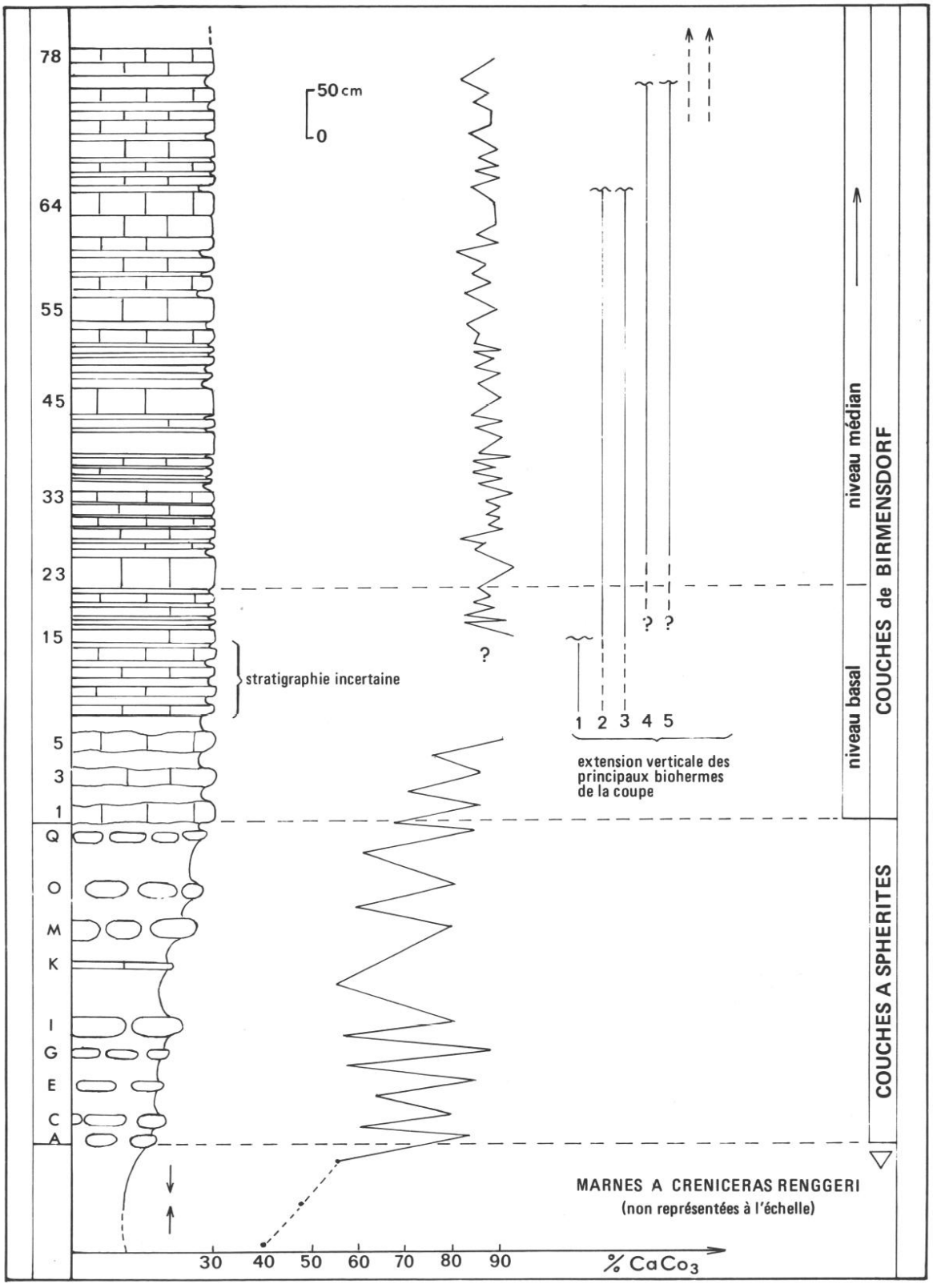


Fig. 72 – **Evolution calcimétrique de la séquence inférieure et place des biohermes (exemple de la coupe de Châtillon-de-Cornelle).**

- L'Ensemble inférieur des Couches de Birmensdorf montre une homogénéisation des conditions de sédimentation. Avec le "niveau basal", le caractère grumeleux du sédiment, sa richesse en spongiaires et en glauconie, sont l'expression d'un taux de sédimentation peu élevé. L'amoindrissement progressif de ces caractères vers le haut traduit sans doute une légère augmentation de ce taux de sédimentation. De ce fait, la correspondance entre la régression du faciès grumeleux et le démarrage des bioconstructions peut s'interpréter comme une réaction biologique à un léger envasement.

On remarquera aussi que la sédimentation est largement dominée par les apports carbonatés. Cette dominance s'est installée progressivement comme le montre l'analyse calcimétrique de la séquence Marnes à Creniceras renggeri-Couches à sphérites-Couches de Birmensdorf. Celle-ci montre une augmentation régulière de la teneur moyenne en $CaCO_3$ jusque dans la partie basale des Couches de Birmensdorf. Elle est sensible aussi bien dans les bancs que dans les interbancs, mais est plus importante dans ces derniers. Ceci aboutit à une réduction progressive des écarts très bien exprimée par la courbe calcimétrique présentée dans la figure 72. On remarquera que cette tendance prend fin dans le "niveau basal" et que le reste de l'Ensemble inférieur des Couches de Birmensdorf est caractérisé par une stabilité remarquable. Cette régularité de la sédimentation et cette "ambiance carbonatée" apparaissent comme deux conditions nécessaires (mais bien sûr non suffisantes) à l'épanouissement du faciès construit.

Le "niveau médian", précédemment défini à propos de l'évolution des biohermes, correspond justement à une stabilisation du régime sédimentaire ainsi amorcé dans le "niveau basal". La sédimentation est toujours fortement carbonatée et sa régularité semble conditionner la réussite du faciès construit. C'est ainsi que les niveaux marneux anormalement développés perturbent quelque peu l'organisation des bioconstructions. Il ne s'agit cependant jamais de discontinuités importantes.

En limitant le raisonnement au problème sédimentaire, les conditions idéales pour le développement du faciès construit semblent être celles d'une sédimentation alternante régulière, à bancs calcaires resserrés et dont les caractéristiques calcimétriques sont les suivantes :

- bancs = 92 % $CaCO_3$
- interbancs = 87 % $CaCO_3$

- L'Ensemble supérieur des Couches de Birmensdorf illustre un changement de la sédimentation marqué essentiellement par une augmentation des apports terrigènes. Ceux-ci forment des interbancs très épais isolant quelques faisceaux de bancs calcaires. Ce dérèglement du régime sédimentaire se traduit non seulement par cette importante variation dans la proportion des apports, mais également par celle du taux de sédimentation. Des discontinuités assez importantes sont enregistrées par les bancs calcaires. Elles sont essentiellement marquées par des niveaux bioturbés à Chondrites (bancs 78, 82, 84 et 86 en particulier) et parfois à Thalassinoides (base du banc 62). Dans les interbancs marneux également, le développement du faciès grumeleux à spongiaires (interbancs 69 et 71 en particulier) est la preuve de ralentissement de la sédimentation lors des dépôts terrigènes.

Manifestement, l'abondance des apports terrigènes et la variabilité du taux de sédimentation constituent deux éléments défavorables à la vie des biohermes. Les plus importants d'entre eux parviennent à se maintenir, mais beaucoup périclitent.

La plus belle discontinuité se situe au sommet du banc terminal. Sa surface est mamelonnée, ferruginisée et, suivant les lieux soit bioturbée, soit couverte de spongiaires qui, lorsqu'ils sont entiers, sont systématiquement renversés (fig. 91). Aucun bioherme ne "traverse" cette discontinuité.

- La série surincombante est uniformément représentée par les Couches d'Effingen. Alors que les terrains sous-jacents aux Couches de Birmensdorf étaient de nature et de signification variées selon les lieux, ceux qui leur succèdent sont d'une remarquable homogénéité. Ils marquent le retour franc de la sédimentation argileuse et ennoient tous les derniers biohermes. Manifestement, la recrudescence des apports terrigènes qui marque l'avènement de la séquence supérieure de l'Oxfordien a une influence déterminante sur les fonds à spongiaires dès lors incapables de se maintenir.

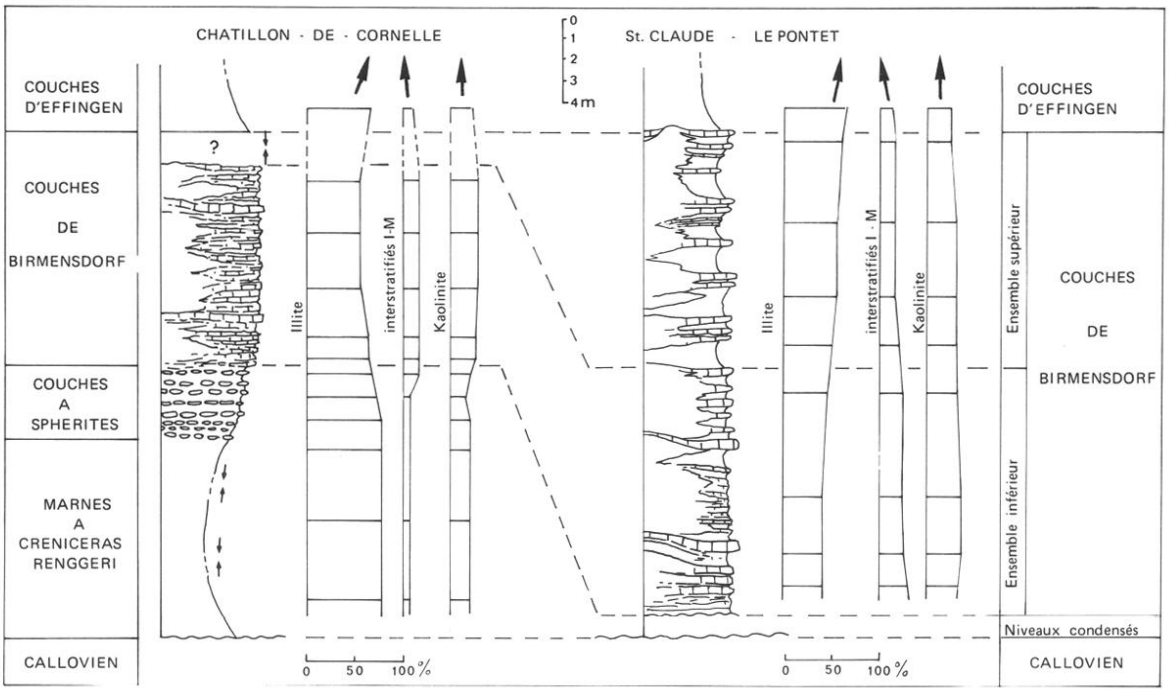


Fig. 73 – **Evolution des argiles dans la séquence inférieure.**

On notera que cette évolution quantitative des apports terrigènes se double d'une évolution qualitative peu prononcée mais intéressante (fig. 73). Dès les Couches à sphérites se manifeste une augmentation peu importante mais significative du pourcentage d'interstratifiés illite/montmorillonite. Celui-ci se maintient à un niveau anormalement élevé dans la partie inférieure des Couches de Birmensdorf puis diminue progressivement dans leur partie supérieure. Il retrouve son niveau normal à la base des Couches d'Effingen. Cette observation est conforme à la remarque d'ordre général précédemment soulignée (p. 31). Elle semblerait ainsi témoigner d'un ralentissement sensible de la sédimentation argileuse lors de l'installation des Couches de Birmensdorf.

On notera également que l'augmentation des interstratifiés se fait aux dépens de l'illite et non pas de la kaolinite dont l'apport semble à peu près constant. C'est sans doute la preuve que le milieu de dépôt des Couches de Birmensdorf est toujours ouvert aux mêmes influences terrigènes.

- En conclusion, on peut dire que, profitant de diverses conditions favorables liées au début du phénomène général de la "reprise de sédimentation argovienne"et, parmi celles-ci d'une sédimentation ralentie, les peuplements à spongiaires siliceux ont pu coloniser de vastes domaines. Par la suite, une légère augmentation du taux général de sédimentation en ambiance essentiellement carbo-

natée, semble avoir conduit ces peuplements à ériger des constructions pour éviter l'envasement. Celles-ci se maintiennent tant que le régime sédimentaire reste stable. Le dérèglement progressif de ce dernier, dû à des variations tant qualitatives que quantitatives des apports, conduit au déclin puis à la mort des biohermes.

2) Les biohermes dans la séquence supérieure

On rappellera tout d'abord que cette séquence est plus complète que la séquence inférieure puisqu'elle possède, en plus, un terme sommital franchement calcaire. Néanmoins, les biohermes à spongiaires ne se rencontrent que dans la formation des Calcaires lités, c'est-à-dire dans le terme caractérisé par une alternance marno-calcaire comparable à celle des Couches de Birmensdorf. Comme l'avait déjà souligné R. ENAY (1966, p. 295), les biohermes à spongiaires du domaine jurassien se situent toujours dans le terme moyen, marno-calcaire, de la séquence virtuelle. Ils caractérisent ainsi une période bien déterminée de l'évolution sédimentaire du bassin qu'il importe de préciser.

On notera en deuxième lieu que les biohermes n'ont pas ici l'importance qu'ils avaient dans la séquence inférieure. Ils ne se développent que très localement dans les Calcaires lités qui représentent sans aucun doute la formation la plus complexe et la plus variable de toutes les formations oxfordiennes du Jura. On ne s'intéressera, pour l'instant, à la stratigraphie des Calcaires lités que là où ils renferment des biohermes, c'est-à-dire dans la partie la plus méridionale de la région étudiée. Malheureusement, la rareté et la mauvaise qualité des affleurements ne permettent pas d'avoir la connaissance stratigraphique approfondie souhaitée dans ce secteur. Malgré de nombreuses variations locales, on peut admettre avec R. ENAY (1966, p. 232) une subdivision générale des Calcaires lités en trois ensembles :

- un ensemble calcaire supérieur ;
- un ensemble marneux intermédiaire ;
- un ensemble calcaire inférieur.

Seul l'ensemble calcaire inférieur est très bien connu grâce à quelques affleurements de bonne qualité situés dans l'Ile Crémieu. C'est donc sur cette seule tranche stratigraphique que seront tentées des comparaisons détaillées avec les Couches de Birmensdorf.

a. Stratigraphie de l'ensemble calcaire inférieur des Calcaires lités dans l'Ile Crémieu

Elle est plus facile à établir que celle des Couches de Birmensdorf. Les bioconstructions, moins abondantes et moins importantes, dérangent moins la stratification et il existe d'excellents affleurements. Une coupe-type a été choisie dans la Carrière de Montbron à Trept (fig. 116). Cette coupe célèbre (ENAY, BASTIEN, DONZE & SIGAL, 1962 - ENAY, 1966 - GAILLARD, 1971 - COURTINAT & GAILLARD, 1980) est vieillissante mais permet un bon accès à tous les niveaux. Elle peut être complétée utilement par la coupe de la Carrière Vicat à Bouvesse-Quirieu où l'accessibilité est mauvaise, mais où l'affleurement est d'une fraîcheur remarquable.

En ce qui concerne les Calcaires lités, cette carrière entaille l'ensemble calcaire inférieur et la partie inférieure de l'ensemble marneux intermédiaire. L'ensemble calcaire inférieur correspond à une alternance où les bancs calcaires, toujours dominants, évoluent en prenant de l'importance. Sa limite supérieure est représentée par le toit du niveau 41. L'ensemble marneux intermédiaire montre, à l'inverse, une dominance des interbancs marneux.

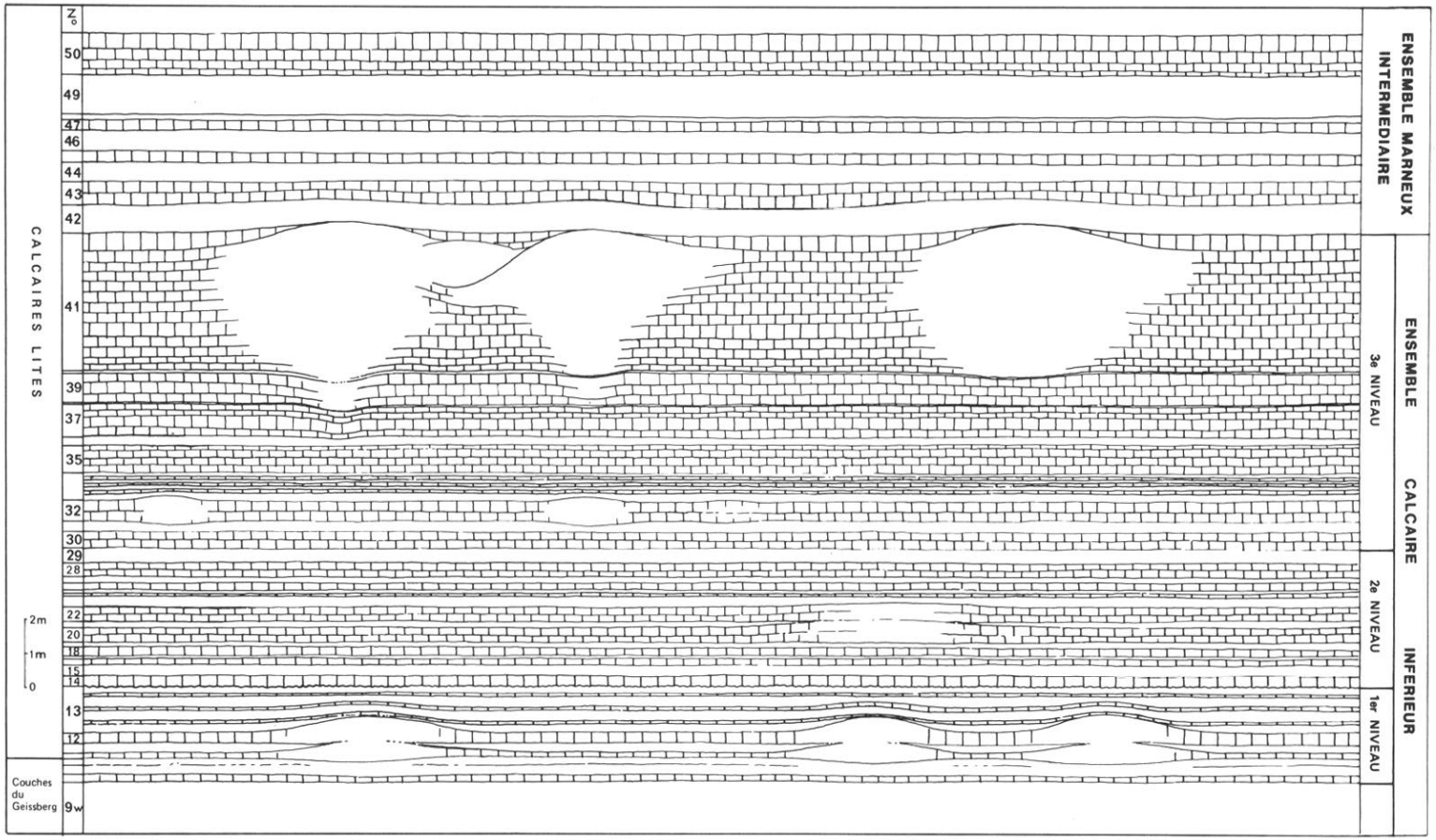


Fig. 74 – Schéma synthétique montrant la répartition des biohermes à spongiaires dans la série des Calcaires lités (Ensemble calcaire inférieur - Ile Crémieu).

b. Les bioconstructions dans l'ensemble calcaire inférieur des Calcaires lités de l'Ile Crémieu

Comme pour les Couches de Birmensdorf, il est possible de mettre en évidence un certain nombre de niveaux définis uniquement d'après l'évolution des bioconstructions à spongiaires (fig. 74) :

- un premier niveau, qui déborde légèrement sur la formation des Couches du Geissberg (sommet de la couche 9), se poursuit jusqu'à la base du banc repère 14 (banc de fer). Il est peu épais mais très caractéristique par le grand développement du faciès grumeleux à spongiaires (niveau 13 en particulier). De nombreux petits biohermes élémentaires très typiques s'y développent (fig. 45B, 46, 62 - pl. 2, fig. 1, 3) ;

- un deuxième niveau comprend les bancs 14 à 29. Le faciès grumeleux ne se maintient que très localement et les biohermes, toujours de type élémentaire, deviennent très rares ;

- un troisième niveau, du banc 30 au banc 41, correspond à un nouveau développement des spongiaires. Ceux-ci participent à l'édification d'assez gros biohermes complexes de type lenticulaire (pl. 2, fig. 1 - pl. 3, fig. 4) ou en champignon (fig. 48 B - pl. 3, fig. 1). Latéralement, le faciès tubérol'dique est bien développé. Le faciès grumeleux est rare et ne se rencontre que dans les niveaux inférieurs à ces biohermes.

Ces trois niveaux concernent l'ensemble calcaire inférieur. L'ensemble marneux intermédiaire se caractérise par l'absence totale de tout faciès à spongiaires.

c. Les grands traits de la sédimentation

Nous les examinerons, en nous restreignant toujours à l'ensemble calcaire inférieur, et en les comparant à ceux des Couches de Birmensdorf.

- La série sous-jacente est une épaisse série marneuse s'enrichissant progressivement en carbonates. Aux Couches d'Effingen assez uniformément marneuses, font suite les Couches du Geissberg, ici très mal individualisées et à peine plus carbonatées ;

- Ces dernières présentent parfois de rares discontinuités matérialisées par de petits niveaux grumeleux à spongiaires. Ce n'est toutefois qu'à la base des Calcaires lités que le faciès à spongiaires prend véritablement son essor. Comme pour les Couches de Birmensdorf, ce phénomène coïncide avec une diminution du taux global de sédimentation (faciès grumeleux, Chondrites, glauconie ...) et à une intensification de la sédimentation calcaire. L'évolution calcimétrique de la coupe-type est donnée dans la fig. 75. En ce qui concerne l'ensemble inférieur elle est tout à fait comparable à celle des Couches de Birmensdorf (fig. 72). Les écarts importants entre les bancs et les interbancs présentés par les premier et deuxième niveaux permettent de mettre en parallèle ces derniers avec le niveau basal des Couches de Birmensdorf. Ils correspondent bien, en effet, à une période d'installation des biohermes. Le faciès grumeleux est très développé à la base et les biohermes sont toujours de faible importance (biohermes élémentaires). On notera du reste une certaine ressemblance entre ces biohermes et les petits biohermes complexes de la base des Couches de Birmensdorf (niveau basal).

- Avec le troisième niveau, la sédimentation devient nettement plus stable, plus riche en carbonates, et correspond aussitôt à un développement du faciès construit (biohermes complexes d'assez grande taille). Ce niveau peut donc être mis en parallèle avec le niveau médian des Couches de Birmensdorf. On notera que la structure biologique relativement lâche de ces biohermes (séquences dilatées - p. 136) est peut-être le signe d'un taux de sédimentation globalement plus élevé ;

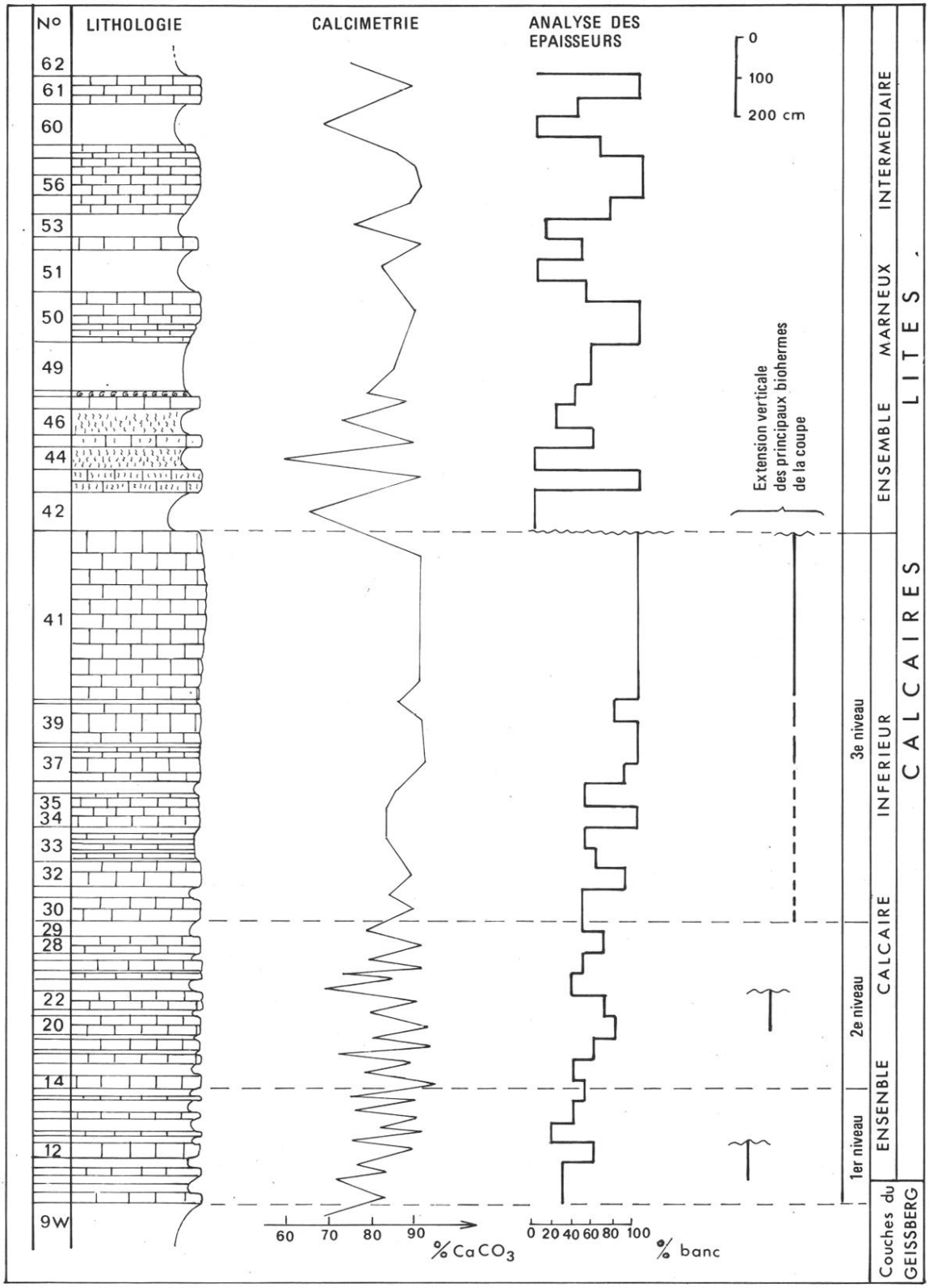


Fig. 75 – **Evolution calcimétrique des niveaux à spongiaires des Calcaires lités et place des biohermes (exemple de la coupe de Trept - carrière de Montbron - TRE).**

- Sans avoir présenté aucun signe de déclin auparavant, donc en pleine période d'apogée (biohermes en champignon), ces biohermes disparaissent simultanément et définitivement au sommet de l'ensemble calcaire supérieur. Il y a coïncidence avec le changement remarquable du régime sédimentaire marqué par l'avènement de l'ensemble marneux intermédiaire et bien illustré par les courbes de la figure 75. On ne remarque toutefois aucune évolution significative concernant la nature des minéraux argileux. Ceux-ci montrent, de la base au sommet et avec une constance remarquable, la répartition suivante : illite : 65 %, interstratifiés : 5 %, kaolinite : 30 % (tous les interbancs de la coupe-type ont été analysés). Toujours comme pour les Couches de Birmensdorf, outre la reprise des apports terrigènes, on trouve la trace de discontinuités d'importances variables marquées par des niveaux condensés à ammonites (48) ou à Chondrites (43, 44, 46). Cette présence quasi systématique de Chondrites au sommet ou juste au-dessus des séquences à spongiaires mérite d'être soulignée dès maintenant. Elle sera discutée p. 302. Les caractéristiques sédimentologiques de la base de l'ensemble marneux intermédiaire la rendent sinon semblable, du moins comparable à celle des Couches d'Effingen. Le fait que les biohermes n'aient pu y subsister est sans doute à mettre, en partie, sur le compte d'évènements comparables quoique de moindre envergure ;

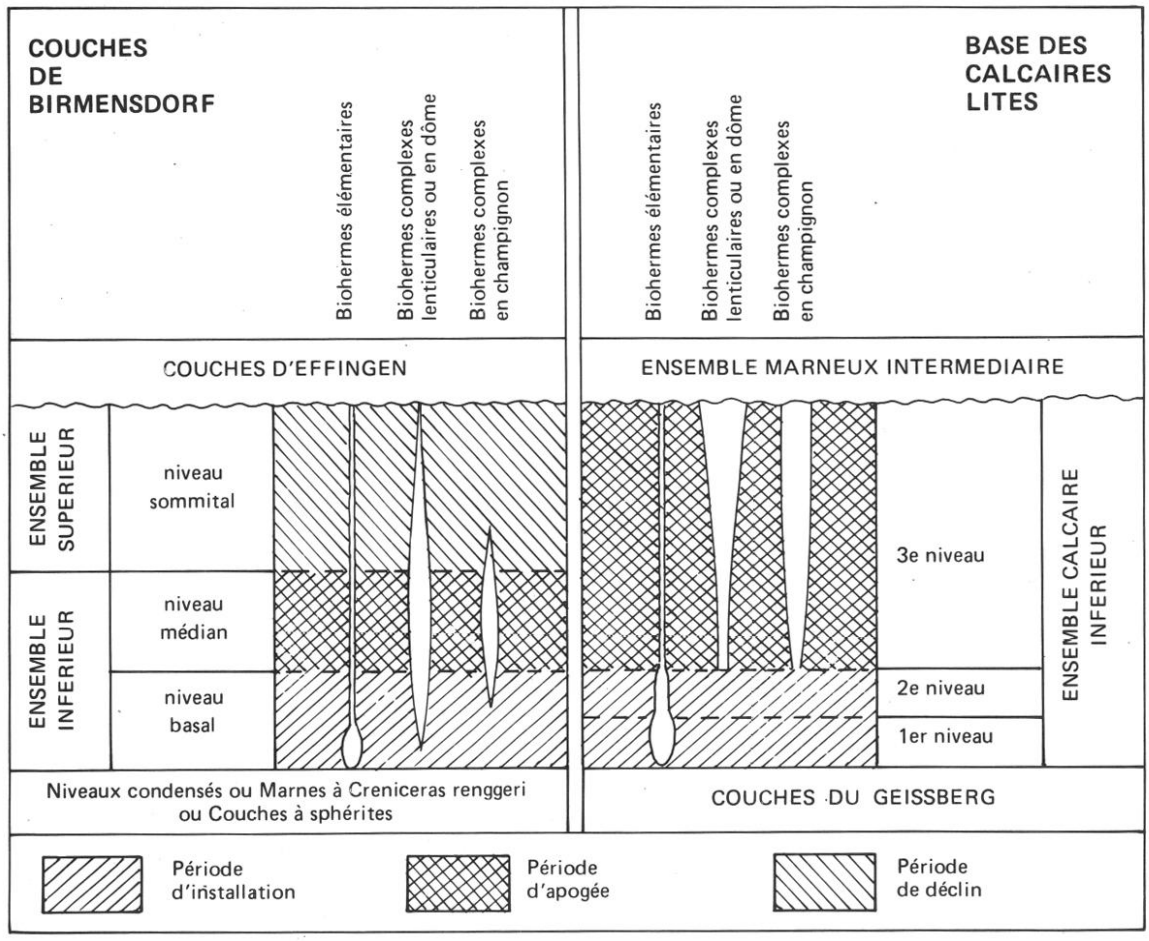


Fig. 76 – **Répartition des différents types de biohermes dans les principales formations à spongiaires.**

- En conclusion, il est possible, en s'aidant de la figure 76, de comparer l'évolution des bioconstructions à spongiaires dans les deux séries examinées. Malgré un schéma général identique, quelques différences significatives peuvent être soulignées. On constate, dans les deux cas, une séquence biohermes élémentaires-biohermes complexes. Très condensée dans les Couches de Birmensdorf, elle y traduit vraisemblablement des conditions particulièrement favorables. A l'inverse, le fait que les biohermes montrent, dans l'ensemble calcaire inférieur des Calcaires lités, une période d'installation plus longue et une disparition quasi immédiate, sans phase de déclin, peut s'interpréter comme le signe d'un contexte général plus difficile pour le maintien des peuplements à spongiaires.

3) Conclusion

Suite à ces diverses considérations, il est possible de préciser les conditions de sédimentation qui paraissent les plus favorables au développement des biohermes à spongiaires :

- sédimentation continue et régulière ;
- régime de type alternant (marne/calcaire) ;
- taux de sédimentation assez faible (surtout en ce qui concerne les apports terrigènes) ;
- teneur moyenne en Ca CO_3 élevée (90 %).

On rappellera qu'elles se sont réalisées localement, à deux époques différentes, mais au même stade de l'évolution sédimentaire générale du bassin (place identique dans la séquence virtuelle). Ce stade est celui où la sédimentation carbonatée fine prend progressivement le pas sur la sédimentation argileuse.

III - LA SITUATION DES BIOCONSTRUCTIONS DANS LE BASSIN

On s'intéressera maintenant à la place des bioconstructions à spongiaires par rapport à l'évolution horizontale de la sédimentation. Les deux grands épisodes à spongiaires de l'Oxfordien seront considérés séparément.

1) Les Couches de Birmensdorf et leurs formations latérales

Les relations lithostratigraphiques des différentes formations oxfordiennes ont été clairement établies par R. ENAY (1966, fig. 63). Les Couches de Birmensdorf passent latéralement aux formations stratifiées des Calcaires siliceux à la base et des Calcaires hydrauliques au sommet. Elles-mêmes assurent le relai avec les formations coralliennes ou subcoralliennes du domaine franc-comtois (= faciès Rauracien).

R. ENAY (1966, fig. 86) a également déjà donné, avec beaucoup de précision, l'extension horizontale de ces différentes formations. Les dépôts de faciès franc-comtois, par définition hors du domaine étudié, ne dépassent pas le faisceau salinois. Au Sud de cette limite, la partie nord-ouest du bassin est occupée par les Calcaires siliceux surmontés des Calcaires hydrauliques. Elle est bordée en continu, vers l'Est et vers le Sud par les Couches de Birmensdorf. Cette formation correspond à une vaste zone envahie par les spongiaires, mais ceux-ci ne se manifestent pas partout d'une manière identique. Il paraît donc important, en premier lieu, d'étudier les variations latérales de faciès au sein même des Couches de Birmensdorf.

a. Variations latérales de faciès au sein des Couches de Birmensdorf

Le nombre beaucoup trop faible des points d'observation corrects ne permet pas à cette étude d'atteindre la précision souhaitée. On rappellera aussi, en préalable, que les termes "externe" et "interne" sont employés avec leur sens paléogéographique.

- En direction externe

L'évolution vers l'Est se marque par une disparition des biohermes. Il s'individualise ainsi un faciès particulier dénommé par R. ENAY (1966) "faciès stratifié de la Haute Chaîne". Les bons affleurements en sont très rares. Le meilleur se situe sur le flanc ouest du Reculet au bas du ravin des Arpines, vers Chezery (ARP). La coupe en est donnée fig. 77. Il s'agit d'un faciès régulièrement stratifié très calcaire et à l'aspect grumeleux. Le faible développement des interbancs conduit à la réalisation d'une barre calcaire assez résistante à l'érosion (pl. 5, fig. 1). Le sédiment est constitué d'une matrice peu abondante et d'une grande quantité d'éléments correspondant tout à fait à la définition des grumeaux donnée p. 144 . Ceux-ci sont représentés essentiellement par les éponges siliceuses habituelles souvent fortement fragmentées (pl. 5, fig. 3). Les fragments sont disposés à plat et les quelques éponges entières sont généralement retournées. L'encroûtement par les épizoaires est peu important ou absent. Les croûtes algaires sont pratiquement inexistantes. En revanche, l'abondance des ammonites est remarquable. Celles-ci représentent une part non négligeable des grumeaux.

Il s'agit donc ici typiquement du faciès grumeleux. Sa ressemblance avec le faciès "Ammonitico rosso marneux" a été soulignée par R. ENAY (1966, p. 292). Apparaissant directement sur les niveaux condensés de l'Oxfordien inférieur, il se développe sur une assez faible épaisseur. Dans la coupe des Arpines (ARP) l'épaisseur des sédiments stratifiés grumeleux est de 7 mètres alors que celle des niveaux à biohermes atteint 20 mètres dans la coupe-type du Pontet (PON). Cet amenuisement de l'épaisseur des Couches de Birmensdorf est en fait systématique en direction externe (ENAY, 1966, fig. 87). Il plaide en faveur d'une diminution du taux de sédimentation vers la pleine mer. Cela confirme l'interprétation donnée ci-dessus au faciès grumeleux qui apparaît bien comme indicateur d'un dépôt condensé et plus ou moins remanié. La corrélation banc par banc avec la coupe-type des Couches de Birmensdorf semble impossible.

Au sommet, le faciès grumeleux disparaît assez brusquement. La transition avec la série marneuse surincombante (Couches d'Effingen) se fait de la manière habituelle et se traduit par l'apparition d'interbancs épais et de niveaux à Chondrites. On notera que les principaux termes lithologiques de la coupe (de bas en haut : niveau condensé, série grumeleuse à spongiaires, niveaux à Chondrites, série alternante essentiellement marneuse) illustrent parfaitement, sur une faible épaisseur, les différentes étapes de l'augmentation progressive du taux de sédimentation caractérisant la reprise de sédimentation "argovienne". Il faut enfin signaler quelques légers boursouflements au niveau des derniers bancs à spongiaires méritant presque la dénomination de biohermes élémentaires et montrant que les conditions exigées par ces bioconstructions étaient parfois presque réalisées.

- En direction interne

D'après les affleurements disponibles, l'évolution est moins nette. Elle se marque par une réduction en taille et en nombre des biohermes, et par une plus grande importance des interbancs. La coupe de l'ancienne chartreuse de Meyriat au Sud de Nantua (MEY), illustre assez bien cette tendance (fig. 70). Elle est malheureusement légèrement incomplète vers le sommet (à la base, elle montre en revanche une belle transition avec les Couches à sphérites).

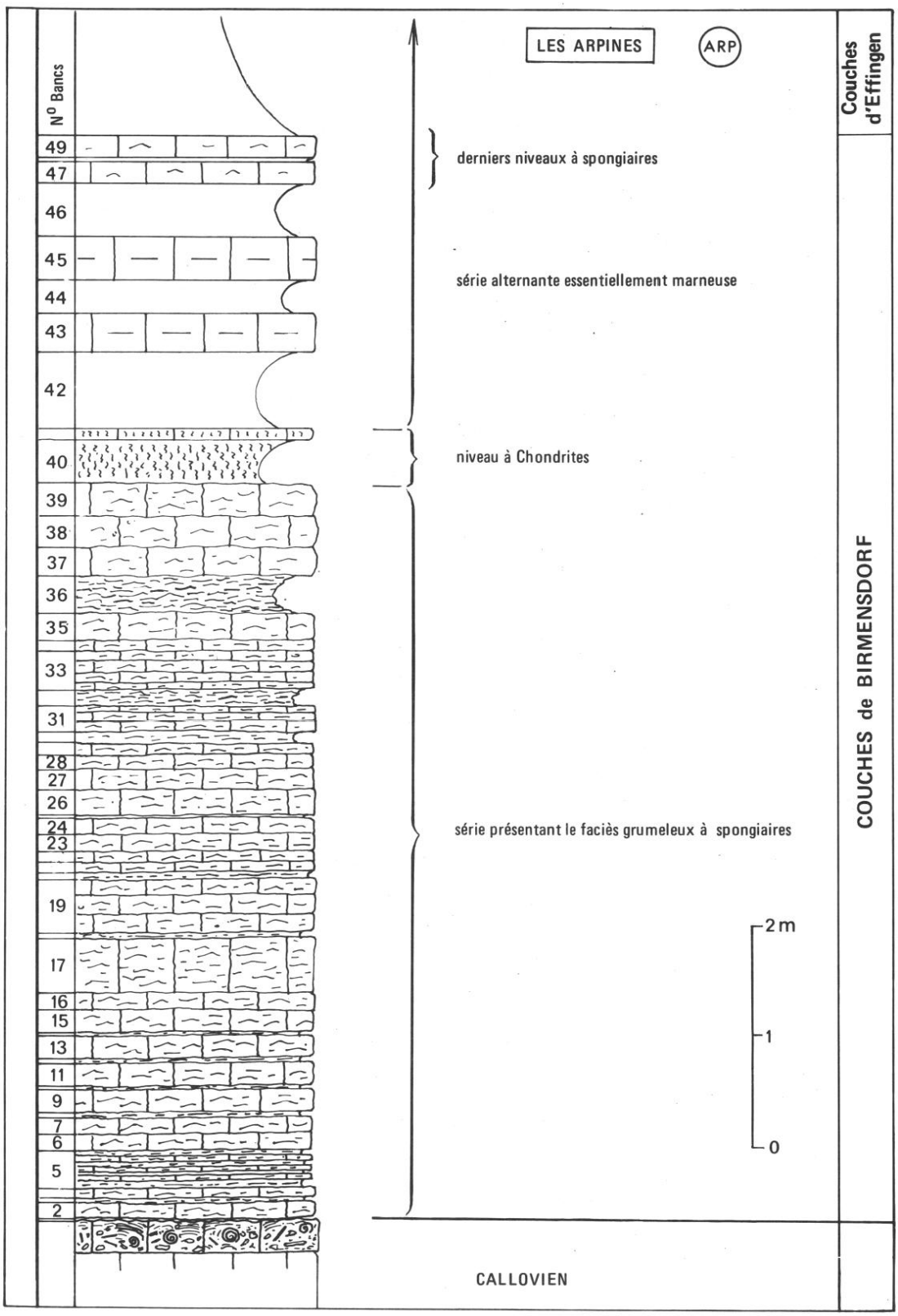


Fig. 77 – **Coupe-type dans le "faciès stratifié de la Haute-Chaîne" des Couches de Birmensdorf (Les Arpines).**

Une autre tendance, traduisant des conditions encore plus difficiles, se manifeste plus au Nord. Les gisements du Mont Rivel près de Champagnole (RIV) ou d'Andelot-en-Montagne (AND) montrent par exemple une très importante réduction d'épaisseur de la formation à spongiaires. La série est stratifiée, dépourvue de biohermes mais encore riche en éponges. Il ne s'agit pas d'une réduction de la série des Couches de Birmensdorf mais de l'expression de sa base uniquement. Celle-ci est surmontée par une épaisse série marno-calcaire attribuée aux Calcaires hydrauliques (fig. 79) qui constituent l'équivalent latéral des Couches de Birmensdorf en direction de l'Est et du Sud-Est où elles atteignent leur plein développement. Il semble que les spongiaires se soient installés comme partout dans l'aire d'extension des Couches de Birmensdorf, mais se soient rapidement révélés inaptes à résister à un envasement particulièrement actif dans ce secteur.

En conclusion, les Couches de Birmensdorf apparaissent comme une formation particulièrement homogène. Il régnait donc, sur l'aire de dépôt de cette formation, des conditions de sédimentation remarquables par leur uniformité. Toutefois, les variations latérales constatées indiquent, du côté interne, une tendance à l'envasement par excès de sédimentation, et, du côté externe, une tendance au remaniement par manque de sédimentation.

b. Les formations latérales aux Couches de Birmensdorf

- Les Calcaires siliceux

Cette formation a été distinguée pour la première fois par R. ENAY (1966, p. 214). Il s'agit d' "une série calcaire stratifiée, formant barre, en bancs bien réglés, séparés par des lits marneux ou délités plus ou moins nombreux et importants". D'autre part, elle offre localement "un mode de débit rappelant celui des Couches à sphérites" et ses variations locales d'épaisseur et de débit "n'affectent pas ou peu la présence de silice qui sert à définir cette unité".

La présence de silice apparaît en fait comme très discrète. Elle peut se manifester sous forme de fossiles siliceux, mais ce phénomène est loin d'être systématique. Il existe certainement parfois de la silice à l'état diffus comme l'écrit R. ENAY (1966, p. 214), mais il arrive souvent que l'attaque à l'acide d'échantillons de roche ne laisse aucun résidu siliceux. La silice ne se voit bien, sur le terrain, qu'en limite du secteur étudié, au Nord, dans la région d'Arc-sous-Montenot (ARM) où l'on rencontre plus fréquemment des fossiles silicifiés et où il existe des concrétions siliceuses d'assez grande taille (p. 295). Quant au débit des bancs en blocs plus ou moins arrondis, c'est un phénomène banal à la base des alternances de la séquence inférieure et qui, de plus, ne s'exprime d'une manière nette que localement.

Les difficultés rencontrées pour caractériser cette formation ressortent en outre assez nettement à la vue des limites proposées pour certaines coupes. Ainsi, la limite entre les Calcaires siliceux et les Calcaires hydrauliques est placée très haut dans la série du secteur d'Arnans-Cuvergnat (ARC) où R. ENAY (1966, p. 222, voir aussi p. 193) écrit : "Dans la région d'Arnans, le faciès noduleux des Calcaires siliceux gagne également les Calcaires hydrauliques et j'ai dû limiter ceux-ci aux seuls niveaux calcaires à stratification régulière correspondant, au moins en partie, aux bancs terminaux qui sont les plus constants". R. ENAY (communication orale) a considéré depuis que cette limite a été, dans ce cas, mal située, et qu'il vaut mieux la placer beaucoup plus bas, conformément au schéma de corrélations qu'il a proposé dans sa figure 47 (1966, p. 174).

Le caractère le plus intéressant des Calcaires siliceux tient sans aucun doute à son contenu microfaunique. Le sédiment contient en effet souvent une telle abondance de spicules isolés de spongiaires qu'il est justifié de le rapporter à un faciès particulier : le faciès à spicules (fig. 21, pl. 32, fig. 1-8). Les spicules en question sont des spicules de démosponges, donc des spicules originellement siliceux. Epigénisés à 98 % en calcite, ils démontrent le rôle très accessoire de la silice

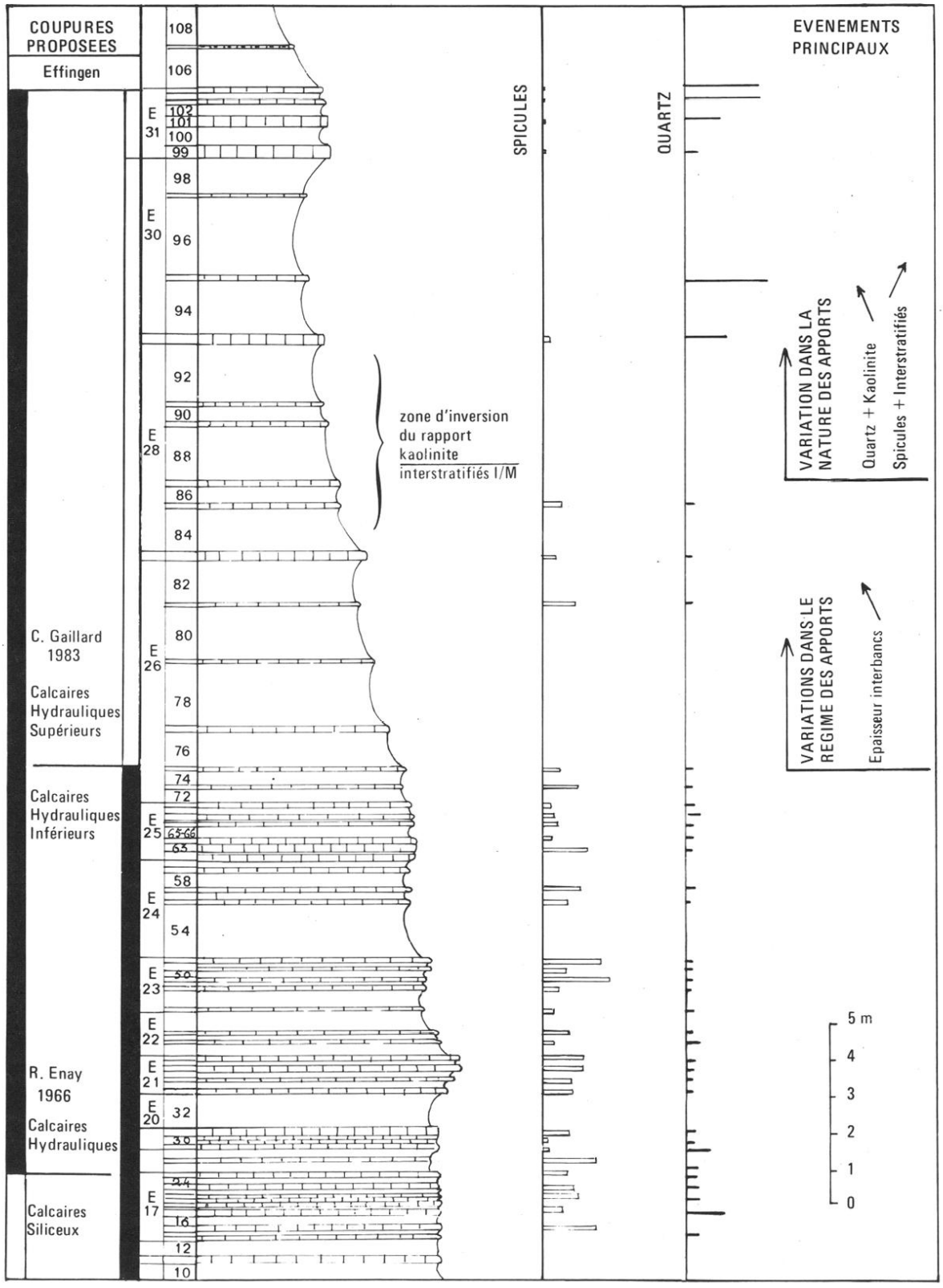


Fig. 78 – **Evolution du microfaciès dans les Calcaires siliceux et les Calcaires hydrauliques de la coupe du Creux du Giron (GIR) à Meussia et proposition pour une nouvelle coupure et une nouvelle nomenclature lithostratigraphique. Il a été observé deux fois plus de sédiment pour le comptage des grains de quartz que pour celui des spicules.**

dans la formation. Ils sont représentés à 75 % par des microsclères subsphériques déterminés comme sterrasters (ou rhaxes) de Geodiidae. Les 25 % restants sont des mégasclères en aiguilles dont beaucoup de type triaène et appartenant vraisemblablement aux mêmes éponges (p. 335). La matrice est une micrite souvent nettement tachetée donc riche en petits pellets. Les autres éléments sont des grains de quartz, toujours très peu abondants, des foraminifères largement dominés par des formes à test porcelané et plus ou moins fragmentées (Ophthalmidinum) et des débris divers en quantité variable mais assez souvent dominés par les entroques. La disposition de tous ces débris peut témoigner de l'action de courants. Le pourcentage éléments/matrice est variable. Généralement, le sédiment présente une texture wackestone, mais il arrive qu'il atteigne la texture packstone.

L'étude de la répartition verticale de ce microfaciès montre qu'il déborde les limites fixées par R. ENAY pour les Calcaires siliceux et empiète largement sur les Calcaires hydrauliques. On se reportera à la coupe de la figure 78 où un comptage systématique des spicules et des grains de quartz a été réalisé, sur lames minces, pour chaque banc. La quantité de spicules est importante, surtout à la base, mais se maintient jusqu'au niveau du banc 85 après lequel elle chute fortement pour devenir négligeable. A l'inverse, on peut constater que les grains de quartz, rares dans le faciès à spicules, deviennent beaucoup plus abondants dès la disparition de ces derniers. On notera enfin que c'est justement à ce point précis que l'on enregistre une inversion du rapport kaolinite/interstratifiés illite/montmorillonite (p. 29). Ce changement sédimentologique retrouvé en plusieurs points du bassin présente une valeur stratigraphique (fig. 7). Il indique nettement une recrudescence des apports terrigènes (kaolinite et quartz en augmentation).

Il paraît en conséquence logique de placer ici la limite de la formation. Toutefois, les critères utilisés (microfaciès - argiles) n'étant pas décelables par observation directe, il semble préférable de descendre cette limite de quelques mètres et de la placer à une coupure lithologique visible directement sur le terrain. La coupure la plus évidente correspond au point où la série se dilate par épaississement des interbancs marneux. Sa signification sédimentologique est également importante. On notera que la reprise de sédimentation terrigène se manifeste quantitativement avant de se manifester qualitativement.

Quel nom donner à ce nouvel ensemble lithologique ainsi défini ?

- vu que cet ensemble englobe les Calcaires siliceux et la base des Calcaires hydrauliques ;
- vu que le qualificatif de "siliceux" paraît excessif ;
- vu que la création d'une nouvelle formation ne semble pas justifiée ;

La dénomination de Calcaires hydrauliques inférieurs paraît logique.

Cet ensemble n'est bien sûr pas parfaitement homogène. Il évolue notamment en direction du Nord-Ouest, donc en direction interne, où les bancs devenant plus compacts et localement siliceux déterminent le faciès "calcaire d'Arc-sous-Montenot". Mais partout l'abondance des spicules reste remarquable.

- Les Calcaires hydrauliques

Compte tenu de la modification nomenclaturale proposée ci-dessus, la signification donnée ici à cette formation est plus large que celle donnée par R. ENAY (1966, p. 220). Sa partie inférieure ayant été décrite ci-dessus, on ne s'intéressera donc qu'à sa partie supérieure. On lui donnera tout naturellement le nom de Calcaires hydrauliques supérieurs. Ils se distinguent essentiellement de l'ensemble inférieur par :

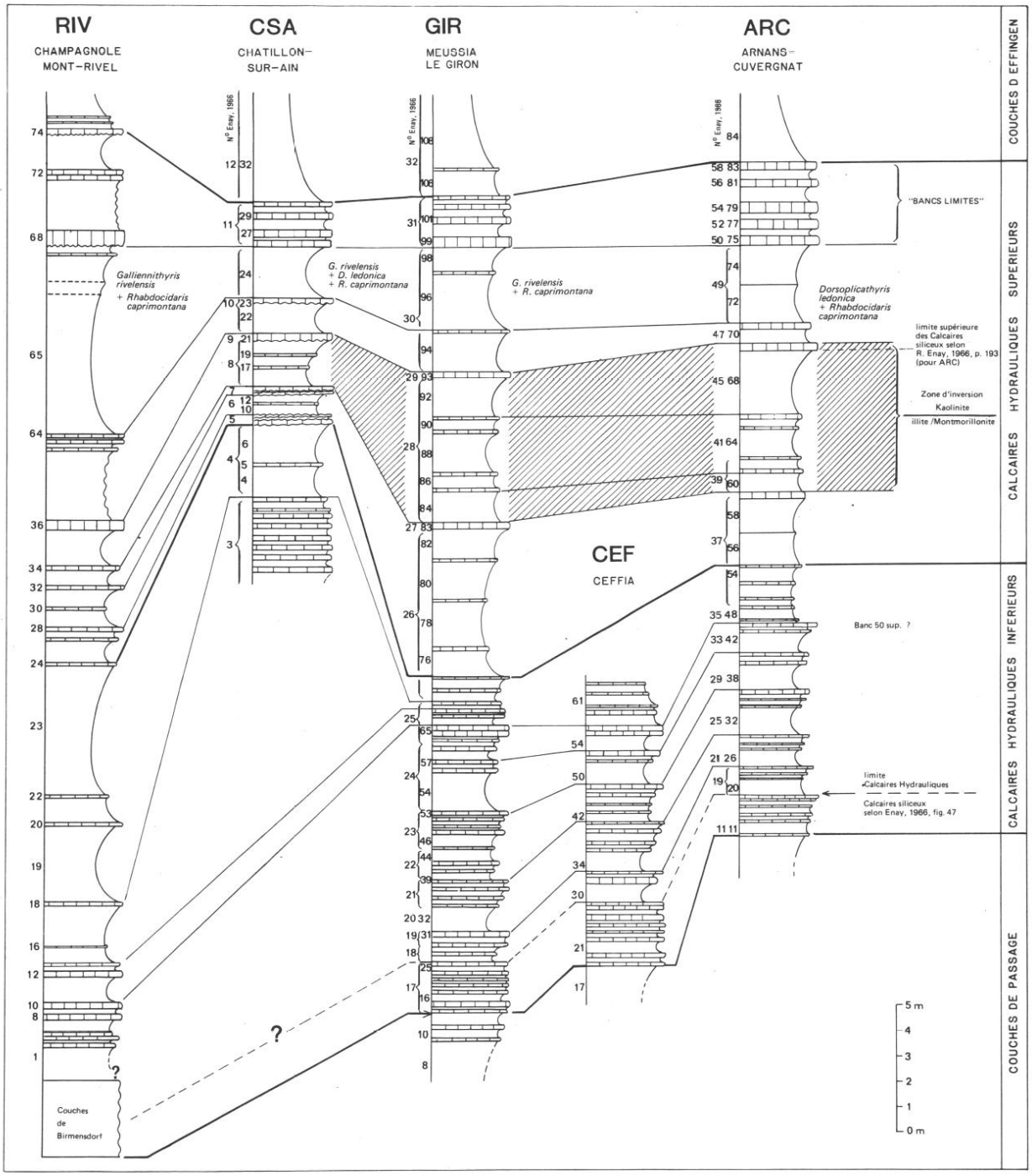


Fig. 79 – **Essai de corrélation dans la formation des Calcaires hydrauliques.**
D'après R. Enay, la limite valable entre les Calcaires siliceux et les Calcaires hydrauliques est celle tracée dans sa figure 47 (1966, p. 174, entre bancs 10-18 et 20) et non celle qu'il a proposée p. 193.

- des interbancs plus développés ;
- des bancs répartis plus irrégulièrement ;
- la disparition du débit sphéritique ;
- la disparition du faciès à spicules ;
- le développement de la bioturbation (Chondrites-Thalassinoides) ;
- l'apparition de niveaux particulièrement riches en brachiopodes (Galliennithyris rivelensis, Dorsoplicathyris ledonica), oursins (Rhabdocidaris caprimontana).

Il se terminent toujours par une série de quelques gros bancs calcaires (= "bancs limites" de R. ENAY, 1966).

En conclusion, les sédiments disposés latéralement aux Couches de Birmensdorf appartiennent à la formation des Calcaires hydrauliques. Celle-ci peut se subdiviser en deux ensembles sédimentologiquement distincts : les Calcaires hydrauliques inférieurs et les Calcaires hydrauliques supérieurs. On proposera de leur donner la valeur de membres. Le membre inférieur (= Calcaires hydrauliques inférieurs) voit s'individualiser, à sa base, un niveau correspondant aux Calcaires siliceux. Le membre supérieur (= Calcaires hydrauliques supérieurs) voit s'individualiser, à son sommet, un niveau correspondant aux "bancs limites". La figure 79, en présentant un essai de corrélation des principales coupes, résume cette stratigraphie.

- Interprétation sédimentologique

Les Calcaires hydrauliques inférieurs évoquent une sédimentation relativement peu abondante (grande abondance de pellets et de débris) relativement peu profonde (spicules de Geodiidae - voir p. 337) et surtout d'une grande régularité. Ce sont eux qui présentent les plus beaux rythmes simples en régime alternant (p. 90). On notera que, par sa stratification sphéritique et son microfaciès à spicules et petits pellets, ce sédiment paraît très voisin des vases hémipélagiques qui ceinturaient, au Crétacé inférieur, le bassin vocontien (FERRY, 1978). Il s'agit typiquement d'un sédiment de plateforme externe. Cette formation se distingue du reste de l'Oxfordien par sa richesse en interstratifiés illite/montmorillonite et sa pauvreté en kaolinite. Ceci traduit vraisemblablement une sédimentation peu active dans un milieu assez abrité. Ce très relatif "confinement" s'estompe toutefois vers le Nord où les dépôts argileux restent plus banaux et plus abondants (Champagnole - RIV).

Les Calcaires hydrauliques supérieurs illustrent un changement assez important de ce régime sédimentaire marqué par :

- une augmentation de la sédimentation terrigène (épaississement des interbancs marneux, kaolinite et quartz en proportion plus grande) sans doute en partie responsable de la disparition progressive des fonds à spongiaires (Geodiidae) ;

- un rythme des apports beaucoup plus capricieux. A des périodes de sédimentation assez active, font suite des périodes de sédimentation réduite permettant une colonisation du fond par un benthos varié (brachiopodes, oursins, crinoïdes, Chondrites, Thalassinoides, etc ...).

On notera (fig. 79) le caractère particulier de la partie visible des Calcaires hydrauliques dans le secteur de Chatillon-sur-Ain (CSA). La série, condensée et beaucoup plus fortement bioturbée que partout ailleurs, indique une sédimentation anormalement réduite. Faut-il interpréter ce secteur comme le témoin d'une quelconque "barrière" ayant plus ou moins fait obstacle aux apports terrigènes venant du Nord (RIV) ? Cela pourrait peut être expliquer le fait que le domaine situé au Sud apparaisse comme "plus abrité" lors du dépôt des Calcaires hydrauliques inférieurs et de la base des Calcaires hydrauliques supérieurs.

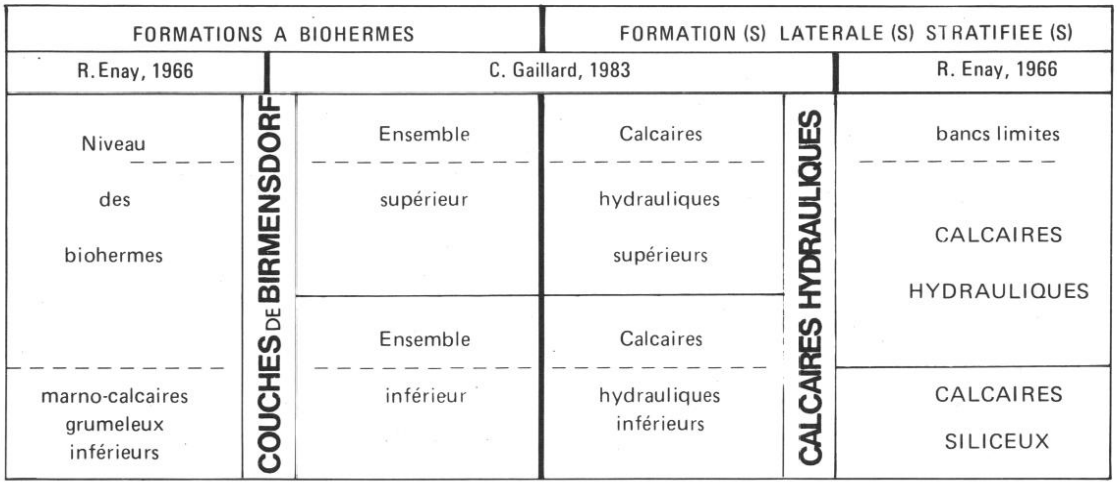


Fig. 80 – **Proposition pour un nouveau découpage lithostratigraphique des Couches de Birmensdorf et de leur équivalent latéral.**

- Essai de corrélation détaillée des Couches de Birmensdorf avec leurs formations latérales

Si l'on se reporte à l'étude stratigraphique des Couches de Birmensdorf (p. 150) on constatera que les caractères qui opposent l'ensemble inférieur à l'ensemble supérieur sont identiques à ceux qui opposent les Calcaires hydrauliques inférieurs aux Calcaires hydrauliques supérieurs. Il est donc pratiquement logique de mettre en correspondance l'ensemble inférieur avec les Calcaires hydrauliques inférieurs et l'ensemble supérieur avec les Calcaires hydrauliques supérieurs (fig. 80).

Dans l'ensemble inférieur il est même possible de retrouver les rythmes mis en évidence dans les Calcaires hydrauliques inférieurs. Un essai a été réalisé en détail pour la coupe de Châtillon-de-Cornelles (COR) où la base des Couches de Birmensdorf affleure dans d'excellentes conditions. Elle a été comparée à la coupe du Giron (GIR) où les rythmes sont particulièrement bien exprimés (fig. 81). Il apparaît très clairement que les Couches de Birmensdorf correspondent à une "compression" des Calcaires hydrauliques. Cette "compression" est essentiellement due à une forte diminution de l'épaisseur des interbancs mais aussi à un léger épaississement des bancs. Ceci s'accompagne d'une teneur moyenne en $CaCO_3$ sensiblement plus élevée dans les Couches de Birmensdorf. La courbe calcimétrique est centrée sur une valeur moyenne de 90 %, alors que, chez les Calcaires hydrauliques, cette valeur est plus proche de 80 %. Ces divers phénomènes rendent moins évident l'aspect rythmique de la sédimentation.

En revanche, il n'est pas étonnant que l'ensemble supérieur, vu le caractère moins organisé de sa sédimentation, ne puisse pas être corrélé aussi précisément avec les Calcaires hydrauliques supérieurs. La rareté et le caractère incomplet des affleurements de l'ensemble supérieur des Couches de Birmensdorf sont, de surcroît, des obstacles à la réalisation de ces corrélations.

On y retrouve cependant, au sommet, un groupe de gros bancs calcaires qui, comme l'a montré R. ENAY (1966) doivent correspondre aux "bancs limites" qui se suivent assez bien au toit des Calcaires hydrauliques. A l'opposé, en ce qui concerne l'extrême base des Couches de Birmensdorf,

les corrélations sont moins évidentes. Il semble, selon la conception de R. ENAY, que ses "marno-calcaires grumeleux inférieurs" qui représentent les premiers bancs des Couches de Birmensdorf correspondent au niveau des "Calcaires siliceux" qui, eux, marquent la base des Calcaires hydrauliques inférieurs. Toujours selon R. ENAY, ce niveau basal serait le seul représenté dans le secteur nord-ouest, là où les Couches de Birmensdorf présentent une épaisseur très réduite et reposent sous les Calcaires hydrauliques. Les données de terrains sont malheureusement insuffisantes, dans l'état actuel, pour préciser ces corrélations. Les quelques observations qui ont pu être réalisées vont toutefois bien dans ce sens.

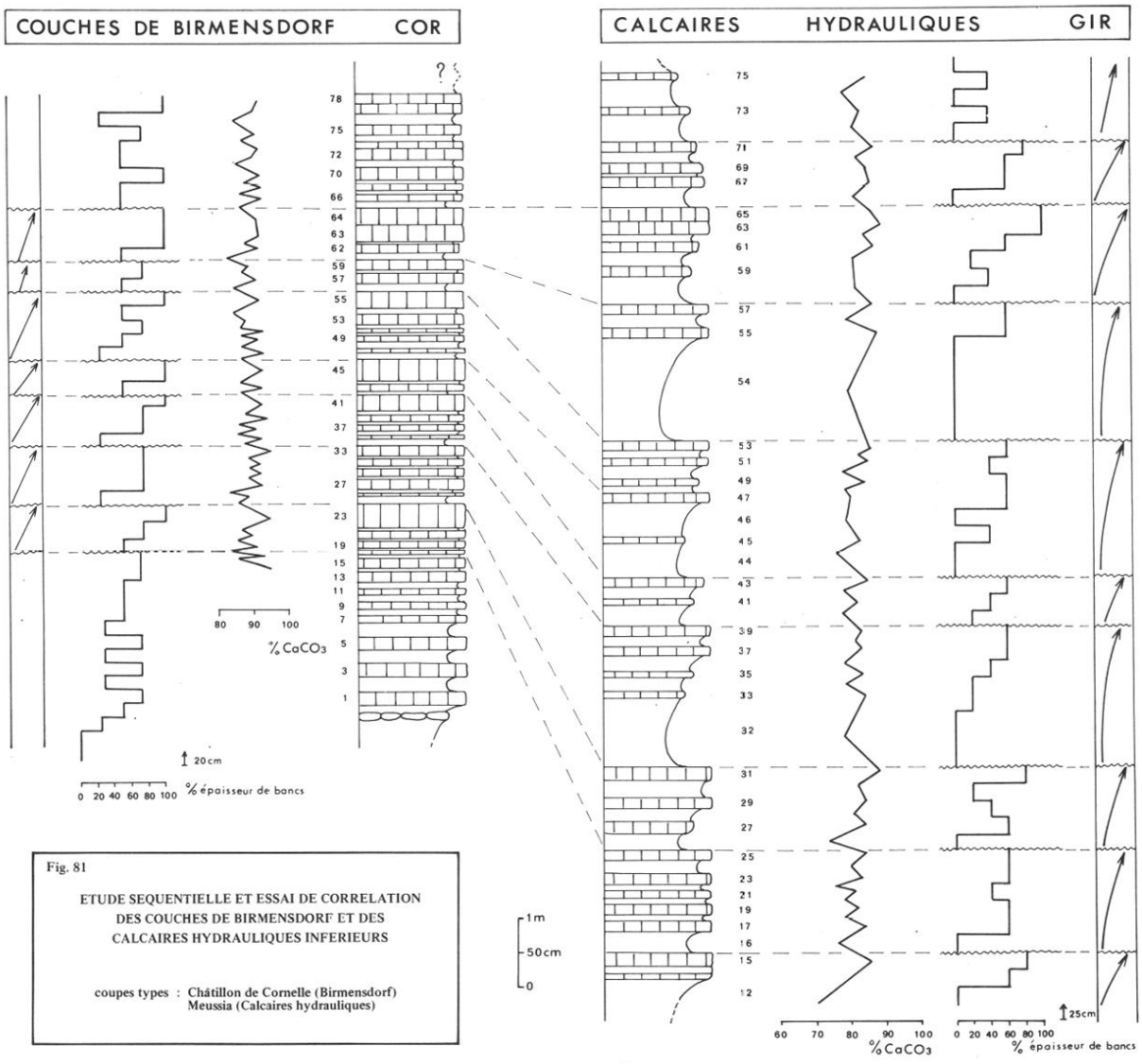


Fig. 81

ETUDE SEQUENTIELLE ET ESSAI DE CORRELATION DES COUCHES DE BIRMENSDORF ET DES CALCAIRES HYDRAULIQUES INFERIEURS

coupes types : Châtillon de Cornelle (Birmensdorf)
Meussia (Calcaires hydrauliques)

En conclusion, il apparaît que le régime sédimentaire des Couches de Birmensdorf, est, dans ses grandes lignes, semblable à celui des Calcaires hydrauliques. Il est cependant caractérisé par une sédimentation apparemment moins active, surtout en ce qui concerne le matériel terrigène.

c. Situation des Couches de Birmensdorf dans le bassin

La répartition des faciès est rappelée dans les fig. 172 et 173. Pour conclure on peut dire que les Couches de Birmensdorf se sont déposées au large d'une zone soumise à une sédimentation régulière de type hémipélagique. Cette dernière ceinture elle-même un domaine plus interne et moins profond situé hors de la région étudiée et favorable au développement de faciès coralliens ou subcoralliens (Rauracien). Les Couches de Birmensdorf apparaissent donc comme un dépôt formé en milieu franchement externe. Leur propre évolution, en direction de la Tethys, du faciès construit à biohermes vers le faciès stratifié grumeleux permet de les situer plus précisément en bordure de plate-forme externe. En effet, par leurs caractères sédimentologiques propres et par leurs relations avec d'autres faciès comparables bordant le bassin dauphinois (voir p. 273) le faciès stratifié grumeleux peut être interprété comme jalonnant les premières pentes du talus.

Sur cette plate-forme externe, compte tenu des caractères propres des dépôts, mais aussi de la répartition des épaisseurs (fig. 174), on peut dire que le taux global de sédimentation montre une baisse plus ou moins progressive vers le large. A partir d'un certain seuil, il permet l'installation des peuplements à hexactinellides et lithistides, mais ceux-ci ne peuvent se maintenir qu'en édifiant des biohermes (faciès construit). Lorsqu'il s'affaiblit encore, toujours plus au large, les spongiaires peuvent coloniser durablement la totalité du fond sans craindre l'envasement (faciès stratifié grumeleux). Un tel domaine à sédimentation faible et régulière correspond à la définition donnée dans la fig. 44 d'une aire protégée distale. La reprise d'une sédimentation plus abondante, déjà sensible avec les Calcaires hydrauliques supérieurs, puis plus importante avec les Couches d'Effingen, est la cause de la disparition de cette aire protégée et des faciès qui la caractérisent.

Il est bien sûr évident que cette sédimentation décroissante en direction externe ne résulte pas du seul jeu des apports sédimentaires dans le bassin comme pourrait le laisser croire la démonstration développée dans ce travail. Ce facteur est certainement très important dans le déterminisme du phénomène bioconstructeur, mais il est lui-même lié à d'autres facteurs dont un paraît essentiel. Il s'agit de la subsidence qui a sans doute plus ou moins contrôlé la répartition des dépôts. On ne reviendra toutefois pas sur cette question puisqu'elle a déjà été traitée dans le travail de R. ENAY (1966) et qu'aucun élément d'appréciation supplémentaire n'est apporté ici. On doit imaginer une plate-forme externe de morphologie assez régulière dont la bordure externe, relativement stable ("seuil de la Haute Chaîne"), se trouve quelque peu abrité d'une sédimentation trop forte par la présence d'un domaine plus interne et légèrement subsident, jouant le rôle de "piège à sédiments" (fig. 82).

Il est fort possible que ce soit des à-coups de la subsidence qui aient provoqué l'individualisation des principaux niveaux reconnaissables à la fois dans la formation des Calcaires hydrauliques et dans celle des Couches de Birmensdorf. Pour expliquer, à son tour, cette subsidence différentielle, on peut très bien envisager le jeu, en profondeur, d'un bloc crustal en cours de basculement. Ce mécanisme se conçoit très bien en un lieu (bordure de la Téthys) et à une époque (Oxfordien moyen) caractérisés par des phénomènes de distension (phase d'expansion téthysienne).

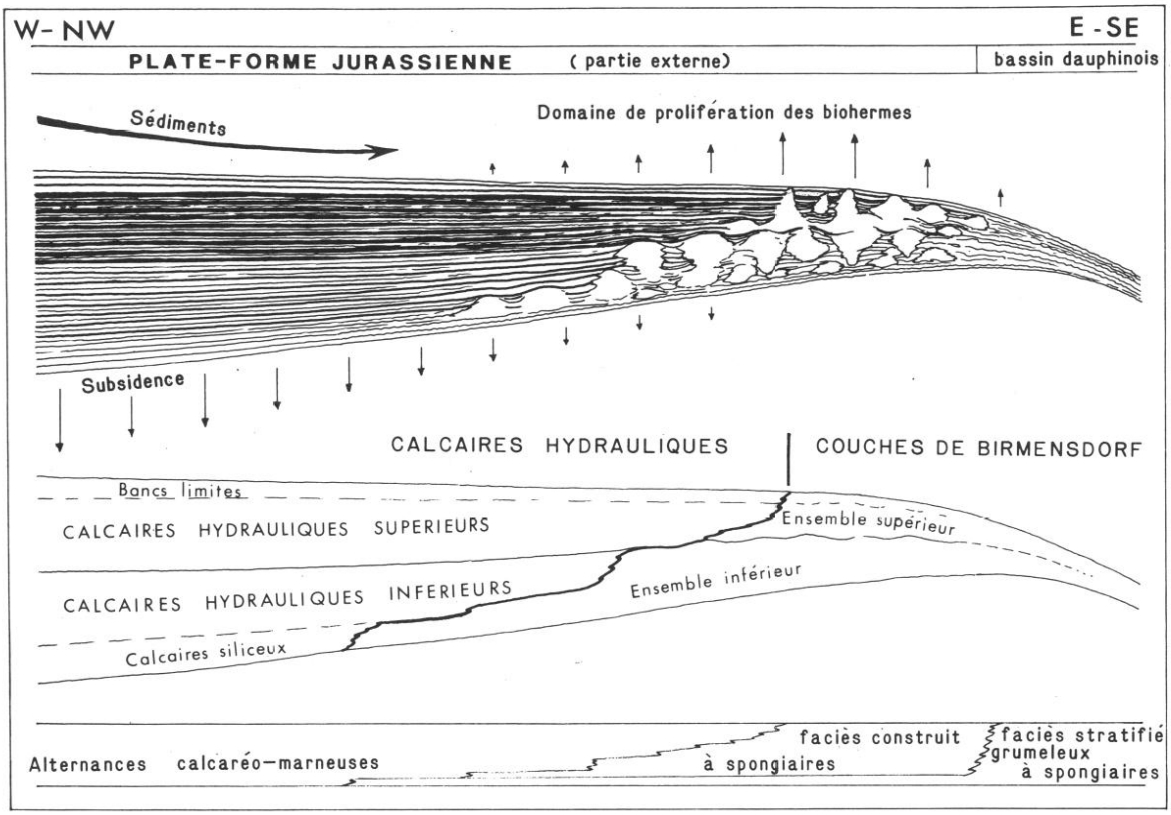


Fig. 82 – **Les biohermes à spongiaires dans leur contexte sédimentaire. L'exemple des Couches de Birmensdorf (la tranche de sédiment représentée correspond à une tranche de temps identique en tous points du bassin).**

2) Les niveaux à biohermes des Calcaires lités et leurs équivalents latéraux

Les Calcaires lités représentent une formation épaisse et hétérogène ne renfermant des bioconstructions à spongiaires que dans la partie la plus méridionale du domaine étudié. La répartition des biohermes a déjà été montrée par R. ENAY (1966, fig. 89). Ceux-ci ne dépassent pas, vers le Nord-Est, une ligne Cerdon - Aranc - Culoz. On notera que cela correspond au secteur le plus éloigné du domaine septentrional toujours caractérisé par des faciès réputés moins profonds. Ce domaine, où disparaît la formation des Calcaires lités, se maintient toujours au niveau du faisceau salinois.

a. Variations au sein des niveaux à biohermes

Toute la difficulté de cette étude tient à l'importance de ces variations et à la rareté des affleurements valables. En fait, comme cela a déjà été souligné, seul l'ensemble calcaire inférieur est relativement bien connu.

En ce qui concerne cet ensemble calcaire inférieur, la constance de son niveau basal est remarquable dans tout le domaine où les Calcaires lités renferment des biohermes. On notera que ce niveau correspond au "premier niveau" défini à propos de la répartition des faciès à spongiaires (p. 162). Si les petits biohermes élémentaires ne s'y rencontrent que dans l'Ile Crémieu (Trept, Bouvesse-Quirieu), le niveau grumeleux à spongiaires (banc 13) est présent partout. C'est la "Couche à hexactinellides" citée par P. CHOFFAT et R. ENAY. Cette couche est toujours surmontée par le même banc (banc 14) dont la constance et le caractère bien tranché en font un banc repère fort utile : le "Banc de fer" de R. ENAY (BDF, fig. 170). C'est un banc calcaire très dur et particulièrement riche en pyrite que l'érosion met nettement en saillie. Sa richesse en fossiles, notamment en ammonites et en spongiaires, est remarquable. Sa texture reste néanmoins toujours de type wackestone. Suivant les lieux, la disposition des fossiles, en tous sens ou disposés à plat et en lits successifs, peut indiquer soit un remaniement sur place, soit plusieurs phases de dépôt assez rapides (pl. 5, fig. 7). Sa surface inférieure moule une très belle surface bioturbée à Thalassinoides. Le banc illustre donc une assez importante discontinuité au toit du niveau basal.

L'hétérogénéité de tous les niveaux surincombants est telle que toute corrélation, banc par banc, devient impossible. Les biohermes y apparaissent d'une manière assez désordonnée et sont, globalement, plus dispersés que dans les Couches de Birmensdorf. Ils ne sont abondants que dans l'Ile Crémieu et le Massif de Portes-Molard Dedon. Dans l'Ile Crémieu, ils sont bien développés dans l'ensemble calcaire inférieur mais de très petite taille et rares (région de Bouvesse-Quirieu) dans l'ensemble calcaire supérieur. Dans le Massif de Portes-Molard Dedon ils sont également bien développés et montent très haut dans la série puisqu'on les trouve parfois très près des Calcaires pseudolithographiques. Mais il est difficile, dans cette région, de montrer si l'ensemble marneux intermédiaire fait également obstacle au développement des spongiaires et détermine, dans les Calcaires lités, deux séquences de biohermes. Plus au Nord, dans la région d'Evosges, on ne rencontre plus, dans l'ensemble calcaire inférieur, comme dans l'ensemble calcaire supérieur, que quelques rares biohermes élémentaires ou petits biohermes complexes abortifs annonçant la disparition proche du faciès construit à spongiaires (pl. 2, fig. 5).

En conclusion, les niveaux à spongiaires des Calcaires lités s'opposent nettement, par leur hétérogénéité, aux Couches de Birmensdorf. Ils montrent d'autre part une évolution qui n'est plus W-E à NW-SE mais N-S à NE-SW. La base de ces niveaux indique une sédimentation ralentie et très favorable au développement des spongiaires sur un assez vaste secteur. La reprise, après le banc de fer, d'une sédimentation plus irrégulière et sans doute plus abondante, a entraîné localement la construction de biohermes. Ceux-ci ont proliféré dans la partie sud du secteur. La dégénérescence, puis la disparition du faciès construit vers le Nord montre clairement une dégradation de leurs conditions de vie.

b. Les niveaux latéraux et le problème de leur corrélation

Vu les nombreuses petites variations locales, il est extrêmement délicat, sinon impossible de déterminer avec précision les niveaux stratifiés équivalents des niveaux à biohermes. La seule solution semble consister à comparer les quelques bancs ou niveaux suffisamment caractéristiques et étendus pour servir de repère.

En accord avec R. ENAY (1966) le banc de fer doit pouvoir être approximativement corrélé avec le "banc vacuolaire" situé à la base de la barre inférieure des Calcaires lités. Plusieurs caractères permettent en effet de les rapprocher :

- faune abondante et variée sinon identique ;
- ammonites de même âge ;

- surface inférieure très nettement individualisée et souvent soulignée par des Thalassinoides ;

- sédiment riche en pyrite.

Dans ces conditions, toujours selon R. ENAY, le niveau grumeleux à spongiaires sous-jacent peut être relié au premier banc à bioclastes et encroûtements de la séquence supérieure. Il s'agit, suivant les secteurs, du "Premier niveau à concrétions" (p. 310) ou du "Banc à Anomia" (p. 313). On adoptera ce schéma (fig. 169) en soulignant que les bancs ainsi corrélés ne correspondent pas forcément ni au même corps sédimentaire, ni à la même durée. Ils marquent seulement des discontinuités dans la sédimentation qui, logiquement ont dû se produire à des périodes simultanées ou rapprochées dans le temps.

Si cette hypothèse est exacte, on voit que les tout premiers biohermes des Calcaires lités (premier niveau de la coupe-type) annoncent la première grande discontinuité sédimentaire au sein de la séquence supérieure sensible dans tout le bassin. Celle-ci se manifeste par le développement d'un faciès à spongiaires (faciès grumeleux) uniquement dans la partie la plus méridionale du bassin, c'est-à-dire celle qui se trouve en position la plus externe (fig. 180).

Le "Banc de fer", et le "Banc vacuolaire" témoignent d'une seconde discontinuité prenant place juste avant une nette reprise de la sédimentation. Cette dernière se manifeste par un apport important de carbonates dans le secteur centre-ouest du bassin. Il s'agit de la mise en place de la barre inférieure des Calcaires lités (p. 96). Or, c'est justement, toujours dans la zone méridionale et là où cette barre a tendance à perdre son individualité, que se manifestent les premiers biohermes. Il semble ainsi qu'une sédimentation active, même si elle est de nature carbonatée, est toujours néfaste aux biohermes à spongiaires. Là aussi, la notion d'aire protégée distale (p. 111) explique bien le phénomène de la répartition des constructions à spongiaires.

3) Conclusion

Il apparaît assez clairement que les peuplements à hexactinellides et lithistides se sont toujours développés :

- dans le domaine le plus externe du bassin jurassien ;

- lors de périodes de sédimentation ralentie.

L'édification des biohermes semble être une réaction à une légère élévation du taux de sédimentation. Leur maintien n'est assuré que par une sédimentation restant faible mais également régulière et essentiellement carbonatée.

C – LA VIE DANS LES BIOHERMES À SPONGIAIRES

I - LES SPONGIAIRES

1) Aspect paléontologique

a. Introduction

La quasi-totalité des spongiaires observés dans les biohermes se classe parmi les éponges siliceuses. Elles sont néanmoins représentées par des fossiles d'un type particulier, entièrement calcaires. Ce sont des "momies calcaires" (voir p. 257) caractérisées par :

- le remplacement plus ou moins fidèle des parties molles par un calcaire de teinte sombre ;

- la conservation partielle du squelette spiculaire (mégasclères) avec remplacement, après dissolution, de la silice originelle par de la calcite.

Un tel mode de conservation présente l'avantage de conserver la morphologie générale de l'éponge vivante et même quelques détails anatomiques comme parfois le système canalifère. En revanche, il rend difficile ou même souvent impossible une étude paléontologique rigoureuse puisque le réseau spiculaire est généralement incomplet et ne peut être isolé. L'encroûtement très fréquent et généralement épais des momies d'éponges gène aussi considérablement l'examen externe. Il existe donc un grave problème de détermination. Seuls les spécimens les mieux conservés, ou quelques espèces très caractéristiques, peuvent ainsi être déterminés. Une détermination satisfaisante s'obtient par combinaison de l'examen interne par sections brutes, polies ou par lames minces (organisation générale du squelette, type de spicules, système canalifère) et de l'examen externe (forme générale, taille, épaisseur du corps, disposition des pores ou oscules, ornementation etc ...).

L'inventaire proposé est donc forcément incomplet et ne concerne que les éponges les plus abondantes et/ou les plus caractéristiques. Dans cet inventaire, on distinguera deux groupes d'espèces :

- Des espèces reconnues dans les récoltes effectuées dans le cadre de ce travail (signalées dans les colonnes 2 et 3 des tableaux des figures 83 et 84). Environ 40 % de ces espèces n'avaient jamais été citées dans l'Oxfordien du Jura français (en ne tenant pas compte de l'inventaire déjà proposé et concernant uniquement les Calcaires lités in : GAILLARD, 1972). Pour chacune d'entre elles, on trouvera ci-dessous, une synonymie non exhaustive mais renvoyant aux références les plus utiles (descriptions ou figurations jugées les meilleures et/ou citation de spécimens provenant de l'Oxfordien du Jura français ou de gisements très proches). Signalons enfin que divers specimens se rapportent vraisemblablement à des espèces nouvelles. Leur trop faible nombre ou leur mauvais état de conservation n'en permet pas cependant la description.

- Des espèces non reconnues avec certitude dans les récoltes effectuées dans le cadre de ce travail mais signalées par ailleurs dans l'Oxfordien du Jura français (signalées dans la colonne 1 des tableaux des figures 83 et 84), et précédées d'un astérisque dans la liste proposée ci-dessous. N'ont été sélectionnées ici que les espèces citées par les paléontologues spécialistes d'éponges et provenant de gisements bien situés. Ont donc seulement été pris en compte les travaux de L. MORET (1926) et de L. LAGNEAU-HERENGER (1951) pour le Jura méridional (spongiaires de Trept) et de A. ETALLON (1858, 1860) revus par F. OPPLIGER (1907) pour le Jura septentrional (spongiaires de Saint-Claude, du Pontet, du Mont Rivel). Ces espèces sont données sans synonymie mais accompagnées de la référence des travaux précités qui en ont fait état dans le Jura. On notera que toutes ces espèces n'ont été rencontrées qu'en très petit nombre (quelques exemplaires dans les collections de L. MORET, et d'un à trois exemplaires dans l'inventaire de F. OPPLIGER (1907), fait, pour l'essentiel, à partir du matériel de A. ETALLON).

La systématique employée est celle retenue par M. W. de LAUBENFELS (1955) dans le "Treatise on Invertebrate Paleontology" édité par R. C. MOORE. Les tableaux des fig. 83 et 84 permettent une vue plus synthétique de la faune étudiée. Ils donnent en plus une idée du type morphologique, de la répartition stratigraphique et de l'abondance relative de chaque espèce.

b. Les hexactinellides

Ce sont, de très loin, les éponges les plus abondantes et les plus diversifiées des biohermes et des faciès stratifiés environnants. Dans les biohermes, elles ne représentent en moyenne que 18 % du volume de la roche construite mais plus de 80 % du nombre total de spongiaires.

Classe *HYALOSPONGEA* VOSMAER = *HEXACTINELLIDA* SOLLAS
Ordre *DICTYIDA* ZITTEL

Ces hexactinellides sont caractérisées par un squelette rigide formé d'un réseau d'hexactines à noeuds pleins (= HEXACTINOSA).

CRATICULARIA CANCELLATA (MUNSTER)

1833 - Scyphia cancellata MUNSTER : Goldfuss, p. 89, pl. 33, fig. 1 a-b.
1897 - Craticularia cancellata (MUNSTER) : Oppliger, p. 25.
1915 - Craticularia cancellata (MUNSTER) : Oppliger, p. 18.

* CRATICULARIA CUSPIDATA OPPLIGER, 1915

1915 - Craticularia cuspidata OPPLIGER, p. 14, pl. 1, fig. 4a-c.
1926 - Craticularia cuspidata OPPLIGER : Moret, p. 292.
1951 - Craticularia cuspidata OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.

CRATICULARIA FICIFORMIS (ETALLON, 1860)

1860 - Goniocoelia clavaeformis ETALLON, p. 142.
= Goniocoelia ficiformis ETALLON, p. 160 : errata : p. 142 au lieu de clavaeformis, lisez ficiformis.
1907 - Craticularia clavaeformis (ETALLON) : Oppliger, p. 7, pl. 3, fig. 3 a-c.
1915 - Craticularia clavaeformis (ETALLON) : Oppliger, p. 13, pl. 1, fig. 2.
1926 - Craticularia clavaeformis (ETALLON) : Oppliger, p. 7.
1951 - Craticularia clavaeformis (ETALLON) : Lagneau-Herenger, p. 68.

CRATICULARIA FOLIATA (QUENSTEDT, 1878)

1878 - Textispongia foliata QUENSTEDT, p. 64, pl. 117, fig. 7.
1915 - Craticularia foliata (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 19.
1926 - Craticularia foliata (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 9.

CRATICULARIA PARALLELA (GOLDFUSS, 1833)
(pl. 8, fig. 2)

1833 - Scyphia parallela GOLDFUSS, p. 8, pl. 3, fig. 3 a-b.
1858 - Spongites texturatus (GOLDFUSS) : Quenstedt, p. 683, pl. 83, fig. 7.
1878 - Spongites clavitextus QUENSTEDT, p. 59, pl. 116, fig. 19.
1878 - Spongites cylindritextus QUENSTEDT, p. 65, pl. 117, fig. 9.
1878 - Spongites introtextus QUENSTEDT, p. 58, pl. 116, fig. 15.
1878 - Spongites stellitextus QUENSTEDT, p. 59, pl. 116, fig. 22.
1878 - Textispongia coarctata QUENSTEDT, p. 60, pl. 116, fig. 20.
1915 - Craticularia parallela (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 11.
1926 - Craticularia parallela (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 6.
1936-37 - Craticularia parallela (GOLDFUSS) : Schrammen, p. 28, pl. 3, fig. 4-7, pl. 13, fig. 1.

CRATICULARIA ROLLIERI OPPLIGER, 1915
(pl. 8, fig. 5)

1915 - Craticularia rollieri OPPLIGER, p. 14, pl. 1, fig. 3 a-b.
1926 - Craticularia rollieri OPPLIGER : Moret, p. 292.
1951 - Craticularia rollieri OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.

CRATICULARIA SCHWEIGGERI (GOLDFUSS, 1833)

1833 - Scyphia schweiggeri GOLDFUSS, p. 91, pl. 33, fig. 6 a-b.
1878 - Scyphia schweiggeri GOLDFUSS : Quenstedt, p. 63, pl. 117, fig. 3-5.
1915 - Craticularia schweiggeri (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 17.
1926 - Craticularia schweiggeri (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 9.
1972 - Craticularia schweiggeri (GOLDFUSS) : Gaillard, p. 118, pl. 1, fig. 4-5.

* CRATICULARIA SUBCLATHRATA (ETALLON, 1860)

1860 - Goniocoelia subclathrata ETALLON, p. 142.
1907 - Craticularia subclathrata (ETALLON) : Oppliger, p. 6, pl. 3, fig. 2.
1926 - Craticularia subclathrata (ETALLON) : Moret, p. 292.
1951 - Craticularia subclathrata (ETALLON) : Lagneau-Herenger, p. 68.

* CRATICULARIA SUBCYLINDRICA OPPLIGER, 1907

1907 - Craticularia subcylindrica OPPLIGER, p. 6, pl. 3, fig. 1.

* TREMADICTYON CRATERIFORMIS (ETALLON, 1860)

1860 - Cribrocoelia crateriformis ETALLON, p. 141.
1907 - Tremadictyon crateriformis (ETALLON) : Oppliger, p. 5, pl. 2, fig. 2 a-b.

TREMADICTYON RETICULATUM (GOLDFUSS, 1833)
(pl. 7, fig. 5)

1833 - Scyphia reticulata GOLDFUSS, p. 11, pl. 4, fig. 1 a-d.
1877 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Zittel, p. 355, pl. 2, fig. 2.
1897 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 20, pl. 3, fig. 1 a-d.
1910 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Kolb, p. 154, pl. 11, fig. 3-10.
1915 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 9.
1926 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 4.
1926 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Moret, p. 292.
1951 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS) : Gaillard, p. 118, pl. 1, fig. 6, pl. 2, fig. 7.

STAURODERMA BIRMENSDORFENSIS OPPLIGER, 1915
(pl. 7, fig. 3 ; pl. 8, fig. 1)

1915 - Stauroderma birmensdorfense OPPLIGER, p. 39, pl. 5, fig. 1 a-e.
1926 - Stauroderma birmensdorfense OPPLIGER : Moret, p. 293.
1951 - Stauroderma birmensdorfense OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Stauroderma birmensdorfensis OPPLIGER : Gaillard, p. 119, pl. 3, fig. 12-14.

* STAURODERMA DEPRESSA OPPLIGER, 1907

1907 - Stauroderma depressa OPPLIGER, p. 12, pl. 6, fig. 2.

* STAURODERMA VASA OPPLIGER, 1907

1907 - Stauroderma vasa OPPLIGER, p. 11, pl. 2, fig. 1.

* POROSPONGIA FUNGIFORMIS (GOLDFUSS, 1833)

1951 - Sporadopyle fungiformis (GOLDFUSS) : Lagneau-Herenger, p. 68.

* POROSPONGIA IMPRESSA (MUNSTER)

1926 - Porospongia impressa (MUNSTER) : Moret, p. 292.
1951 - Porospongia impressa (MUNSTER) : Lagneau-Herenger, p. 68.

POROSPONGIA MARGINATA (MUNSTER)
(pl. 7, fig. 6)

1833 - Manon marginatum MUNSTER : Goldfuss, p. 94, pl. 34, fig. 9 d-i.
1858 - Manon impressum QUESNTEDT, p. 669, pl. 81, fig. 95.
1858 - Spongites spiculatus QUENSTEDT, p. 682, pl. 82, fig. 11.
1878 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Quenstedt, p. 99, pl. 119, fig. 11-12.
1878 - Spongites spiculatus QUENSTEDT : Quenstedt, p. 101, pl. 119, fig. 15.
1897 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Oppliger, p. 38.
1915 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Oppliger, p. 47.
1926 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Moret, p. 292.
1936-37 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Schrammen, p. 46, pl. 2, fig. 13.
1951 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Porospongia marginata (MUNSTER) : Gaillard, p. 119, pl. 3, fig. 11.

CASEARIA ARTICULATA (SCHMIDEL, 1780)

1742 - Alcyon articulé BOURGUET, pl. 3, fig. 18.
1780 - Spongia articulata SCHMIDEL, p. 19, pl. 4-5.
1833 - Scyphia articulata GOLDFUSS, p. 9, pl. 3, fig. 8 a-c, pl. 9, fig. 9.
1858 - Spongites articulatus QUENSTEDT, p. 680, pl. 82, fig. 9.
= Casearia articulata QUENSTEDT, p. 681
1877 - Casearia articulata (GOLDFUSS) : Zittel, p. 365, pl. 5, fig. 2.
1878 - Spongites articulatus QUENSTEDT, p. 106, pl. 120, fig. 8-10, 20-23.
1878 - Caseispongia articulata QUENSTEDT, p. 106, pl. 120, fig. 12-19.
1897 - Casearia articulata (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 37.
1910 - Casearia articulata (BOURQUET) : Kolb, p. 187, pl. 12, fig. 15-22, pl. 13, fig. 1-6.
1936-37 - Casearia articulata (BOURQUET) : Schrammen, p. 50, pl. 1, fig. 5, pl. 2, fig. 12, pl. 11, fig. 12.
1972 - Casearia articulata (BOURQUET) : Gaillard, p. 120, pl. 3, fig. 5.
1974 - Casearia articulata (SCHMIDEL) : Müller, p. 3, fig. 2-6, pl. 1-4.

* VERRUCOCOELIA BONJOURI ETALLON, 1858

1858 - Verrucocoelia bonjouri ETALLON, p. 538.

VERRUCOCOELIA GREGARIA (QUENSTEDT, 1858)

1858 - Scyphia gregaria QUENSTEDT, p. 668, pl. 81, fig. 85.
1877 - Verrucocoelia gregaria (GOLDFUSS) : Zittel, p. 357, pl. 11, fig. 5.
1878 - Mastospongia gregaria (QUENSTEDT) : Quenstedt, p. 148, pl. 122, fig. 8-10.
1897 - Verrucocoelia gregaria (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 31.
1915 - Verrucocoelia gregaria (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 28.
1972 - Verrucocoelia verrucosa (GOLDFUSS) : Gaillard, p. 120, pl. 2, fig. 4.

VERRUCOCOELIA cf. MAJOR (SOLLAS, 1883)
(pl. 9, fig. 10)

1883 - Plectospyris major SOLLAS, p. 546, pl. 20, fig. 15-16.
1893 - Verrucocoelia major (SOLLAS) : Hinde, p. 201, pl. 11, fig. 4.
1972 - Plocoscyphia aff. labrosa (SMITH et TOULMIN) : Gaillard, p. 130, pl. 2, fig. 5-6.

VERRUCOCOELIA RAMOSA OPPLIGER, 1915
(pl. 9, fig. 7)

1915 - Verrucocoelia ramosa OPPLIGER, p. 29, pl. 3, fig. 1 a-i.

VERRUCOCOELIA VERRUCOSA (GOLDFUSS, 1833)
(pl. 9, fig. 11)

1833 - Scyphia verrucosa GOLDFUSS, p. 91, pl. 33, fig. 8 a-e.
1858 - Scyphia verrucosa GOLDFUSS : Quenstedt, p. 668, pl. 81, fig. 86.
1878 - Mastospongia verrucosa (GOLDFUSS) : Quenstedt, p. 147, pl. 122, fig. 3-6.
1897 - Verrucocoelia verrucosa (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 31.
1915 - Verrucocoelia verrucosa (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 28.
1926 - Verrucocoelia verrucosa (GOLDFUSS) : Moret, p. 292.
1936-37 - Verrucocoelia verrucosa (GOLDFUSS) : Schrammen, p. 42, pl. 3, fig. 9.

SPORADOPYLE FAVREI (ETALLON, 1860)

1860 - Goniocoelia favrei ETALLON, p. 142.
1907 - Sporadopyle favrei (ETALLON) : Oppliger, p. 7, pl. 2, fig. 3.
1915 - Sporadopyle favrei (ETALLON) : Oppliger, p. 26, pl. 2, fig. 6 a-d.
1972 - Sporadopyle favrei (ETALLON) : Gaillard, p. 121, pl. 2, fig. 8.

SPORADOPYLE FLABELLUM (ETALLON, 1860)

1860 - Adelphocoelia flabellum ETALLON, p. 146, pl.1 , fig. 10.
1907 - Sporadopyle flabellum (ETALLON) : Oppliger, p. 8, pl. 4, fig. 4 a-d.
1915 - Sporadopyle flabellum (ETALLON) : Oppliger, p. 24, pl. 2, fig. 5 a-g.

SPORADOPYLE GERMINATA OPPLIGER, 1915

1915 - Sporadopyle germinata OPPLIGER, p. 21, pl. 2, fig. 1.

SPORADOPYLE OBLIQUA (GOLDFUSS, 1833)
(pl. 9, fig. 5)

1833 - Scyphia obliqua GOLDFUSS, p. 9, pl. 3, fig. 5 a-d.
1858 - Scyphia obliqua GOLDFUSS : Quenstedt, p. 668, pl. 81, fig. 87.
1878 - Scyphia obliqua GOLDFUSS : Quenstedt, p. 118, pl. 120, fig. 29-53.
1897 - Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 29, pl. 4, fig. 3.
1915 - Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 20.
1926 - Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 10.
1926 - Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS) : Moret, p. 292.
1936-37 - Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS) : Schrammen, p. 17, pl. 2, fig. 6, pl. 11, fig. 1.
1951 - Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS) : Lagneau-Herenger, p. 68.

SPORADOPYLE TENUIS OPPLIGER, 1915
(pl. 9, fig. 8)

1915 - Sporadopyle tenuis OPPLIGER, p. 27, pl. 2, fig. 7.
1951 - Sporadopyle tenuis OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Sporadopyle tenuis OPPLIGER : Gaillard, p. 122, pl. 2, fig. 9-10.

Ordre *LYCHNISKIDA* SCHRAMMEN

Ces hexactinellides sont caractérisées par un squelette rigide formé d'un réseau d'hexactines à noeuds ajourés (= LYCHNISCOSA).

CYPELLIA CALYCIFORMIS OPPLIGER, 1907

1907 - Cypellia calyciformis OPPLIGER, p. 10, pl. 4, fig. 2 a-b.
1915 - Cypellia calyciformis OPPLIGER : Oppliger, p. 37, pl. 4, fig. 4 a-b.
1951 - Cypellia calyciformis OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.

* CYPELLIA CONICA OPPLIGER, 1907

1907 - Cypellia conica OPPLIGER, p. 10, pl. 4, fig. 3.

CYPELLIA PROLIFERA ZITTEL, 1878
(pl. 9, fig. 9)

1878 - Cypellia prolifera ZITTEL, p. 61.
1878 - Nexispongia libera QUENSTEDT, p. 162, pl. 123, fig. 1.
1878 - Dolispongia caespitosa QUESNTEDT, p. 311, pl. 130, fig. 12.
1878 - Dolispongia cumulata QUENSTEDT, p. 312, pl. 130, fig. 13.
1915 - Cypellia prolifera ZITTEL : Oppliger, p. 36.
1926 - Cypellia prolifera ZITTEL : Oppliger, p. 19.
1972 - Cypellia prolifera ZITTEL : Gaillard, p. 123, fig. 6, pl. 2, fig. 1 a-b, 2, 3 a-b.

CYPELLIA RUGOSA (GOLDFUSS, 1833)
(pl. 8, fig. 6)

1833 - Scyphia rugosa GOLDFUSS, p. 9, pl. 3, fig. 6 a-b.
1833 - Scyphia rugosa var. infundibuliformis GOLDFUSS, p. 87, pl. 32, fig. 2.
1877 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Zittel, p. 364, pl. 4, fig. 1.
1878 - Crucispongia annulata QUENSTEDT, p. 165, pl. 123, fig. 2.
1878 - Crucispongia cruciata QUENSTEDT, p. 166, pl. 123, fig. 3-5.
1878 - Dolispongia poculata QUENSTEDT, p. 300, pl. 129, fig. 25.
1878 - Spongites dolosus QUENSTEDT, p. 301, pl. 130, fig. 1-3, 5-6.
1878 - Spongites bidolosus QUENSTEDT, p. 303, pl. 130, fig. 4.
1878 - Dolispongia semicruciata QUENSTEDT, p. 306, pl. 130, fig. 7-9, 11.
1878 - Dolispongia cucullata QUENSTEDT, p. 309, pl. 130, fig. 10.
1897 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 32, pl. 5, fig. 2 a-e, pl. 6, fig. 1 a-d.
1897 - Cypellia infundibuliformis (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 34, pl. 6, fig. 2.
1910 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Kolb, p. 177, pl. 12, fig. 2-11.
1915 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 32.
1926 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 17.
1951 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Cypellia rugosa (GOLDFUSS) : Gaillard, p. 122, pl. 2, fig. 15-16.

CYPELLIA VERRUCOSA OPPLIGER, 1915
(pl. 8, fig. 4)

1915 - Cypellia verrucosa OPPLIGER, p. 35, pl. 4, fig. 2 a-f.
1926 - Cypellia verrucosa OPPLIGER, p. 19.

DISCOPHYMA DOLATA (ETALLON, 1860)
(pl. 7, fig. 4)

1860 - Porospongia dolata ETALLON, p. 143.
1907 - Placotelia dolata (ETALLON) : Oppliger, p. 14, pl. 5, fig. 4 a-b.
1926 - Discophyma dolata (ETALLON) : Oppliger, p. 22.

DISCOPHYMA ETALLONI (OPPLIGER, 1907)
(pl. 8, fig. 3)

1907 - Stauroderma etalloni OPPLIGER, p. 11, pl. 6, fig. 1.
1915 - Discophyma etalloni (OPPLIGER) : Oppliger, p. 43, pl. 6, fig. 1 a-b.
1951 - Discophyma etalloni (OPPLIGER) : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Discophyma etalloni (OPPLIGER) : Gaillard, p. 125, pl. 1, fig. 1-3.

* DISCOPHYMA LAEVIGATUM OPPLIGER, 1915

1915 - Discophyma levigatum OPPLIGER, p. 44, pl. 7, fig. 2 a-c, pl. 8, fig. 1.
1951 - Discophyma laevigatum OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.

DISCOPHYMA MARCOUI (ETALLON, 1860)

1860 - Cribrocoelia marcou ETALLON, p. 141.
1907 - Placotelia marcou (ETALLON) : Oppliger, p. 14, pl. 5, fig. 3 a-c.
1915 - Placotelia marcoui (ETALLON) : Oppliger, p. 41, pl. 5, fig. 2 a-c.
1926 - Discophyma marcoui (ETALLON) : Oppliger, p. 22.
1926 - Placotelia marcoui (ETALLON) : Moret, p. 293.
1951 - Discophyma marcoui (ETALLON) : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Placotelia marcoui (ETALLON) : Gaillard, p. 126.

* DISCOPHYMA RUGATUM OPPLIGER, 1915

1915 - Discophyma rugatum OPPLIGER, p. 44, pl. 6, fig. 2 a-d, pl. 7, fig. 1 a-b.
1951 - Discophyma rugatum OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 73.

PACHYTEICHISMA GRESSLYI (ETALLON, 1858)
(pl. 9, fig. 1, 2)

1858 - Cephalocoelia gresslyi ETALLON, p. 536.
1860 - Cephalocoelia gresslyi ETALLON : Etallon, p. 145, pl.1, fig. 11.
1907 - Pachyteichisma gresslyi (ETALLON) : Oppliger, p. 9, pl. 4, fig. 1 a-e.
1915 - Pachyteichisma gresslyi (ETALLON) : Oppliger, p. 49, pl. 8, fig. 2 a-e.
1926 - Pachyteichisma gressly (ETALLON) : Moret, p. 293.
1951 - Pachyteichisma gressly (ETALLON) : Lagneau-Herenger, p. 68.
1972 - Pachyteichisma gresslyi (ETALLON) : Gaillard, p. 126, pl. 2, fig. 11 a-b, 12 a-b, 13, 14.

PACHYTEICHISMA LOPAS (QUENSTEDT, 1858)
(pl. 8, fig. 7)

1858 - Spongites lopas QUENSTEDT, p. 685, pl. 83, fig. 5.
1878 - Lancispongia lopas multisulcatus QUENSTEDT, p. 95, pl. 119, fig. 3-4.
1878 - Lancispongia lopas sparsisulcatus QUENSTEDT, p. 96, pl. 119, fig. 5.
1897 - Pachyteichisma lopas (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 13, pl. 1, fig. 1 a-e.
1926 - Pachyteichisma lopas (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 30.

* PACHYTEICHISMA MINOR OPPLIGER, 1926

1926 - Pachyteichisma minor OPPLIGER, p. 32, pl. 2, fig. 4a-c.
1951 - Pachyteichisma minor OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.

* TROCHOBOLUS CYLINDRATUS OPPLIGER, 1915

1915 - Trochobolus cylindratus OPPLIGER, p. 52, pl. 8, fig. 5a-b.
1951 - Trochobolus cylindratus OPPLIGER : Lagneau-Herenger, p. 68.

TROCHOBOLUS DENTATUS KOLB, 1910
(pl. 9, fig. 6)

1910-11 - Trochobolus dentatus KOLB, p. 202, pl. 30, fig. 3-4.
1915 - Trochobolus dentatus KOLB : Oppliger, p. 50, pl. 8, fig. 3 a-g.
1936-37 - Trochobolus dentatus KOLB : Schrammen, p. 9, pl. 12, fig. 1-2.
1972 - Trochobolus dentatus KOLB : Gaillard, p. 129, pl. 3, fig. 6-7.

* CERIODICTYON CONIFORMIS OPPLIGER, 1907

1907 - Ceriodictyon coniformis OPPLIGER, p. 15, pl. 3, fig. 4a-d.

CAMEROSPONGIA REFLEXA (ETALLON, 1860)
(pl. 9, fig. 3)

1860 - Camerocoelia reflexa ETALLON, p. 144, pl.1,fig. 9.

c. Les lithistides

Plus discrètes que les hexactinellides, les lithistides sont néanmoins fréquentes. Dans les biohermes, elles ne représentent en moyenne que 4 % du volume de la roche construite et 20 % du nombre total des spongiaires.

Classe *DEMOSPONGEA* SOLLAS
Ordre *LITHISTIDA* SCHMIDT

CNEMIDIASTRUM CALYCINUM OPPLIGER, 1915

1915 - Cnemidiastrum calycinum OPPLIGER, p. 65, pl. 11, fig. 3 a-c.
1972 - Cnemidiastrum calycinum OPPLIGER : Gaillard, p. 131, pl. 3, fig. 10 a-b.

CNEMIDIASTRUM RIMULOSUM (GOLDFUSS, 1833)

1833 - Cnemidium rimulosum GOLDFUSS, p. 15, pl. 6, fig. 4 a-d.
1858 - Cnemidium rimulosum GOLDFUSS : Quenstedt, p. 676, pl. 82, fig. 2.
1878 - Cnemidium rimulosum GOLDFUSS : Quenstedt, p. 271, pl. 128, fig. 1-5.
1878 - Cnemidiastrum rimulosum (GOLDFUSS) : Zittel, p. 581, pl. 7, fig. 3.
1897 - Cnemidiastrum rimulosum (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 39, pl. 8, fig. 1.
1915 - Cnemidiastrum rimulosum (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 63.
1926 - Cnemidiastrum rimulosum (GOLDFUSS) : Oppliger, p. 50.
1926 - Cnemidiastrum rimulosum (GOLDFUSS) : Moret, p. 293.
1951 - Cnemidiastrum rimulosum (GOLDFUSS) : Lagneau-Herenger, p. 68.

PLATYCHONIA ARGOVIANA OPPLIGER, 1915

1915 - Platychonia argoviana OPPLIGER, p. 71, pl. 12, fig. 2 a-f.
1926 - Platychonia argoviana OPPLIGER : Oppliger, p. 64.
1972 - Platychonia argoviana OPPLIGER : Gaillard, p. 132, pl. 3, fig. 8.

PLATYCHONIA AURIFORMIS (QUENSTEDT, 1878)

1878 - Spongites auriformis QUENSTEDT, p. 319, pl. 131, fig. 1.
1878 - Platychonia auriformis (QUENSTEDT) : Zittel, p. 585, pl. 7, fig. 9.
1897 - Platychonia auriformis (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 46.
1915 - Platychonia cf. auriformis (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 70, pl. 11, fig. 4.
1926 - Platychonia auriformis (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 63.
1972 - Platychonia auriformis (QUENSTEDT) : Gaillard, p. 132, pl. 3, fig. 9.

* PLATYCHONIA OPPELI (ETALLON, 1860)

1860 - Cupulocoelia oppeli ETALLON, p. 146.
1907 - Platychonia oppeli (ETALLON) : Oppliger, p. 3, pl. 1, fig. 2 a-b.

* PLATYCHONIA OSTREAFORMIS OPPLIGER, 1907

1907 - Platychonia ostreaformis OPPLIGER, p. 4, pl. 1, fig. 3 a-b.

* PLATYCHONIA ROTUNDA OPPLIGER, 1907

1907 - Platychonia rotunda OPPLIGER, p. 4, pl. 1, fig. 4 a-b.

* PLATYCHONIA TUBEROSA OPPLIGER, 1907

1907 - Platychonia tuberosa OPPLIGER, p. 2, pl. 1, fig. 1 a-b.

PLATYCHONIA VAGANS (QUENSTEDT, 1858)

1858 - Spongites vagans QUENSTEDT, p. 679, pl. 82, fig. 8.
1878 - Spongites vagans QUENSTEDT : Quenstedt, p. 328, pl. 131, fig. 15-16, 18.
1878 - Platychonia vagans (QUENSTEDT) : Zittel, p. 585, pl. 7, fig. 8.
1897 - Platychonia vagans (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 45, pl. 9, fig. 2.
1915 - Platychonia vagans (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 69, pl. 11, fig. 5 a-b.
1926 - Platychonia vagans (QUENSTEDT) : Oppliger, p. 62.

* LECANELLA ACETABULA OPPLIGER, 1907

1907 - Lecanella acetabula OPPLIGER, p. 5, pl. 5, fig. 2 a-c.

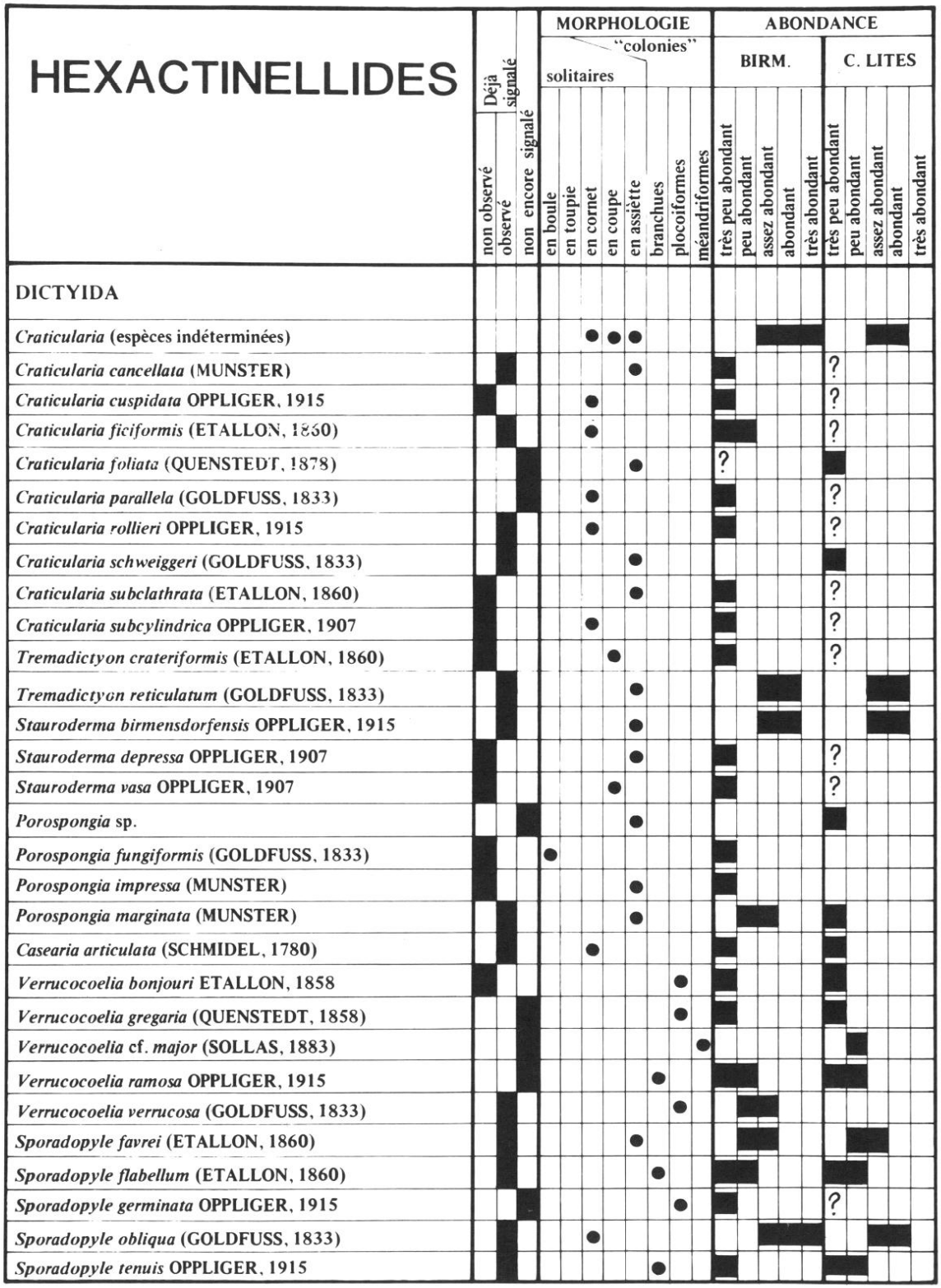


Fig. 83 – **Les hexactinellides de l'Oxfordien du Jura français.**

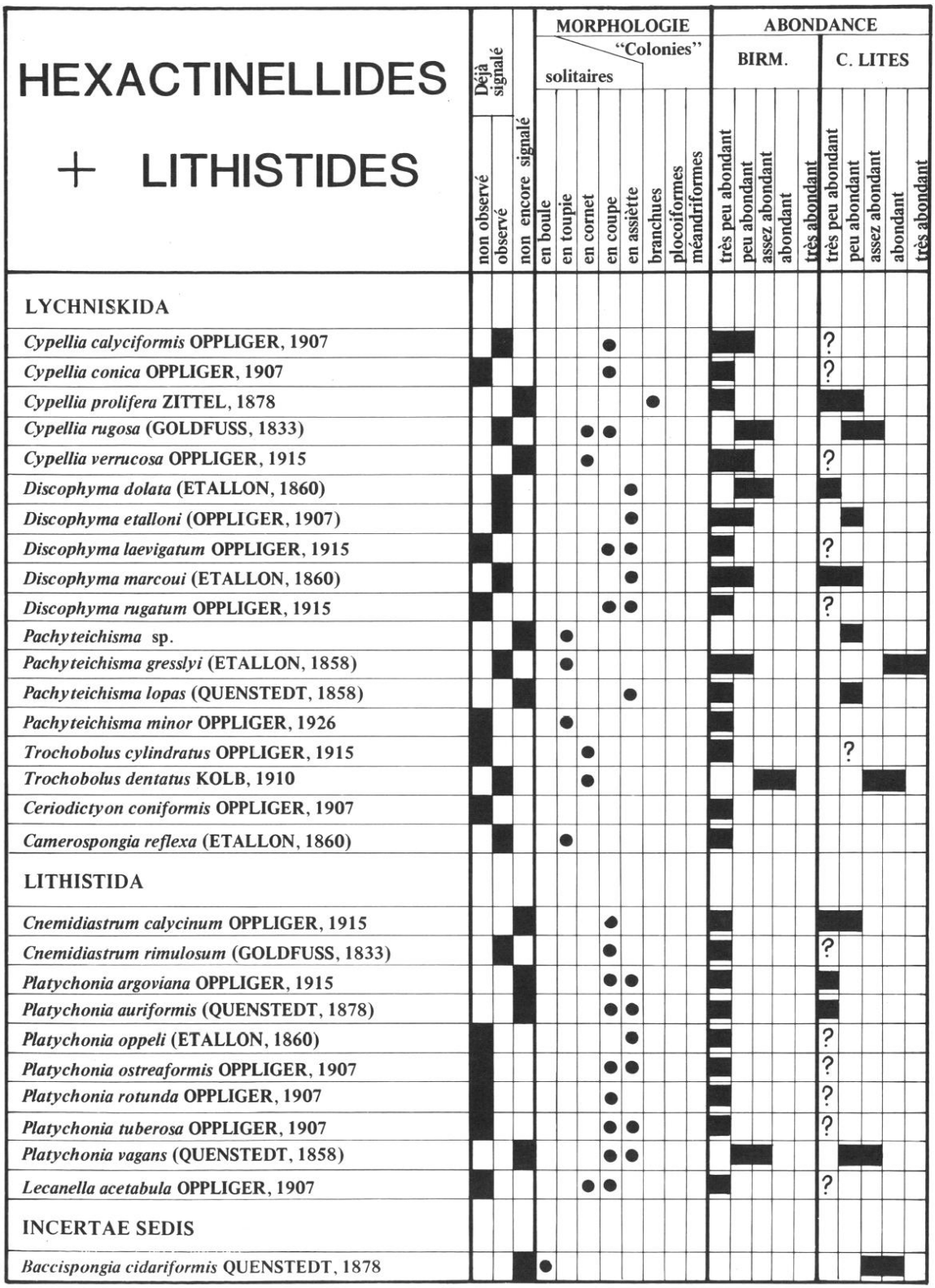


Fig. 84 – **Les hexactinellides (suite) et les lithistides de l'Oxfordien du Jura français.**

INCERTAE SEDIS

BACCISPONGIA CIDARIFORMIS QUENSTEDT, 1878
(pl. 9, fig. 4)

1878 - Baccispongia cidariformis QUENSTEDT, p. 316, pl. 130, fig. 18.
1972 - Baccispongia cidariformis QUENSTEDT : Gaillard, pl. 132, fig. 10 ; pl. 3, fig. 1-4.

d. Conclusion

Considérée d'une manière globale, la faune d'éponges siliceuses décrite ci-dessus est tout à fait comparable à celles qui sont connues dans l'Oxfordien de l'Europe mésogéenne. Elle est particulièrement proche de celles qui ont été décrites en Suisse (OPPLIGER, 1897, 1915, 1926) et en Allemagne (GOLDFUSS, 1833 - QUENSTEDT, 1858, 1878 - SCHRAMMEN, 1924, 1936-37 - KOLB, 1910-11) mais diffère déjà un peu des faunes décrites en Pologne (SIEMIRADSKI, 1914 - TRAMMER, 1982) où les lithistides sont largement dominantes. Bien évidemment, beaucoup d'espèces, très généralement représentées par peu d'individus, se restreignent ou semblent se restreindre à une région limitée et n'ont pas été retrouvées dans le Jura. En revanche, les espèces les plus abondantes ont été reconnues partout, montrant ainsi une large répartition et donnant le même cachet aux faunes oxfordiennes. Il existe donc une faune générale d'éponges siliceuses remarquable tant en abondance et en variété que par l'importance de son aire de répartition. Elle témoigne incontestablement de conditions particulièrement favorables régnant sur un très vaste domaine. Dans ce domaine, les variations faunistiques d'ordre qualitatif (présence d'espèces endémiques) ou quantitatif (abondance des espèces ubiquistes) sont le reflet de variations écologiques qui restent à préciser.

Considérée d'une manière plus détaillée, la faune d'éponges siliceuses du Jura français montre toutefois quelques particularités intéressantes.

Elle montre tout d'abord une certaine évolution au cours du temps. En effet, si la faune des Couches de Birmensdorf semble assez homogène en tous points, elle diffère en revanche d'une manière significative de celle des Calcaires lités. On pourra se reporter aux tableaux des fig. 83 et 84 qui donnent l'abondance relative des espèces pour chacun de ces deux principaux niveaux à spongiaires (BIRM - Calcaires lités). Il apparaît que les Calcaires lités voient le développement d'espèces auparavant très discrètes (Pachyteichisma gresslyi) et l'apparition d'espèces nouvelles (Verrucocoelia cf. major, Baccispongia cidariformis). Dans le cadre strict du Jura, ces trois espèces semblent avoir une réelle valeur stratigraphique.

Corrélativement, d'autres éponges plus "primitives" (Craticularia, Prospongia) régressent. Le renouvellement de faune, déjà mis en évidence avec les autres organismes entre la première et la deuxième séquence est donc également sensible au niveau des éponges.

Il est intéressant, en deuxième lieu, de noter que les éponges nouvellement venues dans le bassin à l'Oxfordien supérieur sont très peu ou jamais signalées dans les pays européens précédemment cités. Pachyteichisma gresslyi, déjà présente dans les Couches de Birmensdorf mais qui n'abon-

de que dans les Calcaires lités du Jura français n'a pas été signalée au-delà du Jura suisse. Baccispongia cidariformis est une éponge typique des Calcaires lités du Jura méridional où elle abonde. Aucun auteur n'en a pourtant fait état depuis l'ancienne description de F. A. QUENSTEDT (1878). Enfin, Verrucocoelia cf. major, malgré son aspect très particulier et sa grande taille, n'a jamais été citée dans l'Oxfordien européen. Inconnue dans les Couches de Birmensdorf elle a été rencontrée en quelques exemplaires (14 spécimens) dans les Calcaires lités. G. J. HINDE (1893) la signale dans le Bajocien (zone à Parkinsoni) d'Angleterre (Dorset). D'origine occidentale, cette espèce, qui préfigure les Plocoscyphia du Crétacé, a peut-être abordé le domaine mésogéen par le Jura méridional, à l'Oxfordien. Il est très probable que cette évolution des éponges est liée à l'évolution générale des facteurs écologiques régnant sur la plate-forme. On peut notamment envisager que ces nouvelles éponges qui colonisent le milieu et y prospèrent correspondent à des espèces moins profondes. Cette hypothèse semble se confirmer au moins en ce qui concerne Pachyteichisma gresslyi puisque cette espèce se maintient dans le faciès oncolidique à nubéculaires.

2) Aspect paléoécologique

Plusieurs aspects de la paléoécologie de ces éponges sont examinés dans d'autres paragraphes. Parmi ceux-ci les problèmes de bathymétrie, traditionnellement évoqués pour ces organismes, seront traités p. 246).

a. Le problème de la colonisation des fonds vaseux

Parmi les éponges siliceuses, les hexactinellides sont certainement celles qui sont le mieux adaptées à la vie sur les fonds vaseux. Elles possèdent des spicules faisant saillie à l'extérieur de leur corps (prostalia) dont certains, situés à leur base (basalia) servent à leur fixation. Ce sont généralement des faisceaux de longs spicules munis de crochets à leur extrémité. Ils constituent ainsi de véritables grappins capables de maintenir solidement l'éponge sur les substrats meubles. Dans le cas qui nous intéresse, ces basalia n'ont jamais été observés. Leur absence s'explique facilement par les très mauvaises conditions de préservation des spicules siliceux (p. 260). En effet, seuls les spicules du squelette intérieur de ces éponges (parenchymalia) sont partiellement conservés et toujours épigénisés en calcite.

La colonisation initiale d'un fond vaseux apparaît toutefois comme une opération délicate pour les éponges siliceuses. Les larves doivent en effet se fixer sur un support solide. Dans le cas des sédiments oxfordiens, ceux-ci sont normalement très rares et représentés par quelques restes squelettiques épars d'organismes. En outre, la vie larvaire, toujours très brève, ne permet qu'une faible dispersion et limite beaucoup les chances de fixation. D'après P. BERGQUIST (1978) la vie libre (larve ciliée) ne dure que quelques heures à quelques jours. Compte tenu de ces divers éléments, il apparaît clairement que seul un très faible taux global de sédimentation peut permettre une large colonisation du fond. Ceci est parfaitement en accord avec le ralentissement général de la sédimentation constaté précédemment à la base des niveaux à spongiaires.

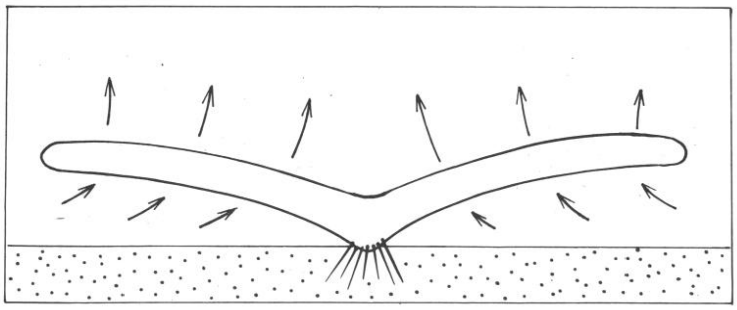


Fig. 85 – **Schéma montrant la circulation de l'eau dans les éponges en coupe ou en assiette.**

Le maintien des éponges dans un milieu de dépôt vaseux est évidemment lié à l'importance de l'apport sédimentaire. Si celui-ci est faible, l'éponge, par la simple action des courants créés à la sortie de ses pores exhalants peut se débarrasser des particules sédimentaires gênantes. La disposition des pores inhalants sur la face inférieure des formes plates (les plus nombreuses) les protège également du colmatage (fig. 85). Si la sédimentation devient trop abondante, les éponges ne peuvent plus lutter efficacement contre l'envasement. Les individus qui résistent le mieux et le plus longtemps sont ceux qui se situent sur les points topographiquement les plus élevés du fond. La constitution d'un bioherme peut ainsi être amorcée. Elle apparaît comme une réaction biologique normale à l'envasement.

b. La variété des types morphologiques et les problèmes de croissance

La variété considérable des types morphologiques rencontrés a une signification importante car elle indique de bonnes conditions de vie pour les spongiaires. Elle évoque tout à fait la diversité des formes présentées par les madréporaires en milieu récifal. Il est possible de distinguer des formes simples ou "solitaires" et des formes complexes ou "coloniales". Notons bien que les qualificatifs de "solitaire" et de "colonial" ne sont employés ici que pour souligner la convergence morphologique avec les madréporaires. La notion d'individu ou de colonie ne peut être en effet définie, chez les spongiaires, par des caractères morphologiques (BOROJEVIC R. , FRY W. G. , JONES W. C. , LEVI C. , RASMONT R. , SARA M. et VACELET J. , 1967).

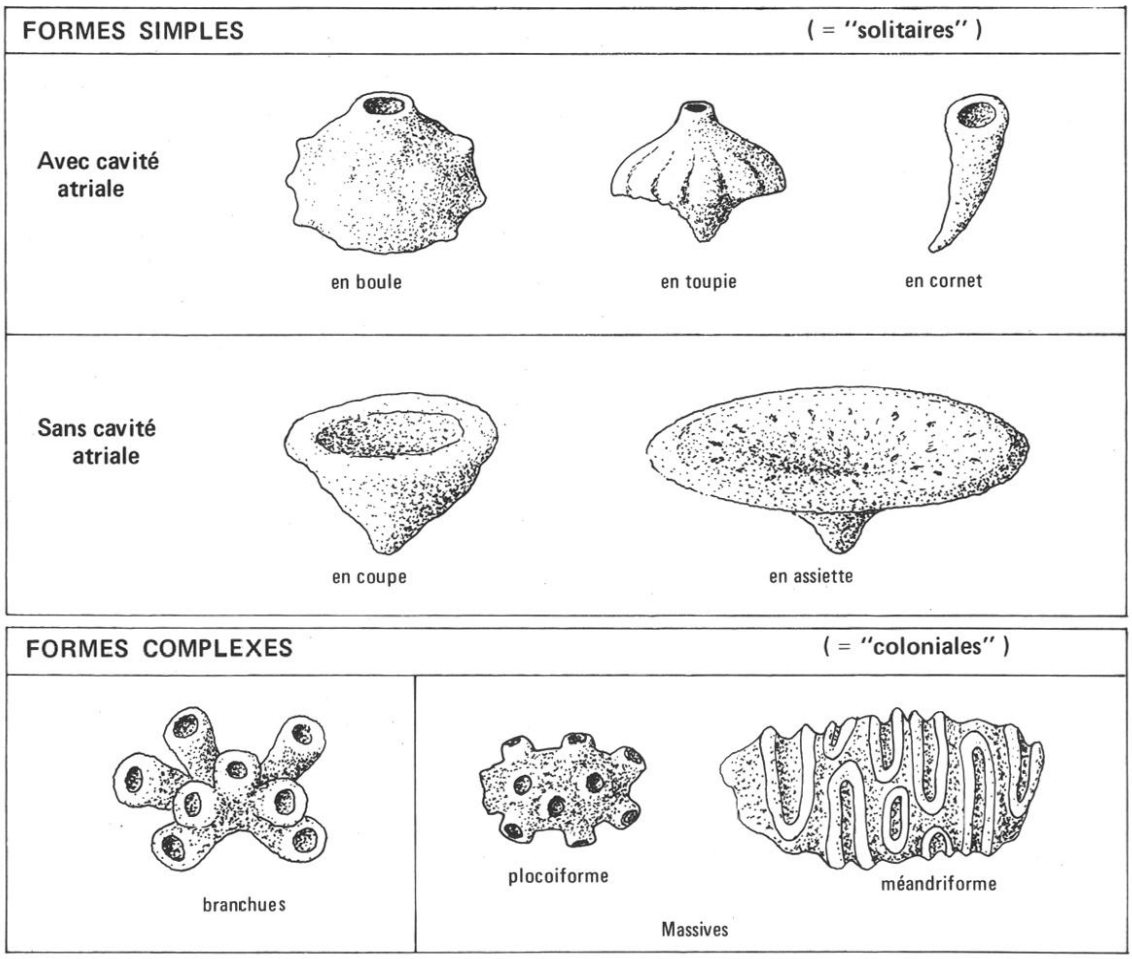


Fig. 86 – **Principaux types morphologiques représentés par les éponges siliceuses de l'Oxfordien du Jura (dessins très schématiques et non à l'échelle).**

Les principales formes simples sont (fig. 86) :

- en boule (ex. : Baccispongia cidariformis) - peu abondante (pl. 9, fig. 4) ;
- en toupie (ex. : Pachyteichisma gresslyi) - peu abondante (pl. 9, fig. 1, 2) ;
- en cornet (ex. : Trochobolus dentatus) - abondante (pl. 9, fig. 6) ;
- en coupe (ex. : Cypellia rugosa) - assez abondante (pl. 8, fig. 6) ;
- en assiette (ex. : Stauroderma birmensdorfensis) - très abondante (pl. 8, fig. 1).

Dans les trois premiers cas, il existe une cavité atriale communiquant avec l'extérieur par un oscule plus ou moins différencié. Les deux derniers cas correspondent à une ouverture de cette cavité atriale accompagnée d'une disparition de l'osculè. La surface inhalante se trouve ainsi limitée à la face inférieure de l'éponge alors qu'une large surface exhalante se développe sur la face supérieure, plus ou moins concave. Il s'agit du dispositif de très loin le plus représenté et sans doute le mieux adapté.

Les formes complexes sont beaucoup plus rares et évoquent des colonies (fig. 86) :

- branchues (ex. : Cypellia prolifera) - rare (pl. 9, fig. 9) ;
- massives - plocoïformes (ex. : Verrucocoelia verrucosa) - rare (pl. 9, fig. 11) ;
  - méandriformes (ex. : Verrucocoelia cf. major) - rare (pl. 9, fig. 10).

Toutes ces éponges présentent une zone basale facilement identifiable. Il s'y individualise souvent une proéminence qualifiable de pédoncule de fixation (fig. 87). Dans la plupart des cas ce pédoncule est droit et témoigne d'une croissance verticale de l'éponge. Parfois, ce pédoncule est incurvé et indique une croissance initialement oblique, puis un redressement de l'éponge. C'est le signe que les éponges correspondantes ont poussé sur une topographie pentue. Ce type d'éponge a été observé en place à la périphérie des biohermes, la convexité du pédoncule étant dirigée vers l'extérieur. Ceci évoque les arbres "en tuyau de pipe" et pourrait dénoter un léger fluage du sédiment. Un tel phénomène, vu le contexte, semble parfaitement concevable en bordure des biohermes (fig. 88).

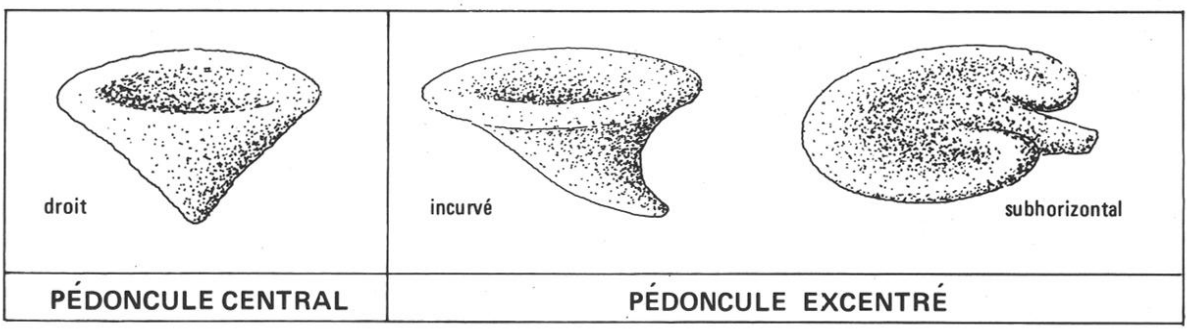


Fig. 87 – **Variations morphologiques des éponges liées à la disposition de leur zone pédonculaire.**

La position subhorizontale du pédoncule observée chez les éponges en assiettes provoque souvent une croissance irrégulière de l'éponge et parfois l'échancrure d'une partie de son bord externe. On aboutit ainsi à des éponges auriformes cependant toujours peu abondantes (fig. 87).

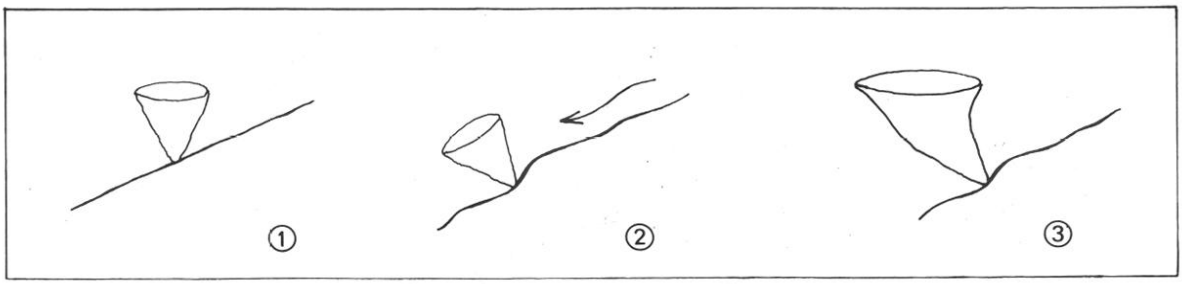


Fig. 88 – **Relations possibles entre l'instabilité sédimentaire et la croissance des éponges.**

A part ces quelques cas de dissymétrie causés par des problèmes de fixation, les éponges ont des formes très régulières. Ceci a une signification hydrodynamique intéressante : il n'y avait pas de courant suffisamment violent et constant pour façonner les éponges.

En ce qui concerne la taille des éponges, on constate également une grande variabilité. Si les plus petites mesurent moins d'un centimètre, les plus grandes peuvent atteindre des tailles considérables. Le record de largeur est atteint par les grandes éponges plates en assiettes (un mètre de diamètre) et le record de hauteur par les éponges pionnières cupuliformes (30 cm). Il n'est pas possible d'en tirer de conclusions car la croissance des éponges siliceuses et des hexactinellides en particulier est très mal connue. Selon W. D. HARTMAN (1977) elle semblerait lente. P. BERGQUIST (1978) signale que certaines grandes hexactinellides actuelles sont estimées pluricentenaires. Les formes les plus abondantes ont un diamètre de 5 à 15 cm et une hauteur de 2 à 5 cm.

c. La répartition et la position des éponges

Il faut souligner, en premier lieu, la remarquable homogénéité de la répartition des éponges dans les biohermes. Elle traduit, durant toute la vie de la construction, des conditions de milieu constantes. On rappellera toutefois la présence, en base ou en périphérie de construction, de grandes éponges cupuliformes dites "éponges pionnières" (voir p. 140). Ces éponges ne s'observent jamais en sommet de construction où dominent, à l'inverse, des éponges plates participant au phénomène d'encroûtement général final. Toujours dans cette zone sommitale, on notera une légère augmentation du pourcentage des lithistides.

	Faciès construit	Faciès stratifié latéral
Eponges en position biologique	90 %	6 %
Eponges renversées	10 %	94 %

Fig. 89 – **Etude comparative des pourcentages d'éponges en position biologique et renversées dans les biohermes et dans leur environnement immédiat.**

La détermination de la position des éponges dans la roche est souvent délicate vu l'abondance des formes plates et la relative rareté des sections passant par la zone pédonculaire. Il apparaît cependant très clairement que la grande majorité des éponges observées dans les masses construites présentent leur pédoncule vers le bas. Elles sont donc en position biologique. Les quelques individus renversés sont souvent couchés sur le côté mais rarement complètement retournés. L'étude représentée dans la fig. 89 montre la position de toutes les éponges naturellement dégagées ou semi-dégagées observées dans un secteur de l'affleurement du Pontet (PON).

Les résultats sont totalement inversés dès que l'on considère le faciès stratifié immédiatemment voisin. La position la plus fréquente y correspond à un retournement complet des éponges.

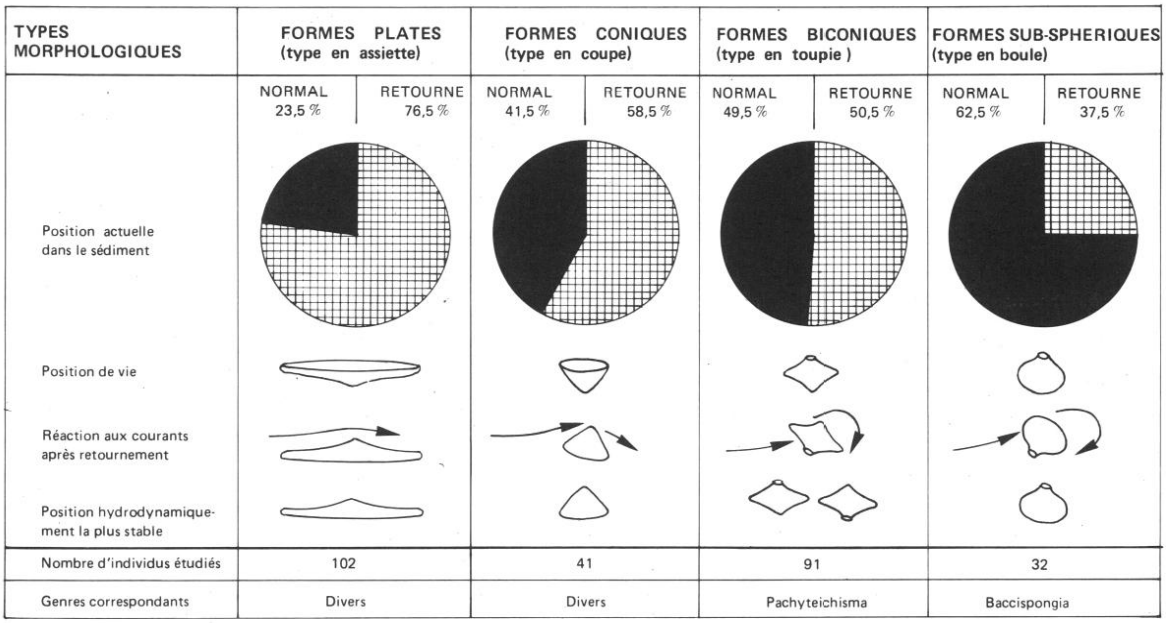


Fig. 90 – **Position dans le sédiment des différentes formes d'éponges (Etude faite dans le niveau grumeleux n°13 de la base des Calcaires lités).**

Ce phénomène est général en dehors du faciès construit. Il est particulièrement remarquable dans les niveaux présentant le faciès grumeleux à spongiaires. Une étude approfondie a ainsi été réalisée dans son niveau-type. Seules les éponges entières et de morphologie bien caractérisée ont été considérées. Leur position a été, soit directement observée dans le sédiment, soit, pour les exemplaires non récoltés en place, déduite d'après leur colonisation par les épizoaires (critère de polarité - voir p. 125). Les résultats, présentés dans la figure 90 montrent très clairement que les éponges ont très vraisemblablement toutes été plus ou moins remaniées puis se sont immobilisées naturellement dans la position offrant le moins de prise au courant en fonction de leur morphologie.

- Les éponges cupuliformes sont ainsi le plus souvent retournées en nombre d'autant plus grand qu'elles sont plus plates.

- Les éponges en boules, du genre Baccispongia, sont facilement roulées mais retrouvent généralement leur position initiale grâce à la proéminence de leur zone osculaire.

- Enfin les éponges hydrodynamiquement instables, comme les formes biconiques, bien illustrées par le genre Pachyteichisma, sont aussi nombreuses en position normale qu'en position retournée.

On notera enfin que ceci fournit une preuve supplémentaire que le faciès grumeleux à spongiaires est un faciès de remaniement.

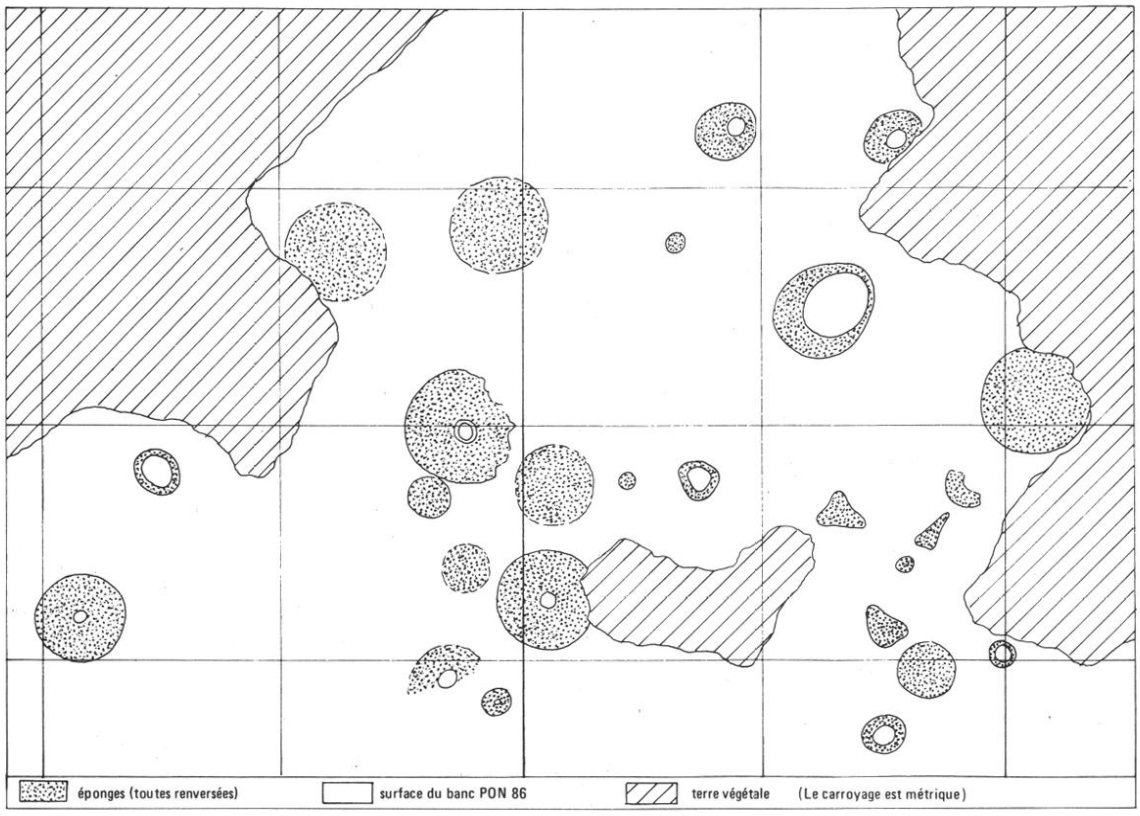


Fig. 91 – **Eponges retournées à la surface du banc sommital des Couches de Birmensdorf (banc 86) (Saint-Claude, Combe de Tressus).**

L'abondance des éponges retournées a également été très nettement constatée hors du faciès grumeleux. Elle est remarquable au sommet du banc terminal des Couches de Birmensdorf et particulièrement dans tout le secteur du Pontet (fig. 91). Toutes les éponges cupuliformes, malgré leur grande taille, y sont systématiquement renversées. Dans un tel niveau, où la sédimentation est ralentie et où la bioturbation est assez active, il est vraisemblable que le renversement d'aussi grandes éponges ait été favorisé par une intense érosion biologique du fond. Une agitation inhabituelle de la masse des eaux (tempête) ou un bousculement par des grands animaux benthiques (poissons, crustacés ...) pouvaient alors suffire à retourner ces éponges à moitié déracinées.

D'autres observations annexes, telle la mise en évidence d'un "effet de toit" un peu particulier, permettent d'envisager sérieusement l'existence exceptionnelle de courants de tempête. Il s'observe aux alentours immédiat des biohermes et s'illustre par le fait que le sédiment situé à l'intérieur de certaines grandes éponges retournées est différent du sédiment encaissant. Il s'agit d'un sédiment interne riche en spongiaires s'opposant à un sédiment externe argilo-calcaire banal. Il semble que l'abri en cloche réalisé par l'éponge retournée était suffisant pour préserver un sédiment qui, normalement, aurait été entraîné au loin. Le calme revenant et la sédimentation reprenant, le tout a été recouvert par le sédiment vaseux normal. La figure 92 résume les principales étapes du processus imaginé.

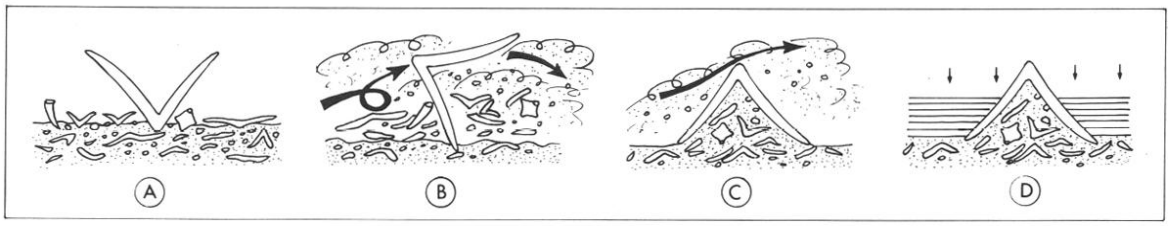


Fig. 92 – **L'"effet de toit" provoqué par le retournement d'une grande éponge cupuliforme.**

Ces diverses considérations nous conduisent à admettre, en conclusion, que la sédimentation qui régnait lors de la construction des biohermes, bien que caractérisant un milieu calme, pouvait être périodiquement troublée par un hydrodynamisme nettement plus élevé.

II - LA VIE SUR LES SPONGIAIRES

Il a déjà été démontré que la croissance de certains organismes sur les éponges a un rôle primordial dans la formation des biohermes (p. 138). L'étude des divers organismes supportés par les éponges est donc d'un très grand intérêt. Il importe notamment de montrer :

- quels sont ces organismes ;
- quand et comment ils colonisent les éponges ;
- quels sont leurs rapports avec leur support.

Ce problème ne peut être abordé sans un examen détaillé d'éponges correctement dégagées, ce que ne permet pas l'observation directe des biohermes. Là encore, l'étude des niveaux grumeleux à spongiaires s'est révélée très fructueuse. En ce qui concerne les organismes fixés sur les éponges, la seule différence avec le faciès construit réside dans un très faible développement des encroûtements stromatolithiques. Ceci mis à part, il apparaît que toutes les conclusions peuvent être extrapolées, sans risque d'erreur, pour l'interprétation des constructions.

1) Les observations fondamentales

Le phénomène de polarité concernant la colonisation des éponges, et déjà signalé au sein des formations construites, apparaît encore plus nettement. L'opposition d'aspect des deux faces des éponges est remarquable et il devient possible, sur chacune d'entre elles, d'établir un inventaire détaillé des organismes fixés. La figure 93 illustre par exemple les résultats d'une étude systématique réalisée sur 300 éponges ou fragments d'éponges du niveau grumeleux 13 des Calcaires lités et représentant une surface totale de près de 3 m^2.

REPARTITION DES ORGANISMES FIXES SUR LES EPONGES Niveau grumeleux à spongiaires (13) CALCAIRES LITES Surface étudiée : 2,97 m^2	SERPULES								BRYOZOAIRES					Spongiaires		Brachiopodes		Bivalves		TOTAL	NUBECULINELLES
	Serpula gordialis	Serpula munsteri	Serpula sp. 2	Serpula flaccida	Serpula cingulata	Serpula sp. 1	Serpula sp. 3	Autres	Stomatopora	Oncousoecia	Plagioecia	Ceriocava corymbosa	Autres	Neuropora spinosa	Autres	Rioultina virdunensis	Crania porosa	Ostreacea	Pectinacea		
FACE SUPERIEURE	19	0	77	18	7	0	1	0	13	2	25	19	0	5	1	33	0	18	10	248	innombrables
	8 %	0	31 %	7,5 %	3 %	0	0,5 %	0	5 %	1 %	10 %	7,5 %	0	2 %	0,5 %	13 %	0	7 %	4 %	100 %	
FACE INFERIEURE	288	11	3343	2314	73	73	35	15	242	108	1725	1029	5	184	65	1655	110	9	8	11262	rares
	2,6 %	0,1 %	29,5%	21 %	0,7 %	0,7 %	0,3 %	0,1 %	2,2 %	1 %	15 %	9 %	<0,1%	1,6 %	0,6 %	14,5%	1 %	<0,1%	<0,1%	100 %	

Fig. 93 – **Etude comparative des peuplements sessiles sur les deux faces des éponges.**

Mais en plus, la présence d'éponges entières, que l'on peut voir renversées ou non dans le sédiment, selon les modalités décrites ci-dessus, permet une observation complémentaire d'un grand intérêt. Ces éponges, qu'elles soient aussi bien en position biologique que complètement retournées, ont toutes leur face tournée vers le haut couverte par l'encroûtement stromatolithique et leur face tournée vers le bas colonisée par la faunule à serpules, bryozoaires et brachiopodes (fig. 94, pl. 7, fig. 1-2). Avant de tirer les conclusions de ce phénomène (p. 208) il importe donc de signaler, par précaution, que le terme de "face supérieure", pour les éponges, sera employé dans un sens sédimentaire et non biologique. Il pourra donc désigner indifféremment une face supérieure ou inférieure de l'éponge vivante. Il en sera de même pour le terme de "face inférieure".

2) Les organismes encroûtants

L'inventaire général des organismes sessiles visibles en surface, ainsi que leur importance relative, est donnée dans la figure 95.

a. Les organismes de la face inférieure

Ils constituent une faunule remarquable par sa densité et sa variété.

- Les serpules sont largement dominantes et représentent, en nombre d'individus, au moins la moitié des organismes recensés. De morphologies variées, elles ont deux types de comportement vis-à-vis de leur substrat.

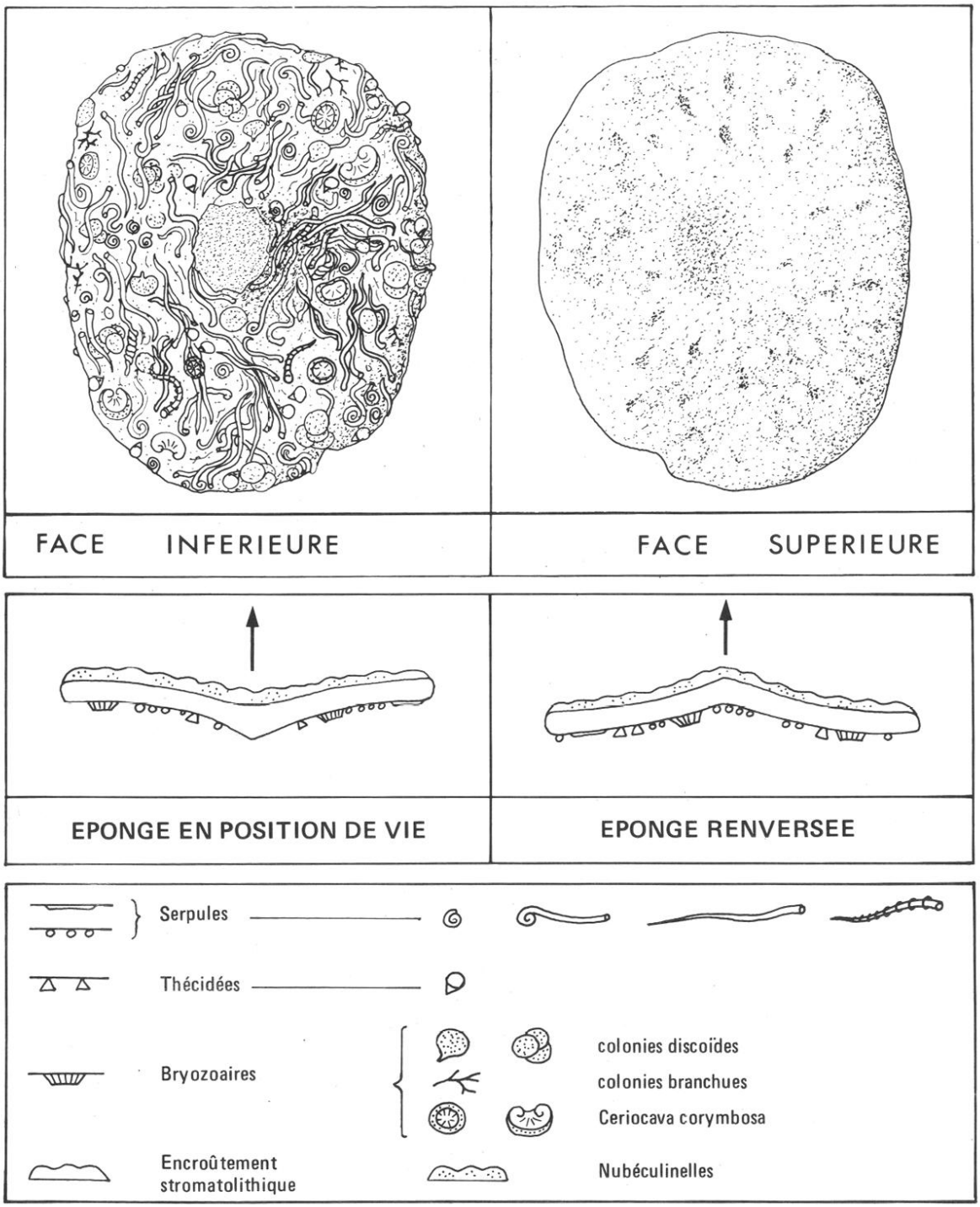


Fig. 94 – **Polarité des encroûtements sur les éponges.**

Certaines espèces présentent, au moins dans leur stade jeune, un enroulement soit planispiralé, soit trochospiralé. La surface de fixation est large mais très localisée sur le support. Trois espèces appartiennent à cette catégorie : Serpula (Cycloserpula) munsteri PARSCH, 1956 (pl. 10, fig. 8), Serpula (Dorsoserpula) sp. 2 (pl. 10, fig. 9) et Serpula (Tetraserpula) trochleata MUNSTER, 1831 (pl. 10, fig. 10). Curieusement, c'est une espèce non encore décrite (Serpula sp. 2) qui est largement la plus abondante. La partie distale de son tube, déroulée et parfois très longue, en fait un type intermédiaire. Encore plus variable est la morphologie de Serpula (Cycloserpula) gordialis (SCHLOTHEIM, 1820) qui peut être soit enroulée, planispiralée ou pelotonnée, soit déroulée (pl. 10, fig. 7).

Les autres espèces sont caractérisées par un tube de longueur très variable, déroulé et présentant un trajet plus ou moins sinueux. Pour un tube de même diamètre, la surface de fixation n'est ici guère plus large mais intéresse une zone plus étendue du support. Les espèces de ce type sont Serpula (Cycloserpula) flaccida GOLDFUSS, 1831, Serpula (Cycloserpula) cingulata MUNSTER, 1831 (pl. 10, fig. 11), Serpula (Cycloserpula) sp. 1 (pl. 10, fig. 13), Serpula (Dorsoserpula) lumbricalis (SCHLOTHEIM, 1820), Serpula (Tetraserpula) deshayesi MUNSTER, 1831 (pl. 11, fig. 2), Serpula (Tetraserpula) tricarinata GOLDFUSS, 1831 (pl. 10, fig. 12) et Serpula (Tetraserpula) sp. 3 (pl. 11, fig. 1). Les deux espèces dominantes sont Serpula flaccida et Serpula tricarinata.

Voisins des serpules, les tubes de Terebella lapilloides MUNSTER, 1831 (pl. 10, fig. 14) constitués de petites particules calcaires agglomérées, sont à signaler en très petit nombre.

- Les bryozoaires viennent en second par ordre d'importance. Ce sont tous des cyclostomes. Ils montrent une grande variété dans l'organisation de leurs colonies. Celles-ci peuvent être typiquement encroûtantes et présenter un type branchu : Stomatopora corallina (d'ORBIGNY, 1850) (pl. 10, fig. 3), Oncousoecia (Proboscina) ammonitorum (d'ORBIGNY, 1850) ou un type discoïde (bériniciforme) : Plagioecia allaudi (SAUVAGE, 1888) (pl. 10, fig. 5), Plagioecia foliacea (de TRIBOLET, 1872), Plagioecia orbiculata (GOLDFUSS, 1826) (pl. 10, fig. 4), Microecia belemnitarum (d'ORBIGNY, 1850).

D'autres colonies, plus massives et présentant un certain développement en hauteur, peuvent être qualifiées de semi-érigées : Radicipora radiciformis (GOLDFUSS, 1826) et Ceriocava corymbosa (LAMOUROUX, 1821) (pl. 10, fig. 1, 2, 4). Cette dernière espèce présente la forme "Flabellotrypa" décrite par B. WALTER (1969).

Le genre Neuropora, représenté ici par l'espèce Neuropora spinosa (LAMOUROUX, 1821) (pl. 11, fig. 10 A-C) est de position systématique incertaine. Il a été considéré comme bryozoaire (WALTER, 1969), hydrozoaire ou, plus récemment comme sclérosponge (KAZMIERCZAK et HILLMER, 1974). On suivra, arbitrairement, l'hypothèse la plus récente.

- Les spongiaires, même en comptant les Neuropora, restent très discrets. A côté de ces supposées sclérosponges, il faut signaler des éponges relativement plus grosses mais dont la taille, de 5 à 30 mm, reste très faible en valeur absolue. Rares, elles ne représentent jamais plus de 0,6 % des divers peuplements étudiés. Vu leur mauvaise conservation, leur interprétation pose un problème. A la suite de G. K. FRITZ (1958) je les avais considérées comme éponges calcaires (GAILLARD, 1971). P. WAGENPLAST (1972) et G. NITZOPOULOS (1973) ne signalent également que des éponges calcaires sur les éponges équivalentes d'Allemagne sans toutefois les décrire ni les figurer. En fait j'ai pu observer depuis d'abondantes et d'indiscutables hexactinellides associées à des éponges calcaires et vraisemblablement à des lithistides.

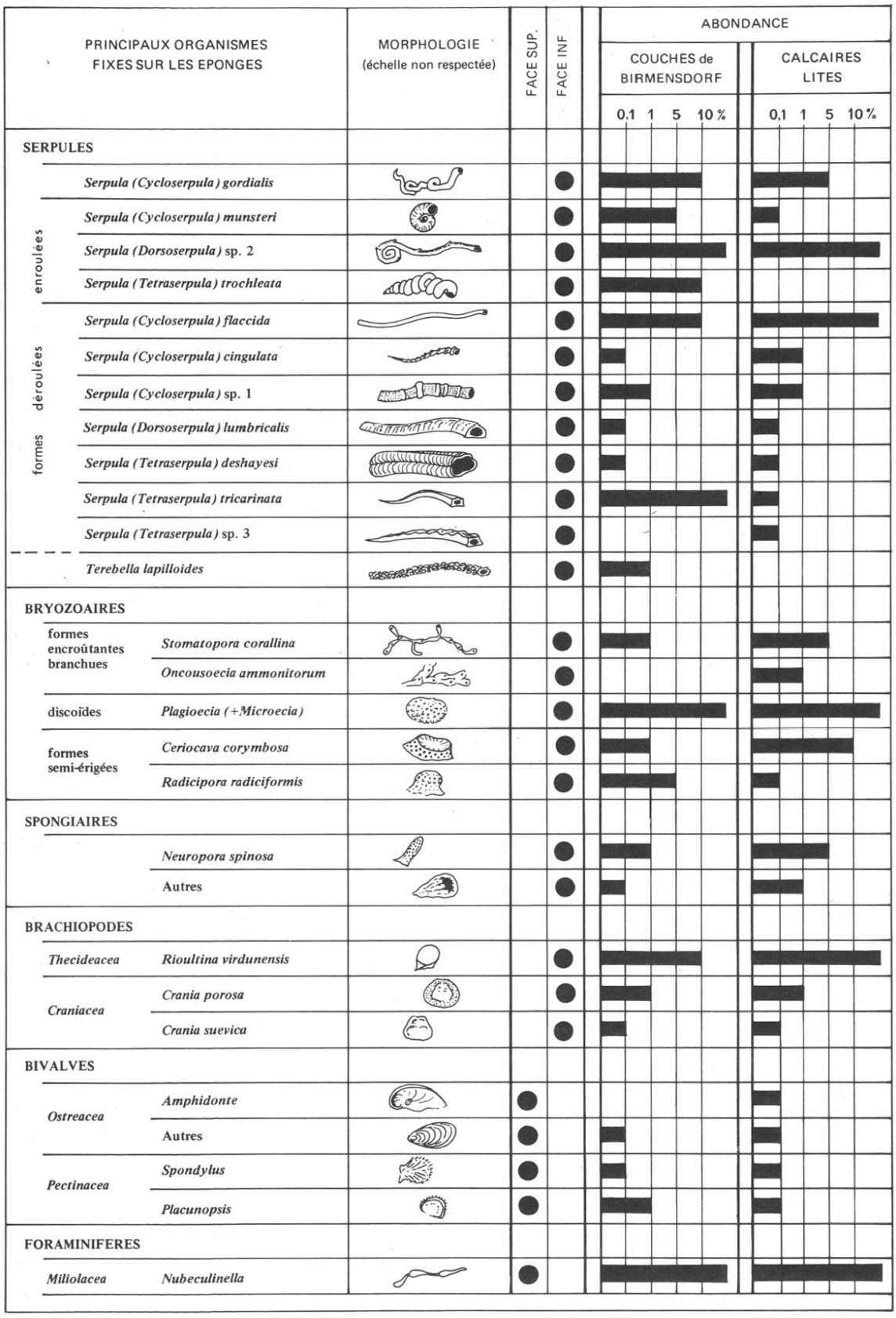


Fig. 95 – **Inventaire général des organismes sessiles fixés sur les éponges.**

Parmi les hexactinellides on signalera l'abondance de Sporadopyle obliqua (GOLDFUSS, 1833) (pl. 11, fig. 3). Toutes ces éponges sont caractérisées par une petite taille. On notera donc que le phénomène décrit par W. MULLER (1978) à savoir la fixation d'éponges siliceuses de grande taille sur leurs congénères, reste exceptionnel.

- Les brachiopodes tiennent une place assez importante. Ils sont très largement dominés par les thécidées représentées par l'espèce unique Rioultina virdunensis (BUVIGNIER, 1852) cf. ornata (MOORE, 1861) selon D. PAJAUD (GAILLARD et PAJAUD, 1971) (pl. 11, fig. 5, 6, 7). La coquille est généralement entière. La valve libre manque dans certains cas. Les brachiopodes du genre Crania sont beaucoup plus rares et ne sont représentés que par leur valve adhérente. Deux espèces ont été identifiées : Crania porosa MUNSTER, 1831 (pl. 11, fig. 4) et ? Crania suevica.

- Les bivalves sont peu abondants mais ont un comportement particulier dans la mesure où ils sont ubiquistes en semblant toutefois marquer une légère préférence pour la face supérieure des éponges (fig. 93). Ils sont représentés, chez les Pectinacea par les genres Placunopsis et Spondylus et, chez les Ostreacea, par diverses huîtres dont le genre Amphidonte.

b. Les organismes de la face supérieure

Tous les organismes décrits ci-dessus peuvent se rencontrer sur la face supérieure des éponges. Mis à part les bivalves, leur nombre reste infiniment plus faible que sur la face inférieure. La quasi-totalité de la face supérieure est en effet occupée par les croûtes calcaires de type stromatolithique et les nubéculinelles.

Les croûtes stromatolithiques sont, dans le faciès grumeleux ici considéré, très peu développées. Dans les rares cas où les échantillons ont pu être dégagés dans de très bonnes conditions, il a été possible de voir qu'elles forment de petits mamelons millimétriques se rejoignant progressivement par accolement puis par coalescence (pl. 12, fig. 1, 2).

Les nubéculinelles sont innombrables et colonisent également la totalité de la surface disponible. Lorsque l'encroûtement calcaire est bien mamelonné, on voit qu'elles ont tendance à se pelotonner au coeur des proéminences réalisant ainsi de véritables micro-biohermes (pl. 12, fig. 2).

c. L'évolution des peuplements

L'évolution dans le temps est délicate à mettre en évidence à petite échelle. Les peuplements varient en effet parfois sensiblement d'une éponge à l'autre et la mise en évidence d'une tendance significative nécessite l'observation d'un grand nombre de spécimens. Or beaucoup de niveaux fournissent un matériel ni assez abondant, ni de qualité suffisante pour permettre une étude valable des épizoaires. On signalera cependant le cas des thécidées qui, peu abondantes à la base des Couches de Birmensdorf, commencent à pulluler vers leur sommet.

L'évolution générale des peuplements sessiles des éponges, déduite d'un grand nombre d'observations, est plus évidente. La fig. 96 A-B illustre une étude comparative des faunes fixées sur les éponges des Couches de Birmensdorf et des Calcaires lités. La fig. 95 peut être consultée à titre complémentaire pour connaître la répartition des organismes trop peu abondants pour figurer dans le type de représentation choisi. Ces peuplements s'opposent d'une manière significative tant par la nature des organismes que par leur abondance relative.

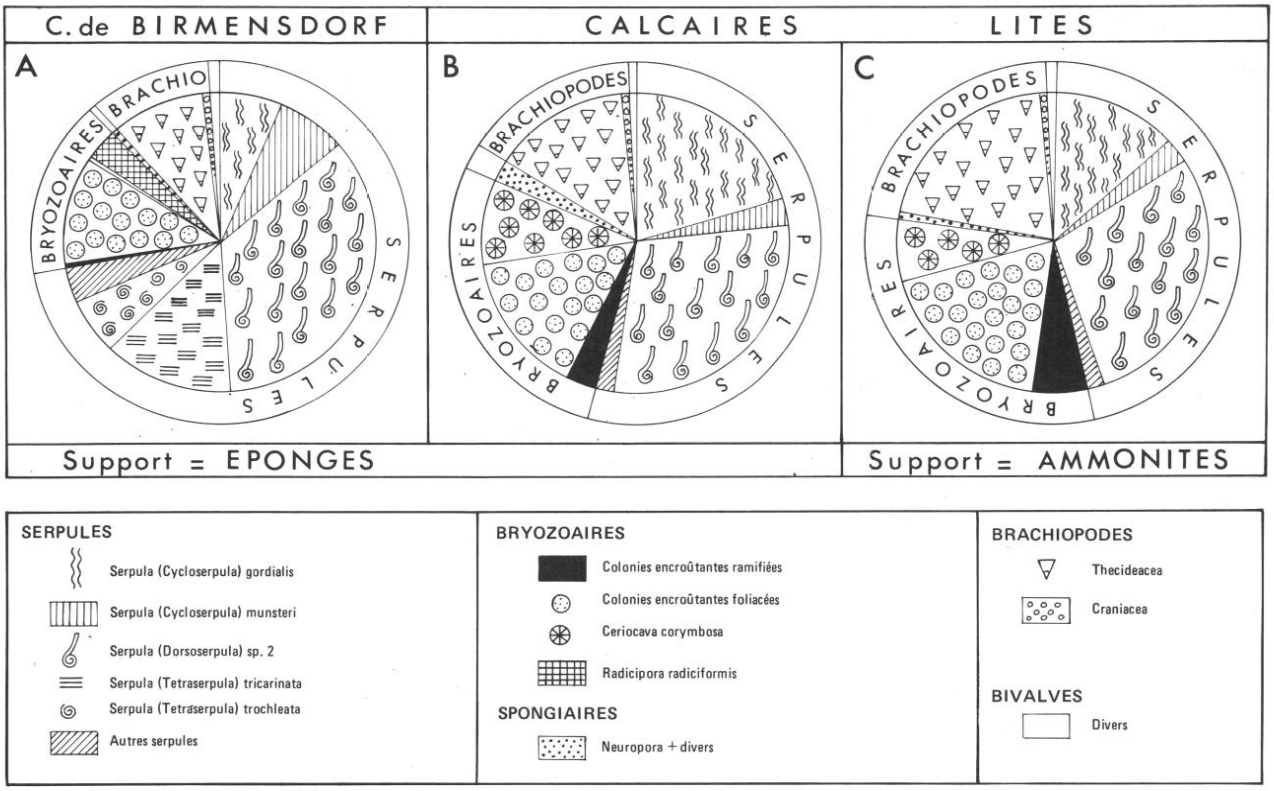


Fig. 96 – **Comparaison des faunes encroûtantes suivant le niveau stratigraphique et la nature du support.**

Les Couches de Birmensdorf se distinguent ainsi des Calcaires lités par :

- la présence de
  - Serpula (Tetraserpula) trochleata
  - Terebella lapilloides
- l'abondance de
  - Serpula (Tetraserpula) tricarinata
  - Serpula (Cycloserpula) munsteri
  - Radicipora radiciformis

soit par une très large dominance des serpules.

Les Calcaires lités sont caractérisés principalement par :

- la présence de
  - Serpula (Tetraserpula) sp. 3
- l'abondance de
  - Ceriocava corymbosa
  - Rioultina virdunensis

soit par un développement plus important des bryozoaires et des brachiopodes.

L'évolution dans l'espace est sensible dans les Couches de Birmensdorf où le faciès stratifié de la Haute-Chaîne montre un appauvrissement qualitatif et quantitatif notable des faunes sessiles. Sur la face inférieure des éponges, celles-ci sont très clairsemées et constituées presque exclusivement de serpules. Ces dernières semblent ainsi les mieux adaptées aux conditions les moins littorales. Sur la face supérieure, les encroûtements à algues et à nubéculinelles tendent également à disparaître.

En conclusion ces diverses observations tendent à montrer qu'avec la diminution de profondeur et la proximité du littoral, la colonisation des éponges s'intensifie et se diversifie. Cette diversification s'illustre notamment par un développement des bryozoaires et des brachiopodes aux dépens des serpules.

3) Les modalités de la colonisation

a. Le problème de la polarité des peuplements

Cette polarité remarquable a déjà été discutée lors de l'étude du faciès construit (p. 125). Elle correspond à un phénomène très général en milieu marin et doit être logiquement interprétée comme une répartition naturelle des organismes en fonction de l'éclairement.

Les encroûtements stromatolithiques, par leur nature supposée algaire, colonisent évidemment la face supérieure des éponges, seule capable de recevoir suffisamment de lumière. Leur association systématique avec les nubéculinelles est frappante mais trouve plus difficilement une explication. Peut être faut-il envisager ici une véritable symbiose algues/foraminifères ?

En ce qui concerne l'épifaune à serpules, bryozoaires et brachiopodes caractéristique de la face inférieure, deux interprétations peuvent être proposées :

- soit ces organismes s'installent assez indifféremment sur la totalité du corps de l'éponge et, par phénomène de concurrence avec les organismes photophiles, sont assez rapidement chassés hors des zones éclairées. A l'appui de cette hypothèse, on notera qu'environ un quart des éponges étudiées présente une faune plus ou moins développée de serpules, bryozoaires et brachiopodes sur ses deux faces. Sur la face supérieure, ces organismes sont toutefois fortement encroûtés, à peine identifiables et, de ce fait, n'ont souvent pas pu être pris en compte dans les études comparatives du type de celle de la figure 93. On verra ci-dessous que ce phénomène trouve une autre explication plus satisfaisante.

- soit ces organismes s'installent préférentiellement sur la face ombreuse des éponges obéissant ainsi à une réaction photophobe. Cette hypothèse paraît devoir être retenue car la plupart de ces organismes et notamment les bryozoaires cyclostomes (HARMELIN, 1974, WALTER, 1969) et les thécidées (PAJAUD, 1974) sont connus actuellement pour leur caractère sciaphile.

b. Le problème de l'état du substrat

- La colonisation de cadavres d'éponges correspond certainement au phénomène le plus banal. Le meilleur argument en faveur de cette hypothèse est fourni par le fait que les éponges renversées ou retournées sont colonisées avec la même densité et la même polarité que les éponges restées en position de vie (fig. 94, pl. 7, fig. 1,2). Ces cadavres d'éponges, qu'ils soient en place, renversés ou plus ou moins désagrégés, restent généralement à peu près stables sur le fond et permettent une parfaite expression de la polarité (fig. 97 A1, A2, A3). Ils confirment ainsi la rareté des courants perturbateurs. Il est possible également que la surcharge acquise par le développement de leur

couverture d'épizoaires leur donne assez rapidement une meilleure résistance vis-à-vis de ces courants. Il arrive cependant parfois que ces derniers agissent plusieurs fois sur la même éponge, provoquant de nouveaux retournements. Cela entraîne aussitôt une inversion des peuplements et explique d'une manière plus satisfaisante le mélange de faunes constaté sur la même face et discuté ci-dessus (fig. 97 B1, B2, B3).

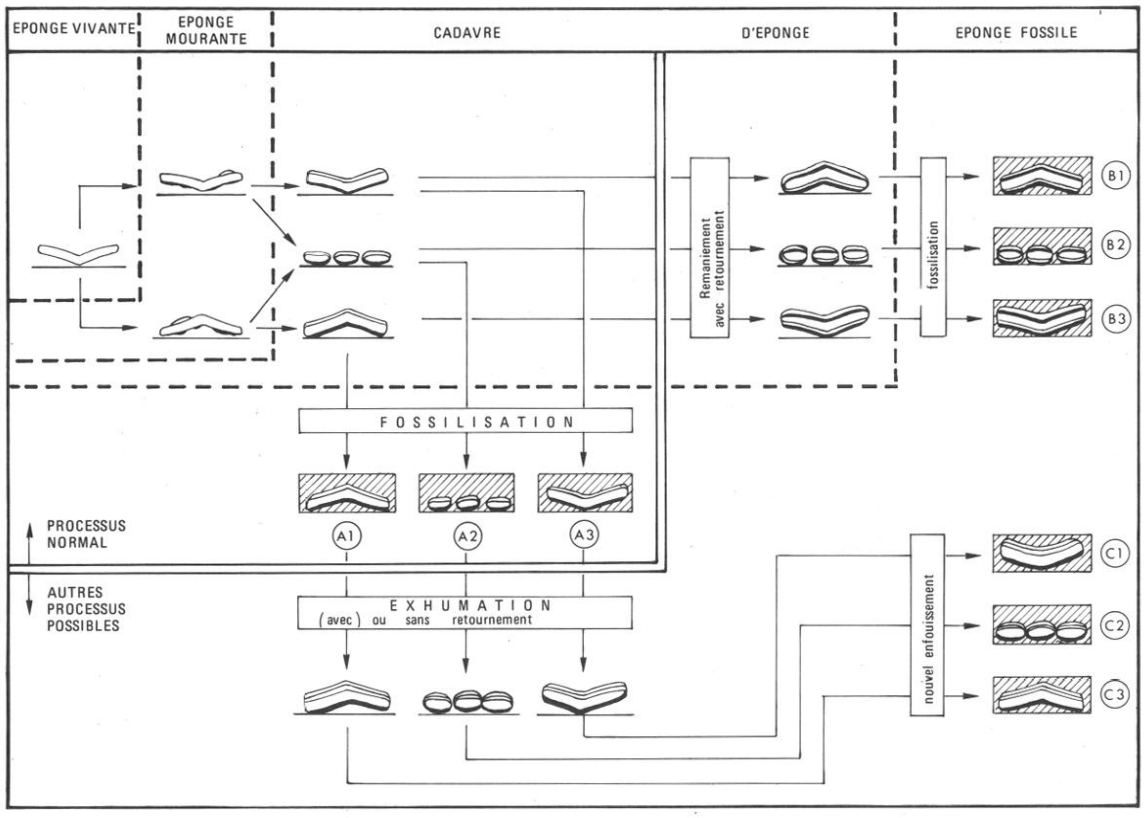


Fig. 97 – **Les différentes étapes de la fossilisation des éponges.**

- La colonisation d'éponges fossiles est beaucoup moins fréquente mais doit cependant être envisagée (fig. 97 C1, C2, C3). La meilleure preuve en est indirecte. Les faciès à spongiaires sont toujours riches en ammonites et celles-ci servent également de support aux mêmes organismes sessiles. Certaines d'entre elles montrent que la colonisation s'est faite sur leur moule interne. Des serpules et des bryozoaires peuvent en effet être observés dans de petites dépressions creusées dans le sédiment de remplissage et recoupant la ligne de suture (pl. 11, fig. 8). Ce sont donc de véritables épilithes impliquant un remaniement ou, au moins, une exhumation des organismes déjà fossilisés. Si ce phénomène intervient pour les ammonites, il n'y a aucune raison pour qu'il ne se produise pas également pour les éponges qui leur sont associées. La présence d'organismes encroûtants dans les oscules ou les gros pores exhalants et sur le sédiment de remplissage a parfois été constaté et vient à l'appui de cette hypothèse. Un autre argument consiste en l'observation d'une génération d'épizoaires fixée sur une génération antérieure et déjà fossilisée (par exemple fixation sur des moulages internes de tubes de serpules).

- La colonisation d'éponges vivantes ne doit cependant pas être rejetée. On sait en effet que certaines éponges actuelles supportent, de leur vivant, des organismes sessiles. Le cas des hexactinellides est malheureusement méconnu. En ce qui concerne les démosponges, la plupart apparaissent comme inhospitalières mais beaucoup sont néanmoins recouvertes par des épizoaires variés (algues, éponges, cnidaires, bryozoaires etc ...). Ces dernières appartiennent surtout à des espèces pourvues d'un cortex spiculeux ou cuticulaire développé (SARA et VACELET, 1973). Il arrive aussi qu'une partie du tissu vivant de l'éponge, en dégénérant, dégage localement le squelette minéral et permette ainsi la fixation d'organismes. C'est le cas par exemple de l'éponge calcaire Petrobonia massiliana dont la partie basale sert de support à de petits épizoaires après dégénérescence de ses tissus (VACELET, 1964).

Le principe d'une colonisation des éponges débutant avant leur mort est également admis par les paléontologistes (ZIEGLER, 1964 ; GUNDRUM, 1978). En ce qui concerne les éponges siliceuses oxfordiennes, le phénomène ne peut être réellement prouvé. Il paraît logique par référence à l'actuel et en tenant compte du contexte : prolifération des organismes sessiles et rareté des supports, hormis les spongiaires. Il est même très probable pour certaines éponges comme les Stauroderma et surtout les Porospongia dont le cortex armé de stauractines devait être favorable à une colonisation précoce (pl. 12, fig. 3). Toujours chez les mêmes genres, la situation de certains organismes fixés juste sur la bordure des oscules fournit un argument (pl. 11, fig. 12, 13). Elle peut signifier la recherche d'un secteur privilégié de l'éponge vivante caractérisé, en l'occurrence, par le courant issu de l'oscule. Certains épizoaires ont pu être, ainsi, de véritables commensaux.

On notera enfin quelques observations assez exceptionnelles concernant l'encroûtement stromatolithique à nubéculinelles de la face supérieure des éponges. Celui-ci peut apparaître sous forme de petits mamelons juxtaposés, de 2 à 3 mm de haut, et disposés autour des pores exhalants de l'éponge. Il reste toutefois difficile de savoir si cette disposition est commandée par la simple présence des obstacles représentés par le vide des pores exhalants (éponge morte) ou par le fait que ces derniers étaient encore fonctionnels (éponge vivante).

Le fait de supporter des organismes était soit sans effet, soit, plus vraisemblablement, néfaste aux spongiaires. Il est possible que la prolifération de ceux-ci, à partir de leurs points d'établissement, ait pu, en provoquant d'asphyxieprogressive des éponges, avoir été un facteur de leur mort. On notera, à ce propos, que J. LABOREL (1960, 1961) a observé des démosponges recouvertes d'un épais concrétionnement d'algues calcaires (Mélobésiées) mais toujours vivantes.

- En conclusion, l'installation des organismes fixés a sans doute commencé du vivant des éponges :

- soit sur leur cortex lorsqu'elles en étaient pourvues ;
- soit sur leur squelette principal lorsqu'il était localement dégagé soit accidentellement, soit naturellement (vieillissement).

Leur développement ne connaît toutefois son apogée qu'après la mort des éponges. En cas de remaniement, c'est-à-dire dans les niveaux grumeleux, donc en dehors des biohermes proprement dits, des objets de toutes natures éventuellement déjà fossilisés (éponges, ammonites, brachiopodes,etc ...) sont encroûtés de la même façon (fig. 96 B-C).

Il ressort donc de ces observations que tout support solide, quelle que soit sa nature, était aussitôt encroûté par des peuplements complexes. Pour ces derniers, un seul facteur apparaît comme nécessaire et suffisant : la présence d'un support disponible. Seuls les cadavres d'éponges, ont constitué, avant leur enfouissement, de tels supports en grand nombre.

c. Le problème de l'occupation de l'espace disponible

La face supérieure des supports étant dans la grande majorité des cas uniformément recouverte d'un peuplement homogène (encroûtement stromatolithique à nubéculinelles) on s'intéressera ici à leur face inférieure.

Que l'éponge soit vivante ou morte, c'est sur les spicules accessibles de leur squelette essentiel ou de leur squelette cortical que s'établissent les larves des organismes fixés. Les adultes se développent ensuite en prenant appui sur le réseau formé par les spicules voisins (pl. 12, fig. 3 ; pl. 18, fig. 1, 2).

Les solutions adoptées pour occuper l'espace disponible sont diverses :

- Certaines, comme les serpules déroulées et les bryozoaires encroûtants branchus, explorent une surface étendue mais ne l'occupent que partiellement.

- D'autres, comme les serpules enroulées et les bryozoaires encroûtants discoïdes, occupent une surface plus restreinte mais s'y ancrent solidement et la couvrent en totalité.

- D'autres enfin cherchent à éviter la concurrence sur le plan horizontal et se développent verticalement. Ces organismes sont rares (Neuropora spinosa) et s'élèvent peu au-dessus de leur substrat.

L'abondance des organismes encroûtants et la rareté des organismes érigés caractérisent généralement, selon J. G. HARMELIN (1974), des milieux à hydrodynamisme faible. Elles s'expliquent, en plus, par l'exiguïté de l'espace qui existait vraisemblablement entre la face inférieure de la plupart des éponges et le sédiment vaseux du fond. Le comportement du bryozoaire Ceriocava corymbosa paraît symptomatique. Cette espèce, normalement érigée, présente toujours ici la forme "Flabellotrypa" (WALTER, 1969) caractérisée par des colonies massives peu développées en hauteur. Manifestement la croissance, gênée dans le sens vertical, s'est faite dans le sens horizontal.

La prolifération des organismes encroûtants à développement horizontal implique nécessairement des phénomènes de compétition. Ceux-ci sont certainement apparus assez tôt car les faunes à serpules et bryozoaires sont réputées pour leur développement rapide. On peut avoir une idée précise de leur vitesse de colonisation par des études expérimentales faites en mer. Leur principe est simple : on examine périodiquement des supports artificiels placés près du fond (HUVE, 1953 ; SIMON-PAPYN, 1965 ; HARMELIN, 1974). Les organismes pionniers apparaissent dès les premières semaines. Parmi ceux-ci figurent de nombreux bryozoaires cyclostomes et des serpules connus pour leur grand pouvoir d'adaptation à des substrats très variés. Cette période d' "installation de départ" dure un à deux mois. Jusqu'au sixième mois, de nouveaux organismes s'installent et les premières manifestations de concurrence apparaissent ("installation intermédiaire"). La période d' "installation définitive" est généralement atteinte à la fin du sixième mois.

En se référant aux observations actuelles, on peut donc admettre que les cadavres des éponges oxfordiennes pouvaient être déjà assez abondamment colonisés en six mois environ. La compétition pour l'occupation de la place disponible devait être ensuite très vive. Les serpules semblent particulièrement avantagées par leur croissance rapide. A titre d'exemple, le tube de l'espèce actuelle Pomatoceros triqueter peut atteindre 60 à 75 mm en un an (SIMON-PAPYN, 1965). Avant même que le substrat initial soit entièrement colonisé, le recouvrement s'est très souvent poursuivi sur des générations anciennes d'épizoaires. Beaucoup de ceux-ci offrent en effet un substrat de meilleure qualité que l'éponge elle-même. Pour beaucoup d'organismes, cette dernière devient assez rapidement un support indirect. Ces fréquentes superpositions multiples d'organismes encroûtants montrent que les supports ont sou-

vent séjourné assez longtemps sur le fond. Elles rendent très difficile l'estimation de la succession exacte des peuplements d'épizoaires. Le tableau de la fig. 98 tente de faire ressortir les organismes souvent recouverts et ceux qui sont souvent recouvrants. Parmi les premiers, certaines serpules (Serpula gordialis, Serpula sp. 2, Serpula flaccida) et les bryozoaires encroûtants foliacés sont vraisemblablement des pionniers et caractérisent une épibiose au 1er degré. Une fois installés, ces organismes offrent à leur tour des supports souvent choisis préférentiellement par d'autres qui caractérisent une épibiose au 2è degré (par exemple Neuropora spinosa, Rioultina virdunensis) (pl. 10, fig. 6 ; pl. 11, fig. 7).

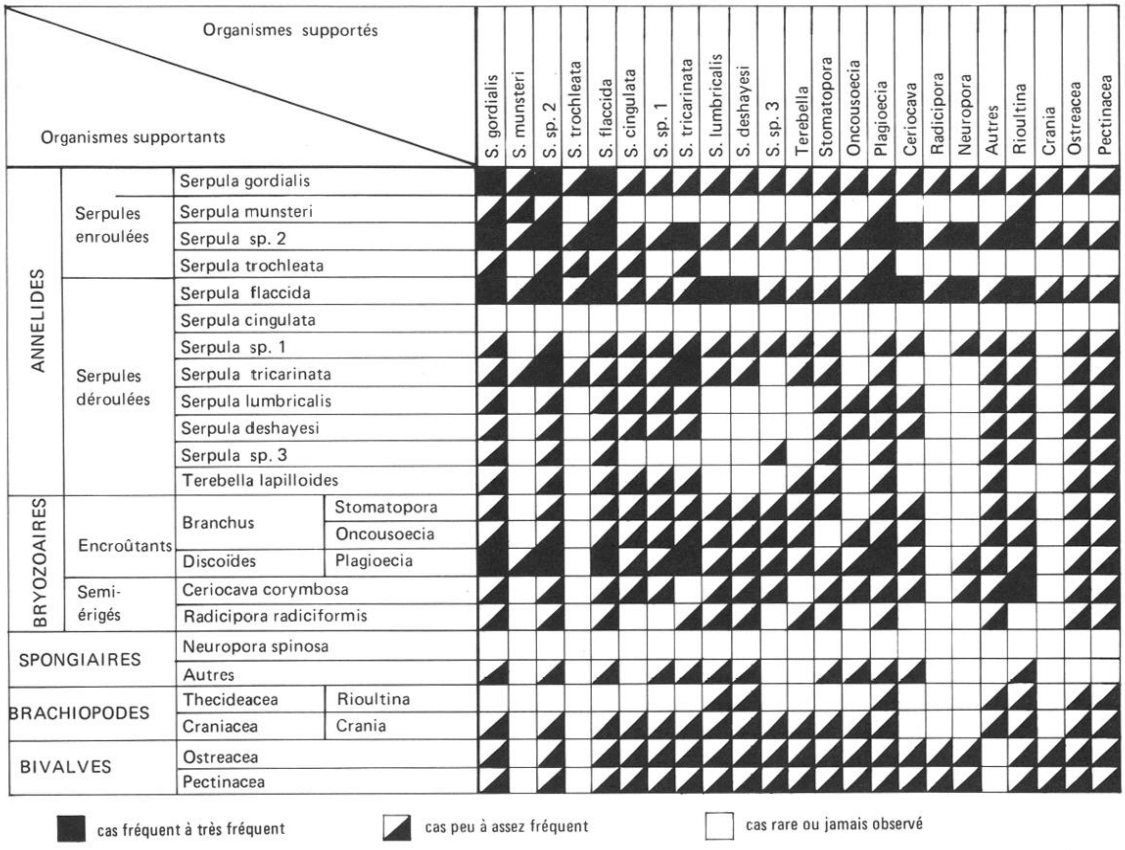


Fig. 98 – **Rapports entre organismes encroûtants sur les éponges.**

On notera enfin que la répartition des épizoaires est généralement quelconque sur les éponges (sauf exception discutée p. 210) comme sur les autres supports. A part les différences stratigraphiques déjà signalées (p. 206) la composition de la faune encroûtante est le plus souvent assez homogène.

III - LA VIE DANS LES SPONGIAIRES

1) Inventaire des principaux organismes

Les seuls organismes couramment rencontrés à l'intérieur des fossiles d'éponges sont des foraminifères soit à test calcaire hyalin, soit à test agglutiné siliceux.

a. Foraminifères à test hyalin

Ils sont relativement peu nombreux. La seule espèce bien représentée est Bullopora tuberculata (SOLLAS) (Polymorphinidae). Assez fréquente dans plusieurs faciès de l'Oxfordien du Jura, elle sera étudiée en détail p. 321 . Dans les éponges, elle ne peut être mise en évidence que par sections, du fait de la nature de son test. Les sections de loges y sont de tailles et de formes très diverses. Ces dernières semblent s'insinuer d'une manière quelconque entre les spicules du squelette principal (fig. 99, pl. 20, fig. 3).

b. Foraminifères à test aggluté

Plus abondants, ils sont aussi représentés par une plus grande variété de formes. Toutes sont caractérisées par un test constitué de grains de quartz réunis par un ciment siliceux. Par attaque de l'éponge à l'acide, ces foraminifères peuvent être facilement extraits et observés en volume. Tolypammina vagans (BRADY), (pl. 19, fig. 5,7) est de loin l'espèce la plus abondante. Valvulina lobata SEIBOLD (pl. 19, fig. 1,2), Subdelloidina haeusleri FRENTZEN (pl. 19, fig. 3, 4), Thurammina papillata BRADY et Thurammina tuberosa HAEUSLER assez courantes. L'observation de lames minces taillées dans les éponges permet d'étudier leur situation et de poser le problème de leur période d'installation.

2) Commensalisme ou installation post-mortem ?

Pour la plupart toujours associés au faciès à spongiaires et trouvés au sein même des éponges, ces foraminifères ont-ils vécu dans le corps vivant de ces dernières ? Il est normal de se poser une telle question car beaucoup d'éponges actuelles sont connues pour servir d'hôte à de multiples organismes. A.S. PEARSE (1950) qualifie même certaines éponges d' "hôtels vivants". A titre d'exemple, ce même auteur a inventorié dans une démosponge de grande taille (Spheciospongia vesparia) plus de 15 000 endobiontes se répartissant en 22 espèces différentes (PEARSE, 1934). Tous les groupes d'invertébrés sont représentés. Toutefois, beaucoup de ces organismes sont libres et beaucoup ne possèdent pas de squelette minéral, donc peu ont des chances de se fossiliser. Parmi tous ces organismes, les foraminifères occupent, dans la nature actuelle, une place discrète.

L'association de spongiaires siliceux et de foraminifères agglutinants tels Tolypammina, Thurammina etc... apparaît donc comme assez originale. Elle a été signalée dans l'Oxfordien par plusieurs auteurs (HAEUSLER, 1890 - FEIFEL, 1930 - FRENTZEN, 1944 - FRITZ, 1958 - SEIBOLD, 1960 - OESTERLE, 1968 - WAGENPLAST, 1972 - NITZOPOULOS, 1973).

Les modalités de cette association ont été étudiées plus en détail par J. KAZMIERCZAK (1973) à propos de l'espèce Tolypammina vagans. Pour cet auteur comme pour ceux précédemment cités, le foraminifère a vécu dans l'éponge vivante, se comportant comme un véritable commensal. Son principal argument est l'observation de foraminifère en place dans le système canalifère de l'éponge.

Comme pour le problème des épizoaires, les observations faites dans l'Oxfordien du Jura français conduisent à nuancer cette interprétation. En effet, si certains de ces foraminifères se rencontrent bien dans les canaux, d'autres se situent franchement au milieu des spicules du squelette principal (fig. 99, pl. 19, fig. 9 ; pl. 20, fig. 3). Ils montrent même des points de fixation sur ces spicules (pl. 19, fig. 6, 7, 9). Ces observations apportent un argument mais non une preuve (voir p. 208) en faveur d'une installation post-mortem. Les mêmes foraminifères ont également été rencontrés non plus dans l'éponge, mais dans son encroûtement algaire. Cela démontre que la niche écologique de ces organismes ne se limitait pas au système canalifère des éponges vivantes.

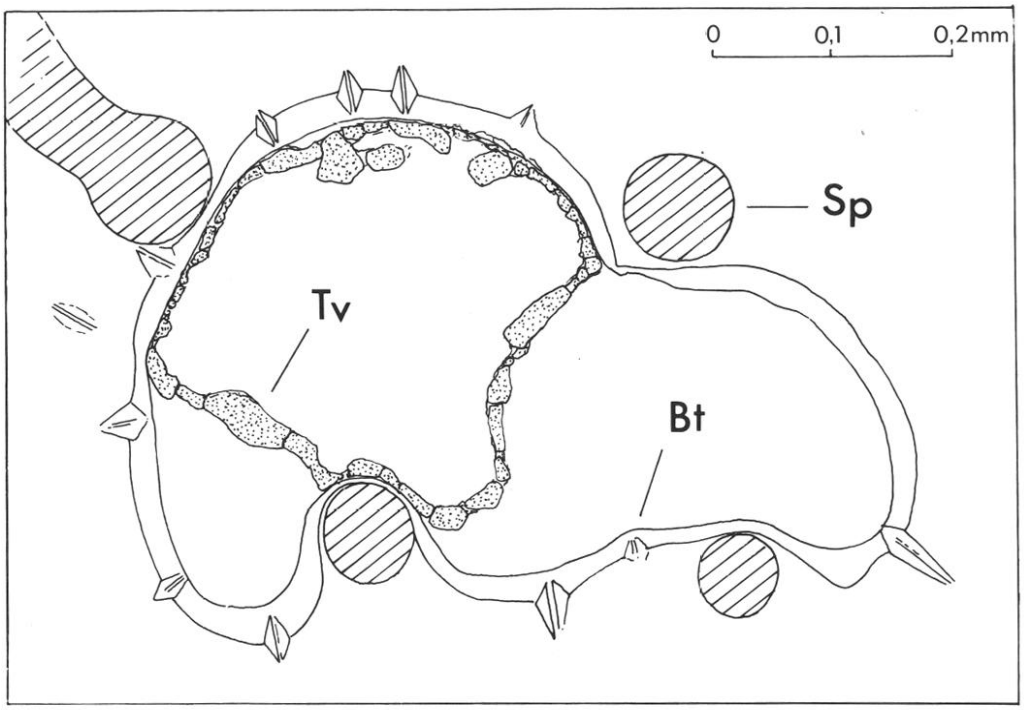


Fig. 99 – **Rapports entre foraminifères fixés et éponges.**
Dessin d'après plaque mince montrant :
1 - l'installation d'un *Bullopora tuberculata* (Bt) dans une maille du réseau spiculaire (Sp) d'une hexactinellide.
2 - l'installation d'un *Tolypammina vagans* à l'intérieur du test de *Bullopora tuberculata.*
(Couches de Birmensdorf - Virieu-le-Grand - VIR)

On notera enfin quelques relations observées entre ces divers organismes : accolements (Thurammina sur Tolypammina), enchevêtrements (tubes de Tolypammina entre eux) et même emboîtements (Tolypammina dans Tolypammina - KAZMIERCZAK, 1973 - Tolypammina dans Bullopora - voir fig. 99 ou dans serpule - voir pl. 19, fig. 8).

On conclura en disant que les éponges siliceuses oxfordiennes abritaient très vraisemblablement de nombreux organismes de petite taille. Parmi ceux-ci, seuls quelques foraminifères ont été conservés. Leurs relations avec les éponges pouvaient relever du simple commensalisme. Après la mort de ces dernières ils devaient être capables de survivre, d'intensifier la colonisation du squelette de leur ancien hôte et de s'adapter à d'autres micromilieux (encroûtement à algues et nubéculinelles). Cette microfaune montre donc une tolérance aux conditions de milieux plus forte qu'on pouvait le penser. Elle reste, malgré tout, limitée au faciès à spongiaires siliceux. La plupart des foraminifères en question vivent fixés sur les supports fermes disponibles et les formes libres, comme Valvulina lobata, possèdent une morphologie conique qui leur permet une meilleure adhérence au substrat.

IV - LA VIE AUTOUR DES SPONGIAIRES

1) Avant-propos

La littérature assez abondante concernant le Jura ou d'autres régions géologiquement comparables d'Europe occidentale met clairement en évidence la richesse de la vie à l'Oxfordien et tout particulièrement pendant les épisodes à spongiaires. Mais les listes de fossiles proposées ne donnent souvent aucune indication, ou qu'une idée très approximative de l'importance quantitative de chaque espèce signalée. L'image qu'elles donnent de l'organisation des faunes est donc très floue. Il est hors de propos ici d'établir une longue liste d'organismes. Même très importante, elle resterait encore incomplète. De plus, son établissement nécessite le support d'une paléontologie systématique approfondie qui fait défaut pour de nombreux groupes. L'inventaire proposé est volontairement limité aux espèces (ou taxons d'ordre supérieur) les plus abondantes ou, plus rares mais jugées caractéristiques d'un faciès particulier. La liste de ces organismes est présentée sous forme d'une série de tableaux synthétiques (fig. 100, 101, 103-107, 109). Dans ces tableaux, une première rubrique renseigne sur l'abondance relative de chacun de ces organismes. Une seconde renseigne sur la présence ou l'absence de chacun d'entre eux dans le faciès à spongiaires et donne, le cas échéant, leur degré de liaison avec ce faciès. Cet inventaire synthétique dépasse donc le cadre des niveaux à spongiaires mais permet facilement de faire la part de ce qui leur revient. Seul le tableau concernant les ammonites a été conçu différemment en raison de l'intérêt stratigraphique de ces dernières.

Deux tableaux supplémentaires, de conception différente, complètent l'information des précédents (fig. 110, 111). Ils fournissent des données quantitatives plus précises matérialisées par des diagrammes circulaires. L'un concerne les Couches de Birmensdorf et l'autre les niveaux à spongiaires des Calcaires lités. Ils permettent d'avoir une image synthétique de la composition de la faune des deux principaux niveaux à spongiaires de l'Oxfordien du Jura. La distinction faite entre macrofaune et microfaune est quelque peu artificielle mais inévitable pour une telle étude quantitative. Elle est imposée par des méthodes de comptage différentes pour les macroorganismes et pour les microorganismes.

2) Composition des peuplements liés aux spongiaires

a. La microfaune

- Les foraminifères sont particulièrement bien représentés dans les niveaux à spongiaires où ils représentent les microorganismes dominants (58 à 73 % des microfossiles). Les principales espèces sont inventoriées dans les tableaux des figures 100 et 101.

Les peuplements de foraminifères à test agglutiné (Textulariina) sont relativement prospères par rapport à la plupart des autres faciès oxfordiens. Ils ne représentent toutefois que 9 à 16 % des foraminifères et sont représentés par des espèces assez ubiquistes appartenant aux genres Ammobaculites, Glomospira, Haplophragmium, Rheophax, Textularia et Trochammina. Les seules espèces caractéristiques (Subdelloidina haeusleri, Thurammina papillata, Thurammina tuberosa, Tolypammina vagans, Valvulina lobata) vivaient dans ou sur les éponges et n'ont pas été prises en compte dans les calculs. Elles étaient peut-être commensales des éponges comme cela a été discuté précédemment. Enfin, quelques espèces, très communes dans certains niveaux, sont totalement absentes dans le faciès à spongiaires (Ammobaculites coprolithiformis, Paleogaudryina magharaensis et Triplasia kimeridensis).

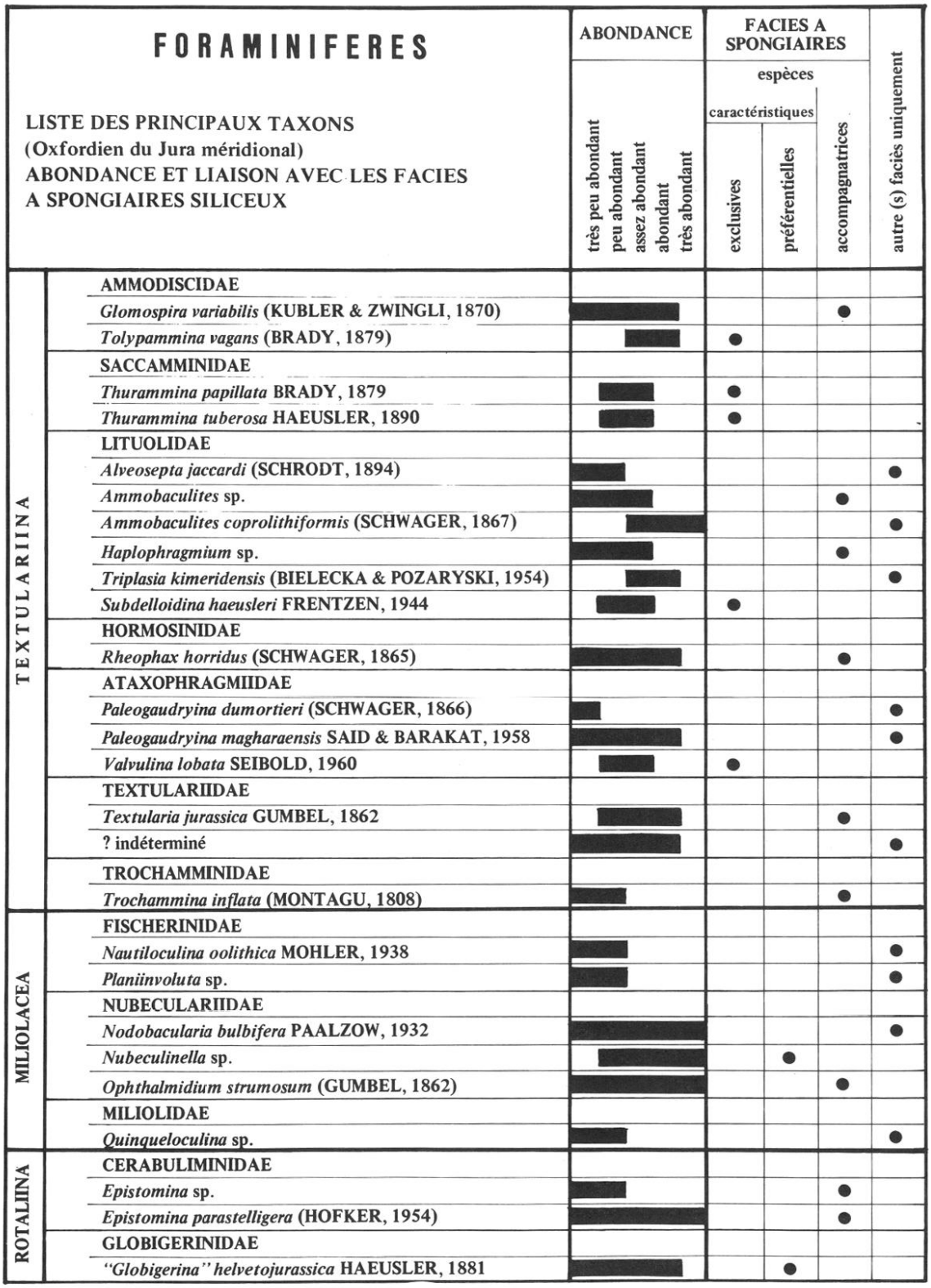


Fig. 100 – **Principaux foraminifères de l'Oxfordien du Jura méridional (*Textulariina* - *Miliolacea* - *Rotaliina pars*). Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**

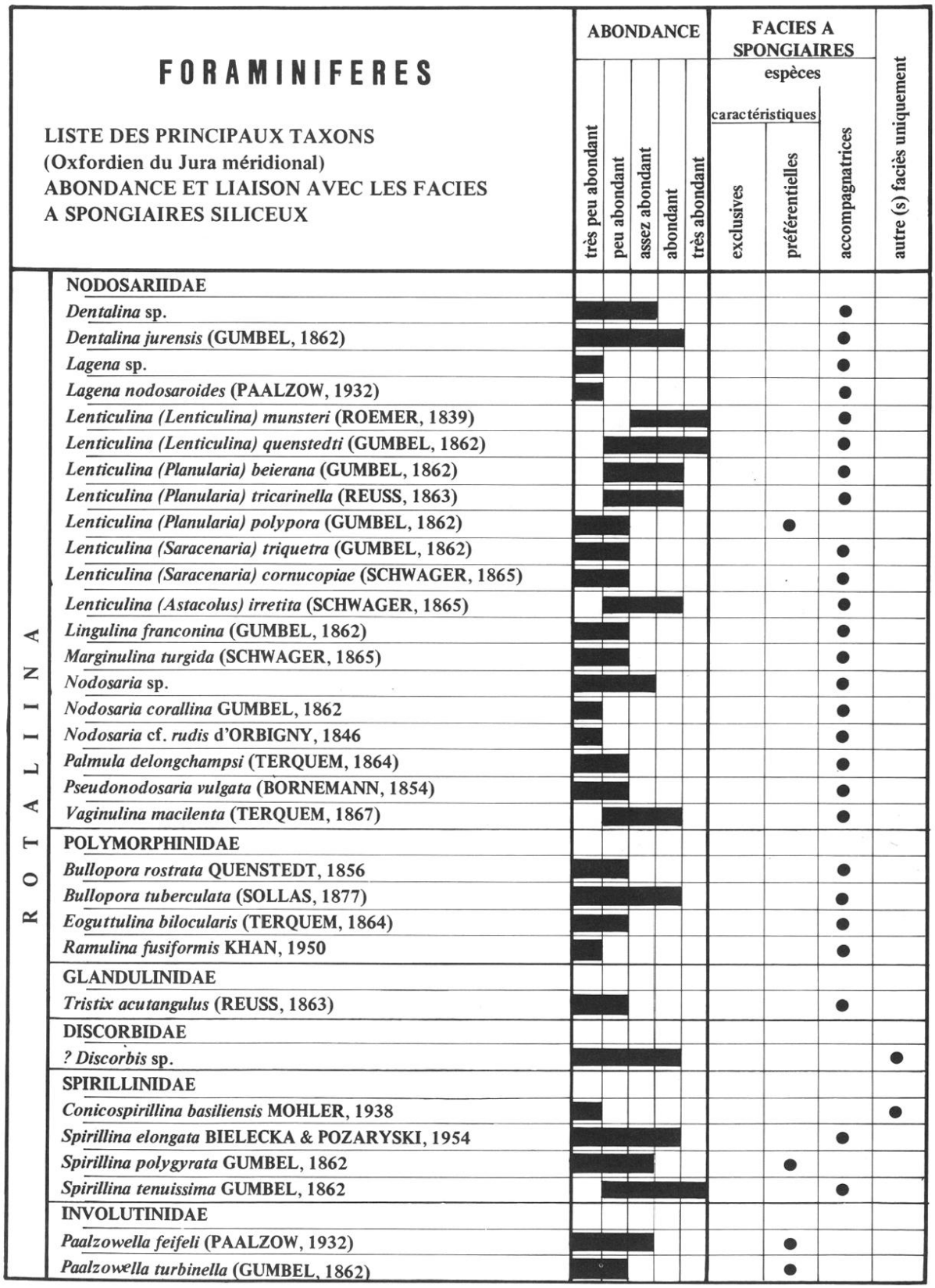


Fig. 101 – **Principaux foraminifères de l'Oxfordien du Jura méridional (*Rotaliina*). Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**

Les foraminifères à test porcelané (Miliolacea) sont très peu diversifiés. Alors que les Ophthalmidium (5 à 10 % des foraminifères) ont tendance à régresser lors des épisodes à spongiaires, les Nubeculariidae (= nubéculinelles, non prises en compte dans les tableaux des figures 100 et 101) se mettent à proliférer. Ces derniers ne doivent toutefois pas être considérés comme caractéristiques du milieu à spongiaires, car ils abondent aussi dans d'autres faciès (voir p. 308).

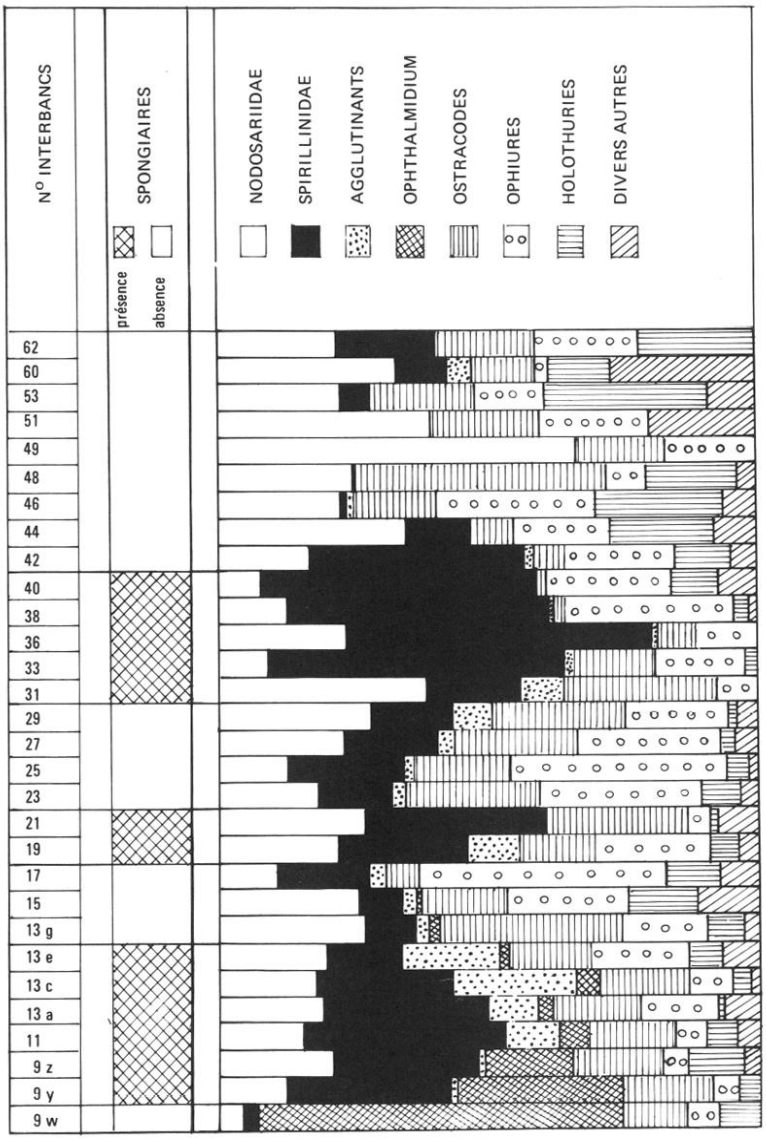


Fig. 102 – **Evolution du contenu micropaléontologique dans la série des Calcaires lités de Trept. Remarquer l'évolution des spirillines illustrant une préférence très nette de ces foraminifères pour les niveaux à spongiaires.**

Les foraminifères à test hyalin (Rotaliina) sont, dans l'Oxfordien du Jura, assez ubiquistes. Chez les formes benthiques, peu d'espèces oxfordiennes sont absentes des niveaux à spongiaires et pratiquement aucune ne s'y restreint. Les Spirillinidae (Spirillina elongata, Spirillina tenuissima) et surtout Spirillina polygyrata (fig. 102) et les Involutinidae (Paalzowella feifeli et Paalzowella turbinella) leur montrent toutefois une préférence très nette. Les spirillines sont en outre largement dominantes puisqu'elles peuvent représenter jusqu'à 65 % des foraminifères non sessiles. Chez les Polymorphinidae, Bullopora tuberculata est intéressé par le support représenté par les éponges, mais abonde aussi dans d'autres faciès. Chez les Nodosariidae, largement dominés par les lenticulines, seule l'espèce Lenticulina (Planularia) polypora présente une préférence significative pour les faciès à spongiaires. Toujours peu ou très peu abondante, elle a été rencontrée dans 85 % des cas dans des niveaux à spongiaires.

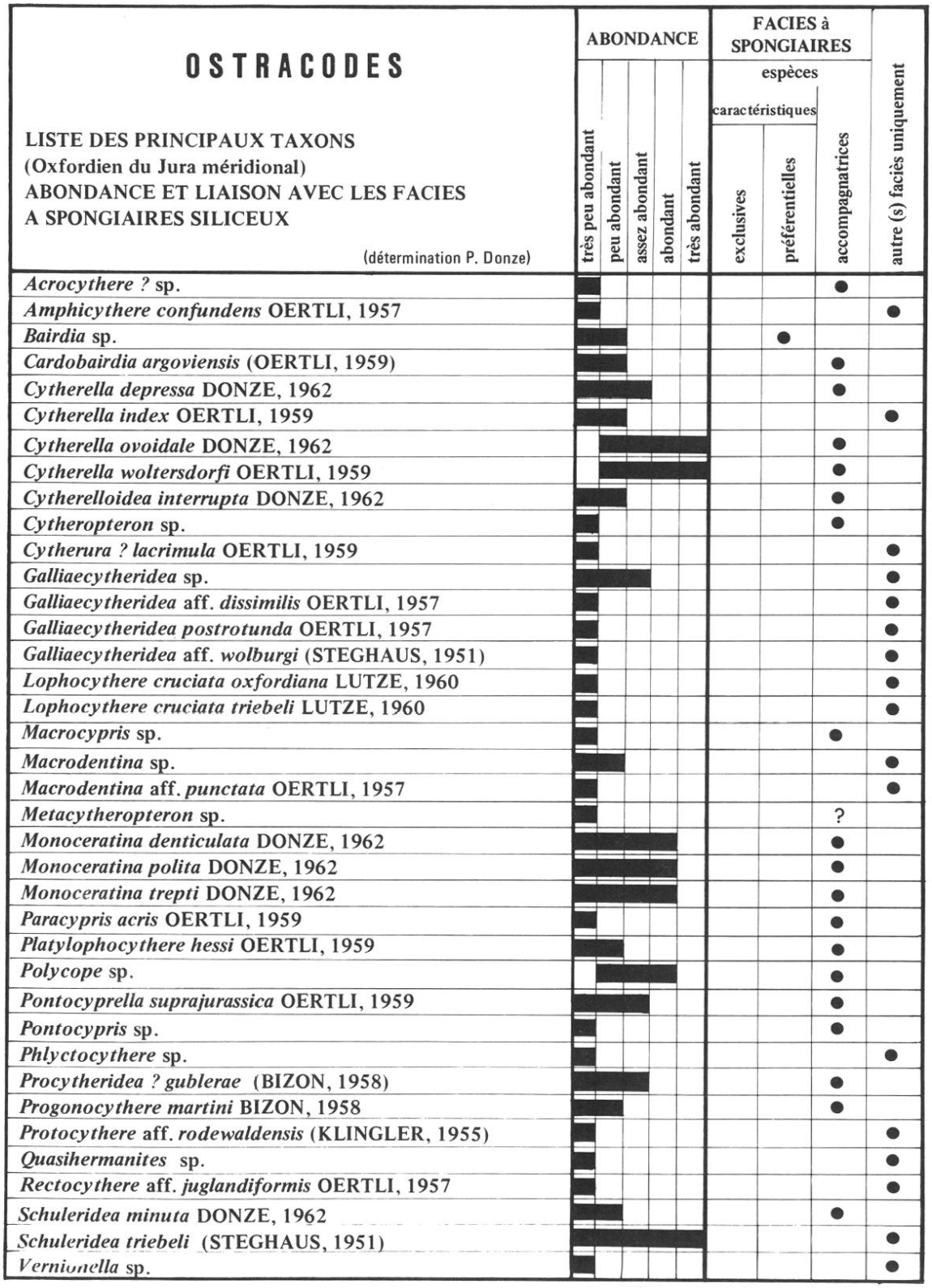


Fig. 103 – **Principaux ostracodes de l'Oxfordien du Jura méridional. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**

Chez les formes planctoniques, il faut noter la relative abondance des "globigérines" dans les Couches de Birmensdorf (et principalement dans le faciès stratifié de la Haute Chaîne - voir pl. 33, fig. 1), alors qu'elles sont rares et connues çà et là dans le reste de l'Oxfordien du Jura. L'absence de spécimens dégagés présentant un bon état de conservation interdit une attribution spécifique. Il s'agit vraisemblablement de Globigerina helveto-jurassica HAEUSLER, 1881, espèce mal définie mais souvent signalée dans le Jurassique supérieur de Suisse ou d'Allemagne (voir notamment SEIBOLD, 1960 et OESTERLE, 1968) ou peut-être de Globigerina (Globuligerina)oxfordiana, espèce bien définie et souvent citée dans le Jurassique supérieur de France depuis sa découverte dans l'Oxfordien de Normandie (BIGNOT et GUYADER, 1966, 1971). Il ne faut pas voir, dans cette abondance de foraminifères planctoniques une relation directe avec les spongiaires, mais seulement une indication intéressante sur le milieu. La zone où se développaient les spongiaires devait correspondre à un milieu marin franc et plus largement ouvert aux influences du large que les autres domaines de sédimentation de l'Oxfordien du Jura. Cette abondance des globigérines est par ailleurs bien connue dans l'Oxfordien moyen de toute la Téthys.

- Les ostracodes sont beaucoup plus discrets que les foraminifères (5 à 15 % des microfossiles) et paraissent, dans l'ensemble, assez indifférents à la présence des spongiaires (fig. 103). Les espèces dominantes (Cytherella ovoidale, Cytherella woltersdorfi, Monoceratina denticulata, Monoceratina polita, Monoceratina trepti, Polycope) sont en fait très ubiquistes. A part quelques exceptions (Schuleridea triebeli, Galliaecytheridea), les espèces qui ne cotoyent pas les spongiaires ne sont jamais représentées par un grand nombre d'individus. Il en est de même pour celles qui, à l'inverse, montrent une préférence pour les spongiaires : Bairdia sp., et dans une moindre mesure Procytheridea ? gublerae et Pontocyprella sp.

- Les autres microfossiles représentent l'ensemble des autres microorganismes et des microorganites divers. Pour des raisons pratiques (méthodes d'observation et de dégagement différentes à cause de leur nature ou de leur très petite taille), les microorganismes autres que les foraminifères et les ostracodes n'ont pas été pris en compte pour l'établissement des diagrammes circulaires (fig. 110, 111). Ils n'ont du reste aucun lien direct avec la vie sur le fond (dinoflagellés, coccolithophoridés, Globochaete, pollens, spores etc ...).

En revanche, les microorganites divers ont été pris en compte et représentent une part non négligeable des microfossiles (22 à 27 %). Correspondant à des fragments squelettiques d'organismes benthiques de grande taille, ils seront étudiés ci-après dans le paragraphe consacré à ces derniers.

b. La macrofaune

Elle est largement dominée par les mollusques, les brachiopodes et les échinodermes.

Les céphalopodes méritent une mention particulière car leur abondance et leur évolution ont permis la datation précise des niveaux à spongiaires. On trouvera dans le travail de R. ENAY (1966) la liste exhaustive des ammonites oxfordiennes ainsi que la répartition stratigraphique de chaque espèce. Il est bien sûr parfaitement inutile de répéter ces résultats mais ce serait également une lacune, dans le panorama faunique entrepris, de passer sous silence un groupe aussi important. Un tableau (fig. 104) est donc consacré aux ammonites. Etabli d'après les données de R. ENAY, il donne la liste des espèces les plus abondantes des niveaux à spongiaires. Les espèces index de zones ont également été mentionnées même si elles sont rares. Enfin, contrairement à ceux réalisés pour les autres organismes, ce tableau donne un aperçu de l'extension stratigraphique des espèces dans les deux principaux niveaux à spongiaires (Couches de Birmensdorf et base des Calcaires lités).

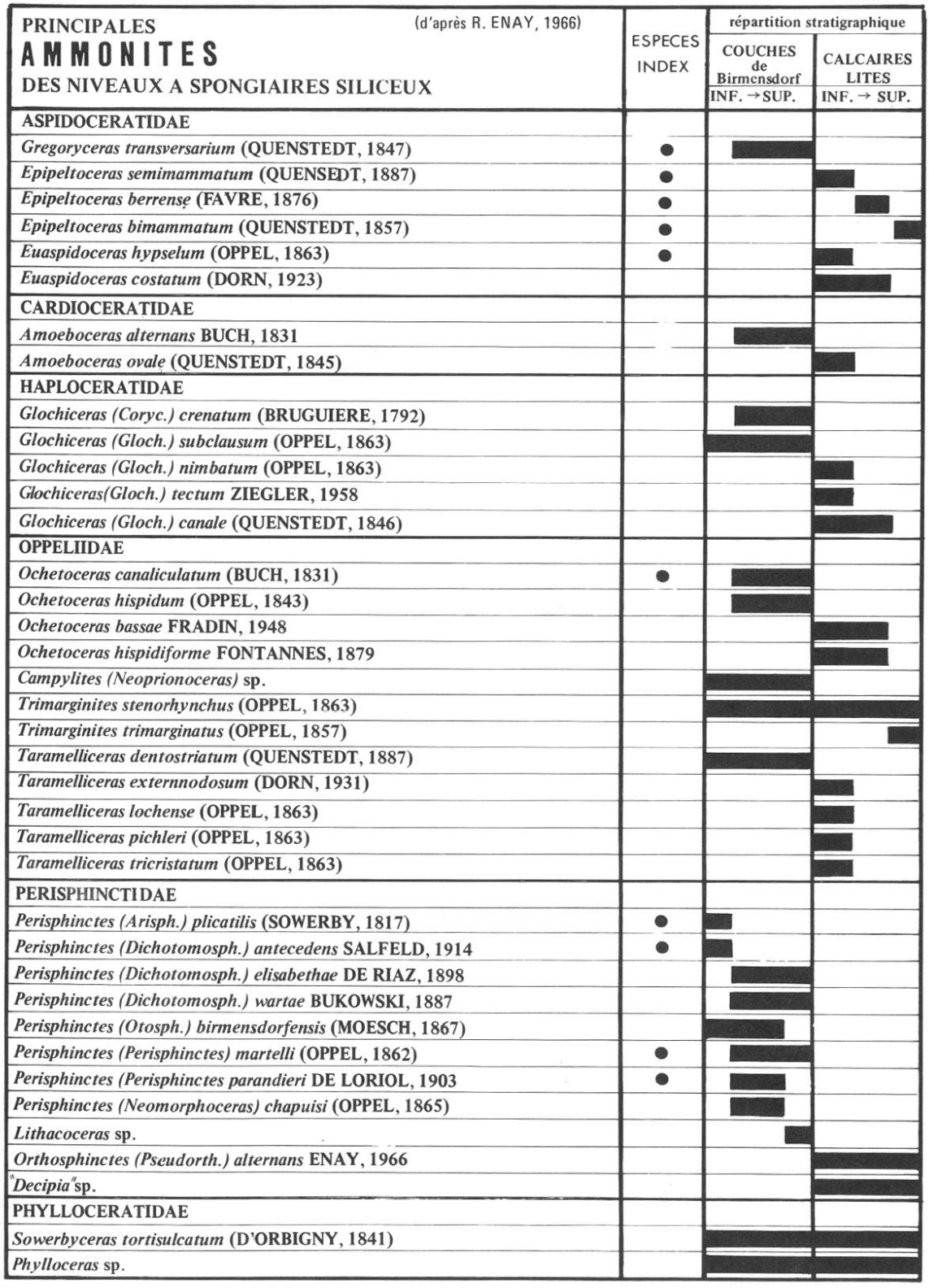


Fig. 104 – **Principales ammonites des niveaux à spongiaires siliceux (d'après R. Enay, 1966).**

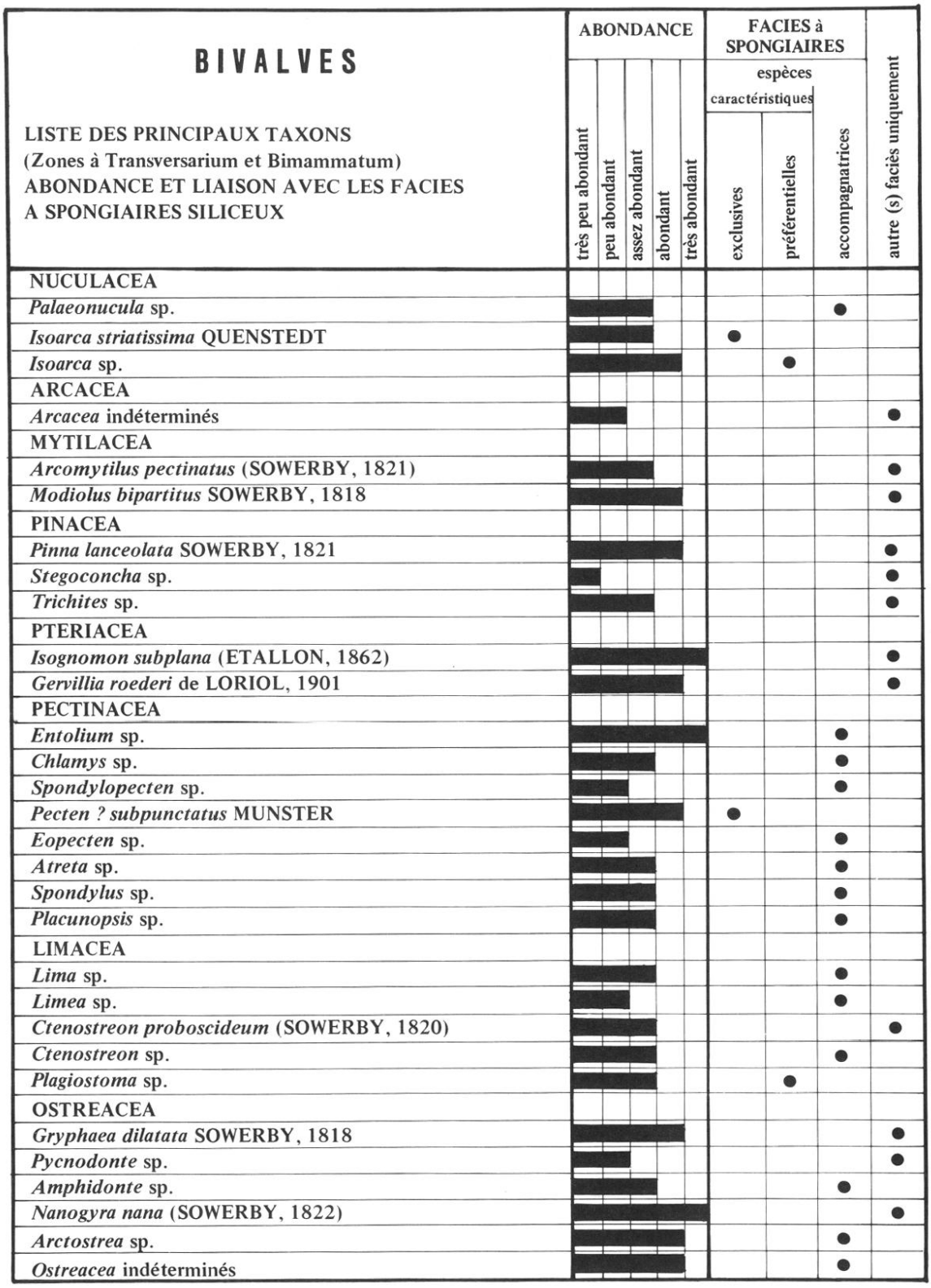


Fig. 105 – **Principaux bivalves des zones à Transversarium et Bimammatum. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**

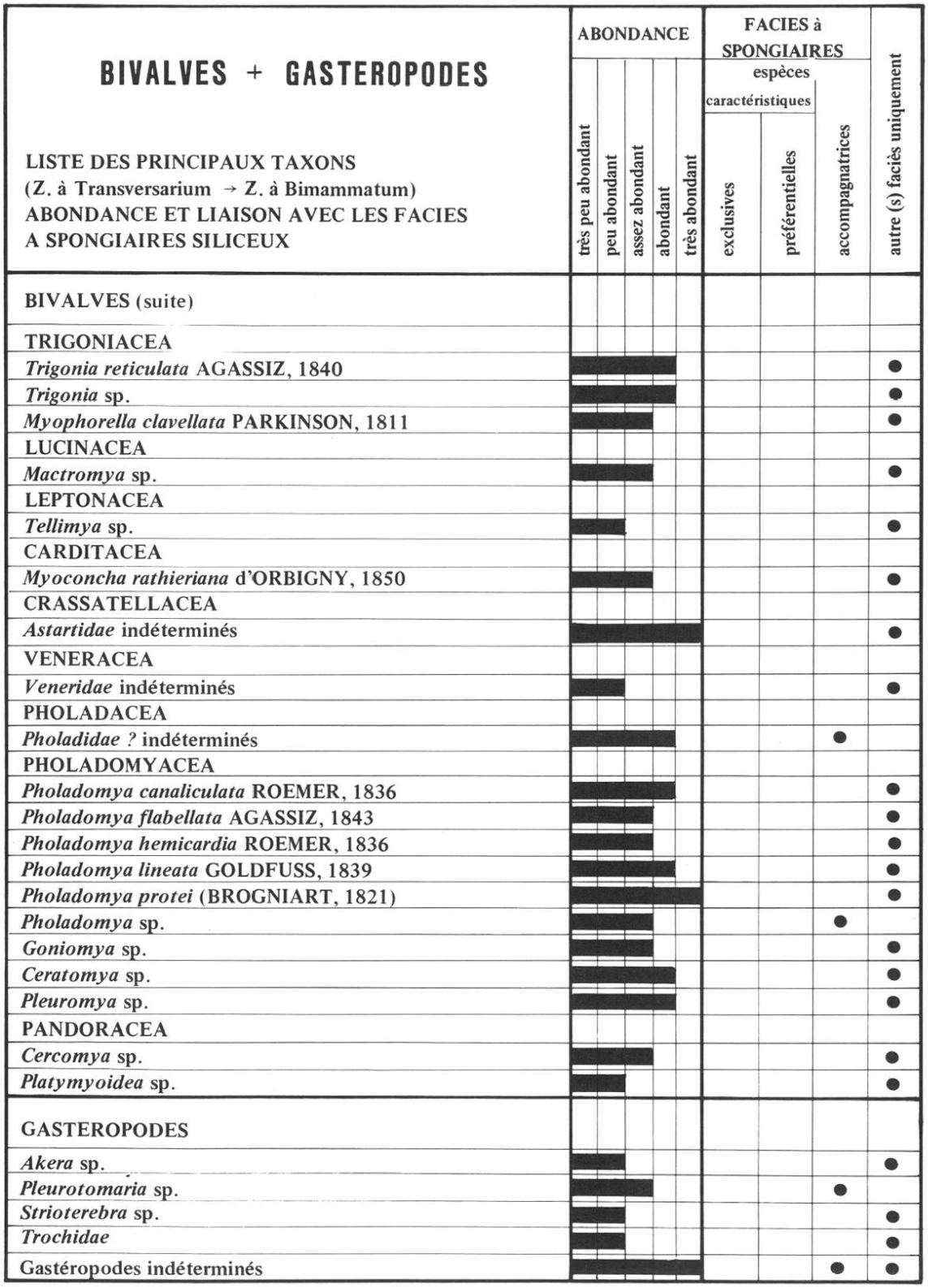
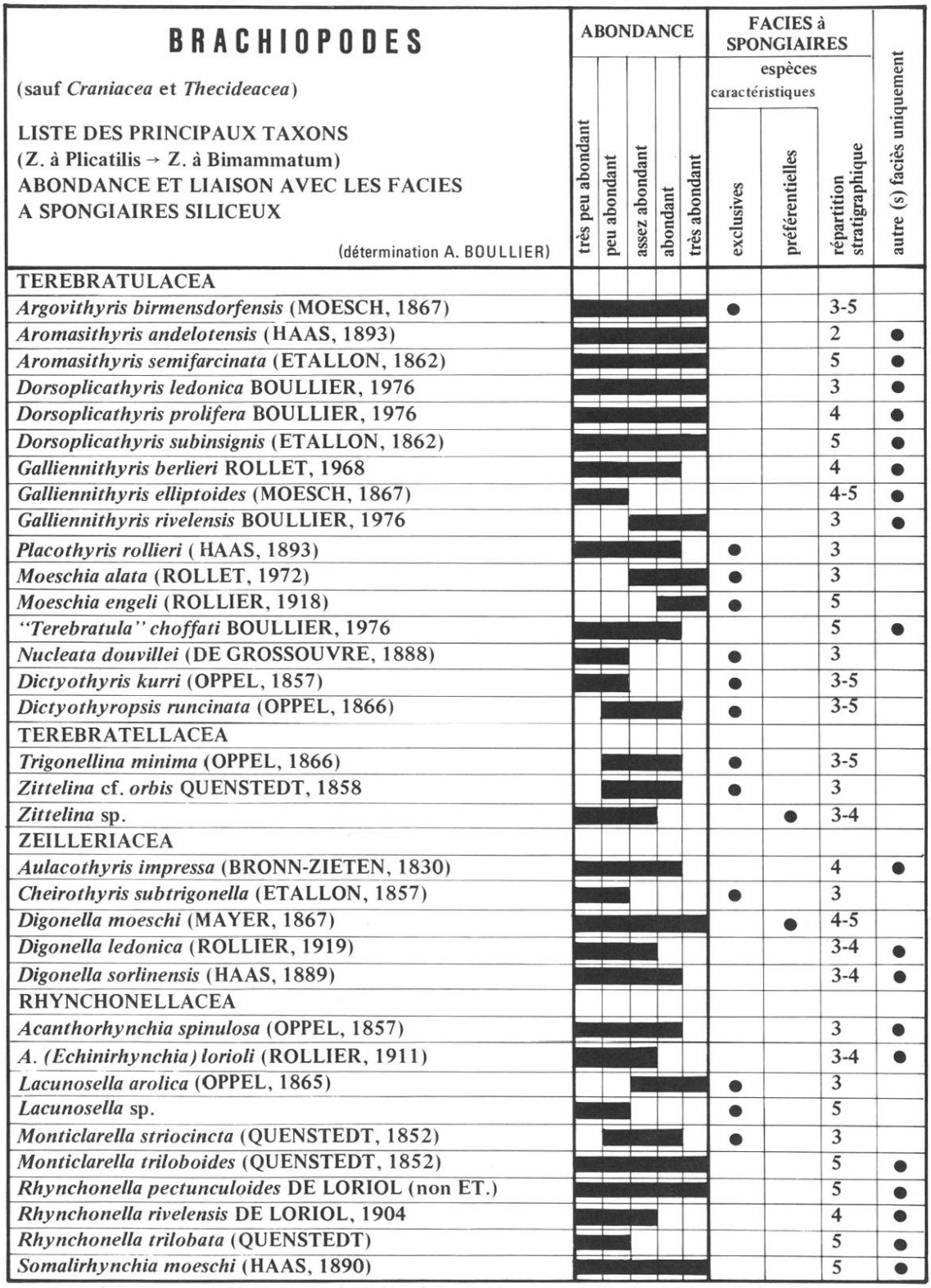


Fig. 106 – **Principaux bivalves (suite) et gastéropodes des zones à Transversarium et Bimammatum. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**



(1 : marnes à Creniceras renggeri) - 2 : Couches à sphérites + Couches de passage - 3 : Couches de Birmensdorf ou Calcaires hydrauliques - 4 : Couches d'Effingen + Couches du Geissberg - 5 : Calcaires lités.

Fig. 107 – **Principaux brachiopodes de l'Oxfordien (zone à Plicatilis - zone à Bimammatum) du Jura méridional. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**

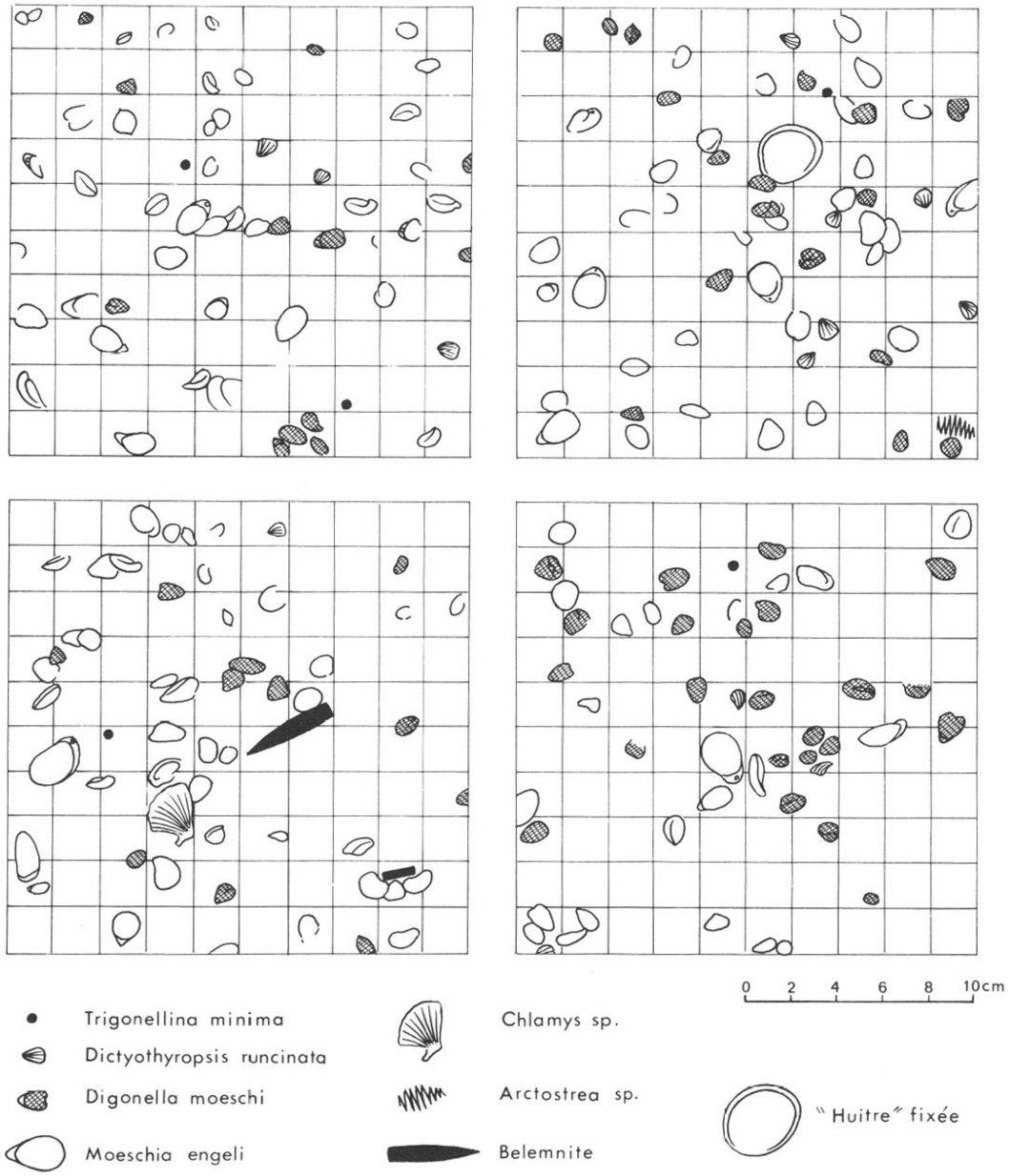


Fig. 108 – **Peuplements de brachiopodes observés immédiatement au-dessus de la surface durcie sommitale d'un bioherme du premier niveau à spongiaires des Calcaires lités (Bouvesse-Quirieu, carrière Vicat, dessiné d'après nature).**

Les diagrammes des figures 110 et 111 montrent clairement la part considérable des ammonites dans la faune totale. Il apparaît tout aussi clairement que celles-ci sont dominées par les Haploceratidae, les Oppeliidae et, surtout, les Perisphinctidae.

Les nautiles sont assez rares.

Les bélemnites, représentées par des Hibolithes du groupe de hastatus, sont assez abondantes. Le sédiment livre enfin quelques aptychus (Laevaptychus) et quelques rhyncholites (Rhyncolithes lochensis).

Les bivalves (fig. 105, 106) sont remarquablement peu nombreux dans le faciès à spongiaires où ils ne représentent qu'environ 7 % de la macrofaune totale. Ils sont surtout représentés par des Pectinidae et des Ostreidae. Quelques espèces ne se rencontrent que dans les niveaux à spongiaires où elles peuvent être relativement abondantes (Isoarca striatissima, Pecten ? subpunctatus).

Les gastéropodes (fig. 106) sont encore plus discrets (souvent moins de 1 %) et dominés par le genre Pleurotomaria.

Les brachiopodes (fig. 107) sont particulièrement bien représentés et constituent, avec les ammonites, les deux éléments les plus marquants de la faune associée aux spongiaires. Les térébratules dominent assez largement avec les genres Moeschia, Argovithyris et Placothyris. Puis viennent les rhynchonelles et les zelleiries avec respectivement les genres Lacunosella et Digonella. Beaucoup d'espèces se rencontrent exclusivement dans les niveaux à spongiaires ; ce sont : Argovithyris birmensdorfensis, Placothyris rollieri, Moeschia alata, Moeschia engeli, Nucleata douvillei, Dictyothyris kurri, Dictyothyropsis runcinata, Trigonellina minima, Zittelina cf. orbis, Cheirothyris subtrigonella, Lacunosella arolica et Monticlarella striocincta. On notera qu'ils sont souvent concentrés au niveau des surfaces d'arrêt de croissance des biohermes. Ce phénomène est particulièrement net sur la surface durcie sommitale des biohermes du premier niveau à spongiaires des Calcaires lités (fig. 108). Ces brachiopodes ont en plus un intérêt stratigraphique bien mis en évidence par A. BOULLIER (1976) et rappelé en complément dans le tableau de la figure 107.

Les échinodermes (fig. 109), également abondants, ont été pris en compte, dans l'étude quantitative, en partie dans la macrofaune et en partie dans la microfaune.

Les crinoïdes associés aux spongiaires se rattachent aux genres Apiocrinites, Balanocrinus et Eugeniacrinites. Ils sont fréquents mais jamais très abondants.

Les échinides sont relativement abondants. Seuls les oursins réguliers semblent se plaire dans les milieux à spongiaires. L'espèce Plegiocidaris coronata (assez abondante) et les espèces Plegiocidaris laeviuscula, Plegiocidaris matheyi, Diplopodia aroviensis et Eucosmus decoratus (beaucoup plus rares) s'y restreignent.

Les astérides sont peu abondantes. Des éléments squelettiques attribués à l'espèce Sphaeraster scutatus (QUENSTEDT, 1852) ont toujours été trouvé exclusivement dans les niveaux à spongiaires.

Les ophiurides, représentés par des pièces squelettiques diverses, abondent comme à peu près partout dans l'Oxfordien du Jura.

Les holothurides, assez bien représentés, sont toutefois en régression par rapport au faciès normal stratifié. L'espèce Hemisphaeranthos seiboldi domine.

Tous les autres fossiles sont peu abondants.

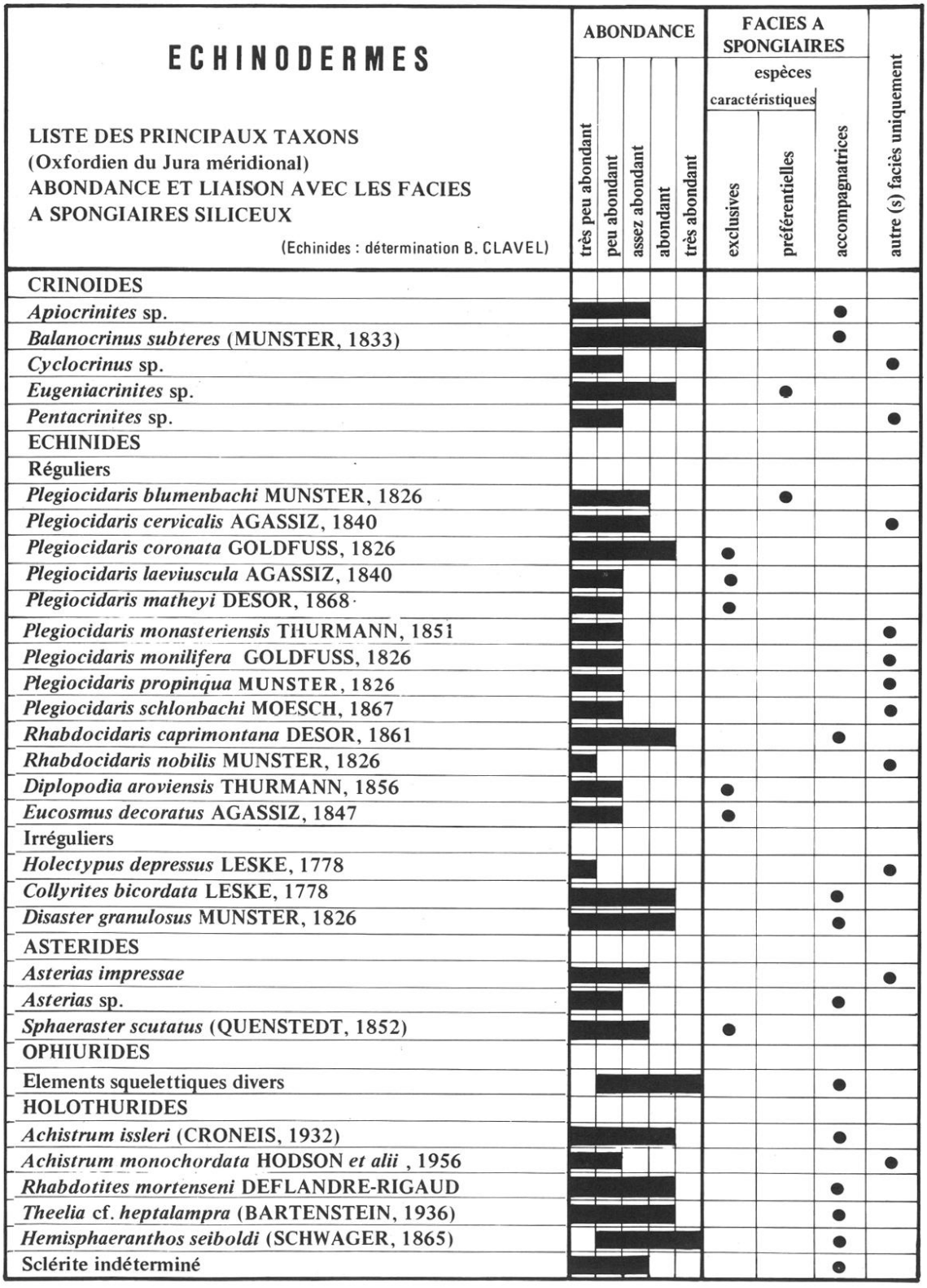


Fig. 109 – **Principaux échinodermes de l'Oxfordien du Jura méridional. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux.**

Les cnidaires ne sont représentés que par quelques rares petits madréporaires solitaires dans les biohermes à spongiaires (Stephanophyllia ?).

Les annélides sont aussi présents hors des éponges. Outre les nombreuses serpules épizoaires étudiées précédemment, il faut noter la présence de quelques espèces toujours rencontrées à l'état libre dans le sédiment. Ce sont :

Serpula (Tetraserpula) quadrisulcata PARSCH, 1956

Serpula (Pentaserpula) ornata QUENSTEDT, 1858.

Ni l'une ni l'autre ne caractérise le faciès à spongiaires.

Il faut noter également la présence de scolécodontes que l'on interprète classiquement comme des pièces buccales d'annélides.

Les bryozoaires peuvent également choisir d'autres supports que les éponges. C'est le cas d'une espèce érigée, assez abondante et rencontrée exclusivement dans les niveaux à spongiaires. Il s'agit de :

Tetrapora suevica QUENSTEDT, 1850.

Comme Neuropora spinosa avec laquelle elle est toujours associée, elle représente un des rares organismes sessiles érigés du faciès à spongiaires. Malgré le très grand nombre de spongiaires examinés en détail, jamais cette espèce n'a été observée fixée sur ces derniers. Comme il est d'autre part vraisemblable que les spongiaires étaient impropres au développement des formes érigées (p. 211), leur support devait être autre. Il s'agissait peut-être d'organismes non fossilisés comme par exemple des algues (??) ou, plus vraisemblablement des gorgonaires ou des alcyonaires. La présence de Tetrapora suevica, de même que de nombreux Neuropora spinosa, isolés dans le sédiment, permet en tout cas d'en envisager sérieusement l'existence. Il importe de signaler, à ce propos, que les éponges font particulièrement bon ménage avec les gorgonaires dans les mers actuelles (VACELET, 1979).

Les arthropodes se manifestent non seulement par les valves d'ostracodes mais également par quelques fragments de carapace ou d'appendices de décapodes.

Les vertébrés ne sont pratiquement représentés que par quelques dents de poissons. Leur variété laisse supposer une faune assez riche. Quelques rares ossements de reptiles marins ont été signalés.

Les végétaux sont très peu abondants. Il n'a pas été trouvé d'autres végétaux que les quelques coccolithophoridés, Globochaete, pollens et spores cités dans la microfaune. Cette constatation est toutefois insuffisante pour conclure que les végétaux benthiques sont absents. Seule l'absence d'algues calcaires peut être déclarée avec certitude.

3) Variations des peuplements liés aux spongiaires

Un premier constat s'impose et concerne l'assez remarquable homogénéité de la faune des niveaux à spongiaires. Elle témoigne sans aucun doute de conditions de milieu assez précises. Il existe cependant quelques variations qu'il est intéressant d'analyser.

a. Variations dans le temps

Elles ne sont vraiment sensibles que si la tranche de temps est importante. Il devient

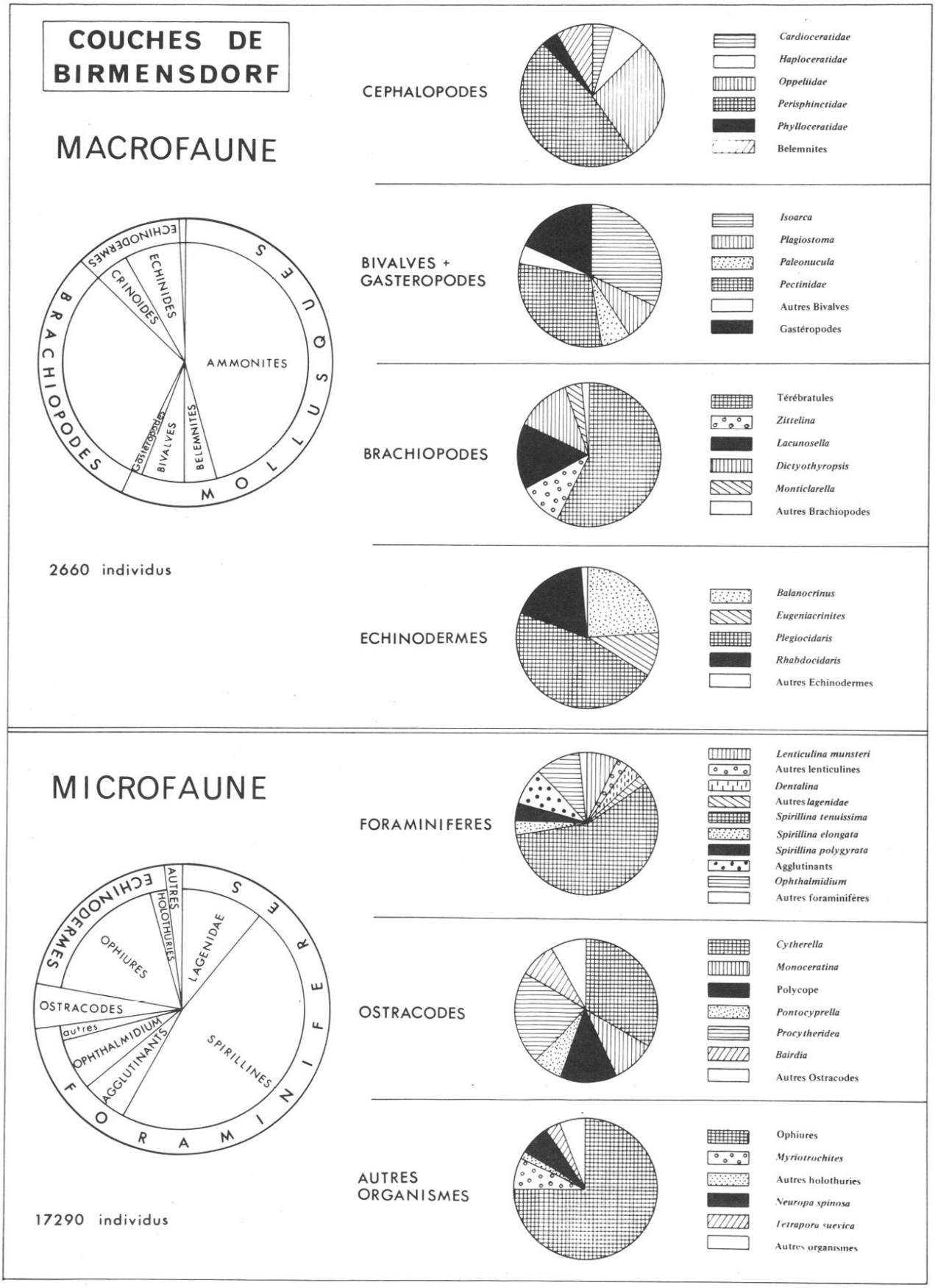


Fig. 110 – Représentation synthétique de la composition de la faune des Couches de Birmensdorf. Les éponges et leur épifaune encroûtante ne sont pas prises en compte.

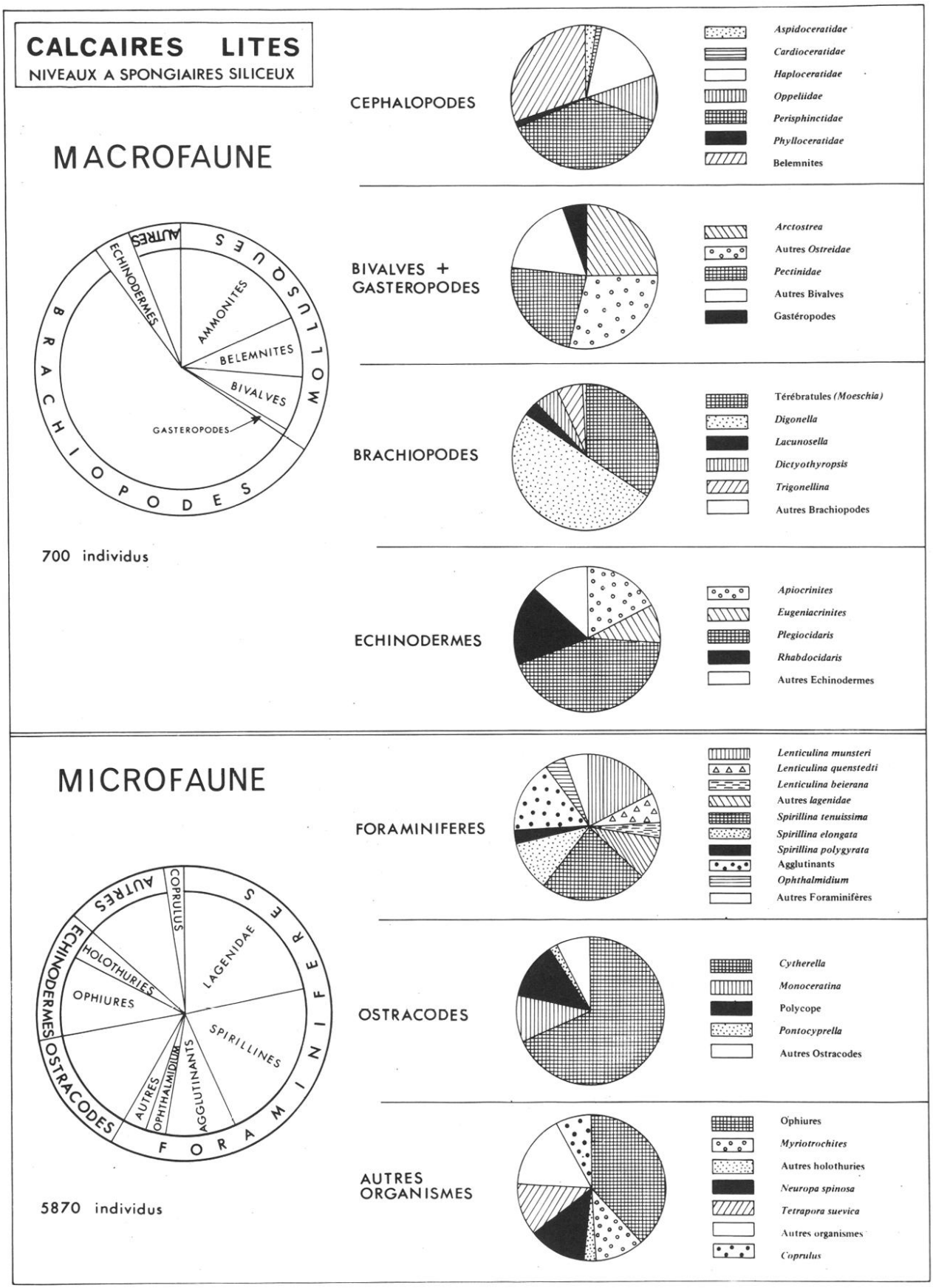


Fig. 111 – Représentation synthétique de la composition de la faune des niveaux à spongiaires siliceux des Calcaires lités. Les éponges et leur épifaune ne sont pas prises en compte.

alors difficile de savoir si elles résultent d'un phénomène général d'évolution, d'une modification éventuelle du milieu, ou de l'effet combiné des deux.

Ainsi, malgré des caractéristiques générales identiques, les faunes des Couches de Birmensdorf (zone à Transversarium) et des Calcaires lités (zone à Bimammatum) ont chacune leur individualité. Ces différences se traduisent aussi bien qualitativement que quantitativement. Elles sont par exemple remarquables en ce qui concerne les brachiopodes. Toutes ces différences apparaissent clairement à la lecture des figures 110 et 111.

b. Variations dans l'espace

Seules les Couches de Birmensdorf, par leur grande étendue et leur nombre élevé d'affleurements peuvent montrer des variations géographiques intéressantes. Si l'on considère l'ensemble de la macrofaune (fig. 112) on est frappé par l'homogénéité remarquable de sa composition dans tout le domaine occupé par le faciès construit. Les céphalopodes (ammonites) sont dominants mais laissent une part assez importante aux bivalves, aux échinodermes, et surtout, aux brachiopodes. En revanche, dans le domaine du faciès stratifié grumeleux, les ammonites prennent une part tout à fait considérable.

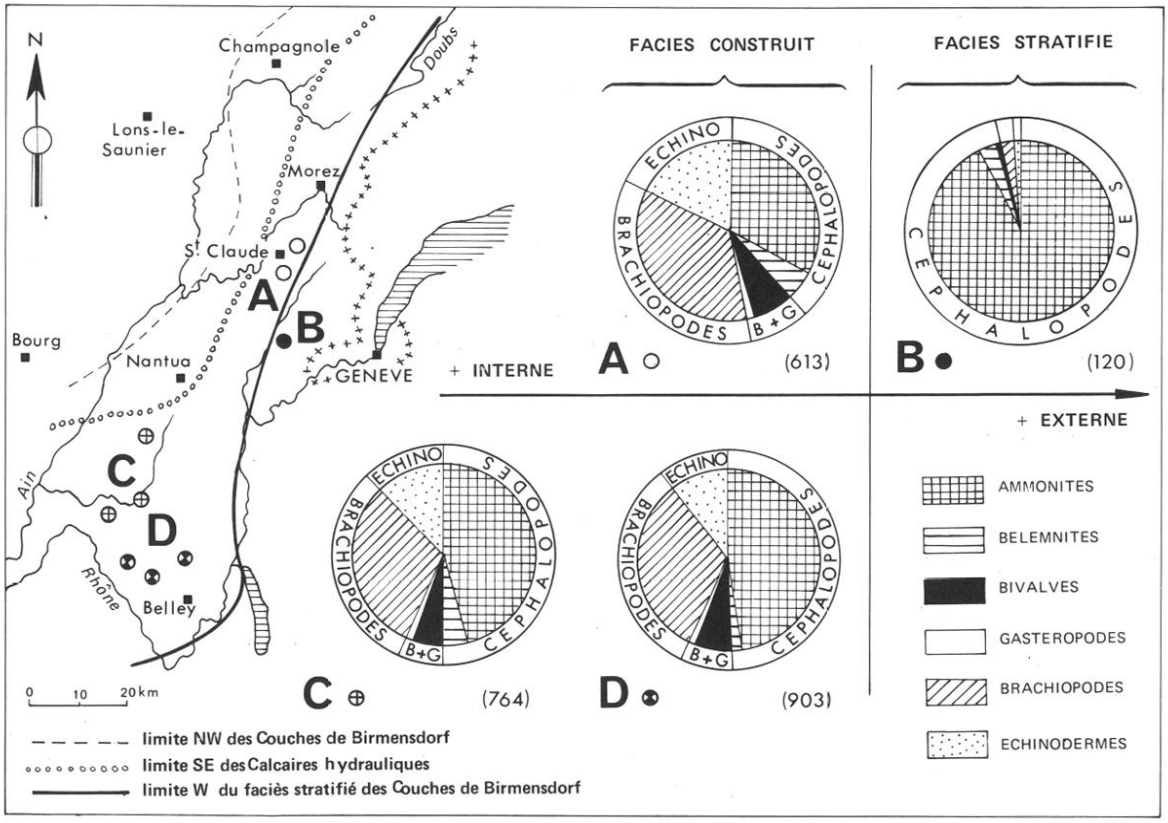


Fig. 112 – **Evolution générale de la composition de la faune des Couches de Birmensdorf du domaine le plus interne vers le domaine le plus externe. Le chiffre entre parenthèses indique le nombre d'individus concerné.**

Des études de répartition semblables faites non plus à l'échelle de la faune totale, mais à celle du groupe zoologique n'ont pas permis de dégager des tendances significatives. Les faunes d'ammonites font exception et montrent une évolution tout à fait intéressante depuis les zones considérées comme les plus externes jusqu'aux zones considérées comme les plus internes (fig. 113). Les Oppeliidae et les Haploceratidae dominent en domaine externe et s'effacent progressivement devant les Perisphinctidae en direction du domaine plus interne. Cette observation, faite également par R. ENAY (1966, p. 242, 288), est conforme à celles de B. ZIEGLER (1967, 1971) qui voit là un phénomène de zonation bathymétrique.

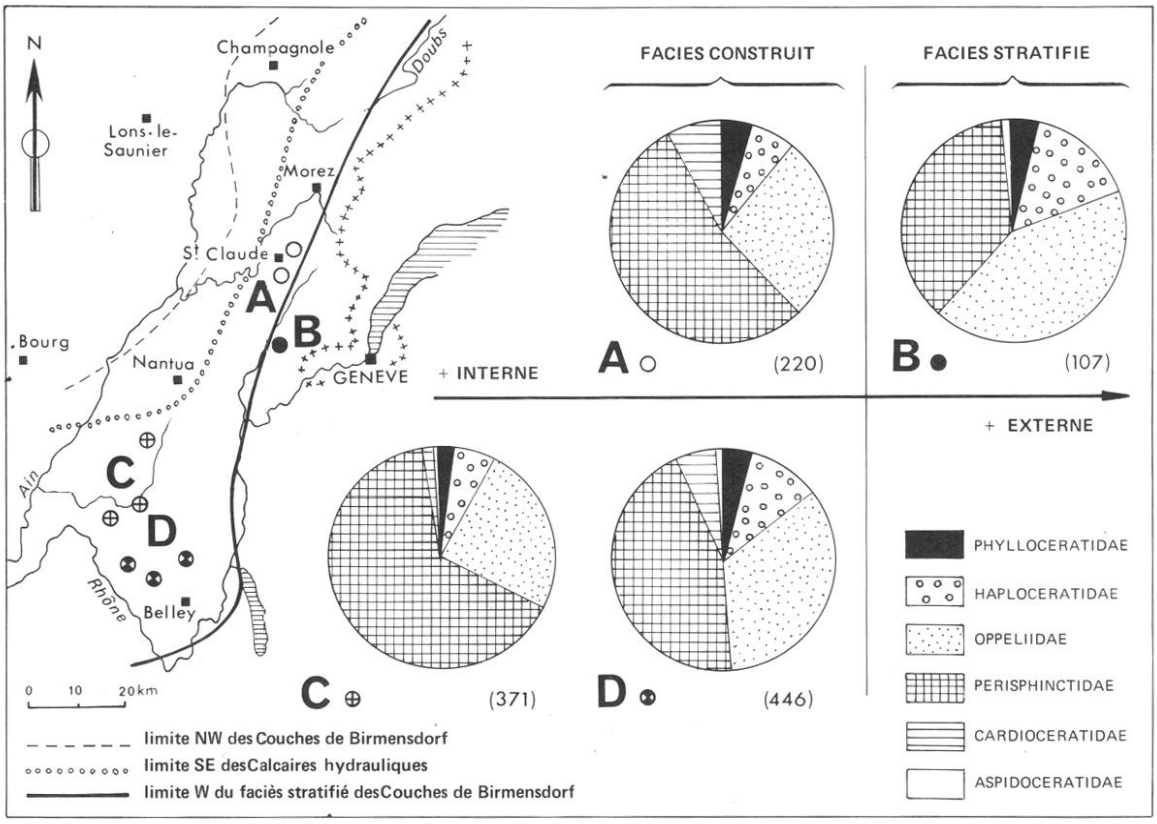


Fig. 113 – **Evolution de la composition des faunes d'ammonites des Couches de Birmensdorf du domaine le plus interne vers le domaine le plus externe. Le chiffre entre parenthèses indique le nombre d'individus concerné.**

Ces quelques constatations fournissent des arguments en faveur d'un approfondissement du milieu de dépôt des Couches de Birmensdorf en direction de la Haute-Chaîne conformément au schéma précédemment admis.

V - LA BIOCOENOSE DES FONDS A SPONGIAIRES SILICEUX

La taphocoenose dont les composants ont été décrits ci-dessus, ne donne qu'une image très incomplète de la biocoenose des fonds à spongiaires siliceux. Il est en effet évident qu'une grande quantité des organismes qui la constituaient n'a pas été conservée. En revanche, cette taphocoenose présente l'avantage d'être composée de fossiles que l'on peut considérer comme autochtones ou subautochtones. Même si, épisodiquement, des traces de remaniements sont évidentes, ceux-ci n'ont jamais entraîné un transport important des organismes. De nombreux indices le prouvent : pièces squelettiques non usées, peu ou pas fragmentées, souvent en connection (articles de crinoïdes, valves de brachiopodes ...), etc ... Cette absence de mélange autorise donc à traiter globalement tous les fossiles inventoriés et à imaginer les relations qui les liaient. Cette démarche doit permettre une approche de la biocoenose correspondante qui se révèle, d'une manière générale et dans l'Oxfordien en particulier, remarquable par son originalité. On notera que si, dans le détail, les faunes des Couches de Birmensdorf et des Calcaires lités sont différentes, elles restent globalement semblables en ce qui concerne les grands groupes écologiques. Son étude sera centrée sur deux problèmes essentiels pour les organismes : celui de la nutrition et celui de l'occupation de l'espace disponible.

1) Relations trophiques

a. Les principaux groupes trophiques

- Les producteurs représentent l'ensemble des êtres vivants autotrophes. Capables de synthétiser leur matière organique grâce aux substances minérales du milieu ambiant et à l'énergie solaire, ce sont des végétaux ou des organismes à affinités végétales. Ils sont représentés essentiellement, dans les restes fossiles observés d'organismes planctoniques, par des dinoflagellés (péridiniens + acritarches) et par des coccolithophoridés.

Dans le benthos, seuls les organismes responsables des encroûtements stromatolithiques peuvent se rattacher à cette catégorie. La présence d'autres organismes benthiques de type algaire n'a pas été décelée et semble assez improbable.

- Les consommateurs représentent l'ensemble des êtres vivants hétérotrophes. Incapables de synthétiser leur matière organique, ils se nourrissent d'autres organismes et appartiennent au règne animal. En théorie on peut distinguer des consommateurs primaires (de 1er ordre) se nourrissant exclusivement de producteurs (= "herbivores") et des consommateurs d'ordres supérieurs (2è, 3è ... ordre, =carnivores). En pratique, et notamment dans le milieu marin, cette distinction est souvent impossible vu l'abondance des invertébrés microphages et la méconnaissance que l'on a du régime alimentaire de la plupart d'entre eux.

Le zooplancton sera considéré à part. Dans le cas présent il est peu abondant et dominé par les globigérinidés. Les larves pélagiques, vu l'abondance et la variété de la vie animale, devaient sans doute constituer une part importante de ce plancton.

Les brouteurs n'étaient peut être pas représentés. Ils pouvaient comprendre la plupart des oursins (cidaridés) et d'éventuels gastéropodes herbivores.

Les suspensivores sont quantitativement et qualitativement très bien représentés. Ils sont largement dominés par les microphages : spongiaires, serpules, bryozoaires, brachiopodes, crinoïdes, certaines ophiures (?), la plupart des bivalves etc ... Les macrophages sont très rares (madréporaires).

Les détritivores sont représentés par la plupart de la microfaune benthique (foraminifères et ostracodes) quelques bivalves (nuculidés) et vraisemblablement quelques crustacés décapodes, annélides, holothuries et ophiures.

Les limivores sont discrets. En font partie sans doute des holothuries, des annélides et les "Chondrites".

Les carnivores sont extrêmement divers : ammonites, bélemnites, gastéropodes, annélides (?), astéries, crustacés décapodes, poissons, reptiles. Ils sont largement dominés par les céphalopodes, dans la mesure où le régime de ces derniers est bien carnivore comme cela a été supposé dans le cadre de ce travail.

Les nécrophages ont pu avoir des représentants parmi les gastéropodes, les ophiures, les crustacés décapodes et les poissons.

Une telle classification appelle quelques remarques. La répartition des organismes dans les diverses catégories proposées ci-dessus a été faite en fonction du mode de nutrition le plus courant. Elle demeure cependant beaucoup trop rigide, donc critiquable. On sait par exemple que certains animaux, considérés comme limivores, choisissent souvent la pellicule organique superficielle et montrent ainsi une tendance détritivore (cas de certaines holothuries) ou que des organismes suspensivores peuvent, dans quelques cas particuliers, collecter leur nourriture sur le fond (cas de certains crinoïdes). De tels exemples pourraient être multipliés. Notons enfin que la répartition du même groupe d'organismes dans des catégories différentes tient au fait que plusieurs modes de nutrition sont couramment utilisés.

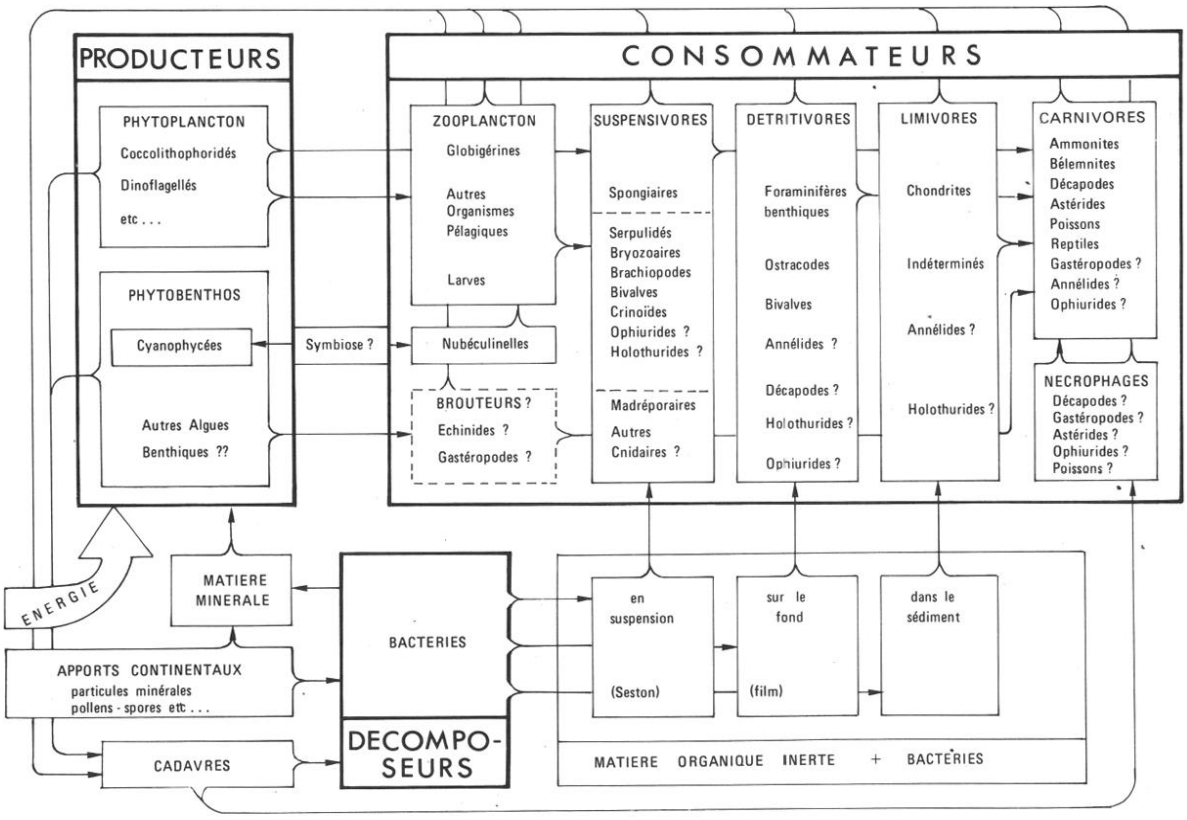


Fig. 114 – **Essai de reconstitution des relations trophiques dans l'écosystème des biohermes à spongiaires.**

b. Le réseau trophique

La complexité des relations trophiques ayant pu exister entre les organismes mentionnés ci-dessus est exprimée par le schéma de la fig. 114. On peut essayer d'autre part d'évaluer l'importance de chacun des groupes représentés et tenter d'établir une pyramide des biomasses. Ce type de représentation, déjà très délicat à réaliser dans l'actuel, devient presque impossible lorsque l'on raisonne sur des fossiles si l'on ne veut pas dépasser une trop grande marge d'erreur. La pyramide proposée en figure 115, et bâtie d'après de simples estimations, est bien sûr très approximative. Son intérêt est du reste extrêmement limité pour permettre un raisonnement sérieux en matière de relations trophiques, dans la mesure où on ignore tout de la production des différentes catégories d'organismes représentées. Son seul but est en fait d'illustrer deux points importants : la dominance écrasante des suspensivores et la faible quantité des producteurs conservés à l'état fossile.

En ce qui concerne les suspensivores, on notera qu'ils sont largement dominés par les spongiaires. Toutefois, l'abondance de ces derniers ne devait pas nuire au développement des autres filtreurs. En effet, les spongiaires se contentent de particules de très petites tailles (de quelques microns à une fraction de micron) alors que les autres suspensivores ne retiennent que des particules plus grosses.

De plus, les études récentes (synthèse in VACELET, 1979) ont montré la symbiose de nombreuses éponges actuelles avec des micro-organismes soit photosynthétiques (zooxanthelles et, surtout, cyanobactéries) soit hétérotrophes (eubactéries). Dans le deuxième cas, les bactéries jouent vraisemblablement le rôle du maillon intermédiaire entre la matière organique à l'état dissout et leur hôte. Le fait que ces associations de type symbiotique soient aujourd'hui observées couramment dans toutes les mers du globe, laisse supposer qu'il s'agit d'un phénomène ancien. Il est donc logique d'envisager cette possibilité pour les éponges oxfordiennes.

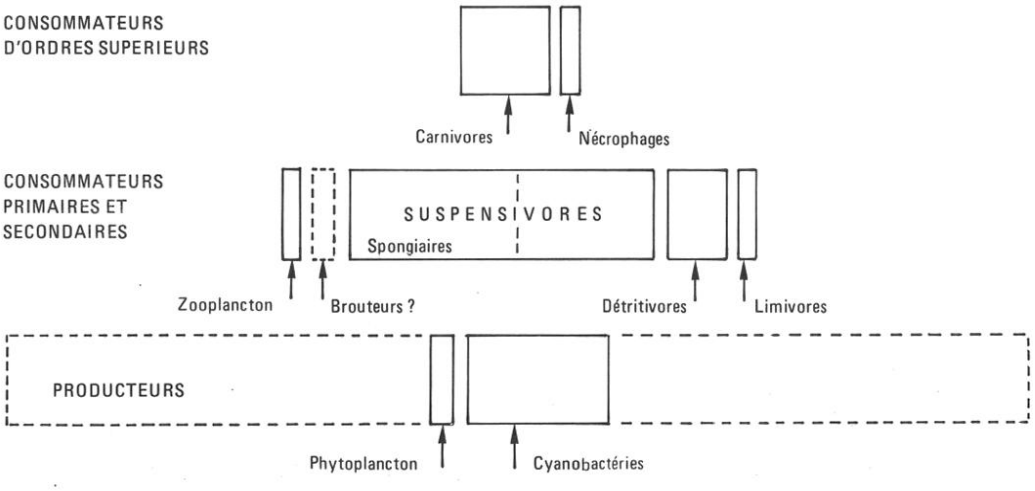


Fig. 115 – **Essai de représentation d'une pyramide des biomasses pour l'écosystème des biohermes à spongiaires montrant un déficit apparent au niveau des producteurs et l'importance considérable des suspensivores.**

Ces deux particularités confèrent aux éponges une situation originale dans le réseau trophique en les dispensant d'une concurrence trop sévère avec d'autres organismes filtreurs plus évolués. Il y a sans doute complémentarité, plus que concurrence, entre filtreurs fins et filtreurs grossiers et, en conséquence, un excellent rendement dans la filtration. Il apparaît donc finalement que cette association équilibrée entre des spongiaires et l'ensemble des autres suspensivores devait constituer un dispositif filtrant d'une extrême efficacité.

A ce système de filtration, s'ajoutait très certainement un excellent système de circulation. Dans la nature actuelle, des quantités considérables d'eau transitent dans le corps des éponges vivantes. A titre indicatif, des démosponges peuvent filtrer chaque jour 100 à 2000 litres d'eau par mètre carré colonisé (SARA et VACELET, 1973). M. W. De LAUBENFELS (1955) cite le cas d'une éponge de 200 g (poids à sec) filtrant une tonne d'eau par 24 heures. Il est évident que cette activité intense des éponges devait engendrer des courants capables d'amener vers d'autres filtreurs moins actifs la nourriture qui leur était nécessaire. Là aussi, il y a complémentarité.

Ces remarques étant faites, on peut considérer le benthos suspensivore des fonds à spongiaires comme très efficace. Chaque particule nutritive du milieu environnant, quelle que soit sa nature ou sa taille, avait toutes les chances d'être entraînée par cette "pompe aspirante" et retenue par l'un des éléments du filtre ...

Cette abondance de suspensivores pose le problème général de la nourriture. D'après les seuls restes fossiles, il semble en effet exister un net déficit au niveau des producteurs (fig. 115). On remarquera par ailleurs, qu'une faible part de ceux-ci (représentants du phytoplancton) peut être consommée directement soit par le zooplancton soit par le benthos suspensivore. Les encroûtements stromatolithiques étaient vraisemblablement peu comestibles. Quant à d'éventuelles algues benthiques qui n'auraient laissé aucun reste fossile, leur présence reste assez improbable. Cette dernière supposition s'accorde avec le fait que les animaux susceptibles d'être des brouteurs de végétaux sont peu nombreux. Le zooplancton, qui constitue normalement une part importante de la nourriture des suspensivores, paraît également assez discret. Cela conduit à l'idée que la dernière catégorie possible de nourriture était particulièrement abondante. Il s'agit des bactéries et de l'ensemble des détritus organiques en suspension constituant le seston.

On peut alors imaginer l'existence de courants nourriciers capables d'alimenter en "pluie organique" les fonds à spongiaires. On sait aujourd'hui l'importance de ces phénomènes de biodéposition. On notera à ce propos qu'il semble, d'après certaines observations actuelles que les hexactinellides "prospèrent plus particulièrement dans les zones où les eaux sont relativement calmes et où il y a décantation de matière organique et sans doute pullulation bactérienne" (TUZET, 1973). Il semble que le rôle des organismes décomposeurs, qui consiste à favoriser le recyclage rapide de la plupart de la matière organique disponible, ait été d'une grande importance.

L'essentiel de la nourriture étant capté par les suspensivores, une faible quantité seulement atteint le fond. Cela explique l'assez faible quantité des détritivores et des limivores. Au sommet de la chaîne alimentaire, les prédateurs et les nécrophages, qui disposaient de proies variées et abondantes, sont bien représentés. On notera une fois de plus la position particulière des éponges à qui on ne connaît guère de prédateurs efficaces. Dans la nature actuelle, ces derniers se rangent essentiellement parmi les gastéropodes (nudibranches surtout), les annélides, les astérides, les crustacés et les poissons. Pour cette raison, on estime que la majeure partie de la matière organique des éponges actuelles retourne dans le cycle général par décomposition (VACELET, 1979). Comme pour les encroûtements algaires qui les recouvraient, la substance des éponges oxfordiennes devait être, dans une très large part, recyclée par l'activité bactérienne dégradante.

2) Distribution spatiale

a. Le benthos endobionte

Il regroupe l'ensemble des organismes vivant au sein du sédiment. Ce dernier constitue pour eux soit une source de nourriture (endobiontes limivores) soit un simple gîte (endobiontes détritivores, suspensivores ou carnivores). La faune endobionte des fonds à spongiaires oxfordiens est peu développée comparativement aux fonds vaseux latéraux. Lorsque le sédiment est meuble (croissance normale d'un bioherme) elle se cantonne dans les zones de vase micritique situées entre les éponges et leurs encroûtements (Chondrites, annélides, bivalves fouisseurs et holothuries - tous peu abondants). Là où le sédiment est induré (surface d'arrêt de croissance d'un bioherme) il s'installe aussitôt des organismes perforants (bivalves lithophages et annélides ?).

b. Le benthos épibionte

Il regroupe l'ensemble des organismes vivant à la surface du sédiment. C'est, de très loin, la catégorie la mieux représentée. Cette vie épibionte foisonnante présente une organisation qui s'exprime sous forme d'une véritable stratification. Dans le cas des fonds à spongiaires oxfordiens, on peut distinguer 3 strates principales.

- la strate inférieure, très mince, se situe juste à l'interface eau-sédiment. Elle renferme l'essentiel de la microfaune benthique (foraminifères, ostracodes) et vraisemblablement une grande quantité de bactéries. Ce sont essentiellement des détritivores et des décomposeurs.

- la strate intermédiaire comprend les organismes de taille plus importante dont la vie est directement liée à la surface du sédiment. Soit ils y sont fixés (bivalves, brachiopodes) soit ils s'y déplacent et y recherchent leur nourriture (gastéropodes, crustacés décapodes, oursins, annélides ?). La faune est variée mais relativement peu abondante. Tous les régimes alimentaires sont représentés.

- la strate supérieure comprend les organismes fixés sur le fond mais dont la grande taille leur permet de se dégager très nettement du sédiment. Ce sont essentiellement les grands suspensivores (éponges, crinoïdes). Cette strate, lorsque la biocoenose atteint son climax, prend une importance considérable du fait de la prolifération des éponges. A la manière des grands arbres d'une forêt dense, elle fait obstacle au développement des organismes fixés des strates inférieures. Les éponges vieillissantes, mourantes ou mortes offrant des supports rigides, de nombreux organismes s'y installent, s'y répartissent en fonction de leur réaction à la lumière (p. 201) et y prospèrent (nubéculinelles + cyanobactéries, serpules, bryozoaires, brachiopodes,etc ...). Cette prolifération d'épizoaires illustre bien une tentative de rehaussement de la faune au niveau de la strate supérieure. On peut encore faire le parallèle avec les grands arbres des forêts équatoriales croulant sous les épiphytes.

Dans le cas des fonds à spongiaires, cette réaction de l'épifaune sessile exprime trois phénomènes essentiels :

- la recherche d'un substrat solide ;

- la recherche d'un maximum de nourriture ;

- la fuite devant l'envasement.

On voit ainsi que :

- par leur squelette rigide ;

- par les courants qu'elles engendrent ;

- par leur position relativement élevée au-dessus du sédiment ;

les éponges offrent la meilleure solution aux trois problèmes fondamentaux des organismes sessiles suspensivores. Ces éponges, de leur vivant ou après leur mort, abritaient aussi une microfaune spécialisée (p. 212). On peut penser également que certaines des espèces de foraminifères considérées comme caractéristiques préférentielles du faciès à spongiaire (fig. 100, 101) vivaient sur des supports et en particulier sur les éponges. On notera que ce sont entre autres des formes à test planispiralé (spirillines) ou trochospiralé (Paalzowella). Ces tests présentent au moins une face plane permettant une bonne adhérence sur un support.

c. Le necton

L'ensemble des animaux nageurs est représenté surtout par des céphalopodes (ammonites, nautiles et bélemnites), des poissons (dents) et des reptiles marins (quelques rares ossements). Ce sont essentiellement des prédateurs. Leur concentration à proximité des fonds à spongiaires s'explique aisément par l'abondance et la variété des proies. On notera que ces dernières devaient trouver, sous le couvert des éponges, un abri efficace pour se soustraire à la vue de leurs prédateurs ou un refuge pour leur échapper. Tout concourt donc à concentrer les organismes autour des zones à spongiaires.

Il semble logique de penser que ce necton et que les ammonites en particulier, vivaient fondamentalement à proximité du fond, là où se localisaient la plupart des proies. Leur abondance dans les biohermes à spongiaires et leur appauvrissement lorsqu'on s'en éloigne semblent le prouver. Il faut sans doute les imaginer évoluant à proximité des biohermes à la manière des poissons dans les récifs coralliens actuels.

Le plancton sera laissé de côté car sa vie n'est influencée en rien par les organismes considérés précédemment. Il constitue seulement un élément du système trophique de la biocoenose étudiée.

3) Modalités d'installation et de disparition de la biocoenose

Le tissu complexe de relations trophiques et spatiales définies ci-dessus, s'est établi autour des spongiaires et dépend très étroitement de leur présence. L'apparition ou la disparition des spongiaires s'accompagne ipso facto de celle de tous les épizoaires et plus généralement de toute la faune caractéristique exclusive. La faune caractéristique préférentielle décline. Seule, la faune accompagnatrice ne montre aucune évolution significative.

C'est, avant tout, le taux de sédimentation qui contrôle le maintien des populations d'éponges sur le fond (p. 195). Ces modalités se mettent clairement en évidence dans les Calcaires lités. En effet, les formations à spongiaires s'y manifestent en plusieurs niveaux prouvant ainsi une succession de périodes favorables et défavorables. La coupe de la carrière de Montbron, à Trept, sera prise comme exemple. Son analyse (fig. 116) montre de nombreux phénomènes dont un particulièrement remarquable. Dès que les éponges et tous les organismes qui leur sont associés disparaissent, deux traces fossiles deviennent très abondantes : ce sont les Chondrites et les Coprulus. Elles sont toutes deux très vraisemblablement le fait d'organismes endobiontes détritivores ou limivores. On assiste donc à une prolifération alternative d'épibiontes suspensivores et d'endobiontes détritivores ou limivores.

L'interprétation que l'on peut faire de cette alternance est la suivante : incapables de supporter une sédimentation trop active, les éponges disparaissent. Par manque de support, la plupart du benthos fixé suspensivore disparaît également, libérant un fond vaseux mais encore alimenté par les apports normaux de détritus organiques. Ce fond est alors tout naturellement colonisé et exploité par les organismes endobiontes détritivores (notamment les nucules (?) productrices de Coprulus) ou limivores (Chondrites). Sans concurrence sérieuse, ni pour la nourriture, ni pour la place disponible, ces organismes prolifèrent.

Si le taux de sédimentation apparaît comme le principal facteur limitant pour les éponges, le facteur substrat est certainement celui du reste de la biocoenose à spongiaires. Dès que ces derniers peuvent coloniser le fond, ils offrent aussitôt le support qui leur faisait défaut à de nombreux organismes potentiellement présents dans le bassin. Cette modification radicale du fond, liée à l'implantation des spongiaires apparaît donc comme déterminante. Elle montre l'importance fondamentale du facteur substrat dans la succession des biocoenoses marines.

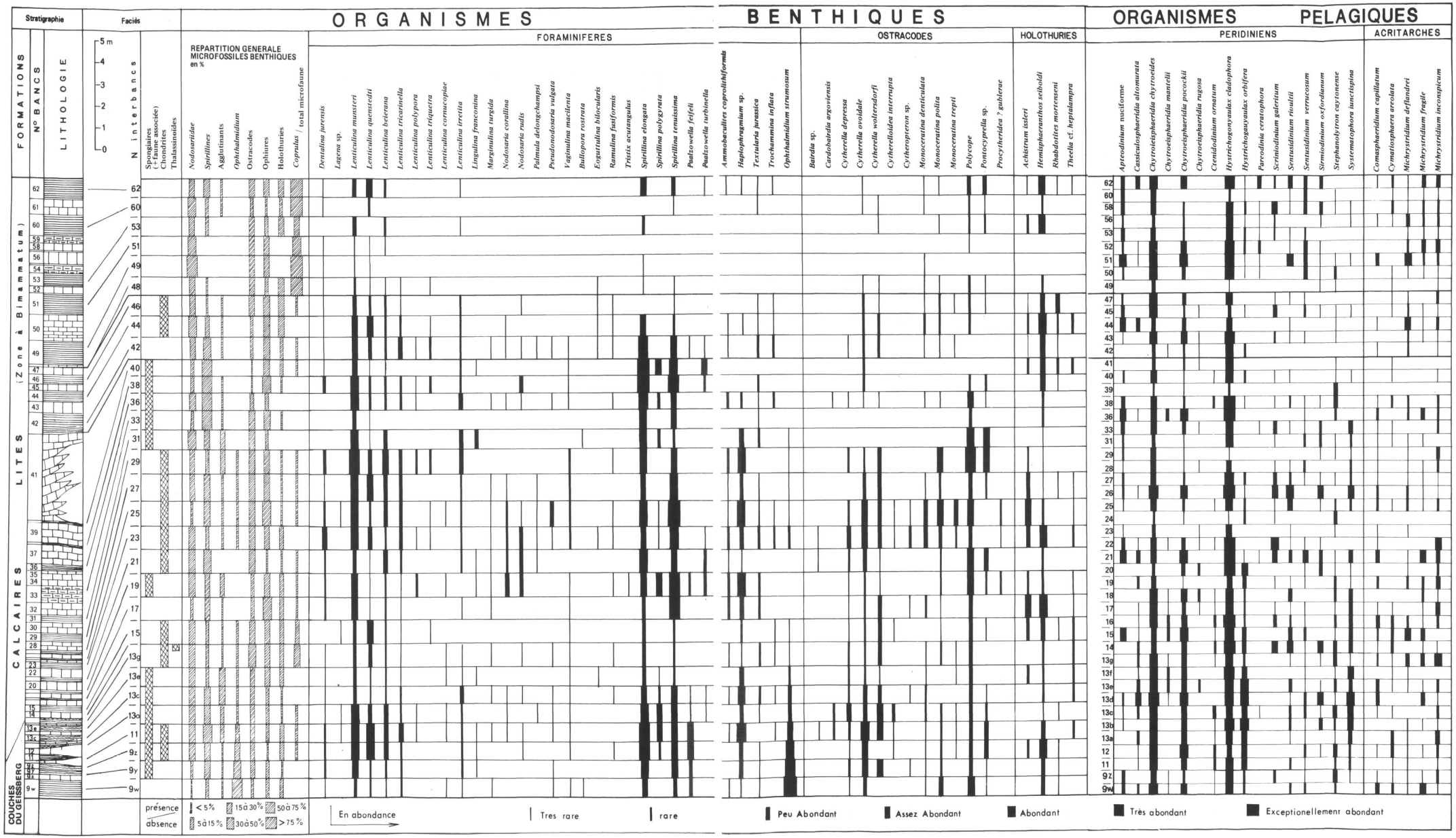


Fig. 116 – **Analyse détaillée des principaux éléments de la faune et en particulier de la microfaune dans la coupe de Montbron à Trept (Calcaires lités - TRE).**

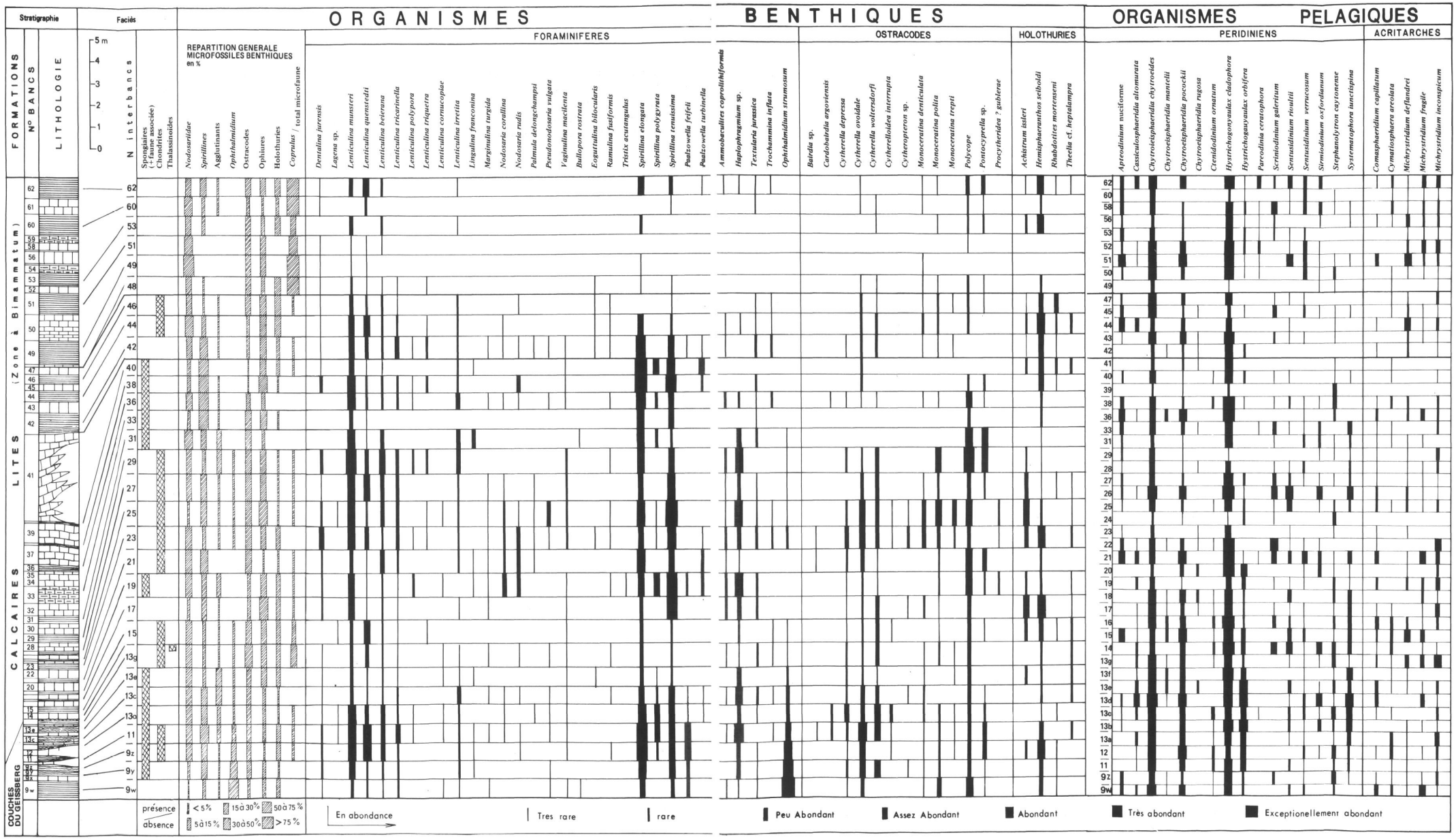


Fig. 116 – **Analyse détaillée des principaux éléments de la faune et en particulier de la microfaune dans la coupe de Montbron à Trept (Calcaires lités - TRE).**

D – LE MILIEU DES BIOHERMES À SPONGIAIRES

Ce chapitre a pour but la caractérisation, dans la mesure du possible, du milieu où s'édifiaient les biohermes à spongiaires. Sa brièveté tient au fait qu'il synthétise diverses informations ou conclusions données d'une manière dispersée dans les chapitres précédents.

I - LES FACTEURS BIOTIQUES

L'étude de la biocoenose des fonds à spongiaires développée immédiatement ci-dessus a permis de saisir, à travers les relations entre les organismes, les principaux facteurs biotiques du milieu. Il n'est donc pas utile d'y revenir. Seuls seront dégagés ici les facteurs de nature biologique intervenant le plus directement, non pas sur l'implantation de peuplements à spongiaires, mais sur l'édification des biohermes à spongiaires. Il est en fait assez clair que tout se réduit à une question de présence ou d'absence des organismes constructeurs essentiels, à savoir les éponges d'une part et les organismes encroûtants (cyanobactéries + nubéculinelles) d'autre part. Le tableau de la fig. 117 analyse les différents cas possibles.

II - LES FACTEURS ABIOTIQUES

1) Les facteurs non agissants

Un certain nombre de facteurs peuvent être considérés comme favorables et stables dans la tranche de temps et d'espace où se rencontrent les formations à spongiaires. Ils seront donc qualifiés de facteurs non agissants. Ce sont : la salinité, l'oxygénation et la température. Aucun indice, en effet, ne laisse présager une variation sensible de leur part.



Fig. 117 – **Les principaux facteurs biotiques agissants.**

a. Salinité

Le fait qu'il s'agit d'un milieu ouvert de mer franche est certain et admis depuis longtemps. La composition de la faune, typiquement sténohaline, en est une preuve suffisante. Il est donc parfaitement logique d'admettre une salinité que l'on peut qualifier de normale.

b. Oxygénation

Rien, dans les séries étudiées, ne permet de conclure à une variation notable de la teneur en oxygène au niveau du fond. Celui-ci étant colonisé par un benthos très diversifié, on doit admettre une bonne oxygénation. Cela n'est pas incompatible avec le fait que le sédiment peut connaître des conditions réductrices en profondeur, comme le prouve la présence assez courante de pyrite.

c. Température

La température n'a vraisemblablement pas eu d'action directe sur la vie du fond. Il est possible qu'elle ait connu des variations oscillantes régulières dont certaines alternances calcaires/marnes sont peut être partiellement la manifestation (p.). Des variations climatiques plus importantes ont aussi pu avoir lieu et concerner les fonds à spongiaires sans doute beaucoup plus par le

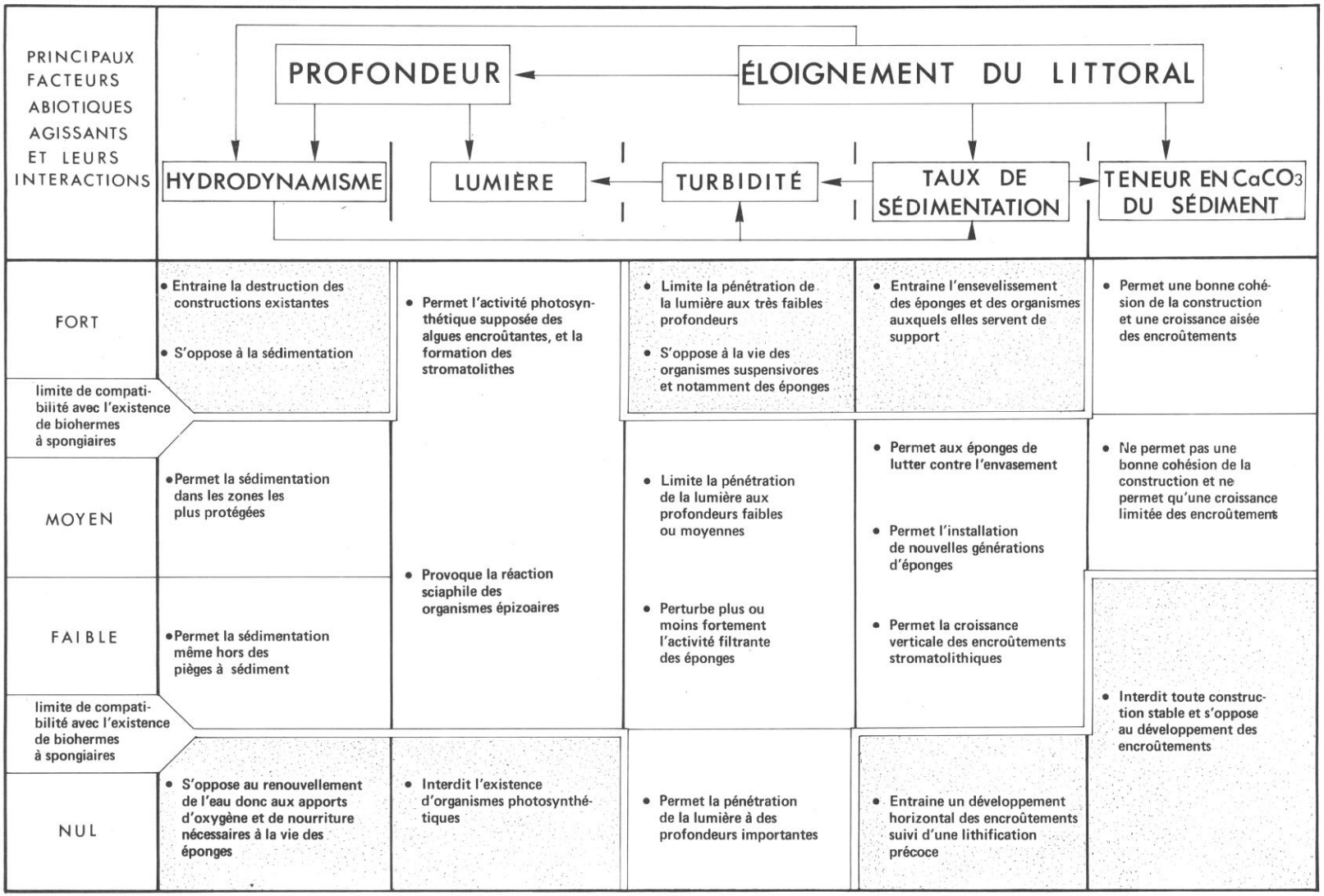


Fig. 118 – **Les principaux facteurs abiotiques agissants et leurs interactions.**

changement de régime sédimentaire qu'elles ont entraîné (reprise de sédimentation en base de séquence supérieure ? par exemple) que par des sautes thermiques au niveau du fond.

L'insuffisance du nombre (25) des mesures de paléotempératures (méthode O^{18}/O^{16} sur rostres de bélemnites) et l'incohérence des résultats obtenus dans le cadre de ce travail, ne permettent pas de proposer une estimation fiable (moyenne : 16°C pour les Couches de Birmensdorf). A titre indicatif, les valeurs proposées par P. FRITZ (1965) pour les faciès équivalents et de même âge en Souabe se situent entre 18 et 23°C. Peut-être sont-elles plus fiables et plus proches de la réalité.

2) Les facteurs agissants

Ce sont les facteurs qui semblent, par leurs variations, avoir eu une action directe sur le fond. Ils ont vraisemblablement régi l'existence des organismes constructeurs et l'édification des bioconstructions. Ce sont : l'hydrodynamisme, l'éclairement, la turbidité, le taux de sédimentation et la teneur en $CaCO_3$ du sédiment. Tous ces facteurs sont intimement liés. Dépendant étroitement les uns des autres, ils ont une action aussi bien directe qu'indirecte. La partie supérieure de la figure 118 illustre la complexité de ces relations. Les effets et les limites qu'impose chacun de ces facteurs au phénomène constructeur sont analysés très schématiquement dans la partie inférieure de la figure.

a. Hydrodynamisme

Les fonds où se développent les bioconstructions à spongiaires correspondent fondamentalement à un milieu de faible énergie. La nature des sédiments (vases micritiques et argileuses) et la régularité de la stratification (alternance de bancs et d'interbancs horizontaux et de grande extension) en sont la preuve. Il a néanmoins été prouvé (p. 199) que ces fonds peuvent être périodiquement et accidentellement affectés par un hydrodynamisme jamais très violent mais néanmoins capable de renverser de grosses éponges (conditions exceptionnelles de tempête). En régime normal, l'apport nécessaire de fines particules nutritives en suspension laisse supposer l'existence d'un courant très faible. Rien ne permet de caractériser ce courant et de déterminer l'origine des apports nutritifs. Deux cas opposés sont possibles : soit une descente de détritus issus de peuplements benthiques plus littoraux, soit une remontée (upwelling) d'eaux profondes chargées en particules organiques.

b. Eclairement

Beaucoup d'éponges sont actuellement des animaux qui préfèrent les zones peu éclairées ou obscures. Le fait qu'elles ont supporté des organismes photophiles et abrité des organismes sciaphiles prouve que les éponges oxfordiennes vivaient dans la zone photique. Il est certain que la lumière, qui permet la vie des algues responsables des encroûtements stromatolithiques, conditionne l'existence des biohermes à spongiaires et se révèle un facteur limitant de première importance. Ce facteur ne semble pas avoir varié au point d'avoir eu une action directe sur l'édification des biohermes dans leur zone de prolifération. En revanche, il a sans doute joué un rôle dans la disparition des biohermes en direction de la partie externe de la plate-forme.

c. Turbidité

Il est certain que la biocoenose complexe des fonds à spongiaires, dominée par les suspensivores, ne pouvait supporter une forte turbidité. Cela n'exclut pas la possibilité de courtes périodes caractérisées par une turbidité assez élevée mais accidentelle (conditions de tempête). Le régime sédimentaire (décantation de fines particules) et la richesse probable des eaux en particules organiques plaident en faveur d'un seston relativement dense, donc d'une turbidité modérée et quasi permanente.

d. Taux de sédimentation

Il est également évident qu'une vie épibionte aussi riche ne peut prospérer sur un fond caractérisé par une sédimentation très active. Il s'agit donc vraisemblablement d'un taux de sédimentation jamais très élevé mais sans doute soumis à des variations. Celles-ci ont eu un rôle majeur dans le déterminisme des faciès (p. 252 , fig. 119).

- Taux de sédimentation fort à moyen : faciès normal stratifié.
- Taux de sédimentation moyen à faible : faciès construit à spongiaires par réaction biologique à l'envasement.
- Taux de sédimentation faible à très faible : faciès stratifié à spongiaires par colonisation générale du fond.
- Taux de sédimentation très faible à nul : faciès de surface durcie.

e. Nature du sédiment

La nature du sédiment ne varie pratiquement que par sa teneur relative en $CaCO_3$ et en argiles. Elle n'a apparemment aucune influence sur les peuplements de spongiaires mais influence le développement des encroûtements stromatolithiques et, par voie de conséquence, celui des biohermes. Il a en effet été démontré (p. 158 , 162) que les biohermes se concentrent préférentiellement dans les niveaux les plus calcaires. Il semble donc qu'une forte teneur en $CaCO_3$, en favorisant la croissance des croûtes stromatolithiques, facilite la formation des biohermes en leur assurant non seulement une meilleure poussée verticale mais aussi une meilleure cohésion.

III - LA SITUATION GEOGRAPHIQUE

Tous les facteurs qui viennent d'être examinés ci-dessus dépendent enfin, plus ou moins directement, de deux autres. Ces derniers permettent de situer géographiquement le niveau étudié par rapport à deux repères importants : le niveau de la mer et la côte. Ce sont la profondeur et l'éloignement du littoral.

1) La profondeur

L'évaluation de la profondeur est un des problèmes les plus délicats des reconstitutions paléogéographiques. Il n'existe en effet aucun critère sûr, et une étude bathymétrique ne peut, d'une part, que résulter de l'appréciation globale d'un faisceau d'arguments et, d'autre part, que fournir des résultats très approximatifs. Des estimations de la profondeur des fonds à spongiaires siliceux du Jura ont, bien sûr, déjà été avancées. Elles varient suivant les critères mis en avant par les auteurs. P. CHOFFAT (1878) par exemple, sans préciser plus sa pensée, laisse supposer une profondeur très importante par comparaison aux hexactinellides actuelles qui "vivent à de grandes profondeurs". A l'opposé, M. DREYFUSS (1954) considérant que "l'allure grumeleuse de la roche, la présence de fossiles remaniés et de glauconie" témoignent d'une agitation notable de l'eau sur le fond, conclut : "force nous est donc d'admettre une profondeur assez faible de 30 à 40 m".

Le cas des fonds oxfordiens offre une curieuse association d'organismes à priori incompatibles : des éponges siliceuses (les hexactinellides en particulier) réputées profondes et des stromatolithes réputés très peu profonds.

Presque tous les grands travaux paléontologiques sur les éponges siliceuses font allusion au problème de leur distribution bathymétrique. Un article lui a même été spécialement consacré (REID, 1968). Les données sur les éponges actuelles restent encore insuffisantes mais les conclusions des zoologues s'accordent dans les grandes lignes.

Si quelques hexactinellides actuelles sont bien connues pour vivre à très grandes profondeurs, la plupart d'entre elles sont bathyales et vivent entre - 300 et - 2000 m. Bien sûr, cet intervalle bathymétrique, proposé ici par M. SARA et J. VACELET (1973), varie quelque peu selon les auteurs. Il existe enfin exceptionnellement des hexactinellides à faible profondeur, mais ce n'est qu'à partir de - 100 m que sont connues les premières faunes diversifiées.

Les démosponges actuelles ont une répartition bathymétrique plus large que les hexactinellides mais sont en majorité moins profondes. Parmi elles, les lithistides vivent surtout sur les pentes du talus continental entre - 100 et - 300 m (SARA et VACELET, 1973).

La simple référence à la nature actuelle autorise donc d'imaginer la possibilité des faunes d'hexactinellides et de lithistides dès 100 m de profondeur.

On admet généralement que la répartition des éponges siliceuses s'est modifiée au cours des temps géologiques. Il est en effet probable que les spongiaires, devant la concurrence des organismes plus évolués ont peu à peu déserté le domaine littoral, où la compétition est la plus vive, pour se réfugier à plus grande profondeur. En prenant en considération ce fait, on ne peut guère accorder aux éponges oxfordiennes un rôle de marqueur bathymétrique.

C'est un fait bien établi que les stromatolithes marins prospèrent en eaux peu profondes et plus particulièrement en domaine intertidal. Il est toutefois démontré qu'ils existent ou qu'ils peuvent exister à toutes les profondeurs. On doit à C. MONTY l'essentiel des travaux allant dans ce sens. Selon cet auteur, les algues bleues, par leur appareillage chromatique, sont capables de vivre jusqu'à 150 m de profondeur. Certaines d'entre elles, en adoptant un métabolisme hétérotrophique ou autochimiotrophique, peuvent vivre dans l'obscurité totale (MONTY, 1971). Enfin, les bactéries, tout comme les cyanobactéries, sont capables d'édifier des structures stromatolithiques. Elles seraient responsables de la formation de certains nodules de manganèse océaniques (MONTY, 1973 a). Il est donc maintenant admis que les stromatolithes sont des structures d'origine cyanobactérienne ou bactérienne susceptibles de se former à toutes les profondeurs (MONTY, 1973 b, 1977).

Il apparaît finalement que, ni les éponges siliceuses, ni les stromatolithes, ne sont de bons indicateurs de profondeur et que leur association, au Jurassique, peut être considérée comme un phénomène normal. Le domaine bathymétrique de cette association reste donc à préciser.

Il a été démontré que les biohermes à spongiaires vivaient sur un fond éclairé. La profondeur de pénétration de la lumière dans les eaux marines est une donnée extrêmement variable. Elle dépend de nombreux facteurs tels l'incidence des rayons solaires et la turbidité de l'eau. Dans les mers actuelles on distingue une zone bien éclairée dite euphotique surmontant une zone peu éclairée dite oligophotique. La première est généralement caractérisée par la présence de végétaux chlorophylliens classiques car elle permet une active photosynthèse. Sa limite inférieure maximale se situe autour de - 150 m et sa limite moyenne autour de - 50 m. La seconde descend à une profondeur moyenne de - 500 m et permet encore la vie d'êtres autotrophes particuliers.

Par leur réaction franchement photophile, et la réaction sciaphile concomitante des autres épizoaires, les stromatolithes des faciès à spongiaires oxfordiens devaient logiquement vivre dans une zone relativement bien éclairée et doivent tout aussi logiquement être interprétés comme dus à des cyanobactéries. L'absence de végétaux chlorophylliens classiques, et notamment de dasycladales (assez banales dans les mers jurassiques peu profondes) est un argument pour éliminer la tranche d'eau la plus éclairée. Il est donc vraisemblable que les biohermes à spongiaires se développaient en zone

euphotique profonde voire déjà en zone oligophotique. Compte tenu de la turbidité supposée du milieu, la profondeur de - 150 m correspond à une limite que les biohermes n'ont vraisemblablement jamais dépassée.

Une limite supérieure maximale peut également être déterminée par d'autres considérations d'ordre physique. On notera, en premier lieu, que l'absence de tout phénomène d'émersion autorise à écarter tout le domaine tidal. Les biohermes se sont donc sans aucun doute développés en domaine infratidal.

On notera, en second lieu, que l'énergie généralement très faible qui caractérise le milieu permet de le situer en-dessous de la zone d'action des vagues. Il s'agit donc du domaine infratidal inférieur.

La limite d'action des vagues, qui dépend de la configuration du bassin et de nombreux facteurs d'ordre climatique, varie beaucoup et est tout aussi difficile à apprécier. J. PERES (1961) pense que "les mouvements des houles et des vagues paraissent influer au moins jusque vers 50 m de profondeur". En ce qui concerne les problèmes géologiques, il faut que cette influence soit suffisante pour être enregistrée par le sédiment. Il importe aussi de distinguer, pour un bassin donné, une agitation normale, et superficielle, dont l'effet peut être considéré comme permanent, et des agitations inhabituelles et plus profondes dont l'effet peut être discontinu à l'échelle géologique. Pour un bassin de grande étendue, la tranche d'eau considérée dans le premier cas est épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et, dans le deuxième cas parfois de plus de 100 m. En ce qui concerne le bassin étudié, le fond se situait sans aucun doute nettement à l'abri de l'agitation superficielle normale mais devait encore rester dans le domaine d'action des plus fortes agitations accidentelles. En accord avec la plupart des sédimentologistes on retiendra, à titre indicatif, la valeur de - 50 m pour caractériser la limite normale d'action des vagues.

En ce qui concerne les autres arguments biologiques, il est déjà bien connu que l'ensemble de la faune associée aux spongiaires caractérise un milieu de pleine mer relativement profond. Aucun organisme côtier n'a été répertorié, les bivalves et la microfaune benthique sont "profonds", les céphalopodes abondent ... La grande variété de la faune prouve toutefois que l'on reste sur le plateau continental.

L'argumentation resterait incomplète si on ne tenait compte des évaluations bathymétriques proposées pour des complexes construits de même type. Les seuls qui soient comparables et qui apportent des éléments nouveaux se rencontrent dans le Jurassique supérieur d'Allemagne (p. 263). Tous les auteurs ayant travaillé sur ces constructions ont abouti à peu près aux mêmes estimations (FISCHER, 1912 ; DORN, 1932 ; FRITZ, 1958 ; GWINNER, 1962 ; HILLER, 1964 ; WAGENPLAST, 1972 ; NITZOPOULOS, 1973). Leur raisonnement est, schématiquement, le suivant : les biohermes allemands, de taille généralement beaucoup plus grande, formaient par rapport au fond des reliefs dont les plus importants auraient atteint 50 à 100 m de haut. La plupart d'entre eux furent ensuite colonisés par des madréporaires qui relayèrent les éponges dans la construction. La limite au-dessus de laquelle prospèrent les madréporaires hermatypiques se situant généralement autour de - 60 m, les auteurs allemands en ont déduit que le sommet des biohermes à spongiaires atteignait cette profondeur. La vie des biohermes à spongiaires allemands a donc été estimée la plus probable entre - 160 et - 60 mètres.

Quelle que soit l'argumentation, la même tranche bathymétrique s'impose à peu près dans tous les cas. Il paraît donc raisonnable d'admettre que les biohermes à spongiaires se développaient à une profondeur moyenne d'une centaine de mètres. Une telle estimation chiffrée reste dangereuse. C'est la raison pour laquelle la simple référence à un système de zonation bathymétrique, plus prudente, semble préférable. Dans ce cas précis, le système d'étagement bionomique proposé par J. M. PERES et J. PICARD (1959, 1964) peut être utilisé et se révèle le plus approprié. Parmi les 7 étages définis par ces auteurs, l'étage circalittoral correspond parfaitement au milieu de vie supposé des bio-

hermes à spongiaires. Appartenant à la partie la plus profonde du système phytal, cet étage est en effet caractérisé par des peuplements d'algues les plus tolérants aux faibles éclairements. On peut donc conclure ce problème de bathymétrie en disant que les biohermes à spongiaires de l'Oxfordien se sont édifiés dans l'étage circalittoral.

2) L'éloignement du littoral

Ce point ne pose pas de problèmes particuliers. De nombreux travaux antérieurs ont montré que le Jura, à l'Oxfordien, faisait partie d'une vaste plate-forme. Le littoral le plus proche se situait vraisemblablement à plus de 400 km (Terre ardenno-rhénane). Vu la profondeur admise ci-dessus, il devait s'agir d'une plate-forme à pente très faible. Cet éloignement et cette topographie expliquent très bien la finesse et l'homogénéité du sédiment ainsi que l'assez faible taux de sédimentation.

Certains faciès, parmi les plus orientaux, suggérant un environnement de pente (faciès stratifié grumeleux à spongiaires de la Haute-Chaîne) et les séries du Jurassique supérieur situées hors du Jura et à l'Est témoignant d'une sédimentation de bassin subsident (faciès dauphinois), on peut conclure que les biohermes à spongiaires vivaient sur la bordure externe de cette plate-forme. Là, situés à l'abri des arrivées importantes de sédiment, les fonds à spongiaires siliceux caractérisent une aire protégée (p. 111, fig. 44). La position très externe de cette dernière permet de la qualifier d'aire protégée distale.

IV - CONCLUSION

En conclusion, il semble intéressant de déterminer quelle peut être la biocoenose actuelle occupant le biotope correspondant à celui qui vient d'être décrit. Si, dans cette optique, l'on passe en revue les divers types de fonds marins actuellement connus en domaine équivalent (c'est-à-dire dans l'étage circalittoral), on est aussitôt frappé par l'intérêt que représentent les fonds coralligènes. Le terme de "coralligène", créé pour qualifier certains fonds de la Méditerranée s'est vu attribuer un sens plus général à la suite des travaux de J. M. PERES et J. PICARD. Selon ces auteurs, (PERES, 1961 ; PERES et PICARD, 1964), la "biocoenose coralligène" correspond à un type de peuplement sciaphile comprenant :

une riche flore d'algues calcaires (mélobésiées) ;

une riche faune composée essentiellement de :

- nombreuses éponges,
- très nombreux cnidaires (surtout alcyonaires et gorgonaires, quelques madréporaires),
- polychètes (serpulidés et eunicidés),
- brachiopodes,
- nombreux bryozoaires,
- echinodermes (minorité d'echinides et majorité d'ophiures),
- bivalves sessiles.

Cette biocoenose se manifeste par un concrétionnement dit "coralligène". Celui-ci se forme essentiellement grâce à l'activité encroûtante d'algues calcaires (Pseudolithophyllum, Neogoniolithon, Mesophyllum) se développant sous faible éclairement et sur substrat indifféremment dur ou meuble. Dans le cas d'un substrat originellement meuble, il se constitue progressivement un substrat dur par simple concrétionnement biologique. Il y a ainsi réalisation d'un fond coralligène dit "de plateau" (LABOREL, 1961 ; PERES et PICARD, 1964).

On notera que l'installation progressive d'un fond coralligène de plateau relève de processus généraux tout à fait comparables à ceux qui présidaient à la mise en place des fonds à spongiaires siliceux oxfordiens ... Les mélobésiées, par leurs thalles solides et par leur activité concrétionnante jouent presque le double rôle des éponges et des cyanobactéries oxfordiennes. Quant au reste de la faune, il est très comparable tant par sa composition que par son rôle plus effacé.

Les conditions nécessaires au développement du concrétionnement (LABOREL, 1961) sont également conformes à celles qui régnaient lors de l'existence des fonds à spongiaires oxfordiens :

- luminosité faible,
- hydrodynamisme faible,
- apports sédimentaires faibles,
- profondeur généralement importante dans le cas d'une eau peu turbide et d'un fond horizontal.

En ce qui concerne la profondeur, on signalera qu'en Méditerranée, le coralligène de plateau se développe

entre - 30 et - 50 m dans les zones très turbides ;

entre - 90 et - 120 m dans les zones bien éclairées.

La profondeur maximale atteinte est de - 140 m et semble non seulement liée à la transparence des eaux, mais également à leur température élevée.

On signalera enfin que la biocoenose coralligène est connue hors du bassin de la Méditerranée.

Pour ces multiples raisons, il est logique de considérer les fonds à spongiaires siliceux et stromatolithes comme un équivalent probable des fonds coralligènes actuels.

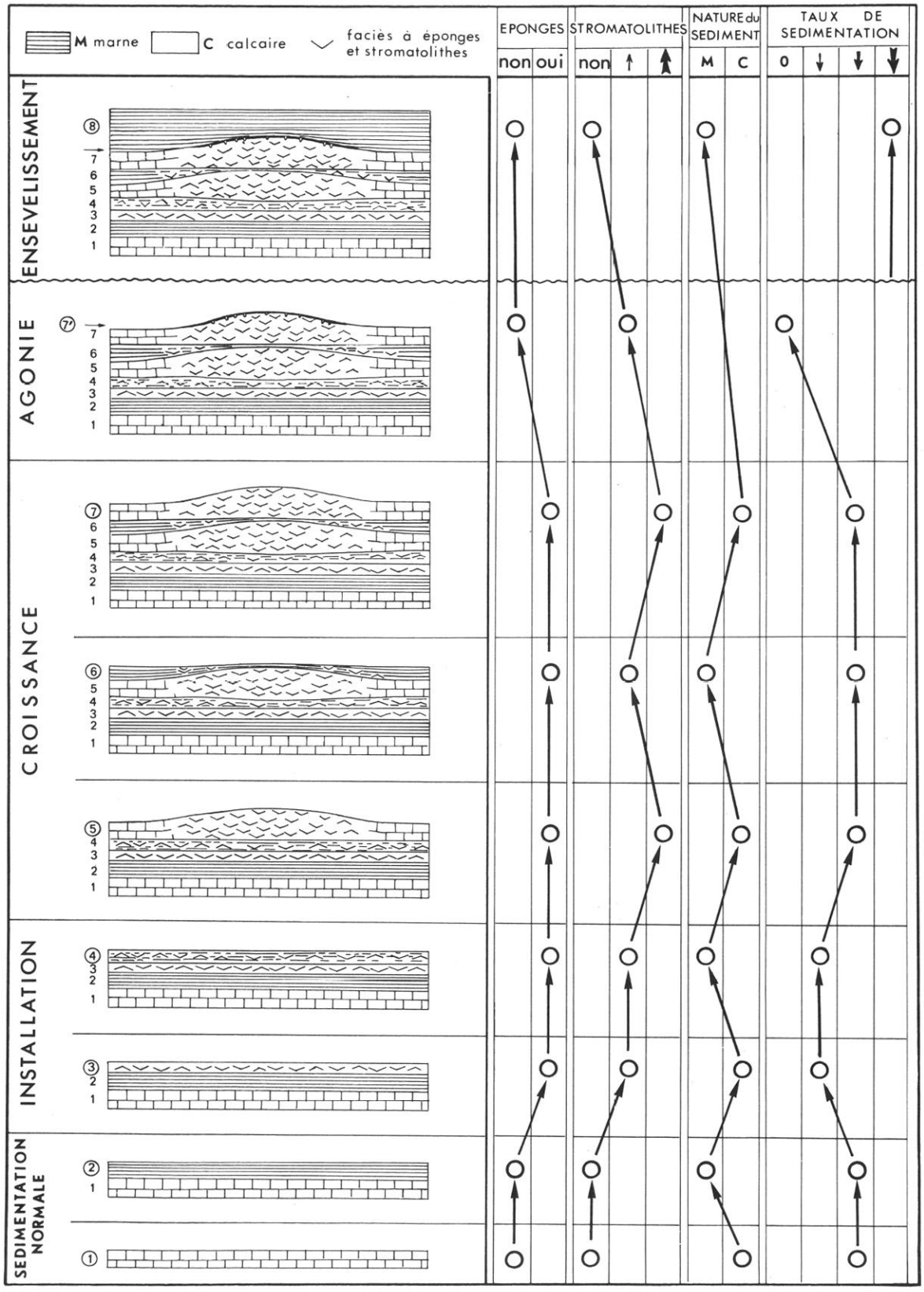


Fig. 119 – **Les différentes étapes de la formation d'un bioherme élémentaire.**

E – L'HISTOIRE DES BIOHERMES À SPONGIAIRES

I - LES ETAPES DE LA VIE DES BIOHERMES

Ayant déterminé en quels lieux et sous quelles conditions vivaient les biohermes à spongiaires, il reste à préciser comment s'effectuait leur développement. Le processus apparaît comme fondamentalement le même quel que soit le type de bioherme considéré. Il est évidemment plus net dans le cas des biohermes d'architecture simple. La fig. 119 schématise donc les différentes phases de l'édification d'un bioherme élémentaire et analyse le rôle des quatre principales variables du milieu (éponges - stromatolithes - nature du sédiment - taux de sédimentation).

1) La période d'installation (fig. 119,3-4)

Si le milieu leur est propice, et notamment si le taux de sédimentation est suffisamment faible pour leur permettre de s'implanter, les éponges colonisent certains secteurs du fond (p. 195). La nature du sédiment (calcaire ou marne) leur est indifférente et sa consistance vaseuse ne constitue pas une gêne pour leur fixation. Sur le support constitué par les éponges vieillissantes, agonisantes ou mortes, s'installent des algues (cyanobactéries) et des foraminifères sessiles (nubéculinelles) qui forment des encroûtements restant peu développés en hauteur, ainsi qu'une faunule sciaphile à serpules, bryozoaires et thécidées. L'accumulation de ces éponges encroûtées, essentiellement en forme d'assiettes plates, constitue peu à peu une espèce de semelle qui modifie radicalement les qualités physiques du fond. De nombreux autres organismes nécessitant un support solide font leur apparition. Ils attirent à leur tour des prédateurs variés et abondants. La riche biocoenose qui caractérise les fonds à spongiaires est alors en place. Elle ne peut prospérer que si l'apport sédimentaire reste assez faible pour ne pas l'envaser.

2) La période de croissance (fig. 119, 5-7)

Une augmentation sensible de l'apport sédimentaire peut provoquer l'enfouissement de cette épifaune benthique. Celle-ci peut toutefois localement résister à l'envasement et se maintenir. Ces points privilégiés sont naturellement les points topographiquement les plus élevés. Ils sont entre autres formés par de grosses éponges cupuliformes qui deviendront les "éponges pionnières" de la future construction. Si l'apport sédimentaire est riche en calcaire, il favorisera le développement des encroûtements stromatolithiques. Initialement ancrés sur les éponges, ceux-ci se développent au rythme de l'apport sédimentaire. Dans le meilleur des cas, leur croissance de type buisonnant ne se fait pas

seulement en hauteur mais déborde largement le support initial. Les encroûtements voisins deviennent ainsi coalescents. La micrite, qui se dépose normalement sur le fond, est facilement piégée dans les multiples anfractuosités de ce complexe et reste solidement maintenue.

Il apparaît ainsi un monticule dont la pente, toujours faible, se raccorde progressivement à la surface plane du fond. Par la nature partiellement solide de sa surface, ce monticule va constituer, avec ses voisins, les seuls points d'attrait pour tous les organismes nécessitant un support. Aux alentours, le fond est à l'inverse soit déserté, soit colonisé par des organismes très différents et adaptés à la vie endobionte dans les sédiments vaseux. Le processus qui préside à l'édification de tout bioherme est ainsi amorcé. Il exprime ici une tentative de survie d'une communauté benthique face à un envasement du fond. Le poids de cette accumulation locale provoque un léger enfoncement. Celui-ci est quelque peu limité grâce à l'effet stabilisateur de la semelle constituée par les éponges des premières générations.

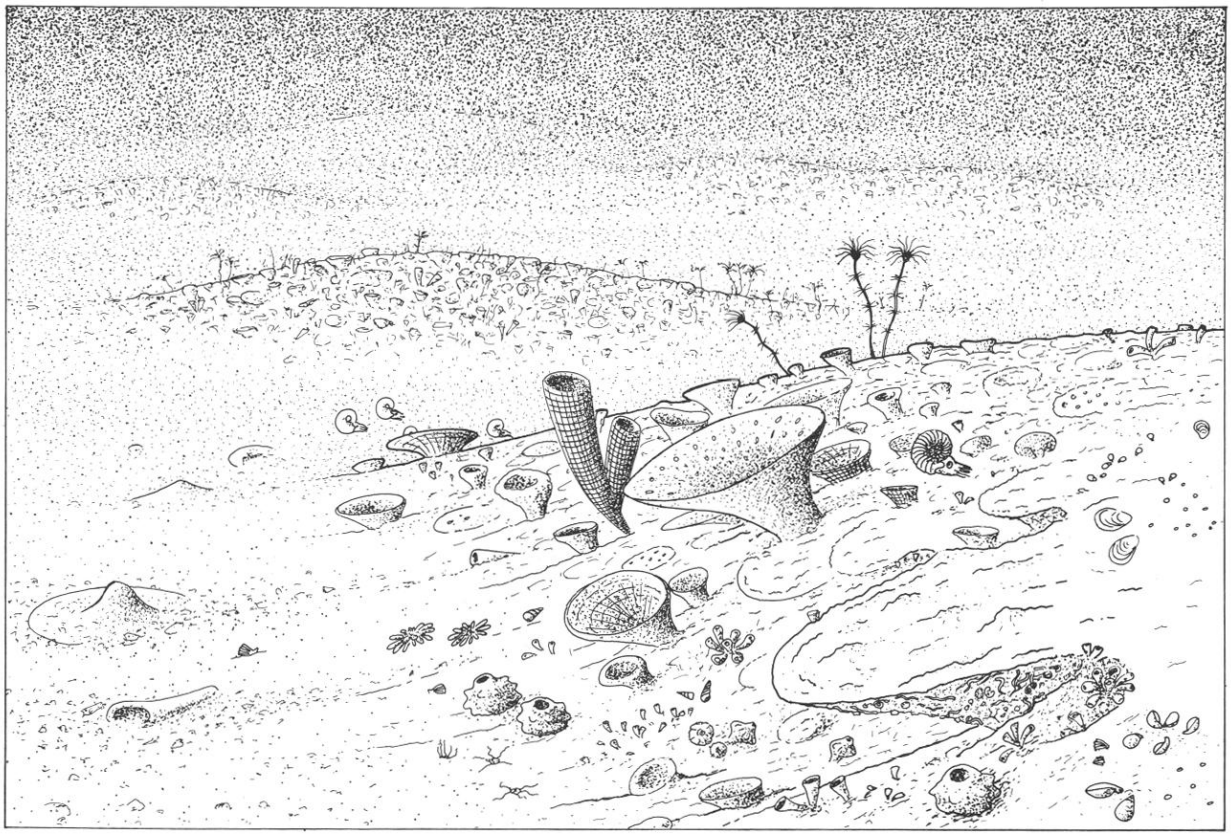


Fig. 120 – **Essai de reconstitution d'un fond occupé par des biohermes à spongiaires en période de croissance.**

Lorsque l'apport sédimentaire est de nature argileuse, le milieu devient moins favorable au développement des croûtes stromatolithiques. Celles-ci limitent leur croissance en hauteur. La vase argileuse qui se dépose sur le bioherme, par sa nature et par la dégradation du dispositif qui aurait pu la maintenir, est d'autre part difficilement incorporée à la construction. A l'inverse, en cas de retour à une sédimentation calcaire, la construction reprend son développement selon les modalités exposées ci-dessus. Ce processus, qui se répète de nombreuses fois, correspond au mode de croissance normal du bioherme à spongiaires, fortement tributaire du régime alternant régulier de la sédimentation.

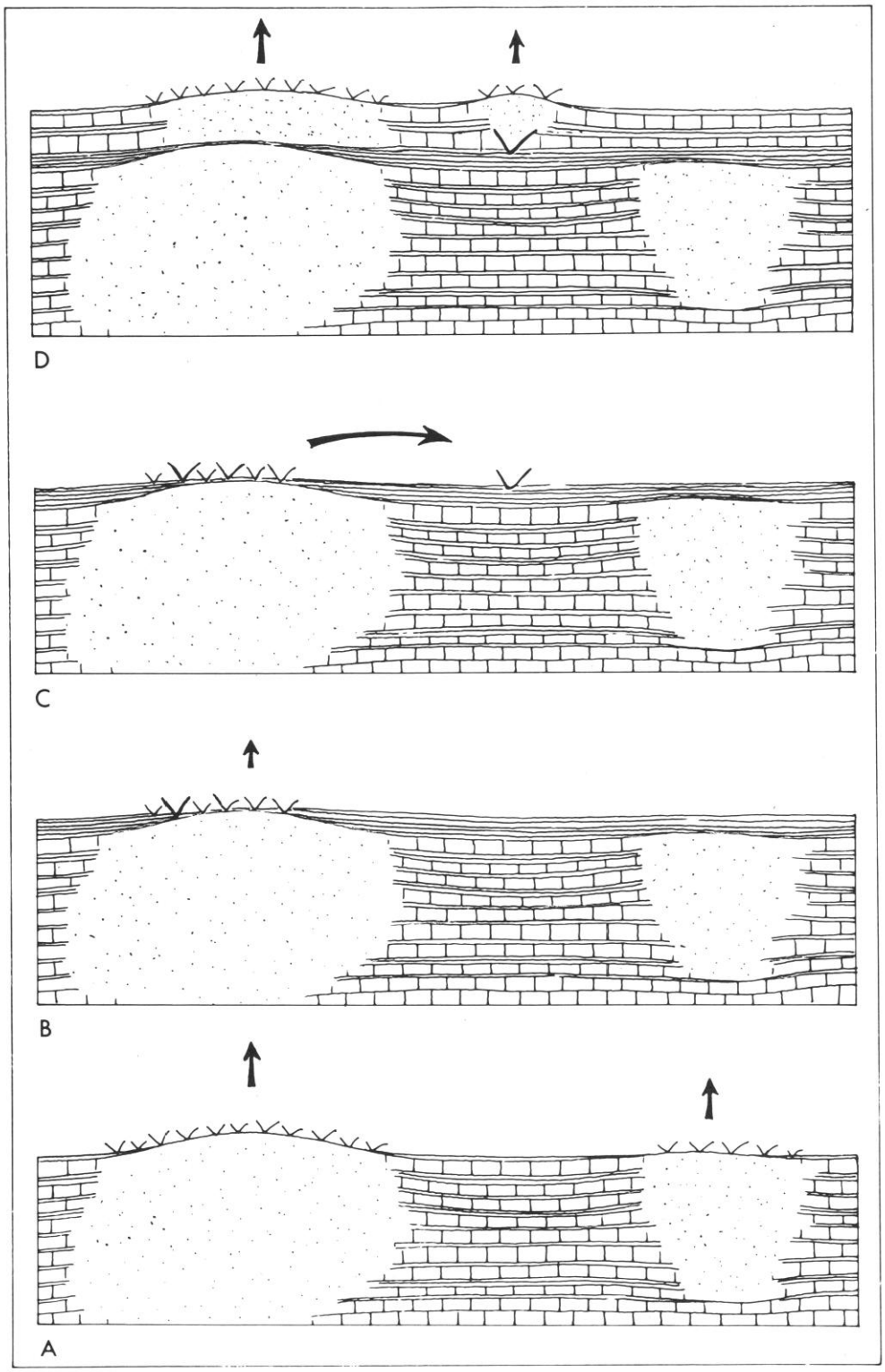


Fig. 121 – **Rôle des éponges pionnières dans la dissémination des biohermes.**

Le poids de l'édifice a pour effet de chasser à la périphérie la plupart des dépôts argileux qui s'étaient maintenus entre chaque lentille. Dans certains cas, le phénomène peut aller plus loin et conduire tardivement à la formation de joints stylolithiques. La figure 120 représente l'allure probable d'un fond occupé par des biohermes en période de croissance.

3) La période d' "agonie" (fig. 119, 7'-8)

Elle débute dès que cesse le régime régulier de sédimentation alternante. Deux cas sont alors possibles :

a. L'excès de sédimentation peut provoquer, avec l'ensevelissement total des organismes constructeurs, la mort du bioherme. Ce phénomène s'est vraisemblablement produit assez souvent car beaucoup de biohermes sont couronnés par un niveau anormalement épais. Il semble toutefois ne jamais avoir été suffisamment important pour interrompre totalement un épisode à biohermes. Les simples variations individuelles concernant la taille ou la morphologie du relief que formait le complexe d'organismes constructeurs sur le fond semblent déterminantes. Elles paraissent suffisantes pour expliquer que tel bioherme survivra, alors que tel autre, moins élevé ou moins bien conformé, ne pourra résister à l'envasement. C'est à partir des biohermes survivants et par l'intermédiaire d'éponges pionnières que s'effectue ensuite la recolonisation du fond (fig. 121).

b. L'arrêt de sédimentation (fig. 122) apparaît au contraire comme la cause principale de la mort des biohermes. Ce phénomène a en effet été mis en évidence au toit des principaux épisodes à biohermes. Dans ce cas, la croissance en hauteur de l'édifice s'arrête et le développement des organismes encroûtants se poursuit horizontalement. La totalité des éponges se laisse alors envahir par les croûtes stromatolithiques, alors que les quelques plages de sédiment encore libres sont utilisées comme zones de pénétration par de nouveaux peuplements d'organismes fouisseurs (fig. 122 B). Ceux-ci creusent un réseau plus ou moins complexe de galeries circulant dans la micrite en évitant les obstacles représentés par les éponges et leurs encroûtements. Par leur taille et leur forme, ces galeries évoquent les terriers de type Thalassinoides.

L'encroûtement généralisé de la surface du bioherme se poursuit et aboutit à sa lithification précoce. Cette modification progressive du substrat entraîne un renouvellement de la faune. En ce qui concerne l'épifaune, les éponges régressent alors que, sur le fond durci, se fixent des huîtres et de très nombreux brachiopodes (fig. 111). En ce qui concerne l'endofaune, les fouisseurs font place aux perforants de toutes sortes et notamment aux bivalves lithophages (fig. 122 C). Le sommet des biohermes correspond ainsi à un véritable hard-ground attestant bien l'arrêt total de la croissance du bioherme.

Une reprise brutale de la sédimentation, en l'ensevelissant et en empêchant tout redémarrage de la construction, confirme la mort du bioherme (fig. 122 D). Dans la plupart des cas observés (toit des Couches de Birmensdorf, toit du troisième niveau des Calcaires lités), cette reprise de sédimentation correspond à un apport massif de matériel terrigène. Dans le cas du premier niveau à spongiaires des Calcaires lités où a été choisi le bioherme sédimentaire type, l'apport est également de nature terrigène mais peu abondant. Il a permis le maintien de la biocoenose à spongiaires qui s'est développée horizontalement. Il n'y a également pas, dans ce cas, redémarrage de la construction.

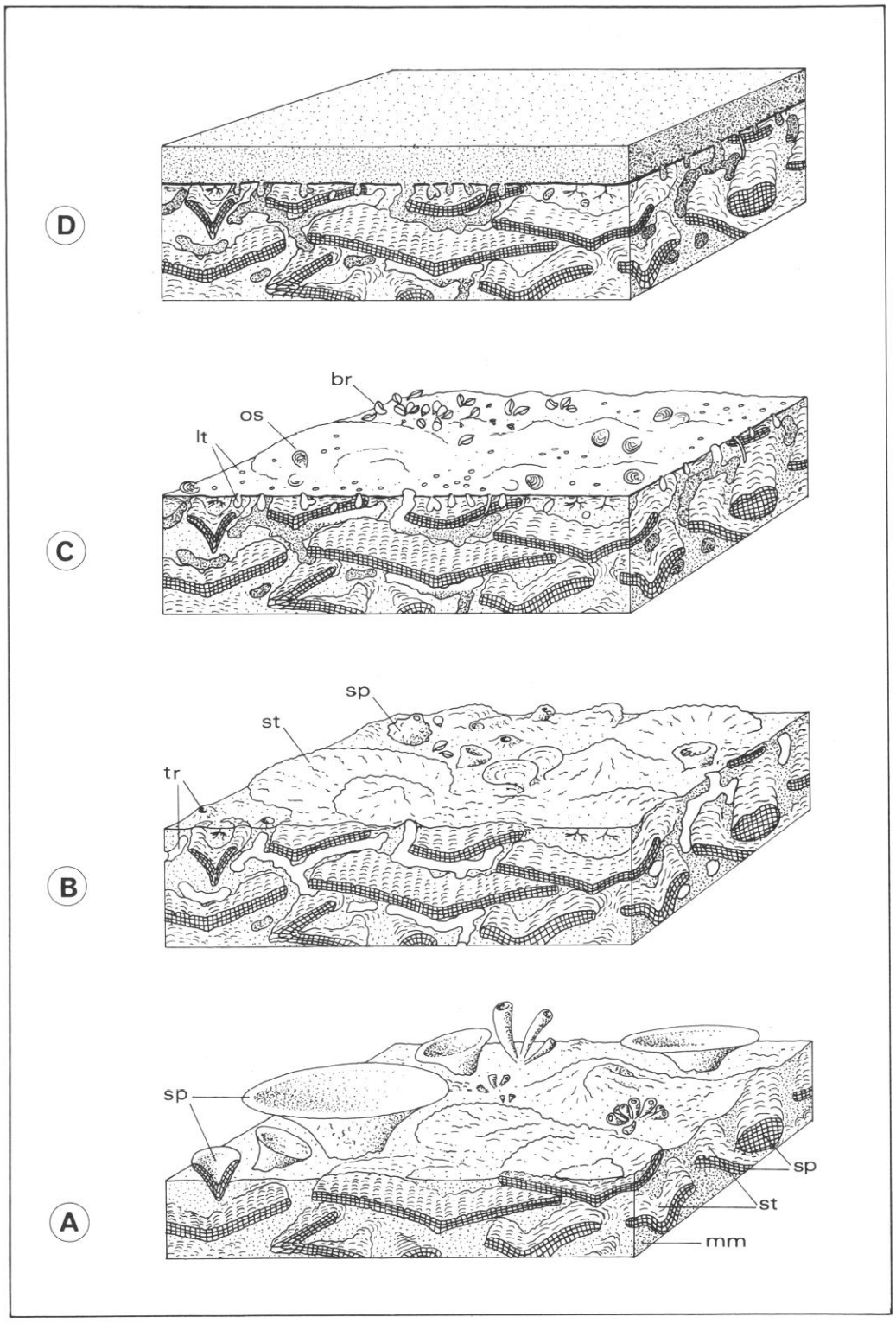


Fig. 122 -- **Les principales étapes de la mort d'un bioherme. Les blocs diagrammes représentent l'évolution d'un secteur de la partie sommitale d'un bioherme.**
mm : matrice micritique, sp : éponge, st : encroûtement stromatolithique, tr : terrier de type *Thalassinoïdes*, lt : perforation de lithophage, os : ostreidé, br : brachiopode.

4) Conclusion

L'édification des biohermes à spongiaires dépend d'un équilibre très fragile entre :

- la prolifération des spongiaires ;
- la croissance des encroûtements stromatolithiques ;
- et l'apport sédimentaire.

Ce dernier est favorable lorsqu'il est peu abondant et de nature régulièrement alternante. La mort des biohermes semble avoir toujours correspondu au dérèglement de ce régime sédimentaire.

II - LA DIAGENESE DU CALCAIRE CONSTRUIT

Les problèmes diagénétiques posés par les biohermes à spongiaires sont multiples et complexes. Ils ne constituent pas le but de ce travail mais seront néanmoins évoqués succinctement. En effet, si le détail des mécanismes n'est pas abordé, une chronologie des évènements diagénétiques peut être proposée.

1) La diagenèse des croûtes stromatolithiques

On notera seulement que ces croûtes calcaires devaient avoir, dès leur formation, une consistance solide et plus ou moins dure. La preuve en est donnée par les microorganismes fixés visibles au niveau des "stries de croissance" de ces croûtes (pl. 14, fig. 1, 3, 5, 8). Une autre preuve est fournie par les tubéroïdes résultant de leur désagrégation (pl. 14, fig. 3 ; pl. 15, fig. 5). Ce sont des corps solides se comportant comme de véritables petits éléments bioclastiques. Ils sont eux-mêmes couramment encroûtés par des foraminifères sessiles et notamment des nubécularidés (pl. 16, fig. 4, 5, 6, 8).

Le ou les mécanismes de formation de ces calcaires d'origine algaire restent inconnus . On rappellera que la structure peloïdale qu'ils montrent parfois est un argument en faveur d'une calcification précoce induite par la décomposition d'un film algaire (p. 131).

La diagenèse rapide des encroûtements stromatolithiques contraste avec la diagenèse beaucoup plus lente et "normale" de la vase micritique issue de la sédimentation ambiante. Il est certain que l'abondance des encroûtements a contribué pour une large part à la rapidité de la mise en place du hard-ground sommital des biohermes.

2) La fossilisation des éponges

Elle résulte d'une succession complexe de phénomène représentée schématiquement dans les figures 123 et 124.

a. Phénomènes synsédimentaires

Ils correspondent à la phase 1 de la fig. 123 et sont les plus importants.

Déjà partiellement de leur vivant (fig. 124B), puis totalement après leur mort (fig. 124C) les éponges ont été très rapidement encroûtées (p. 210). Cet encroûtement est épais et continu sur leur face tournée vers le haut (croûte stromatolithique), moins épaisse, hétérogène et discontinue sur leur face tournée vers le bas (serpules, bryozoaires, brachiopodes). Il s'agit, dans les deux cas, d'une croûte minérale de consistance solide. Grâce à cette enveloppe protectrice et à leur squelette spiculaire jouant le rôle de charpente, la plupart des éponges ont pu conserver leur morphologie. D'autre part, le milieu relativement fermé ainsi ébauché avant même l'enfouissement de l'éponge, devait permettre des réactions chimiques particulières. Il est de ce fait très probable que la putréfaction du tissu vivant (alcalinisation du milieu et élévation du pH) ait favorisé la précipitation de calcaire (fig. 124 C-D). Or l'essentiel du volume des éponges fossiles est formé d'un calcaire d'aspect particulier se distinguant notamment par sa teinte assez foncée vraisemblablement liée à son origine organique. Il présente parfois une structure pelo'dale rappelant celle des croûtes stromatolithiques et plaidant aussi en faveur d'une origine biochimique. En fait, l'hypothèse d'un calcaire précipité dans le corps des éponges s'impose. Un dernier argument est le fait que ces dernières sont toujours conservées sous forme de fossiles calcaires ($>$ 90 % $CaCO_3$) même si leur encaissant est marneux. On renverra aux travaux de G. K. FRITZ (1958) pour l'analyse détaillée des mécanismes de précipitation du calcaire dans de telles conditions.

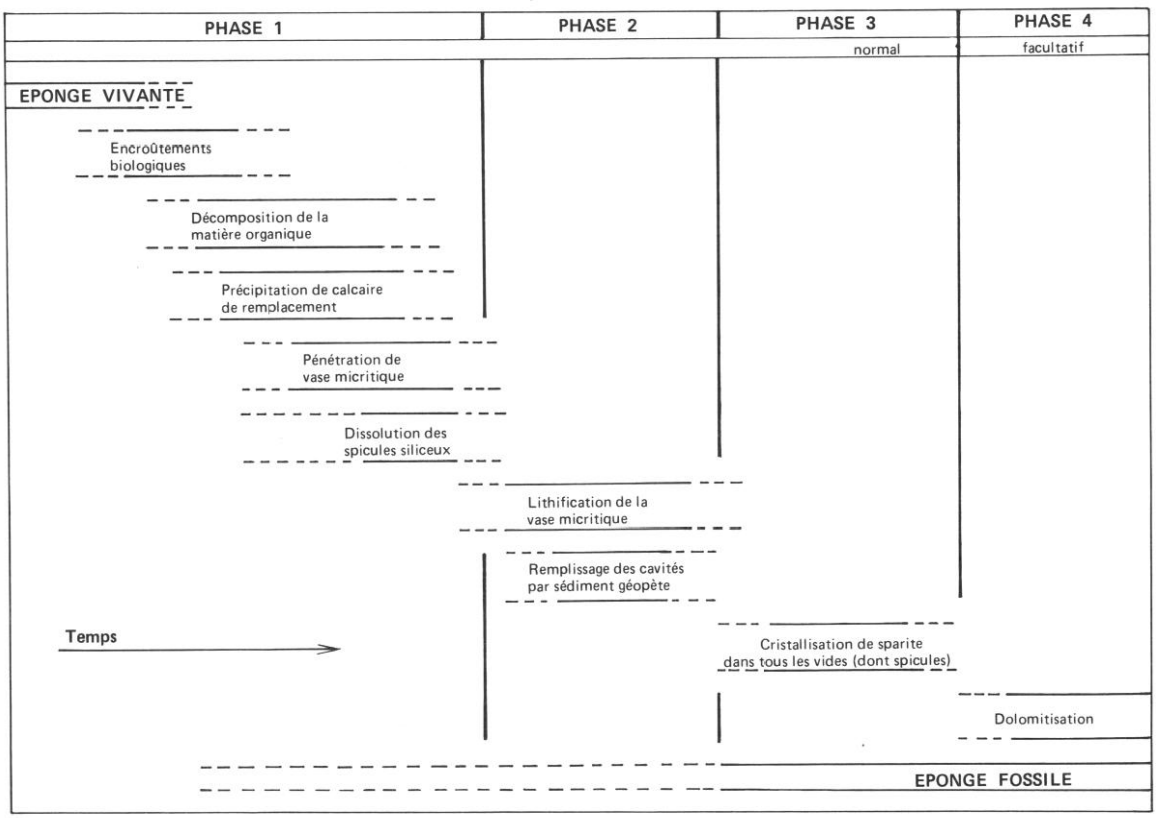


Fig. 123 – **Echelonnement probable dans le temps des différentes étapes de fossilisation des éponges.**

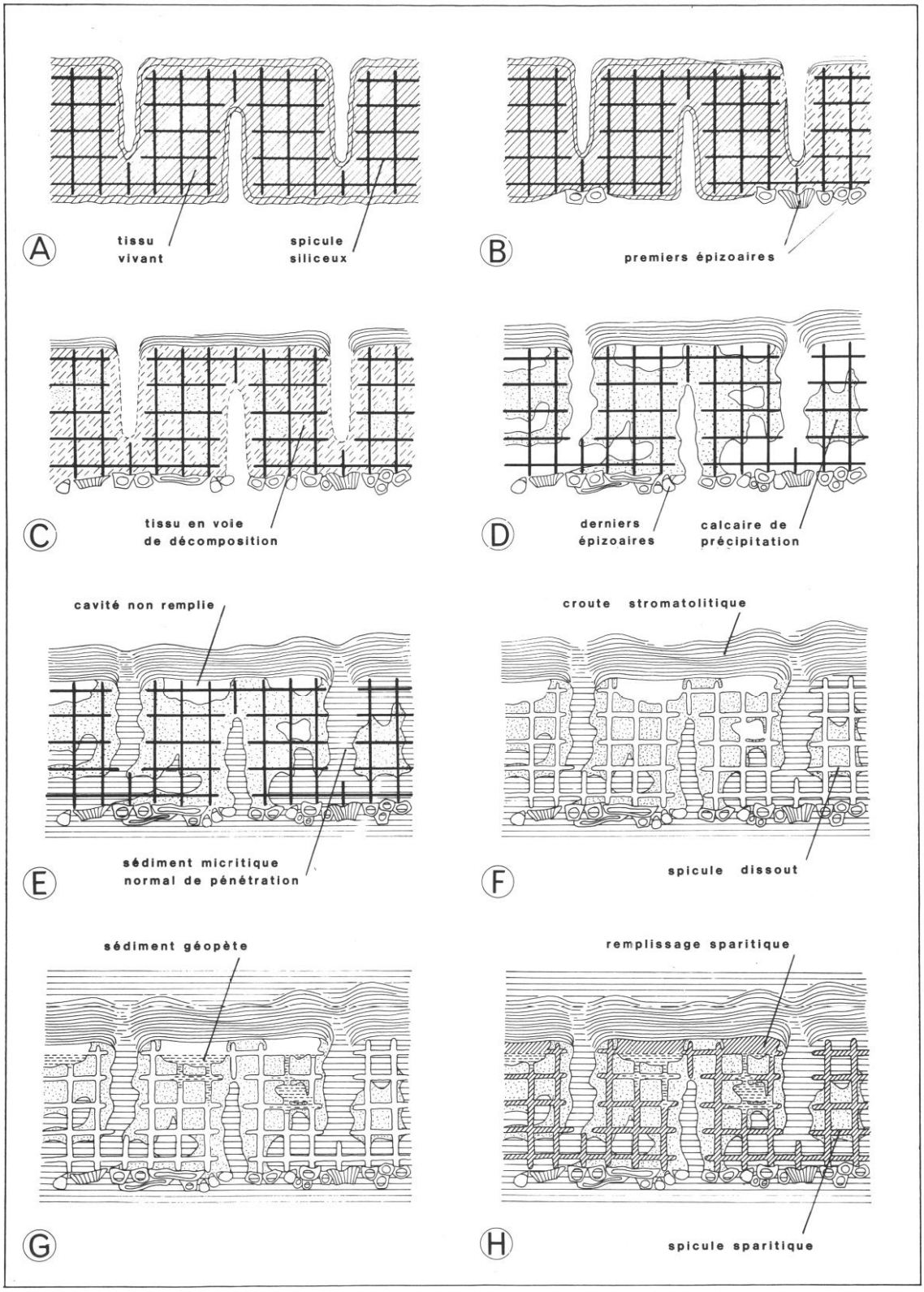


Fig. 124 – **Les différentes étapes de la fossilisation des éponges siliceuses oxfordiennes.**

Ces processus peuvent se poursuivre lors de l'enfouissement de l'éponge. Ils se surimposent alors à un phénomène nouveau : la pénétration de la vase micritique dans les vides de l'éponge (fig. 124E). Les voies de pénétration sont généralement les cavités et les conduits normaux de l'éponge. Par sa teinte nettement plus claire, ce calcaire fait ressortir certains détails de l'anatomie de l'éponge (système canalifère notamment). Le remplissage du corps de l'éponge peut cependant rester incomplet laissant ainsi susbister des cavités. Il faut signaler enfin, qu'avec cette micrite, peuvent éventuellement pénétrer des tubéroïdes de petite taille.

La dissolution des spicules siliceux est le dernier évènement synsédimentaire important (fig. 124F). Elle est totale et n'épargne aucun élément du squelette spiculaire. Elle intervient parfois plus précocement mais surtout après la phase de remplissage de l'éponge (calcaire de précipitation surtout + calcaire de pénétration). On ne voit pas en effet comment, en l'absence de matrice, la morphologie des spicules aurait pu être conservée après une phase de dissolution totale.

On sait que les spicules des éponges siliceuses sont en opale, forme de la silice peu organisée et particulièrement vulnérable à la dissolution. La dissolution rapide de l'opale des spicules a été étudiée expérimentalement (KAMATANI, 1971) et constatée dans la nature. Sur ce deuxième point, on citera les observations de C. FROGET (1976), de L. S. LAND (1976) et de W. D. HARTMAN (1977). C. FROGET a observé des spongiaires siliceux (lithistides) dragués sur la pente continentale au niveau du détroit siculo-tunisien. On notera qu'il s'agit d'un secteur de la Méditerranée où le concrétionnement coralligène est le plus développé (LABOREL, 1961). L'âge des éponges est récent (Pléistocène). Elles montrent des encroûtements d'organismes épizoaires (serpules, brachiopodes) qui leur confèrent une forte ressemblance avec les spongiaires oxfordiens. Presque totalement calcifiés, elles témoignent d'un remplacement très précoce de la silice. L. S. LAND et W. D. HARTMAN ont également constaté la dissolution très rapide des spicules siliceux dans les complexes récifaux de Jamaïque, riches en spongiaires (sclérosponges).

On sait, d'autre part, que la silice est d'autant plus soluble que le pH est plus élevé. Or, comme il vient d'être démontré que les éponges, après leur mort, se trouvaient dans un milieu à pH élevé favorable à la précipitation du calcaire, il n'y a aucune raison de s'étonner de la disparition totale de la silice des éponges. On notera que la silice cristallisée sous forme de quartz (rares grains dispersés dans la matrice et grains agglutinés par les foraminifères arénacés) est totalement épargnée par cette dissolution. Un phénomène marginal mais intéressant mérite d'être signalé à ce propos : il a été parfois observé un léger nourrissage des grains de quartz du test de certains foraminifères (Tolypammina, etc ...) situés dans ou sur les éponges. Ce nourrissage, qui peut conduire à la formation de très beaux cristaux de quartz automorphes (pl. 42, fig. 9) reste toutefois très limité. Une telle juxtaposition au sein des éponges, d'éléments siliceux soit totalement dissouts (spicules) soit intacts ou même nourris (grains de quartz) montre bien que le milieu n'était pas agressif pour toutes les formes de silice et que celle du squelette des éponges était particulièrement soluble.

b. Phénomènes post-sédimentaires

Ils se produisent pendant la phase de lithification de la vase micritique de remplissage. A ce stade (phase 2 de la fig. 123), il arrive souvent que l'espace abandonné par le corps de l'éponge ne soit pas totalement occupé par le calcaire de précipitation ou de remplissage précoce. Il subsiste ainsi des microcavernes impropres à la conservation du squelette spiculaire. Elles communiquent avec le réseau de canalicules formé par les spicules dissouts dans les zones remplies. Toutes ces cavités (microcavernes et éventuellement spicules) peuvent, par la suite, être partiellement comblées par un sédiment interne géopète se distinguant nettement du calcaire encaissant (fig. 124 G). Ce dernier, de toute évidence, se trouve déjà dans un état de consolidation assez avancé. Le simple remplissage de l'espace abandonné par l'éponge se révèle donc comme un phénomène polyphasé, long et complexe.

La dernière étape de la fossilisation des éponges a consisté en une phase tardive de cristallisation de calcite macrocristalline limpide dans la quasi-totalité des vides restants (phase 3 de la fig. 123). C'est ainsi que tout ce qui subsiste du réseau spiculaire se trouve sous forme de remplissage sparitique (fig. 124 H). Il importe donc de bien noter, qu'après cette série de transformations, seule la morphologie des spicules est assez fidèlement conservée. Il ne subsiste aucune trace ni de leur structure (canal axial par exemple) ni de leur minéralogie originelle.

Ces divers processus aboutissent à la réalisation d'un type de fossile particulier où tout a été transformé chimiquement mais où, même en l'absence de squelette externe, les grands traits morphologiques de l'organisme ont été conservés. Les auteurs allemands qualifient ces fossiles de "Kalkmumien" dont la traduction est "momies calcaires".

3) Les cristallisations tardives

Les phénomènes examinés jusqu'à présent constituent les étapes normales de la diagenèse des calcaires construits à spongiaires. Ils peuvent toutefois être complétés par d'autres phénomènes plus rares et facultatifs.

a. La dolomitisation

Elle est relativement fréquente dans les biohermes à spongiaires mais toujours localisée et peu développée. Elle se manifeste :

- soit à l'état diffus, sous forme de petits cristaux rhomboèdriques très nets et dispersés sur le fond de la roche,

- soit, plus rarement, à l'état concentré sous forme de cristaux engrenés dessinant de véritables plages dolosparitiques bien circonscrites et correspondant à d'évidentes discontinuités.

Toutes les transitions entre ces deux cas extrêmes ont été observées. On remarquera la liaison très nette entre les phénomènes de dolomitisation et de bioturbation. Les zones dolomitisées correspondent en effet très souvent à des terriers ou à des perforations (pl. 18, fig. 6). On remarquera enfin que la dolomitisation ne s'observe pratiquement pas hors des biohermes à spongiaires.

b. Les autres cristallisations

La pyrite forme encore assez couramment des amas cristallisés comme elle le fait en faciès normal. Très exceptionnellement, des portions de squelette spiculaire peuvent être pyritisées.

La célestite est exceptionnelle. Elle a été observée localement, mais en assez grande quantité dans les anfractuosités d'un bioherme des Calcaires lités où elle occupe des cavités qui, normalement, sont remplies par de la calcite.

La silice est absente sous forme de silex ou de tout autre type de silicification importante et bien visible. Ceci peut à priori surprendre car il est assez banal de voir associés spongiaires siliceux et silicifications. Comme, de plus, il a été démontré que toute la silice des éponges était rapidement mise en solution, on peut se demander ce que sont devenues ces grandes quantités de silice. En fait, on rappellera que les eaux marines sont actuellement fortement sous-saturées en silice. Il est

probable qu'elles l'étaient également au Jurassique. Comme d'autre part les fonds considérés étaient peuplés d'organismes demandeurs de silice, celle-ci devait être tout aussi facilement recyclée que dissoute ... Après dissolution, la silice issue des éponges mortes était donc maintenue en solution jusqu'à ce qu'elle soit réutilisée par les générations suivantes d'éponges. Il apparaît ainsi comme probable que le milieu était caractérisé par un système n'engendrant pas de concentration importante de silice.

On notera que dans les faciès équivalents d'Allemagne, des concentrations siliceuses ont été parfois observées dans les sédiments stratifiés latéraux aux biohermes à spongiaires. Elles ont été interprétées comme résultant du dépôt d'un surplus de silice provenant de spongiaires siliceux (BEURER, 1971) des biohermes voisins (SCHADEL, 1962). Les seules concentrations notables de silice connues dans l'Oxfordien du Jura sont peu nombreuses et se rencontrent localement dans la formation des Calcaires hydrauliques sous forme de fossiles silicifiés ou de concrétions siliceuses (Calcaires siliceux - secteur d'Arc-sous-Montenot). D'une part la source de silice est peut-être locale (le sédiment est extrêmement riche en spicules de démosponges) et d'autre part leur genèse paraît fortement liée à des phénomènes de bioturbation (les nodules de silex sont des remplissages de terriers de type Thalassinoides - pl. 28, fig. 6). Il n'y a donc apparemment aucune liaison entre la formation de ces accidents siliceux et les processus sédimentaires dépendant de l'histoire propre des biohermes à spongiaires.

4) Conclusion

La genèse du calcaire construit à spongiaires se révèle d'une très grande complexité. Trois points essentiels la caractérisent :

- interactions entre facteurs biologiques et sédimentaires ;
- mélange de calcaires d'origines différentes (précipitation - remplissage précoce ou tardif), éventuellement d'éléments qui leur sont liés (péloïdes-tubéroïdes) ;
- destruction totale puis reconstitution partielle du réseau squelettique des éponges.

Après l'intervention d'autres phénomènes (bioturbation, dolomitisation etc ...) l'histoire de la roche devient presque indéchiffrable ... La fig. 124 tente de débrouiller la chronologie la plus banale des évènements en dégageant d'une manière schématique un certain nombre d'étapes bien tranchées. Elle doit être complétée par la fig. 123 qui donne une image sans doute plus proche de la réalité en montrant le chevauchement de toutes les phases.

F – ÉTUDE COMPARATIVE AVEC D'AUTRES BIOCOSTRUCTIONS

I - BIOCONSTRUCTION DU JURASSIQUE SUPERIEUR

1) Biohermes à spongiaires du Jurassique supérieur d'Allemagne

C'est très certainement en Allemagne que les formations construites à spongiaires sont les plus développées et les mieux connues. Elles sont célèbres dans le Jura Souabe et en Franconie où elles envahissent presque tout le Jurassique supérieur.

a. Aperçu stratigraphique

- Les biohermes à spongiaires de Souabe

Etant donné les multiples études d'ordre stratigraphique ou pétrographique dont il a fait l'objet, le Jurassique supérieur de cette région mérite une attention particulière. Parmi les nombreux travaux consacrés à la stratigraphie du Malm de Souabe, on citera : B. ZIEGLER (1955, 1977), O. F. GEYER et M. P. GWINNER (1962) et H. HOLDER (1964). Son histoire peut se résumer ainsi :

1 - A l'Oxfordien : période d'installation

La base de l'Oxfordien (Malm α), de la zone à Mariae jusqu'à la zone à Bimammatum, est caractérisée par des dépôts essentiellement marneux d'une puissance de 25 à 100 m. Les premiers biohermes à spongiaires apparaissent dans la zone à Transversarium mais restent de petite taille.

Le sommet de l'Oxfordien (Malm β), correspondant à la zone à Planula, a une épaisseur équivalente. La série régulièrement stratifiée et essentiellement micritique témoigne d'un enrichissement notable du bassin en carbonates. On note, parallèlement, un développement des formations construites.

2 - Au Kimméridgien : période d'apogée

Le Kimméridgien inférieur (Malm γ) s'étend de la zone à Platynota à la zone à Divisum et présente une épaisseur de 20 à 60 m. Il marque un retour à une sédimentation marneuse accompagnée d'un léger déclin des biohermes à spongiaires.

Le Kimméridgien supérieur basal (Malm δ) correspond aux zones à Mutabilis et Eudoxus. La sédimentation est à nouveau très calcaire et le développement considérable des constructions à spongiaires entraîne un net recul des dépôts stratifiés. L'épaisseur de la formation, normalement de 50 à 60 m, peut dépasser 100 m au droit des biohermes qui connaissent alors leur période d'apogée.

Le Kimméridgien supérieur (Malm ϵ) comprend la zone à Beckeri. La sédimentation est toujours très calcaire et les formations construites, bien que toujours très importantes, montrent un léger recul. L'épaisseur, de 20 à 30 m, peut doubler au niveau des constructions les plus développées.

3 - Au Tithonique : période de déclin

Les formations tithoniques correspondent au Malm ζ . Les derniers biohermes à spongiaires ne dépassent généralement pas le Tithonique inférieur ($\zeta 1$) très calcaire et épais de 30 à 80 m. Ceux-ci sont parfois couronnés par des biohermes à madréporaires.

- Les biohermes à spongiaires de Franconie

Pour la stratigraphie du Jurassique supérieur de Franconie, on pourra consulter les travaux de H. HOLDER (1964), A. ZEISS (1968, 1977) et R. K. F. MEYER (1977). D'une manière générale, il n'y a pas de différence fondamentale entre le Malm de Franconie et celui de Souabe, mais une évolution progressive de l'un vers l'autre. Les formations construites apparaissent simultanément dès l'Oxfordien inférieur et envahissent un Jurassique supérieur globalement plus carbonaté. Elles atteignent même le Tithonique, mais les spongiaires sont alors relayés par les madréporaires. Cela conduit à des complexes récifaux de tailles considérables déterminant des zones déprimées en cuvettes relativement profondes. Celles-ci correspondent à un milieu très particulier favorable au dépôt d'une boue carbonatée très pure et très fine à l'origine de calcaires lithographiques célèbres comme ceux de Solnhofen.

b. Hypothèses génétiques

Depuis le début du siècle, les biohermes à spongiaires allemands ont fait l'objet d'interprétations très diverses. Les idées ont cependant évolué progressivement pour aboutir à l'hypothèse actuelle dont les grandes lignes semblent acceptées d'une manière unanime. La présentation donnée ci-dessous se propose d'illustrer cette évolution. Dans un souci de clarté, elle est volontairement très schématique. Les résultats sont donc présentés à l'état brut sans respecter évidemment les multiples nuances et réserves exprimées par les auteurs.

- Les premières observations

Les premières études étaient soit stratigraphiques, soit paléontologiques. En ce qui concerne la stratigraphie, les auteurs mettaient en évidence les anomalies que représentaient les biohermes dans la série stratifiée. E. FISCHER (1913) fut le premier à signaler l'existence de "Schwammstotzen" (= construction à éponges). En ce qui concerne la paléontologie, les auteurs travaillant sur les éponges avaient remarqué très tôt l'existence de croûtes calcaires, mais les avaient mal interprétées soit comme F. A. QUENSTEDT (1878) (= partie intégrante de l'éponge) soit comme A. SCHRAMMEN (1924) (= lithothamniées). L'idée d'une association éponge/algue était toutefois déjà exprimée.

- L'hypothèse "physique"

A. ROLL (1934) fit une étude poussée mais essentiellement morphologique des constructions à spongiaires. Il fut ainsi amené à s'opposer à certaines conceptions de P. DORN (1932) en dé-

montrant que ces constructions étaient dépourvues de talus et de cônes d'éboulis comme c'est le cas chez les récifs coralliens. Les spongiaires constituent de vastes coupoles à grand rayon de courbure. Le mécanisme de formation retenu est donc celui d'une sédimentation uniforme sur le fond et d'une rétention efficace de la boue calcaire au niveau des fonds à spongiaires. Il se constitue ainsi localement des monticules de boue stabilisés par les éponges. Compte tenu des propriétés physiques du sédiment, la simple loi de la gravité limite fortement la croissance en hauteur de la construction.

- L'hypothèse "chimique"

G. K. FRITZ (1958) est le premier à avoir fait une étude pétrographique détaillée des calcaires à spongiaires. Son étude porte sur les biohermes de la base de la série de Souabe (Malm α à δ). Il se rendit compte très vite de l'originalité et de l'importance volumétrique des croûtes calcaires (kalkkrusten) qui se développent systématiquement à partir des éponges. Comparant ces encroûtements aux stromatolithes décrits dans le Malm supérieur (Malm ϵ notamment), il considère toutefois différemment leurs processus génétiques. Les stromatolithes ont une origine algaire alors que les croûtes calcaires sont issues d'un processus chimique ou biochimique, résultant de la dégradation de la matière organique des éponges. L'échappement vers le haut des gaz produits favorise la précipitation calcaire sur le sommet des éponges en décomposition. Pour la première fois le rôle essentiel des croûtes calcaires est reconnu. Au calcaire apporté par la sédimentation ambiante, s'ajoute un calcaire précipité localement grâce à un micromilieu favorable. Les éponges conservent un rôle prépondérant dans l'édification des biohermes, mais celui-ci n'est plus seulement direct, comme dans l'hypothèse de A. ROLL (1934) mais également et surtout indirect. On notera enfin que G. K. FRITZ envisage aussi la possibilité d'une intervention algaire dans la formation des croûtes, mais considère que celle-ci ne peut être que très discrète et non déterminante. On doit aussi à cet auteur la définition et la description des tubéroïdes qu'il interprète comme des corps provenant de la fossilisation incomplète de spongiaires ou de fragments de spongiaires.

Cette hypothèse, très séduisante, a été adoptée par quelques auteurs et notamment par P. HUMMEL (1960) dont l'étude intéresse cette fois la partie supérieure du Malm (δ à ζ). Les stromatolithes y sont abondants et associés aux éponges à la manière des croûtes calcaires. "Stromatolithes" et croûtes calcaires, qui semblent donc être deux manifestations du même phénomène, sont alors interprétés comme des formations anorganogènes diagénétiques.

- L'hypothèse "biologique"

K. HILLER (1964) a reconsidéré le problème dans une étude plus générale consacrée aux faciès à spongiaires de l'ensemble du Malm de Souabe. Il reconnaît également le rôle déterminant des croûtes calcaires et des stromatolithes mais considère qu'ils ont une origine biologique et plus particulièrement algaire. Ce travail marque donc une étape importante dans l'interprétation des biohermes à spongiaires. K. HILLER est le premier qui, après une étude approfondie se soit clairement exprimé en faveur d'une origine algaire prédominante. Il n'hésite pas, en conclusion, à qualifier les biohermes de "Algen - Schwamm - Riffe". Les éponges perdent donc le premier rôle.

Il n'en reste pas moins que l'absence de toute microstructure vraiment caractéristique dans les croûtes interdit d'apporter la preuve d'une intervention algaire. Avec U. KULL (HILLER et KULL, 1967 - HILLER, 1968), K. HILLER, pour étoffer son argumentation, a montré que le contenu en acides aminés des calcaires construits à spongiaires était qualitativement et quantitativement différent de celui des calcaires stratifiés environnants. En outre, parmi les divers composants du faciès construit, ce sont les croûtes stromatolithiques qui présentent les plus hautes teneurs en acides aminés. Ces résultats constituent en fait une preuve supplémentaire pour une origine organique, mais ne restent qu'un argument pour conclure à une nature algaire.

- Les essais d'attribution paléontologique

Le problème de la nature exacte des encroûtements restant non résolu, on s'est efforcé de mettre en évidence des structures algaires. Seuls les travaux de K. BEHR et H. J. BEHR (1976) ont conduit à des observations permettant d'envisager une attribution paléontologique précise. Par microscopie électronique à balayage, ces auteurs ont observé des nanocristaux organisés en coques sphériques qu'ils interprètent comme résultant de la calcification de rivulariacées. Ces rivulariacées sont des algues bleues se présentant sous forme de colonies globuleuses constituées de filaments disposés radialement dans une masse mucilagineuse. Pour ces auteurs, les péloïdes qu'ils trouvent en abondance dans les encroûtements des spongiaires correspondent à des vestiges d'algues de ce type. Les rivulariacées, associées à quelques autres cyanophycées plus discrètes, auraient ainsi un rôle tout à fait essentiel dans la construction des biohermes à spongiaires de Franconie. Une telle interprétation paraît bien imprudente et il semble bien difficile d'imaginer que des encroûtements aussi bien structurés puissent être l'oeuvre d'organismes libres, isolés et de forme sphérique. Présentés au 1er Symposium sur les algues fossiles à Erlangen en Octobre 1975, ces résultats ont du reste suscité quelques réserves dans la mesure où les rivulariacées actuelles ne sont en effet calcifiées qu'en eau douce et où les formes marines sont planctoniques. Au moins en ce qui concerne les faciès construits du Jura français, il semble plus vraisemblable d'admettre que les structures algaires responsables de l'encroûtement n'ont pas été conservées et que les péloïdes ne sont que des corps diagénétiques formés dans un milieu riche en matière organique.

- Les autres contributions et l'interprétation actuelle

Sans être directement liés au problème précis de l'édification des biohermes, de nombreux autres travaux apportent des compléments d'information appréciables. On peut se reporter notamment aux travaux de :

- M. P. GWINNER (1958) sur les aspects de la morphologie récifale et des reliefs sous-marins.
- S. PAULSEN (1964) sur le passage des faciès construits à spongiaires aux faciès construits à madréporaires.
- A. SCHRAMMEN (1936) sur l'inventaire et la répartition des spongiaires siliceux.
- E. et I. SEIBOLD (1960) sur l'inventaire et la répartition des foraminifères dans les faciès à spongiaires.
- P. WAGENPLAST (1972) et G. NITZOPOULOS (1973) sur la faune globale des biohermes à spongiaires respectivement de Souabe et de Franconie. Ce sont les premières tentatives d'approche paléoécologique des biohermes à spongiaires.

On citera également la contribution plus récente de E. FLUGEL et T. STEIGER (1981).

Le problème des biohermes à spongiaires allemands est donc bien cerné et l'idée générale que l'on se fait actuellement de ces bioconstructions a été exprimée à plusieurs reprises dans des travaux synthétiques récents (ALDINGER, 1961-1968 - GWINNER, 1976). Sans apporter aucun élément nouveau, le travail de M. P. GWINNER (1976) constitue sans doute la mise au point la plus récente et la plus complète. Il apparaît en tout cas clairement que l'hypothèse d'une intervention conjuguée d'éponges siliceuses et d'algues est admise pour expliquer la genèse des biohermes allemands.

c. Comparaison avec les biohermes du Jura français

Apparemment semblables d'aspect et d'organisation et interprétés de la même façon, les biohermes de France et d'Allemagne méritent donc une étude comparative. Tout ce qui les rapproche ou les différencie peut en effet apporter des éléments intéressants dans la compréhension de ce phénomène constructeur particulier.

- Rapports et différences

L'essentiel de ce paragraphe se trouve résumé dans le tableau de la figure 125.

En France, comme en Allemagne, les premiers biohermes à spongiaires apparaissent à la base de l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium). Alors qu'ils subsistent jusqu'au Tithonique en Allemagne, ils disparaissent très rapidement en France pour ne réapparaître qu'à la base de la zone à Bimammatum et, très exceptionnellement, dans le Kimméridgien. Cette différence considérable dans l'extension stratigraphique des formations construites est fondamentale. Elle explique la plus grande variété de forme, de taille et de structure des biohermes allemands.

Les biohermes français sont surtout semblables à ceux de la base du Jurassique supérieur d'Allemagne. C'est plus particulièrement dans le Sud-Ouest de la Souabe, et notamment dans la région de Nusplingen, au Sud de Stuttgart, que la ressemblance est la plus frappante. On notera que, géographiquement, c'est la région qui est la plus proche du Jura français. Cette ressemblance demeure jusqu'au Malm γ , mais va en s'estompant.

		FRANCE (Jura)	ALLEMAGNE (Souabe + Franconie)
Stratigraphie	Extension stratigraphique maximale	Oxfordien (+ Kimméridgien)	Oxfordien à Portlandien inférieur
	Niveaux envahis par les biohermes	Quelques niveaux de la zone à Acanthicum. Calcaires lités localement (zone à Bimammatum). Couches de Birmensdorf (zone à Transversarium).	Toutes les formations depuis la zone à Transversarium jusqu'à la zone à Ulmense.
Dimensions	Hauteur totale maximale	10 mètres	150 mètres
	Relief sur le fond	q.q. 10 cm à 2 mètres	q.q. 10 cm à plus de 100 mètres
Structure	Organismes constructeurs	Eponges siliceuses / Algues / Foraminifères	Eponges siliceuses / Algues / Foraminifères + madréporaires et spongiomorphides dès le Kimméridgien supérieur.
	Manifestation de l'activité algaire	Croûtes stromatolithiques	Stromatolithes Croûtes calcaires = croûtes stromatolithiques (?)
Diagenèse	Recristallisations	Peu importantes	Souvent très importantes
	Dolomitisation	Rare et discrète	Importante dans les constructions les plus développées
	Silicification	Absente	Occasionnelle
Environnement sédimentaire	Tubéroïdes	Présents	Présents
	Brèches de resédimentation	Absentes	Occasionnelles
	Slumps	Absents	Occasionnels

Fig. 125 – **Comparaison des biohermes à spongiaires français et allemands.**

Très vite, les constructions allemandes prennent des proportions impressionnantes, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de large pour 100 à 150 mètres de haut. Leur apogée se situe au Kimméridgien supérieur, au sommet du Malm δ et à la base du Malm ϵ. Alors que les biohermes jurassiens, dont la taille ne dépasse guère 10 mètres, faisaient à peine saillie sur le fond, ceux d'Allemagne déterminaient d'importants reliefs pouvant surplomber le fond de plus de 100 mètres ! Malgré l'importance des dénivelés, il ne s'individualise jamais de véritables formations de talus. Quelques niveaux glissés et quelques brèches de resédimentation témoignent toutefois de pentes assez importantes. Dans ces biohermes de grande taille, le calcaire, très massif, prend le faciès "Massenkalk" et peut subir d'importantes transformations. Ce sont essentiellement des phénomènes de dolomitisation (faciès "dolomit") ou de recristallisation (faciès "zuckerkorn"). La silification reste un phénomène rare. L'altération de ces masses calcaires plus ou moins recristallisées peut leur conférer une texture vacuolaire. Ces phénomènes, en détruisant les vestiges fossiles, masquent souvent l'importance de l'intervention biologique. C'est toutefois surtout dans ces formations supérieures qu'ont été rencontrés les véritables stromatolithes que les auteurs allemands opposent souvent aux croûtes calcaires (kalkkrusten). Cette distinction (fig. 126) qui n'a pas de raison d'être dans les faciès français, paraît artificielle. Très vraisemblablement, il ne s'agit, d'une manière générale, que de deux aspects extrêmes d'un même phénomène. Selon la terminologie proposée p. 133 (fig. 57) les "kalkkrusten" se rapprocheraient le plus de croûtes stromatolithiques de type NN, et les stromatolithes des croûtes stromatolithiques de type LM.

Fig. 126 – **Différences entre croûtes calcaires et stromatolithes selon les auteurs allemands.**

	"Kalkkruste" Croûte calcaire	Stromatolithe
Lamination	absente	présente
Foraminifères	présents	absents
Morphologie	"floconneuse"	en coupole

Un phénomène intéressant et inexistant en France est enfin l'installation de peuplements à madréporaires sur le sommet des constructions à spongiaires. Cette succession d'organismes constructeurs peut s'opérer dès la limite Kimméridgien-Tithonique. Elle a été notamment décrite par S. PAULSEN (1964) en Souabe et R. K. F. MEYER (1977) en Franconie. Notons que ce relais spongiaires-madréporaires est précédé d'un relais plus discret hexactinellides-lithistides. Il ne s'agit pas d'un remplacement brutal d'un groupe par l'autre, mais d'une simple évolution dans les proportions de leurs représentants.

En conclusion, les biohermes allemands, bien que bâtis fondamentalement suivant le même modèle, se distinguent des biohermes français par :

- leur plus grande extension stratigraphique ;
- leur taille généralement beaucoup plus importante ;
- leur évolution progressive vers des constructions à madréporaires ;
- leur évolution diagénétique plus complexe.

- Intérêt des biohermes allemands

On soulignera en premier lieu l'intérêt historique. C'est en effet dans les formations du Jura blanc d'Allemagne qu'ont été décrits et étudiés pour la première fois des biohermes à spongiaires.

Mais le principal intérêt de ces biohermes réside dans leur développement exceptionnel. Ce sont sans aucun doute les bioconstructions à spongiaires les plus denses et les plus importantes du globe. Un tel essor est à rattacher à des conditions de milieu particulièrement favorables et à une permanence de ces conditions. D'après la littérature ce milieu est celui d'une plate-forme largement ouverte sur la Tethys, de 60 à 200 m de profondeur, à hydrodynamisme très faible et recevant une sédimentation monotone et très fine de nature argilo-carbonatée. La grande superficie de la plate-forme allemande et la belle régularité de la sédimentation qui y régnait paraissent déterminantes.

Cet état d'équilibre bio-sédimentaire est toutefois relatif car il existe manifestement une évolution des associations biologiques. C'est là le troisième intérêt fondamental des bioconstructions allemandes. Cette évolution s'exprime schématiquement par les séquences :

hexactinellides → lithistides → madréporaires

croûtes calcaires → stromatolithes

Ceci dénote incontestablement une adaptation des peuplements à une lente modification du milieu. Il semble qu'une diminution progressive de la profondeur en soit la cause principale.

- Intérêt des biohermes français

Les diverses considérations présentées ci-dessus ne doivent pas faire douter de l'intérêt qu'offrent les biohermes à spongiaires du Jura français.

Le gigantisme atteint par de nombreux biohermes d'Allemagne, aussi spectaculaire et intéressant soit-il, constitue en revanche un handicap sérieux pour leur étude détaillée. Il est évident que le développement modéré des biohermes français permet de saisir parfaitement leurs caractéristiques morphologiques et leurs rapports avec les séries stratifiées environnantes. Or ce point est fondamental pour une bonne compréhension du phénomène constructeur.

Le volume réduit des biohermes jurassiens explique également la rareté des phénomènes diagénétiques perturbateurs (recristallisations, dolomitisation ...) qui affectent en général les grandes masses calcaires et en particulier la plupart des biohermes allemands. Ceci a l'avantage de permettre une bien meilleure perception de la structure de la construction.

La faible extension stratigraphique et la petite taille des constructions jurassiennes est enfin le signe de conditions de vie plus difficiles. Or c'est justement dans des conditions difficiles que se révèlent le mieux les principales exigences des peuplements. C'est ainsi qu'il a été possible de déterminer assez précisément, grâce aux séries jurassiennes, les modalités d'installation de vie et de mort des biohermes. Le rôle du régime sédimentaire est alors apparu comme essentiel. Tout ceci s'explique par le fait que la plate-forme jurassienne, sans doute déjà moins vaste que son homologue allemand, était plus proche des sources de sédiment donc plus sensible aux fluctuations plus saccadées des apports. Mais d'autres facteurs perturbateurs, concernant notamment la dynamique du substratum, doivent être envisagés. Il semble que la plate-forme jurassienne était animée d'une plus grande mobilité.

Les interruptions successives du phénomène constructeur n'empêchent cependant pas une évolution biologique générale identique à celle que l'on constate en Allemagne : le relais des bioconstructions à spongiaires (ici oxfordiennes) par les bioconstructions à madréporaires (ici kimméridgiennes).

En conclusion, les observations que l'on peut faire sur les gisements français et allemands se complètent très bien. Il apparaît tout aussi clairement que, en ce qui concerne l'étude des biohermes à spongiaires, le Jura français est un terrain privilégié pour les observations détaillées comme pour la mise en évidence des phénomènes essentiels.

2) Autres biohermes et formations à spongiaires du Jurassique supérieur français

En France, les formations à spongiaires du Jurassique supérieur dépassent assez largement le cadre de la chaîne du Jura. Elles ne renferment que rarement de véritables biohermes et évoluent parfois vers des faciès particuliers dépourvus de spongiaires. Le but de ce paragraphe est de faire l'inventaire de toutes les formations qui, de près ou de loin, s'apparentent à celles qui présentent le faciès à spongiaires dans l'Oxfordien du Jura. On pourra se reporter aux cartes de faciès publiées récemment dans le cadre de la synthèse du Bassin de Paris (DEBRAND-PASSARD, 1980) ou du Jurassique français (ENAY, MANGOLD et alii, 1980).

a. L'Yonne

L'Oxfordien de l'Yonne est avant tout célèbre par le complexe récifal corallien qui s'y développe depuis la zone à Transversarium jusqu'à la partie inférieure de la zone à Bimammatum (sous-zone à Hypselum). Parmi les nombreux travaux qui lui ont été consacrés, nous citerons ceux de J. C. MENOT et P. RAT (1967) et de C. MEGNIEN, F. MEGNIEN et M. TURLAND (1970). Ces derniers ont analysé en détail l'environnement de ce récif et montré les relations existant entre les faciès construits et les faciès stratifiés situés en position plus externe. Il s'agit d'assises marno-calcaires localement envahies par des spongiaires siliceux. On y trouve, dans l'Oxfordien moyen, comme à la base de l'Oxfordien supérieur, des faunes d'hexactinellides et de lithistides semblables à celles du Jura. Ces peuplements denses de spongiaires ne constituent toutefois que des "couches biostromales". Malgré l'absence de biohermes, on retrouve là un dispositif très comparable à celui du Jura, à savoir : des faunes riches et variées, de spongiaires siliceux en avant d'un complexe récifal à madréporaires.

b. Le Berry

Pour ce qui concerne la stratigraphie, on se reportera au travail de S. DEBRAND-PASSARD (1982). Les sédiments du Jurassique supérieur berrichon sont envahis par les spongiaires à deux niveaux :

- à l'Oxfordien moyen les spongiaires abondent dans la zone à Transversarium et persisteraient même dans la zone à Bifurcatus. Ce sont des éponges siliceuses constituant une faune comparable à celle des Couches de Birmensdorf. Les formations correspondantes ("Calcaires et Marnes à spongiaires" et "Calcaires glauconieux du Poinçonnet") sont totalement dépourvues de véritables biohermes. Il s'agit du prolongement vers l'Ouest des "prairies" d'éponges de l'Yonne.

- à l'Oxfordien supérieur, seule la formation des "Calcaires de Von" est riche en spongiaires. Datée de la zone à Bimammatum et de la base de la zone à Planula, elle a été étudiée en détail par D. FLAMAND (1978) et S. DEBRAND-PASSARD (1979, 1982). Ces auteurs y signalent l'existence de biohermes à spongiaires mais ne fournissent aucune preuve de leur existence dans leurs publi-

cations. D. FLAMAND (1978) illustre un seul affleurement (carrière de Sainte Fauste, fig. 13) représentant la coupe d'un bioherme. Mais son dessin, beaucoup trop schématique ne constitue pas un élément convaincant. S. DEBRAND-PASSARD (1979, p. 206) précise par la suite qu'aucune coupe naturelle ou artificielle ne permet d'observer des biohermes et qu'ils se mettent en évidence dans les labours par "des taches de diamètre métrique à décamétrique, à matériaux grenus et débits rognonneux, isolés au sein des plaquettes du Calcaire lité. Aucune coupe naturelle ou artificielle n'entame ces objets". Au cours de visites effectuées sur le terrain en compagnie de ces deux auteurs, je n'ai moi-même vu aucun affleurement capable de démontrer l'existence de véritables biohermes à spongiaires. C'est seulement dans la formation sous-jacente dite "Calcaires lités inférieurs" que se rencontrent exceptionnellement des biohermes. Celui de la carrière de la Truche figuré par D. FLAMAND (1978, pl. I et fig. 19) et par S. DEBRAND-PASSARD (1982, fig. 29) est le seul qui, après examen sur place, peut évoquer les petits biohermes abortifs des Calcaires lités du Jura.

Si l'on revient aux Calcaires de Von, il apparaît assez clairement que leur faciès n'est pas identique à celui des formations à spongiaires siliceux du Jura. Il est, semble-t-il intermédiaire entre ce dernier et le faciès oncoïdique à nubéculaires. Les deux sous-faciès très voisins "à serpulidés" et "à pelotes algaires" (DEBRAND-PASSARD, 1979, p. 208) évoquent même très fortement le faciès oncoïdique à nubéculaires du Jura (= "boules épineuses", "niveaux à concrétions"). Ils sont seulement beaucoup plus crayeux.

En conclusion, tout cela suppose, en Berry, un milieu plus interne, moins profond et tectoniquement plus stable que celui du Jura, ce qui est conforme aux schémas paléogéographiques actuellement admis. Ce contexte, tout en restant favorable aux peuplements à spongiaires siliceux, ne permet pas l'édification de biohermes bâtis suivant le modèle jurassien.

c. Le Poitou

La séquence oxfordienne débute avec des marnes et évolue plus ou moins régulièrement vers des calcaires argileux. Très classiquement aussi, les faciès à spongiaires se développent dans les zones à Transversarium, Bifurcatus et Bimammatum (CARIOU, 1966 - GABILLY et CARIOU, 1974 - GABILLY, 1978). Le faciès construit est représenté par des masses calcaires lenticulaires riches en spongiaires siliceux nommées localement "aigrains". Leurs dimensions sont généralement très réduites ; elles ne dépassent jamais 2 mètres de haut. Comme on peut le constater par exemple dans l'Oxfordien moyen de la région d'Aintré, elles présentent la structure caractéristique des biohermes à spongiaires.

Le faciès construit est donc le même que dans le Jura mais son développement est beaucoup moins important. Notons enfin que ce type de sédimentation ne caractérise que le milieu "ouvert" de la partie la plus occidentale du Poitou, qualifiée de domaine atlantique. Plus à l'Est (domaine pictave) les faciès sont nettement plus carbonatés et localement coralliens.

d. Les Pyrénées

On retrouve l'équivalent des formations à spongiaires oxfordiennes dans la série condensée située à la base de la formation des "marnes d'Hosta". Ce faciès est riche en ammonites "dalle à Perisphinctes") et renferme des spongiaires siliceux, mais ces derniers ne forment aucun bioherme. Il n'existe que dans la zone la plus occidentale des Pyrénées, dans le Pays basque (DELFAUD, 1979).

e. La Provence

L'Oxfordien moyen (zone à Transversarium) de la Provence septentrionale (Sainte-Victoire, Mont Major ...) est représenté par une série de bancs calcaires qualifiés de bioturbés ou de

bréchiques par M. ARNAUD et C. MONLEAU (1979). Cette série ressemble un peu aux Couches de Birmensdorf lorsqu'elles sont dépourvues de biohermes (faciès stratifié grumeleux de la Haute-Chaîne). Les spongiaires y sont rares, voire absents, mais les ammonites abondent au point de constituer parfois une véritable lumachelle. Les éléments qui forment les taches sombres dans les calcaires ou les grumeaux dans les marnes évoquent les tubérol'des.

f. Les Arcs de Nice et de Castellane

Egalement sous un "faciès grumeleux" riche en ammonites et plus ou moins épais, l' "Argovien" constitue le principal repère stratigraphique du Jurassique. Il est célèbre dans la région de Chabrières où il a fait récemment l'objet d'une étude essentiellement paléontologique (DUONG, 1974). Le faciès grumeleux y envahit un Oxfordien s'étendant de la zone à Transversarium à la zone à Bimammatum et reposant directement sur le Callovien moyen. Cette série réduite passe latéralement aux séries marno-calcaires épaisses de type dauphinois.

g. La bordure cévenole

Dans le secteur des gorges de la Vis (coupe-type du Cirque de Navacelle), après lacune de l'Oxfordien inférieur, la base de la zone à Transversarium est représentée sur 6-7 m selon P. BERNIER (1967) par "des calcaires argileux bruns, bréchiques, à éléments noirâtres, en bancs de 10 - 15 cm, à patine grise, alternés avec des marnes gris noir en bancs de 10 - 20 cm. Ces niveaux très fossilifères renferment fréquemment de la glauconie et des mouches de pyrite. En outre, la surface de plusieurs bancs est taraudée, perforée, par des organismes lithophages". La présence de ces "éléments bréchiques", qui évoquent des tubérol'des, peut persister jusque dans les premiers bancs calcaires de la zone à Bimammatum.

Selon Y. BODEUR (communication orale sur travail en cours) il existerait localement et stratigraphiquement plus haut des formations à spongiaires stratiformes (Oxfordien supérieur ? Kimméridgien ?).

h. Le Bas-Vivarais

Après un Oxfordien inférieur réduit ou absent, l'Oxfordien moyen est représenté par de minces bancs à surfaces ondulées de calcaire tacheté séparés par des joints marneux. L'aspect grumeleux de l'ensemble lui a valu la dénomination de "cordon grumeleux" (ELMI, 1967). Ce niveau est également remarquable par sa grande richesse en ammonites et la tendance "Ammonitico rosso" qu'il présente parfois. G. SAYN et F. ROMAN (1930) ont montré que ce "faciès grumeleux sans spongiaires" évolue vers le Nord, après Crussol (les Ollières, Chateaubourg) en "faciès grumeleux à spongiaires" comparable à celui des Couches de Birmensdorf de Trept. De leur côté, J. P. BOURSEAU et S. ELMI (1980) ont montré, plus au Sud et en direction de l'Est, le passage du faciès grumeleux aux faciès argileux de bassin qui annoncent les Terres Noires dauphinoises.

i. Le Bassin dauphinois

Les lentilles calcaires isolées au sein des Terres Noires ont été interprétées comme des biohermes à spongiaires. On en trouvera une description dans le travail de P. ARTRU et J. GAUTHIER (1966). Ces auteurs les ont considérés comme semblables aux biohermes à spongiaires d'Allemagne et en ont proposé une étude géochimique dans le but de préciser leur écologie. L'examen détaillé de ces corps sédimentaires montre qu'ils sont extrêmement différents de toutes les bioconstructions à spongiaires con-

nues. Les spongiaires isolés représentés dans leurs schémas 3 et 4 correspondent à de petites concrétions calcaires développées autour de terriers. Quant à la présence de spicules dans le calcaire, elle reste insuffisante pour prouver le rôle constructeur d'éponges.

Ces constructions se rapprochent beaucoup plus des "Massifs calcaires à Lucinidae" de l'Oxfordien moyen de Beauvoisin (Baronnies). Ces "biohermes" sont décrits dans le travail de J. P. BOURSEAU (1977). Une origine bactérienne ou algaire a été envisagée (GAILLARD et BOURSEAU, 1975 - BOURSEAU, 1977) mais reste très discutable.

Ces divers "biohermes" du bassin dauphinois sont actuellement en cours d'étude. Il est en tout cas évident qu'ils constituent un type de construction calcaire tout à fait original tant par leur constitution que par le contexte sédimentaire dans lequel ils se trouvent. Ils sortent donc du cadre de ce travail.

j. Conclusion

On notera en premier lieu que les calcaires bioturbés, les calcaires bréchiques, les calcaires à faciès grumeleux et le cordon grumeleux, qui se développent à l'Oxfordien moyen et à la base de l'Oxfordien supérieur dans de nombreuses régions sont lithologiquement et paléontologiquement semblables. Ce faciès grumeleux est caractérisé par :

- des bancs calcaires peu épais et à surfaces irrégulières, séparés par de minces lits marneux ;
- la présence de nombreux éléments (= éléments bréchiques, grumeaux) de taille millimétrique à centimétrique et de nature micritique, comme leur matrice, mais plus sombres ;
- la présence occasionnelle de spongiaires bien conservés, mais surtout la grande abondance d'ammonites ;
- l'abondance plus ou moins grande de glauconie.

Bien que souvent dépourvu de spongiaires, ou, du moins, de restes identifiables de spongiaires, ce faciès est manifestement l'équivalent de celui des Couches de Birmensdorf. La ressemblance est particulièrement frappante avec les séries jurassiennes les plus externes (faciès grumeleux à spongiaires de la Haute-Chaîne). L'évolution se fait dans le sens d'un recul des spongiaires siliceux au profit des ammonites qui constituent souvent la quasi-totalité des restes fossiles déterminables (fig. 127). Les éléments bréchiques qui forment les taches sombres dans les calcaires ou les grumeaux dans les marnes évoquent fortement les tubéroïdes. Cette ressemblance signifie-t-elle que ces éléments correspondent à des fragments de spongiaires et de leur éventuel encroûtement ? Cela ne semble pas être le cas mais une étude détaillée s'impose pour déterminer l'origine exacte de ces grumeaux.

Dans l'état actuel des choses, ce qui semble le plus important est de remarquer que ce faciès grumeleux dénote indiscutablement :

- un taux de sédimentation très peu élevé,
- un remaniement des dépôts.

Il caractérise d'autre part des secteurs situés sur la bordure du bassin helvétique ou dauphinois (Jura oriental, Bas Vivarais, bordure cévenole, Provence, Arcs de Castellane et de Nice). Cette localisation systématique sur le pourtour d'un bassin subsident et sans doute assez profond permet de l'interpréter comme faciès de pente. C'est en tout cas la conclusion qui s'est imposée pour l'interprétation de l'Oxfordien moyen du Sud Est dans le cadre de la récente synthèse paléogéographique du Jurassique français (ENAY, MANGOLD et alii, 1980).

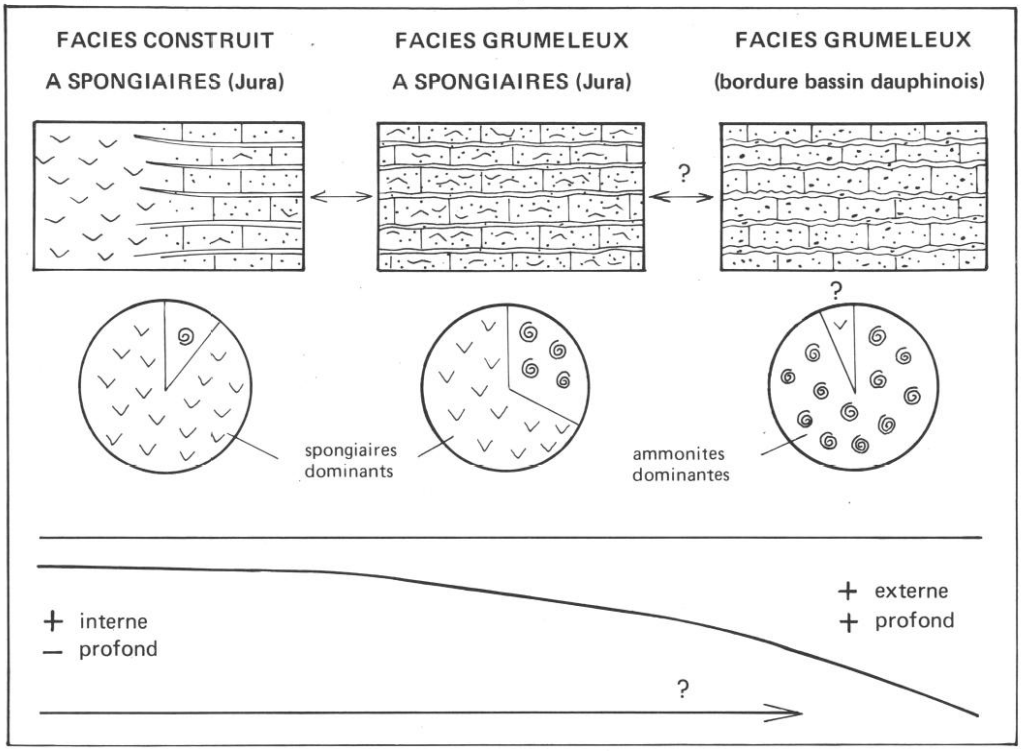


Fig. 127 – **Rapports possibles entre les faciès à spongiaires du Jura et le faciès grumeleux de la bordure du bassin dauphinois à l'Oxfordien moyen**. Contrairement aux autres figures de cet ouvrage, les diagrammes circulaires (spongiaires/ammonites) ne s'appuient pas sur des valeurs chiffrées mais sur une simple évaluation très approximative.

Les séries renfermant de véritables biohermes à spongiaires se rencontrent en position plus interne. On les rencontre dans le Jura où les biohermes sont bien développés et dans le Poitou où ces derniers sont plus discrets. Côté Jura, la zone des biohermes s'aligne très nettement sur la bordure du bassin helvétique. Il est très vraisemblable que cet alignement de biohermes se poursuivait également le long du bassin dauphinois. Malheureusement l'ablation par érosion des séries susceptibles de les renfermer dans la couverture du Massif Central interdit de le vérifier. Il est en tout cas manifeste que la zone des biohermes, ou du moins ce qui en subsiste au niveau du Jura, est largement ouverte sur la Téthys. Quant à l'existence de biohermes au niveau du Poitou, elle pourrait être en relation avec l'ouverture du domaine atlantique.

Enfin, les zones colonisées par les prairies d'éponges mais dépourvues de biohermes, telle la bordure Sud du Bassin de Paris, devaient correspondre à un domaine encore plus interne, moins mobile, et plus abrité de la plate-forme externe.

3) Autres biohermes et formations à spongiaires du Jurassique supérieur d'Europe

Les formations à spongiaires du Jurassique supérieur sont loin de se limiter à la France et à l'Allemagne. Elles sont également connues dans de nombreux autres pays européens où leur description et leur interprétation restent cependant moins approfondies. La figure 128 en donne la répartition stratigraphique.

a. La Roumanie

Les formations à spongiaires roumaines sont connues en Dobrogea où elles s'étendent depuis la zone à Transversarium jusqu'au sommet de l'Oxfordien. Elles précèdent généralement l'apparition des faciès coralliens. Elles ont été étudiées par A. BARBULESCU (1969, 1971, 1972), A. BARBULESCU et O. DRAGASTAN (1972), A. DRAGANESCU (1979). D'après les descriptions de ces auteurs, les biohermes sont nombreux, bien développés et paraissent plus ou moins semblables à ceux du Jura. Ils semblent en général plus volumineux (certaines unités bioconstruites atteignent 150 m de hauteur) et ont parfois une constitution mixte (spongiaires à la base, hexacoralliaires au sommet). Dans tous les cas, les formations stromatolithiques semblent particulièrement bien développées.

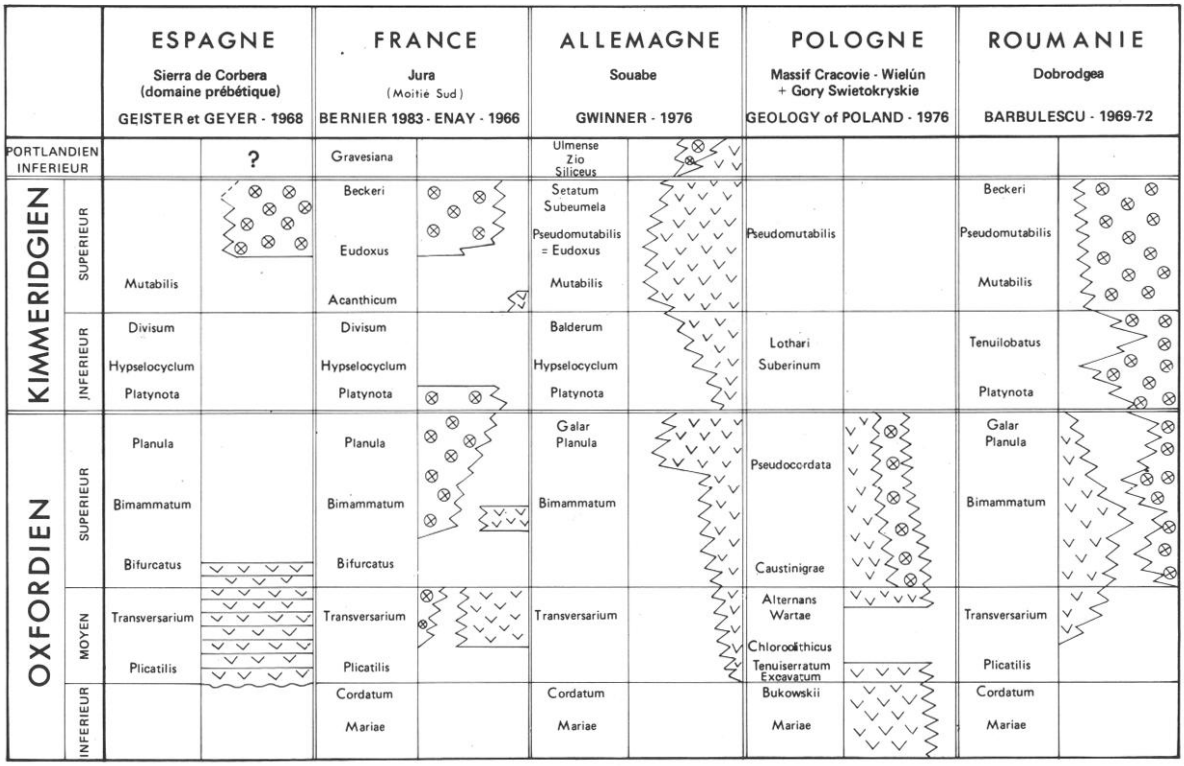


Fig. 128 – **Stratigraphie comparée des formations à spongiaires (⋁) et des formations coralliennes ou subcoralliennes (⊗) dans le Jurassique supérieur de divers pays européens.**

b. La Pologne

Les formations à spongiaires sont bien développées dans le Jurassique du Sud du pays : massif de Cracovie - Wielun et Gory Swietokryskie (Montagne de Sainte-Croix). Pour la stratigraphie de ces régions on pourra se reporter aux travaux de W. BROCHWICZ-LEWINSKI (1976), B. A. MATYJA (1977) ou à la synthèse sur le Mésozoïque polonais proposée dans "Geology of Poland" (1976). Pour la paléontologie des éponges et des organismes associés on citera M. WISNIEWSKA-ZELICHOWSKA (1971), Z. FIBICH (1973) et J. TRAMMER (1979, 1982).

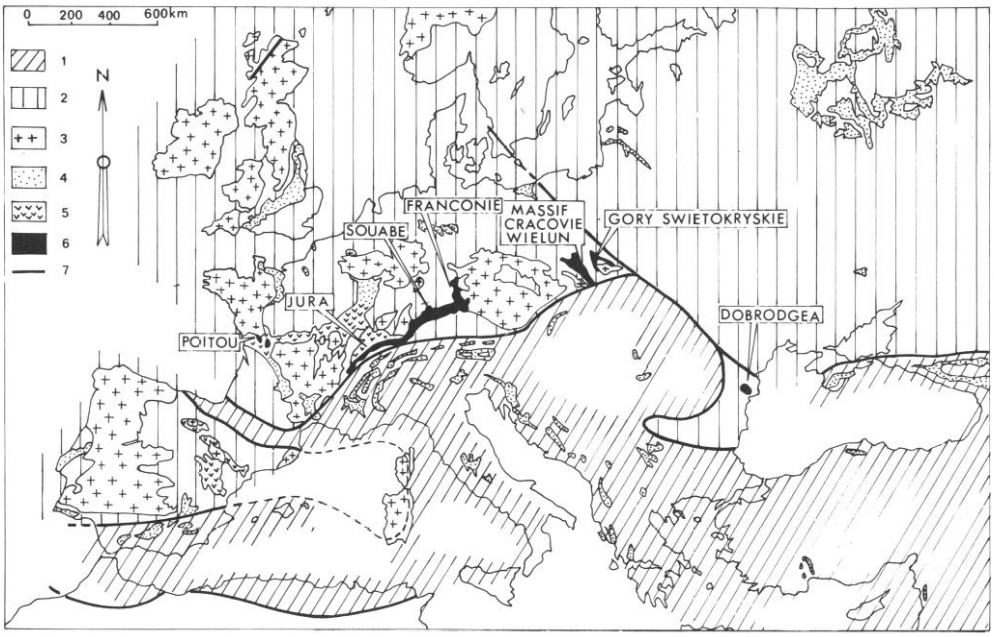


Fig. 129 – **Répartition géographique des principales formations à spongiaires (construites ou non) dans le Jurassique supérieur européen.**
1 : zones plissées du domaine alpin, 2 : craton européen, 3 : vieux massifs de l'Europe calédonienne et hercynienne, 4 : principaux affleurements jurassiques, 5 : Jurassique supérieur avec formations à spongiaires stratifiées ou biohermes peu développés, 6 : Jurassique supérieur avec biohermes à spongiaires bien développés, 7 : accidents tectoniques majeurs et/ou limite entre la chaîne alpine et son avant-pays.

Les faciès à spongiaires apparaissent dès la base de l'Oxfordien inférieur. Ce sont, telle la formation de Jasna Gora, des alternances calcaréo-marneuses fossilifères (spongy limestones) renfermant, par places, des biohermes à spongiaires. L. MALINOWSKA (1965) donne une description de ces biohermes qui forment des lentilles pouvant atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur. Ces biohermes restent rares, les encroûtements stromatolithiques sont très peu développés et la faune d'éponges très largement dominée par les lithistides (TRAMMER, 1982). Des biohermes à spongiaires sont également signalés dans l'Oxfordien moyen au sein de calcaires stratifiés (platy limestones) tels ceux de la formation de Predziszow. L'Oxfordien supérieur est enfin souvent caractérisé par des calcaires massifs (massive limestones) de type récifal. Souvent dolomitisés, ces calcaires, sous l'effet de l'érosion, donnent des reliefs ruiniformes caractéristiques. Par leur structure, ils rappellent les calcaires construits à

spongiaires du Jura français ou d'Allemagne comme le font remarquer A. LAPTAS (1974) et B. A. MATYJA (1977). Ces spongiaires peuvent être relayés par les madréporaires et les stromatopores. Ceci évoquerait donc plus ce que l'on peut observer en Allemagne.

c. La Suisse

Le Jura suisse constitue le prolongement naturel du Jura français. Les formations à spongiaires siliceux ne s'y rencontrent que dans les Couches de Birmensdorf. Les spongiaires y abondent mais les biohermes semblent totalement absents. Les formations à spongiaires du Jura suisse s'apparentent donc au faciès stratifié de la Haute Chaîne du Jura français. Elles passent très vite latéralement (Rauracien-Korallenkalke) en moins de 10 km et très tôt verticalement (Moutier-Korallenkalke) au sommet de l'Oxfordien moyen à des faciès coralliens témoignant de l'apparition rapide de conditions moins profondes et plus internes.

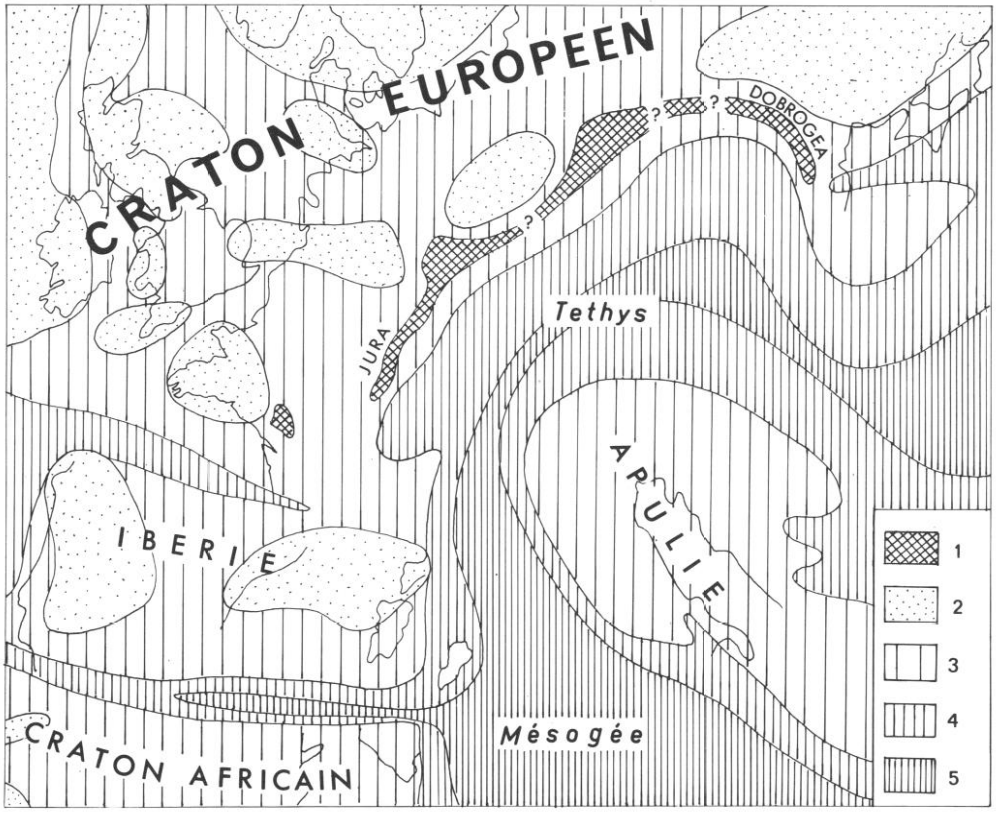


Fig. 130 – **Situation des formations construites à spongiaires dans la paléogéographie de l'Europe à l'Oxfordien** (inspiré des cartes de B. Biju-Duval, J. Dercourt et X. Le Pichon - 1977, pour le dessin de la position relative des masses continentales).
1 : zone des biohermes à spongiaires, 2 : terres émergées, 3 : mers épicontinentales, 4 : marges continentales, 5 : zones océaniques.

Pour la stratigraphie, on citera les travaux de M. A. ZIEGLER (1966) et R. GIGY (1969), pour la sédimentologie ceux de W. BOLLIGER et P. BURRI (1967, 1970) et pour la paléontologie des éponges ceux de F. OPPLIGER (1915, 1926, 1929).

d. L'Espagne

Les faciès à spongiaires espagnols se rencontrent dans l'Oxfordien de la chaîne ibérique et de la zone pré-bétique. Il s'agit de formations stratifiées noduleuses riches en spongiaires siliceux et ammonites évoquant les Couches de Birmensdorf de faciès stratifié. Aucune formation construite, n'a été signalée. A ces faciès "profonds" succèdent également, au Kimméridgien, des faciès à madréporaires. On citera les travaux de O. F. GEYER (1965), J. GEISTER et O. F. GEYER (1968), P. F. BULARD (1968), H. BEHMEL (1970) et R. H. EL KHOUDARY (1974).

e. Conclusion

L'inventaire de toutes les formations à spongiaires siliceux d'Europe montre très clairement qu'elles se répartissent toutes dans le domaine péri-alpin (fig. 129). Elles formaient donc très certainement, au Jurassique supérieur une guirlande à peu près continue, au moins depuis la Roumanie jusqu'à l'Espagne, en marge de la Téthys. Elles caractérisaient la bordure d'une plate-forme large et relativement stable soumise à une sédimentation peu importante et régulière. Son comblement progressif par des sédiments de plus en plus carbonatés a conduit au remplacement des spongiaires par les madréporaires (fig. 128). La figure 130, bâtie à partir des données de B. BIJU-DUVAL, J. DERCOURT et X. LE PICHON (1977) tente de donner la répartition oxfordienne des formations construites à spongiaires sur la marge européenne de la Téthys.

II - BIOCONSTRUCTIONS FOSSILES D'AGE DIFFERENT

Ce paragraphe n'est certes pas un inventaire de toutes les bioconstructions fossiles plus ou moins comparables aux biohermes à spongiaires du Jura. Seuls quelques exemples ont été sélectionnés pour leur caractère démonstratif et leur date d'étude récente. L'époque géologique concernée a constitué un dernier critère de choix afin de permettre un assez large éventail stratigraphique.

1) Cambrien inférieur

On prendra comme exemple les biohermes à archaeocyathes récemment décrits dans le Labrador du Sud (Canada) par N. P. JAMES et D. R. KOBLUK (1978 - sédimentologie) et F. DEBRENNE et N. P. JAMES (1981 - paléontologie). Ce sont de petites constructions de 4 à 10 m de diamètre qui ne dépassaient jamais le sédiment encaissant de plus de 2 mètres (fig. 131 C). Par leur taille et leur morphologie, elles évoquent tout à fait les biohermes oxfordiens du Jura (JAMES et KOBLUK, 1978, fig. 4, fig. 5 A-B-C - DEBRENNE et JAMES, 1981, pl. 48, fig. 1). La matrice est une boue calcaire légèrement argileuse. Les archaeocyathes tiennent ici le rôle des éponges et offrent la même variété de formes digitées, cupuliformes, plates et discoïdes ... Ils sont associés à des Renalcis, organismes encroûtants énigmatiques interprétés soit comme des algues soit, plus souvent, comme des foraminifères. Ceux-ci se développent à partir des squelettes d'archaeocyathes, mais sur leur surface inférieure et vers le bas. Ils représentent, en volume, 30 % de la masse construite. Ces Renalcis peuvent être soit associés, soit remplacés par des Epiphyton, structures organiques dont l'interprétation est tout aussi incertaine. Des éponges (calcaires ? ou siliceuses ?) sont également présentes, mais ne se mani-

festent que par des spicules isolés. Qualifiés de "patch reef", ces bioconstructions se développent en milieu subtidal peu profond de mer ouverte. Le travail synthétique de N. P. JAMES et F. DEBRENNE (1980) donne une bonne vue d'ensemble de ce type de bioherme pour le Cambrien inférieur (Canada, USA, Maroc, Espagne, Sardaigne, URSS). La part des différents constituants est selon ces auteurs :

Archaeocyathes	0 à 50 % (moyenne : 13 %)
Algues (?)	0 à 80 % (moyenne : 42 %)
Matrice	20 à 70 % (moyenne : 45 %)

2) Ordovicien inférieur

On s'intéressera ici aux bioconstructions du Texas et de l'Oklahoma dont D. F. TOOMEY et M. H. NITECKI (1979) (voir la bibliographie sur les formations comparables) ont fait une étude complète et récente. De taille modeste, elles atteignent au maximum 6 mètres de haut et 15 mètres de large. Les organismes "constructeurs" sont essentiellement des éponges lithistides (Archaeoscyphia) et des réceptaculitidés (Calathium), ces derniers étant interprétés ici comme des algues. Des stromatolithes, dont le rôle semble assez discret, sont toutefois décrits et témoignent d'un comportement certainement très semblable à celui des stromatolithes de l'Oxfordien du Jura français. La figure 19, dessinée par ces auteurs, est, à cet égard, particulièrement remarquable. La partie sommitale de ces constructions est enfin généralement marquée par le déclin des organismes pionniers et des spongiaires en particulier, et par l'installation de supposés coelentérés (Pulchrilamina). Ce phénomène est interprété comme une réaction à une diminution de profondeur. Qualifiés de "algal-sponge organic build ups" ces édifices se développaient en mer peu profonde, en bordure de plate-forme carbonatée.

3) Dévonien supérieur

B. DESBORDES et A. F. MAURIN (1974), dans une étude sur le Frasnien de l'Alberta (Canada) ont décrit de très belles bioconstructions dans les coupes de Winnifred Pass et de Canmore. On s'intéressera ici au cas de Winnifred Pass où les conditions d'affleurement sont excellentes. Elles permettent de constater des relations entre les masses construites et la série stratifiée absolument identiques à celles que l'on connaît dans l'Oxfordien du Jura (fig. 131 A). L'architecture est donc rigoureusement la même mais les dimensions sont plus grandes : environ 40 mètres de haut pour 50 mètres de large. Le calcaire massif est dépourvu d'organismes constructeurs. Seuls quelques rares coralliaires, bryozoaires ou stromatopores se rencontrent à l'état dispersé dans une matrice micritique très abondante. Par contre, l'abondance des figures de type stromatactis laisse supposer une intense activité de cyanophycées ou de bactéries. Il est très vraisemblable que ces organismes aient été les véritables constructeurs de ces édifices qualifiés ici de mud-mounds. La présence de phénomènes vadoses, impliquerait une croissance en milieu peu profond soumis à des émersions temporaires.

Toujours dans le Frasnien de l'Alberta, E. W. MOUNTJOY et R. RIDING (1981) ont décrit un petit bioherme où la participation d'organismes apparaît plus clairement. La construction s'étend sur 23 m et ne dépasse pas 4 m en hauteur. Elle est massive et relativement homogène. La texture est de type wackestone. Les constituants organiques sont largement dominés par une association à stromatopores et Renalcis. Les auteurs précisent que ces derniers n'encroûtent généralement pas les stromatopores, mais forment des grappes constituant un "fenestral wackestone". La présence d'Epiphyton est également signalée. Ces biohermes se formeraient sur une marge, en milieu calme à 30-50 m de profondeur. Leur mort serait due à un envasement par des sédiments de bassin consécutif à un approfondissement.

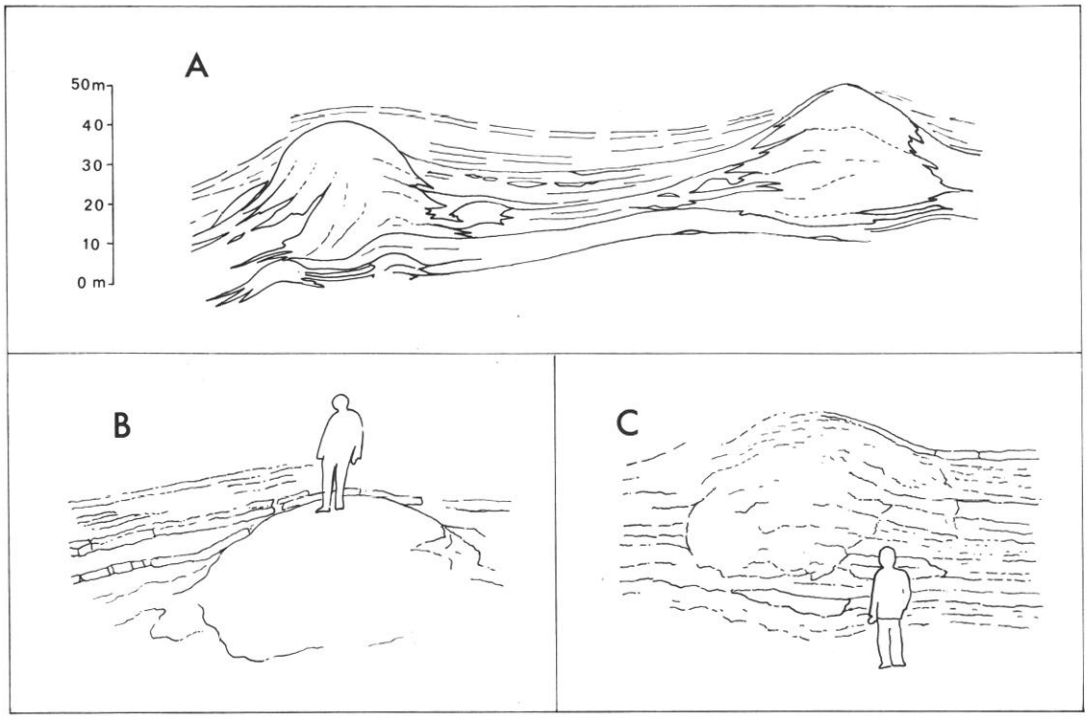


Fig. 131 – **Aspect de quelques bioconstructions primaires de morphologie comparable à celles des biohermes à spongiaires du Jura.**
A : "mud-mounds" - Frasnien de Winnifred Pass, d'après B. Desbordes et A.F. Maurin (1974, dessin de la fig. 4).
B : "algal mound" - Pennsylvanien (Sacramento mountains) d'après D.F. Toomey, J.L. Wilson et R. Rezak (1977, photo de la fig. 3B).
C : "patch reef" à archaeocyathes - Cambrien du Labrador d'après N.P. James et D.R. Kobluk (1978, photo de la fig. 5C).

4) Carbonifère supérieur

Le Yucca Mound Complex, dans le Pennsylvanien supérieur des montagnes de Sacramento (New Mexico, U.S.A.) est constitué selon D.F. TOOMEY, J.L. WILSON et R. REZAK (1977) de deux ensembles superposés. Le complexe inférieur (Lower mound) retiendra plus particulièrement notre attention. C'est un calcaire boundstone constitué essentiellement de colonies plumeuses de foraminifères tubulaires indéterminés associés à des algues bleues filamenteuses (Girvanella). La représentation de cette association d'algues et de foraminifères dans la figure 5C de ces auteurs évoque assez fortement les encroûtements stromatolithiques nuageux à nubéculinelles. Les autres organismes, discrets, sont surtout des bivalves, des brachiopodes et des dasycladacées. La morphologie des bioconstructions est également intéressante comme celle du petit "algal mound" présenté dans la figure 3B (fig. 131B). Ce faciès est interprété comme peu profond et légèrement en-dessous de la limite d'action des vagues.

5) Lias inférieur

Le Lias inférieur du Haut Atlas marocain, normalement stratifié, renferme localement des masses de calcaire micritique sombre riche en éponges.

D'après R. du DRESNAY, G. TERMIER et H. TERMIER (1978) ces éponges sont essentiellement des hexactinellides du groupe des lyssakides. Les dictyonines sont plus rares, alors qu'elles constituent la totalité de la faune d'hexactinellides dans l'Oxfordien du Jura. Toujours d'après ces auteurs, ces éponges ne présentent aucun encroûtement, aucune association avec d'autres organismes et aucune polarité. Elles sont accompagnées de quelques brachiopodes, bivalves et crinoïdes. Il ne s'agirait donc pas de formations comparables aux biohermes à spongiaires.

Pour I. EVANS et C. G. KENDALL (1977) ces formations pourraient correspondre à des "lithoherms" développés sur des reliefs de faille grâce à l'action des spongiaires (mud baffling system).

Pour R. de DRESNAY, G. TERMIER et H. TERMIER (1978) elles résulteraient d'un phénomène de "glissement en masse de paquets de sédiment boueux non encore solidé, conservant plus ou moins intacts, les corps organiques qui y étaient inclus et s'accumulant en bas du talus".

F. WIEDENMAYER (in W. D. HARTMAN, J. W. WENDT et F. WIEDENMAYER, 1980) est partisan d'une solution intermédiaire admettant le caractère fondamentalement autochtone des formations à spongiaires et la possibilité de leur dérangement par glissement.

6) Jurassique moyen

Le Bathonien supérieur de la région de Saint-Aubin (Normandie) contient des bioconstructions à spongiaires de petite taille tout à fait remarquables. Elles apparaissent en fait comme le plus bel exemple de véritable bioherme à spongiaires. Les constructions, initialement très ponctuelles, s'élargissent progressivement au cours de leur croissance au point de devenir coalescentes. Ce sont des biohermes "en champignon" très caractéristiques. Ils ne dépassent pas 2,50 m de haut. Ils ont été étudiés par G. FILY et M. RIOULT (1978) et par T. J. PALMER et F. T. FURSICH (1981). Selon ces derniers auteurs, ils sont l'oeuvre d'une seule éponge lithistide : Platychonia magna (d'ORBIGNY). Cette éponge représente l'unique organisme constructeur. De constitution rigide, les individus sont cimentés les uns aux autres de manière à former un véritable bâti récifal. Il n'y a apparemment aucune intervention algaire. Les éponges sont, en revanche, fortement encroûtées par divers organismes. Une opposition très nette apparaît dans la colonisation des deux faces des éponges grossièrement cupuliformes. Une faunule très riche s'installe sur leur face inférieure (petites calcisponges, Neuropora, bryozoaires, serpules, thécidées, bivalves ...) alors que leur face supérieure n'est occupée que par une faune très peu diversifiée et très largement dominée par un bivalve (Atreta). Le sédiment environnant est très divers mais toujours très bioclastique. Les niveaux les plus argileux sont riches en pellets. Le milieu est, de toute évidence, beaucoup moins profond et moins calme que celui des biohermes à spongiaires du Jurassique supérieur.

7) Conclusion

Il s'est donc formé, au cours des temps géologiques, de nombreuses bioconstructions comparables aux biohermes à spongiaires oxfordiens (fig. 131). Toutes présentent des similitudes architecturales évidentes, mais toutes sont différentes par les organismes qu'elles mettent en jeu. Avant de tenter de dégager quelques conclusions, il semble intéressant de poursuivre cette étude comparative dans la nature actuelle.

III - BIOCONSTRUCTIONS ACTUELLES

Il n'existe pas, à ma connaissance, de description de formations actuelles semblables aux biohermes à spongiaires oxfordiens. Pourtant, certaines informations que je tiens de quelques biologistes, océanographes ou géologues pétroliers, peuvent laisser penser que des biohermes à spongiaires comparables (?) vivent encore dans les mers actuelles. Mais ceux-ci ne font malheureusement l'objet que d'observations fortuites ou de rapports confidentiels ... Aucune description précise et publiée ne permet donc de se faire une idée exacte de la nature des constructions concernées.

Quelques exemples actuels intéressants méritent cependant d'être signalés.

1) Les biohermes à spongiaires des Bahamas

Ce sont les seules constructions actuelles qualifiées de biohermes à spongiaires. Signalées par C. D. GEBELEIN (1977) et décrites d'une manière très détaillée par F. WEIDENMAYER (1978) elles sont très différentes de celles de l'Oxfordien. Le contexte n'est d'abord pas du tout le même : ces biohermes ont été reconnus au Nord de l'île d'Andros, au Nord-Ouest des Joulters Cays, dans des sédiments très peu profonds (3-13 m) de type grapestone. Les éponges concernées sont également différentes puisqu'il s'agit de démosponges appartenant à l'ordre des Hadromerida. L'éponge Spheciospongia vesparium est l'espèce dominante ; elle a la faculté de pouvoir vivre plus ou moins enfouie dans le sédiment en ne laissant dépasser que des proéminences à l'extrémité desquelles se trouvent les oscules. Cette éponge prend une part active dans la consolidation locale du sédiment. Elle entraîne ainsi une modification du substrat qui favorise l'installation de nombreux autres organismes (autres démosponges, alcyonaires, coraux, mollusques, algues vertes, brunes ou rouges, etc ...). Elle joue donc le rôle d'espèce pionnière pour des peuplements qui finissent par constituer des monticules pouvant atteindre une dizaine de mètres de long et deux mètres de haut. On retrouve là le rôle essentiel des éponges dans les bioconstructions, celui de support initial.

2) Les associations spongiaires - algues encroûtantes en Méditerranée

Les encroûtements algaires dus aux rhodophycées sont très répandus en Méditerranée où ils déterminent le "coralligène". Leur association avec de nombreux spongiaires a souvent été signalée mais pratiquement jamais décrite en détail. A ce titre, les observations faites en scaphandre autonome par J. LABOREL (1960-1961) dans la zone littorale de l'île de Rhodes au niveau de Lindos sont particulièrement intéressantes. Il s'agit d'un fond rocheux s'approfondissant rapidement. Au niveau d'un surplomb, entre 20 et 30 mètres de profondeur, se développent des concrétions très importantes constituées d' "Algues calcaires" (très certainement des mélobésiées) pouvant dépasser 1 mètre d'épaisseur. Elles encroûtent indifféremment le substrat et les éponges qui y sont fixées. Les éponges citées (Agelas, Chondrosia, Petrosia) sont des démosponges. Ces formations atteignent rapidement un gros volume (plusieurs mètres cubes) et s'écroulent du fait de leur poids et de leur position surplombante. Par le contexte général, on est évidemment très loin des biohermes à spongiaires, mais le phénomène, par son aspect biologique, méritait d'être signalé.

3) Les lithohermes du Détroit de Floride

On doit ces observations à A. C. NEUMANN, G. H. KELLER et J. W. KOFOED (1972, 1977). Elles ont été faites à l'occasion d'une campagne d'exploration du sous-marin Alvin dans le détroit de Floride, à la base du "Little Bahama Bank". Les fonds, situés à une profondeur de 600 à 700 m, sont

parsemés de reliefs aux formes arrondies dont les dimensions atteignent au maximum 100 m de long pour 50 m de haut. Lorsque ces monticules sont allongés, leur plus grande dimension est orientée parallèlement au courant dominant. Ils sont constitués de sable ou de boue calcaire qui, par lithification précoce, forment des croûtes superficielles. Le mécanisme de cette cimentation sous-marine reste inconnu. Une intervention biologique déterminante ne semble pas devoir être envisagée. Ces surfaces durcies sont colonisées par des animaux benthiques nombreux et variés. Ce sont principalement des coraux ahermatypiques, des alcyonaires, des crinoïdes et des éponges. Ils sont orientés, pour la plupart, face au courant. Les croûtes superficielles sont également perforées d'une manière intensive par les organismes endolithes. Une fois détruites, le sédiment sous-jacent, moins consolidé, peut être excavé par les courants et l'action des animaux fouisseurs.

Ce type d'édifice présente donc quelques points communs avec les biohermes à spongiaires du Jura. Ce sont :

- la morphologie générale ;
- les phénomènes de lithification précoce ;
- l'abondance des organismes benthiques.

Cependant, bien que les organismes y prolifèrent, ils ne sont pas de même nature et ne semblent pas avoir un rôle prépondérant dans la construction. On notera aussi le rôle non négligeable de l'hydrodynamisme qui oriente les animaux sessiles et semble façonner la construction. Ceci n'a jamais été mis en évidence dans les biohermes oxfordiens. A.C. NEUMANN, G.H. KELLER et J.W. KOFOED (1972) ont créé, pour ces constructions, le terme de lithoherme qu'ils définissent ainsi, dans leur article de 1977 : "The term "lithoherm" is proposed here to describe these deep, muddy carbonate build-ups formed by the constructive interaction of penecontemporaneous submarine lithification and organism attachment below the photic zone".

4) Le modèle des récifs de Jamaïque

L'exploration océanographique du secteur de la Jamaïque a permis assez récemment des observations d'un très grand intérêt. Parmi les nombreux travaux publiés, on citera ceux de W.D. HARTMAN et T.F. GOREAU (1970), L.S. LAND et T.F. GOREAU (1970), J.C. LANG, W.D. HARTMAN et L.S. LAND (1975), W.D. HARTMAN (1977) et L.S. LAND et C.H. MOORE (1977-1980). Ils concernent le complexe récifal frangeant développé le long de la côte nord de l'île.

De nombreuses sclérosponges vivent dans l'avant-récif de quelques dizaines de mètres à 300 mètres de profondeur. Elles abondent à faible profondeur mais se limitent aux tunnels sous-récifaux et aux grottes. Elles quittent progressivement leur habitat cryptique entre 70 et 100 mètres de profondeur, lorsque la compétition devient moins intense. Elles remplacent ainsi les coraux hermatypiques et participent, grâce à leur squelette massif hypercalcifié, à la construction du bâti récifal. La grande espèce Ceratoporella nicholsoni est par exemple, à une centaine de mètres de profondeur, le principal organisme constructeur.

On retrouve donc ce phénomène fondamental déjà clairement mis en évidence au Jurassique supérieur : le relais des madréporaires par les spongiaires à partir d'une certaine profondeur. La principale cause de cette répartition bathymétrique semble bien être l'apre concurrence qui oppose madréporaires et spongiaires aux faibles profondeurs. Celle-ci tourne inéluctablement à l'avantage des madréporaires, plus évolués et mieux adaptés. Les spongiaires sont contraints à se réfugier dans quelques biotopes particuliers tel celui des cavités sous-récifales. Cette compétition est sans doute à l'image de celle qui s'est déroulée aux époques plus anciennes entre les associations à hexactinellides et lithistides et les madréporaires et qui s'exprime si bien dans les complexes récifaux du Jurassique supérieur.

Des observations d'un autre ordre, toujours réalisées dans le même secteur, sont tout aussi remarquables. Elles concernent des phénomènes de lithification et ont été publiées dès 1970 par L. S. LAND et T. F. GOREAU. Ces auteurs ont distingué dans le complexe récifal jamaïcain, à 70 mètres de profondeur, deux types de lithification :

- une lithification que l'on peut qualifier de banale, due à une précipitation de calcite magnésienne sous forme de franges ;
- mais également un enrobage de "laminated to massive lithified Mg-calcite rich pelleted micrite".

Ce deuxième processus nous intéressera plus particulièrement car il conduit à la formation de croûtes lisses ou bosselées, croissant vers le haut et ressemblant tout à fait, dans certains cas, aux encroûtements développés sur les éponges oxfordiennes. La figure 6 de l'article de L. S. LAND et T. F. GOREAU (1970) présente un fragment de madréporaire (Agaricia) recouvert d'une croûte mamelonnée qui lui donne pratiquement l'aspect d'une momie d'éponge. Sans avoir pu en apporter la preuve, les auteurs pensent que ces croûtes ont une origine organique et les qualifient de "microstromatolites" (= légende de la fig. 6). Toujours selon ces auteurs il n'a été possible ni d'observer des structures algaires dans des exemplaires frais, ni d'en extraire de la chlorophylle.

L. S. LAND et C. H. MOORE (1980) décrivent également, sur les pentes du même récif, à 98 mètres de profondeur, des croûtes laminées de plusieurs centimètres d'épaisseur. Représentant, en volume, une part importante du sédiment, ces croûtes sont lithifiées et présentent également une structure péloïdale. Pour ces auteurs, l'origine organique des croûtes, qu'ils qualifient de biolithites, ne fait pas de doute. Ils hésitent toutefois à utiliser le terme "algally laminated" ignorant la nature des organismes responsables. Ils posent également le problème de la profondeur importante à propos de l'éventualité d'une activité photosynthétique.

Ces diverses observations paraissent tout à fait fondamentales : les "microstromatolites" ou les biolithites laminées constituent sans doute, dans l'actuel, ce qui se rapproche le plus des encroûtements stromatolithiques des spongiaires oxfordiens. Les principaux points semblables sont :

- la morphologie mamelonnée,
- la texture laminée,
- la structure péloïdale.

De plus, la profondeur à laquelle ils se développent actuellement (70-100 m) correspond à celle estimée pour leur équivalent jurassique (p. 246). C'est enfin exactement celle où les spongiaires ne subissent plus la concurrence des madréporaires hermatypiques. Toutefois, si le phénomène encroûtant semble comparable, il se manifeste dans des contextes totalement différents. A la Jamaïque, l'environnement est celui d'un talus récifal caractérisé par une forte pente. La présence de sédiments variés et notamment grossiers, une faune benthique encore assez riche et diversifiée. Si l'on imagine maintenant une pente extrêmement faible et si l'on considère la même tranche bathymétrique, le fond ne sera plus pollué par les apports grossiers de la zone corallienne. Le sédiment, alors homogène et fin, devient inhospitalier pour de nombreux organismes benthiques sessiles. Seuls certains d'entre eux, adaptés aux fonds vaseux, tels les hexactinellides, peuvent s'installer. Ils constituent alors des supports stables qui seront préférentiellement occupés par les organismes encroûtants. On retrouve là, les conditions qui se réalisèrent à l'Oxfordien : l'édification de vrais biohermes à spongiaires est alors possible.

En conclusion, il semble bien que, si les bioconstructions à spongiaires et stromatolithes sont absentes (ou si rares ?) dans nos mers, ceci est dû à la configuration même des marges actuelles. Ces dernières leur sont défavorables par la rareté des plates-formes carbonatées, leur assez faible extension et le fait qu'elles se raccordent au domaine profond par l'intermédiaire d'un talus relati-

vement abrupt. Il est certain qu'au Jurassique supérieur les plates-formes avaient une ampleur beaucoup plus considérable et il est vraisemblable qu'elles se raccordaient d'une manière plus progressive aux zones plus profondes.

IV - CONCLUSION

La première constatation concernera la relative banalité architecturale des biohermes à spongiaires. Ce type d'architecture, dénommé de multiples façons selon les auteurs, est caractérisé par une simple surépaisseur sédimentaire locale et progressive. Il doit sa banalité au fait qu'il résulte d'un ensemble de lois physiques simples et immuables. On a montré qu'il s'est réalisé dans les mers au moins dès le Cambrien inférieur. Il nécessite toutefois des conditions d'environnement assez précises à savoir :

- un hydrodynamisme faible ;
- une profondeur modérée ;
- un taux de sédimentation peu élevé ;
- un sédiment carbonaté fin.

Toutes ces conditions se trouvent préférentiellement réunies en domaine de plate-forme externe. Des bioconstructions de ce type présentent donc une certaine identité de situation paléocéanographique. On peut ainsi expliquer leur absence ou peut être seulement leur rareté aujourd'hui par la configuration des marges continentales actuelles dépourvues de très vastes plates-formes.

Si l'on peut constater une unité architecturale, on est en revanche frappé par la grande variété des organismes concernés. Les bioconstructions ainsi bâties ne sont pas du tout l'apanage des spongiaires. Leur seul caractère structural commun semble être l'association entre :

- des organismes benthiques d'assez grande taille généralement sessiles et cupuliformes (archaoecyathes, réceptaculitidés, hexactinellides, lithistides ...) mais incapables de réaliser une texture de type framestone ;
- des microorganismes d'interprétation souvent délicate (bactéries, cyanobactéries, foraminifères ...) réalisant des complexes encroûtants.

Cette association organismes supports/organismes encroûtants semble essentielle, mais il apparaît nettement que le rôle fondamental appartient aux organismes encroûtants qui permettent d'assurer la cohésion de l'édifice. Même seuls, ils peuvent former des mud-mounds imposants (p. 279).

C'est à l'association éponges siliceuses/cyanobactéries/nubéculariidés que les biohermes du Jurassique supérieur doivent leur grande originalité structurale. Cette association remarquable ne semble avoir pu se réaliser avec réussite qu'en un lieu et à une époque précise. Il est vrai qu'on ne connaît actuellement de semblables bioconstructions en aucun autre niveau stratigraphique que le Jurassique supérieur et en aucun autre domaine géographique que l'Europe. Ceci est le fait de la constante évolution du monde biologique. Au cours des temps, les divers membres de cette association ont évolué indépendamment. C'est ainsi qu'après avoir connu ensemble une période d'apogée dans le même biotope au Jurassique supérieur, ils ont réagi différemment aux variations du milieu marin. Les spongiaires siliceux, repoussés par les hexacoralliaires se sont retirés progressivement vers les grandes profondeurs. Les stromatolithes, également en constante régression dès le Cambrien, ne prolifèrent plus actuellement que dans quelques milieux particuliers où la concurrence est moins vive, notamment en domaine tidal.

G – CONCLUSION

En guise de conclusion, on s'interrogera sur la terminologie la mieux appropriée pour définir les bioconstructions à spongiaires de l'Oxfordien du Jura. Il paraît en effet important de traiter ce point après étude, alors que tous les éléments sont rassemblés pour permettre la discussion.

Les nomenclatures concernant les formations construites sont multiples. En outre, les termes couramment utilisés ont souvent été plus ou moins déviés de leur signification originelle. Il n'est donc pas rare de voir le même mot employé avec des acceptions différentes selon les auteurs. Il en résulte une situation extrêmement embrouillée que tente d'illustrer le tableau de la fig. 132. Ce document synthétique s'appuie sur les principales contributions concernant les problèmes de nomenclature des constructions calcaires et notamment celles de : E.R. CUMINGS (1932), H.F. NELSON, C.W. BROWN et J.H. BRINEMAN (1962), K. VOGEL (1963), R.J. DUNHAM (1970) et P.H. HECKEL (1974).

En ce qui concerne la morphologie des formations rocheuses, on distinguera trois grandes catégories :

- des formations stratiformes ;
- des formations faisant faiblement saillie vers le haut par rapport aux formations latérales contemporaines, le raccord s'opérant par l'intermédiaire d'une faible pente ;
- des formations faisant fortement saillie vers le haut par rapport aux formations latérales contemporaines ou non , le raccord s'opérant par l'intermédiaire d'un talus plus ou moins abrupt.

En ce qui concerne la structure des roches, on distinguera quatre grandes catégories :

- des roches de nature quelconque dépourvues de fossiles ou en contenant très peu ;
- des roches renfermant de nombreux fossiles correspondant à des organismes plus ou moins remaniés ;
- des roches constituées essentiellement d'organismes sédentaires pour la plupart en position biologique ;
- des roches contenant peu ou pas de fossiles mais dont la genèse implique vraisemblablement l'intervention d'organismes qui n'ont pas été conservés.

STRUCTURE / MORPHOLOGIE		PEU OU PAS D'ORGANISMES	ORGANISMES REMANIES	ORGANISMES CONSTRUCTEURS EN POSITION BIOLOGIQUE	ORGANISMES CONSTRUCTEURS NON CONSERVES
FORMATIONS FAISANT SAILLIE PAR RAPPORT AUX FORMATIONS LATERALES CONTEMPORAINES	Pente externe forte	Récif, Reef, Riff, s.l. Geologic reef Stratigraphic reef Knoll Buildup	Récif, Reef, Riff, s.l. Geologic reef Stratigraphic reef Bioherme s.l. Knoll Buildup	Récif, Reef, Riff, s.s. Geologic reef Ecologic reef Organic reef Organic buildup Bioconstruction Bioherme s.s. Knoll reef Buildup	
	Pente externe faible	Geologic reef Stratigraphic reef Knoll Mound Mud bank Buildup Sediment pile	Geologic reef Stratigraphic reef Bioherme s.l. Knoll Mound Shell bank Organic bank Buildup Sediment pile	Geologic reef Ecologic reef Organic reef Organic buildup Bioconstruction Bioherme s.s. Knoll reef Mound Buildup	Geologic reef Ecologic reef Organic buildup Bioconstruction Pseudobioherme Lithoherme Mud mound Buildup
FORMATIONS STRATIFORMES		Couche Banc, bank Mud bank Sediment pile	Couche Banc, bank Shell bank Organic bank Sediment pile	Couche Banc, bank Tapis, Carpet, Razen Organic buildup Bioconstruction Biostrome	

Fig. 132 – **Terminologie des dépôts sédimentaires en fonction de leur morphologie et du rôle des organismes qu'ils contiennent.**

En combinant ces diverses possibilités et en ne retenant que les cas observés dans la nature, on obtient dix catégories principales. Les dix cases correspondantes du tableau donnent la terminologie adaptée à chacune d'entre elles. L'inventaire n'est sans doute pas complet mais recouvre les termes les plus souvent utilisés.

Les formations construites qui font l'objet de cette étude sont indéniablement le fait d'organismes sédentaires restés en position biologique. Comme elles ne font jamais très nettement saillie par rapport au sédiment stratifié de même âge, seule la case entourée d'un trait gras dans le tableau est concernée. Le terme de récif, utilisé parfois pour ces constructions, doit donc être considéré comme impropre. Huit termes peuvent être utilisés. Cinq d'entre eux sont soit trop peu précis, soit peu usités (geologic reef, ecologic reef, organic reef, knoll reef, mound). Finalement trois termes paraissent bien appropriés : organic buildup, bioconstruction et bioherme. Organic buildup est en fait l'équivalent anglais de bioconstruction. Le terme de bioherme me semble préférable pour trois raisons :

- il a une signification plus restreinte que le terme de bioconstruction employé dans certains cas pour désigner des constructions biologiques diverses et de petite taille (oncoïdes - dômes stromatolithiques) ;
- il a déjà été utilisé pour désigner les formations construites à spongiaires du Jura ;
- il a été assez clairement défini par son auteur.

Le terme de bioherme a été créé par E. R. CUMINGS et R. R. SHROCK (1928) et défini par E. R. CUMINGS (1932) comme suit : "Dr. Shrock and the speaker (1928) proposed the term bioherm, from the Greek stem bio and the Greek word herma meaning a reef, bank or mound ; for reeflike, moundlike, lenslike or otherwise circumscribed structures of strictly organic origin, embedded in rocks of different lithology". Il importe toutefois de bien souligner que le terme de bioherme, d'après cette définition originale, présente un sens très large du fait de l'imprécision de la mention"d'origine organique". Rien, en effet, ne précise le rôle des organismes qui peut aussi bien être actif (= bioconstruction) que passif (= bio-accumulation). L'usage veut que, généralement, le terme de bioherme soit pris dans son sens restreint (bioconstruction uniquement). C'est dans ce sens qu'il est employé ici. Pour dissiper toute ambiguïté, on proposera la définition suivante : un bioherme est un corps sédimentaire faisant saillie vers le haut par rapport aux sédiments contemporains et formé par des organismes sédentaires conservés pour la plupart en position biologique.

Le terme de bioherme utilisé isolément manquant de précision, il est important de mentionner le ou les organismes qui l'ont construit. Dans le cas présent, ils sont au nombre de trois :

- les éponges siliceuses ;
- les organismes responsables des croûtes stromatolithiques (supposés algaires) ;
- les foraminifères encroûtants (nubéculinelles).

Etant donné que

- l'utilisation de tous les descripteurs conduirait à une dénomination trop longue (bioherme à spongiaires, algues et foraminifères) ;
- la nature algaire des encroûtements stromatolithiques n'est pas certaine mais seulement admise ;

il paraît justifié de se limiter à l'appellation simple, pratique et déjà usitée de bioherme à spongiaires. Elle est sans ambiguïté en ce qui concerne l'architecture de la construction et fait mention de l'organisme le plus visible sur le terrain.

Il faut enfin noter que, par leur teneur élevée en boue micritique, par l'intervention massive d'organismes primitifs encroûtants dont la manifestation n'est pas toujours évidente, ces biohermes se rapprochent beaucoup plus des "mud mounds" (= monticules de boues) que des récifs s. s.

Pour les formations stratifiées à spongiaires, il peut paraître alors logique d'utiliser le terme opposé de biostrome. Ce terme a également été introduit et défini par E. R. CUMINGS (1932) ainsi : "For purely bedded structures, such as shell beds, crinoid beds, coral beds, etc ... consisting of and built mainly by sedentary organisms, and not swelling into moundlike or lenslike forms, I propose the name biostrome from the Greek stem bio and the Greek word stroma which means a layer or bed". On en donnera ici la définition suivante : un biostrome est un corps sédimentaire ne faisant pas saillie par rapport aux sédiments contemporains et constitué d'organismes sédentaires conservés pour la plupart en position biologique. Le développement horizontal du biostrome s'oppose fondamentalement au développement vertical du bioherme.

Or il a été démontré que les éponges sont rarement en position biologique et souvent retournées dans les formations stratifiées du Jura. Ces dernières sont donc beaucoup plus souvent des bancs à spongiaires que des biostromes à spongiaires.

Pour conclure, les formations à spongiaires oxfordiennes du Jura sont soit des formations stratifiées que l'on peut qualifier suivant les cas de biostromes à spongiaires ou, le plus souvent, de bancs à spongiaires, soit des formations construites que l'on peut qualifier de biohermes à spongiaires.

Troisième Partie

QUELQUES AUTRES ASPECTS DE LA VIE

Ce chapitre vise à préciser l'environnement biologique de la plate-forme jurassienne à l'Oxfordien et, par là, à mieux situer les fonds à spongiaires précédemment étudiés dans leur contexte général.

Dans un premier temps on s'intéressera à deux phénomènes d'interaction biosédimentaire : bioturbation et encroûtement biologique. Les relations étroites faune-sédiment qu'ils illustrent s'avèrent en effet particulièrement riches en enseignements. Avec les traces fossiles et les figures de bioturbation, celles-ci se manifestent par ailleurs d'une manière fondamentalement autochtone.

Dans un deuxième temps, on s'intéressera aux organismes fossiles eux-mêmes. Cette partie, qui se veut très synthétique, se limite à des considérations générales et ne concerne que la vie benthique. Les microorganismes ont été séparés des macroorganismes pour des raisons de méthodes d'étude différentes. De plus, les premiers bénéficient d'une étude globale pour l'ensemble du bassin, alors que les seconds font l'objet d'une étude moins approfondie et partielle.

A – LA BIOTURBATION ET LES TRACES FOSSILES

La bioturbation est le phénomène par lequel les caractères originels d'un dépôt sédimentaire sont modifiés par une action biologique. Son étude présente un double intérêt car elle apporte une meilleure connaissance aussi bien de la vie benthique que des conditions de sédimentation. Son intérêt réside enfin dans le fait que les traces produites sont des fossiles parfaitement autochtones donc hautement significatifs.

I - LES STRUCTURES DE BIOTURBATION

Souvent, la bioturbation se traduit par une destruction des structures sédimentaires préexistantes sans qu'apparaissent de traces fossiles bien définies. Dans ce cas, on parlera seulement de structures de bioturbation ou de "Fossitextura deformativa" selon W. SCHAFER (1956). Ces structures sont, d'une manière générale, peu abondantes dans l'Oxfordien du Jura. Cela tient sans aucun doute plus à l'homogénéité des sédiments qu'à la pauvreté de la vie endobionte. En effet, dès qu'apparaît une modification quelconque dans l'apport sédimentaire, elle dévoile presque inévitablement des structures de bioturbation. Le phénomène est surtout probant pour les minces passées pélitiques ou biodétritiques des bancs calcaires qui, manifestement, ne sont pas liées à des discontinuités importantes. Ces structures sont visibles essentiellement au sein des bancs, plus rarement à leur surface.

1) Au sein des bancs

Les effets de la bioturbation sont assez fréquents et divers :

a. Interruptions ou déformations de lamines

Le phénomène est banal pour les lamines silteuses ou biodétritiques des bancs calcaires (fig. 133B). Il se traduit par une disparition brutale du niveau sur quelques millimètres, voire quelques centimètres. Son interprétation est évidente : il s'agit de la traversée de la lamine par un organisme fouisseur. Divers types de figures de pénétration peuvent ainsi être mise en évidence (pl. 26, fig. 1, 2).

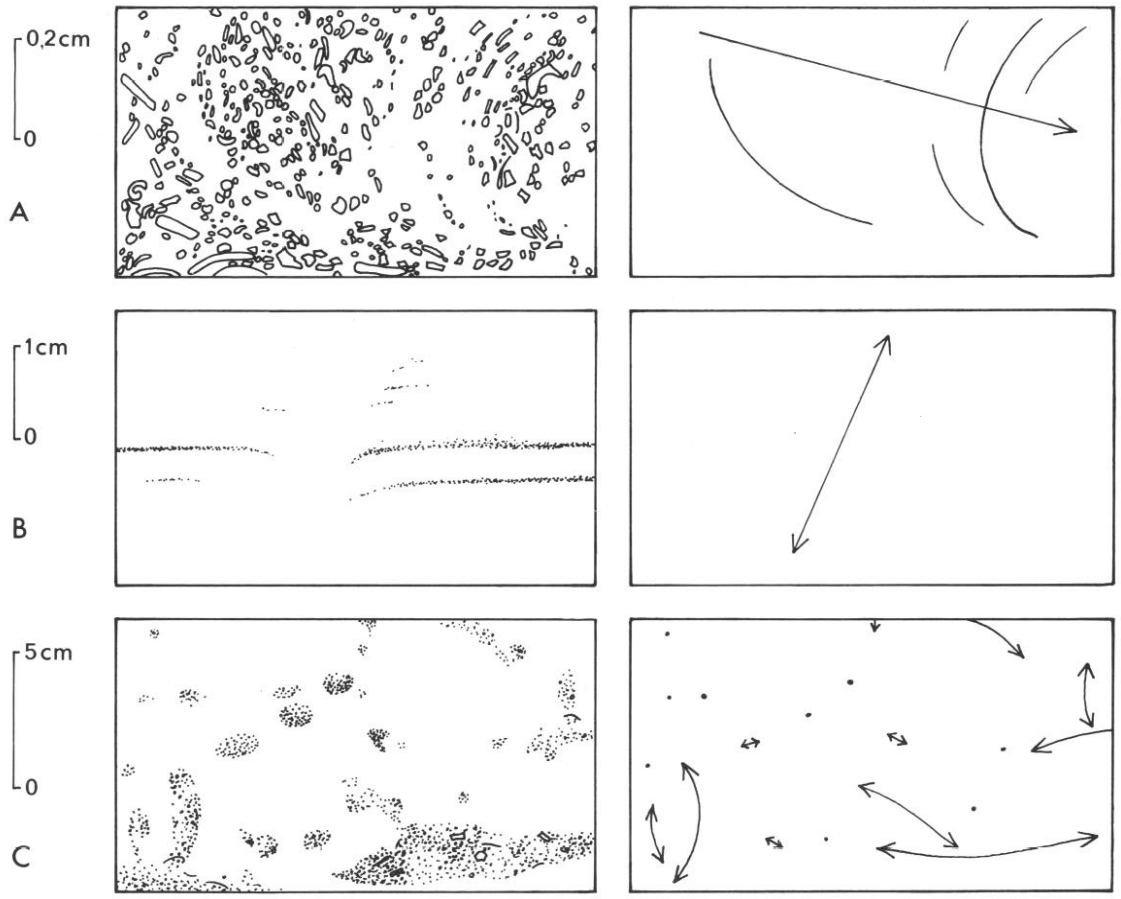


Fig. 133 – **Quelques figures de bioturbation.**
A - Calcaires lités - Les Piards (PIA 100). B - Calcaires lités - Les Arboux (ARB 130). C - Calcaires lités - Le Berthiand (BTH 535).
Les flèches indiquent la direction ou le sens de déplacement des organismes fouisseurs.

b. Mélanges de sédiments différents

Le contact initialement assez net entre deux sédiments de natures différentes est parfois fortement modifié par l'activité des organismes. Par leur action de fouissage, ils peuvent aussi bien remonter du sédiment ancien dans le sédiment récent que faire pénétrer du sédiment récent dans le sédiment sous-jacent. Il en résulte une zone de transition où les deux faciès s'interpénètrent plus ou moins nettement. L'action biologique est la même que précédemment mais le phénomène exige ici une épaisseur plus importante de chacun des deux sédiments pour permettre l'apparition d'une zone de mixage (fig. 133C, pl. 26, fig. 5).

c. Répartition particulière des débris

Dans le cas de wackestones, les éléments grossiers peuvent s'organiser localement en jalonnant le passage des organismes. Toutes les figures peuvent se présenter depuis de simples amas difficilement interprétables jusqu'à de véritables traces fossiles. Dans les cas intermédiaires, il apparaît des figures arquées (fig. 133 A, pl. 26, fig. 8) souvent ténues mais très caractéristiques. Elles ont été rencontrées dans les calcaires wackestones de tous faciès et montrent qu'aucun type de fond n'était épargné par la bioturbation.

d. Stratification noduleuse

Certains bancs calcaires des niveaux supérieurs de l'Oxfordien (Couches du Geissberg et Calcaires lités) peuvent présenter un aspect très particulier. Sur une épaisseur qui peut dépasser un mètre, la stratification horizontale fait place à une stratification quelconque induisant un débit en blocs irréguliers. La ressemblance est très forte avec la stratification de type "caillasse" décrite dans d'autres régions. Seule une action biologique semble pouvoir aboutir à un tel résultat. Il s'agit ici d'une bioturbation sinon plus active, du moins produite par des organismes de plus grande taille que dans les cas précédents (pl. 36, fig. 7, 8).

e. Concrétions calcaires

Elles se rencontrent dans les niveaux marneux, notamment dans les Couches d'Effingen, et se présentent sous forme michoïde ou tubulaire. Elles possèdent généralement en leur centre une cavité plus ou moins cylindrique provoquée par le séjour d'un organisme dans le sédiment. Il s'agit d'un phénomène classique de concrétionnement autour d'une zone riche en matière organique (terrier ou portion de terrier).

2) En surface de banc

Le phénomène est très rarement visible et nécessite une surface de contact entre deux faciès très différents. Seuls les bancs silteux, surmontés d'un niveau argileux permettent ce genre d'observation. Ils peuvent alors présenter une surface labourée par une multitude de terriers enchevêtrés (p. 39).

En conclusion, toutes ces structures, bien que difficilement interprétables, sont intéressantes car elles prouvent la quasi-permanence de la vie endobionte dans les sédiments oxfordiens du Jura. Ces manifestations de vie sont toutefois trop tributaires du sédiment et trop mal caractérisées biologiquement pour constituer de bons indicateurs de milieu.

II - LES TRACES FOSSILES

Dans ce cas, le phénomène le plus frappant n'est plus la déformation d'une structure sédimentaire, mais l'apparition d'une trace bien définie. On parle alors de trace fossile ou de "Fossitextura figurativa" selon W. SCHAFER (1956). Dans l'Oxfordien du Jura, ces traces fossiles sans être vraiment abondantes, sont suffisamment fréquentes pour conduire à des conclusions intéressantes.

1) Les terriers

a. Inventaire et interprétation

ZOOPHYCOS MASSALONGO, 1855. Les terriers de type Zoophycos sont extrêmement rares et n'ont été rencontrés que dans la formation des couches à sphérites. Ils y sont très mal conservés et souvent à peine reconnaissables, mais leur présence est indiscutable (Bénonces - BEN, Montagnieu - MTG). Le terrier proprement dit, rarement observé, présente un diamètre de 1 à 2 millimètres. En revanche, les stries arquées qui témoignent de ses positions successives dans le sédiment se voient plus facilement (fig. 134). Elles déterminent des structures qui semblent ne jamais dépasser 30 cm de diamètre. Il s'agit donc d'une taille relativement faible. Les dimensions réduites de ces traces ainsi que leur faible densité indiquent vraisemblablement que le milieu ne leur était guère favorable.

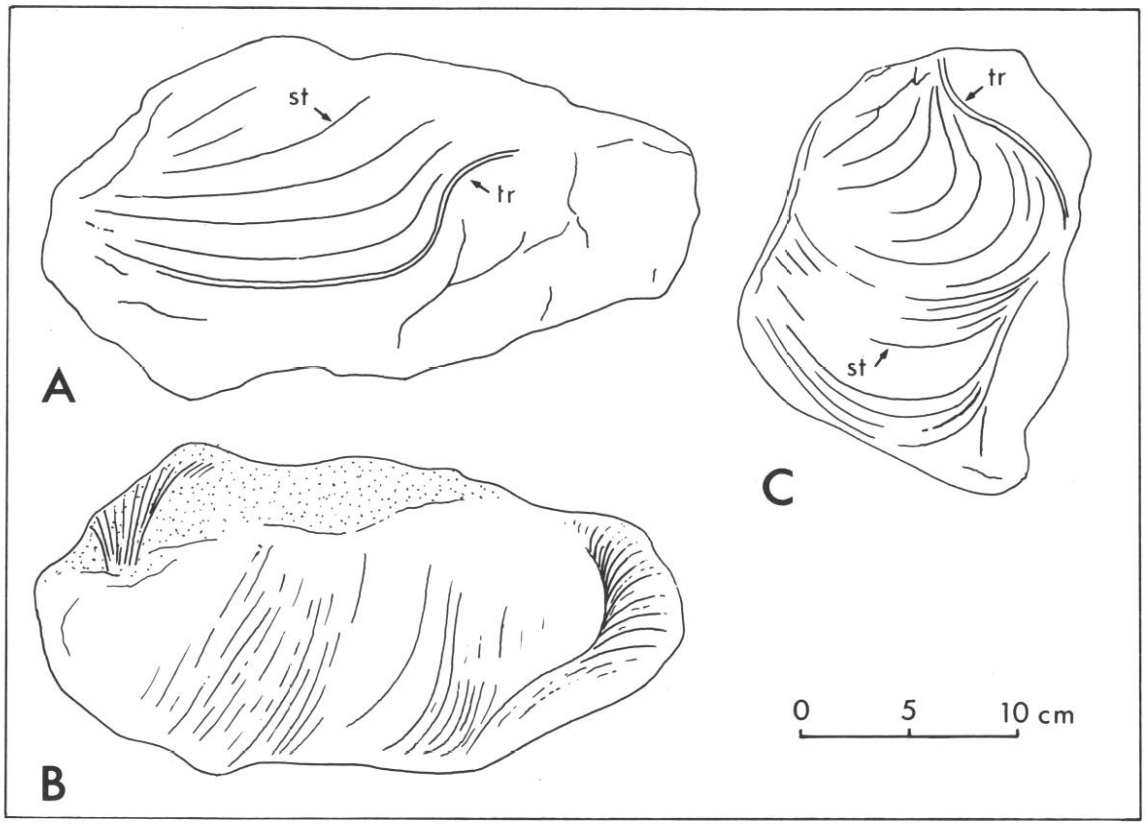


Fig. 134 – **Aspect des *Zoophycos* de l'Oxfordien du Jura.**
A - Sphérite avec *Zoophycos* - vue de dessous (Couches à sphérites, Bénonces - BEN).
B - Même spécimen - vue de dessus.
C - Sphérite avec *Zoophycos* - vue selon cassure équatoriale (Couches à sphérites, Montagnieu - MTG).
tr : terrier proprement dit, st : emplacements successifs du terrier.

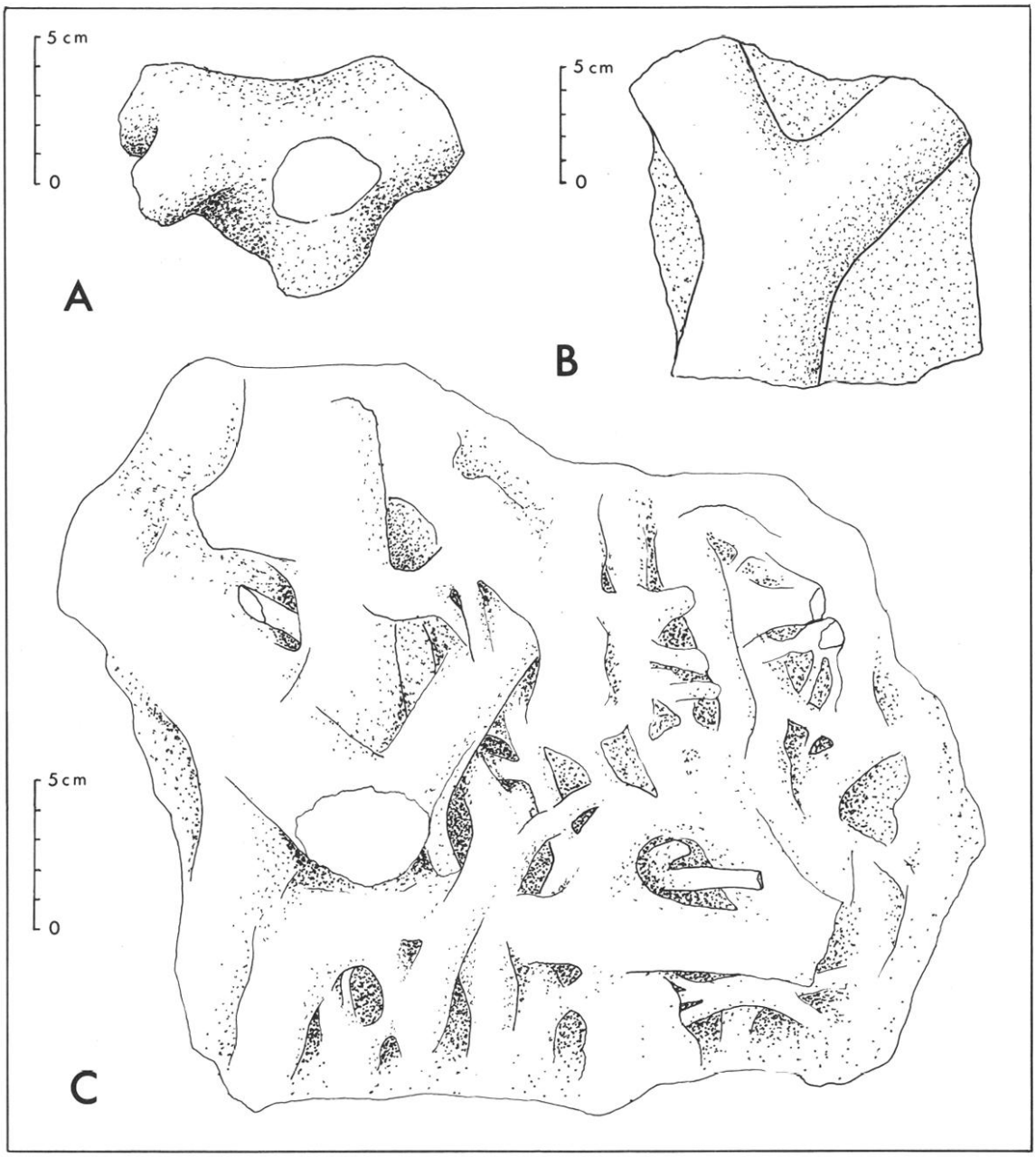


Fig. 135 – **Aspect de quelques *Thalassinoïdes* de l'Oxfordien du Jura.**
A - Fragment isolé de galerie incomplètement moulée - Niveau marneux immédiatement sous-jacent au banc de fer (Calcaires lités, Trept - TRE).
B - Galerie à moitié érodée, moulée à la surface inférieure d'un banc silteux (Calcaires lités, Mont Rivel - RIV).
C - Réseau de galeries moulé à la surface inférieure d'un banc calcaire (Calcaires lités, Mont Rivel - RIV).

On notera que cette trace fossile correspond aux "Cancellophycus" souvent cités dans la littérature française. L'ichnogenre Cancellophycus DE SAPORTA, 1873 est en effet invalide et synonyme de Zoophycos MASSALONGO, 1855. Les exemplaires jurassiens plaident tout à fait en faveur de l'interprétation la plus couramment admise : il s'agit d'une trace de nutrition creusée par un animal déplaçant et allongeant indéfiniment son terrier en U selon une spire hélicoïdale. Un tel dispositif atteste d'une remarquable stratégie pour une exploitation efficace du sédiment.

RHIZOCORALLIUM ZENKER, 1836. Les terriers de type Rhizocorallium sont tout aussi rares que les Zoophycos. Quelques exemplaires seulement ont été observés dans les niveaux bioturbés du sommet des Couches d'Effingen (sous forme d'empreintes à peine marquées - Arnans-Cuvergnat - ARC 87 d). En revanche, ils abondent dans certains niveaux de la base des Couches du Morillon (Champagnole - RIV 131). Dans ce dernier cas (fig. 138 B, pl. 28, fig. 8), il s'agit de terriers en U se développant dans un plan subhorizontal à faible profondeur. La longueur totale des exemplaires observés peut dépasser 40 cm et leur largeur hors-tout est en moyenne de 3,5 cm. Le diamètre du terrier proprement dit est d'un centimètre. Les traverses (Spreite), qui indiquent les positions successives de la courbe du U, sont mal conservées et peu visibles. Les deux branches du U sont rigoureusement parallèles, généralement subrectilignes, rarement incurvées. Aucune strie n'a été observée sur la paroi des terriers. Il ne se dégage donc aucun argument pour dire s'il s'agit d'un organisme pourvu d'appendices développés (crustacés) plutôt qu'un animal vermiforme. L'interprétation même du terrier n'est pas résolue. S'agit-il du simple terrier d'habitation d'un organisme suspensivore ou du terrier de nutrition d'un organisme limivore ? En accord avec F. T. FURSICH (1974) il semble que, vu la longueur importante du terrier et son développement horizontal, la deuxième hypothèse soit la plus vraisemblable.

THALASSINOIDES EHRENBERG, 1944. Les terriers de type Thalassinoïdes sont assez communs et ont été rencontrés depuis les Calcaires hydrauliques jusqu'aux Couches du Morillon. Ils sont particulièrement abondants au sommet de la séquence supérieure. Il s'agit fondamentalement de terriers ramifiés d'assez gros diamètre, formant des réseaux de galeries plus ou moins complexes. Leurs tailles, leurs morphologies et leurs états de conservation sont très variables (fig. 135). Les galeries ont une section subcirculaire, généralement secondairement aplatie selon le plan de stratification. Leur diamètre varie de quelques centimètres à 5 cm. Souvent, le même réseau possède des galeries dont le diamètre varie dans une proportion de 1 à 10. Le terrier se développe dans les trois directions de l'espace mais la composante horizontale est toujours prépondérante. Les embranchements se font selon des angles très variables (de 30° à 90°). La paroi du terrier est généralement quelconque mais présente parfois une surface couverte de griffures (pl. 28, fig. 5). Ceci constitue un argument sérieux pour dire qu'il s'agit de terriers de crustacés. Ces griffures peuvent être en effet interprétées comme la trace produite par les pattes de l'animal lors de ses déplacements (scratch marks). Il n'y a en revanche jamais de verrucosités ou de traces de pelotes fécales. Ce type de terrier s'éloigne donc nettement du type Ophiomorpha LUNDGREN, 1891.

Le remplissage du terrier est généralement assuré par du sédiment calcaire. Les meilleurs cas de conservation se réalisent toujours à la base des bancs calcaires (pl. 28, fig. 4). Lorsque le terrier pénètre assez profondément dans des marnes, l'injection de vase calcaire est parfois incomplète. Il en résulte des boudins calcaires aux extrémités arrondies. Lorsque le terrier se développe en milieu calcaire, le remplissage peut se faire à l'inverse par un sédiment plus marneux et donner, après altération, un aspect caverneux à la roche bioturbée. Les remplissages siliceux, exceptionnels, ont été observés à la base des Calcaires hydrauliques (Calcaires siliceux d'Arc-sous-Montenot - pl. 28, fig. 6). Dans certains cas, le fond bioturbé subit une érosion assez importante, puis ce qui subsiste du réseau de galeries est comblé par des apports détritiques ou biodétritiques (voir p. 36). L'association avec des terriers de type Chondrites est fréquente (pl. 28, fig. 3). Ces derniers se rencontrent souvent préférentiellement dans le sédiment de remplissage des Thalassinoides. De telles associations ont souvent été interprétées comme des végétaux par les anciens auteurs. Les "grosses algues" citées par L. A. GIRARDOT (1888) dans les Calcaires hydrauliques de la coupe de la Billaude (BIL) et dénommées Siphodendron girardoti par G. de SAPORTA (1884) en fournissent un bon exemple.

On s'accorde généralement à penser que ces terriers sont l'oeuvre de crustacés fouisseurs voisins de l'actuelle Callianassa. Les terriers creusés par ces animaux présentent en effet des similitudes frappantes avec Thalassinoides (WEIMER et HOYT, 1964 - SHINN, 1968 - BRAITHWAITE et TALBOT, 1972).

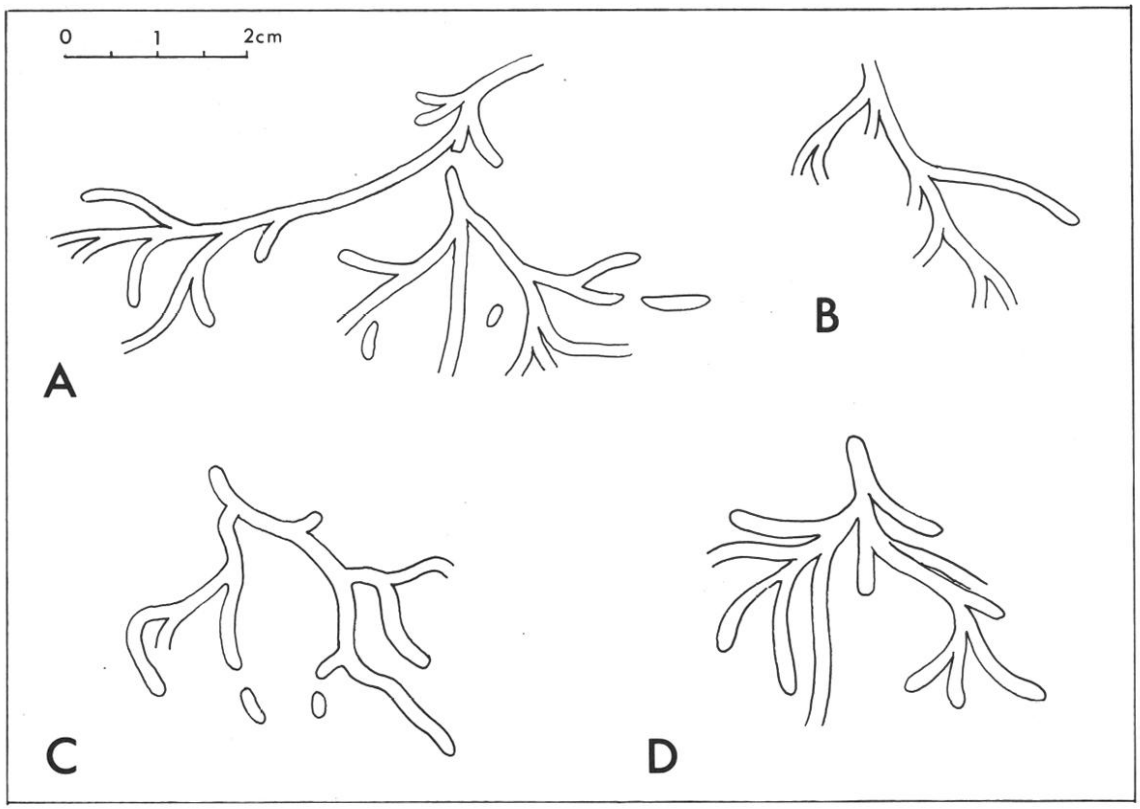


Fig. 136 – **Aspect de quelques *Chondrites* de l'Oxfordien du Jura.**
A, B - Dans le niveau marneux sous-jacent au banc de fer (Calcaires lités, Bouvesse-Quirieu - VIC).
C - Dans un niveau bioturbé à bivalves (Couches d'Effingen, Savigna - SAV).
D - Dans un banc limite (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude, Le Pontet - PON).
(voir aussi autres exemplaires pl. 28, fig. 1-2).

CHONDRITES STERNBERG, 1833. Les terriers de type Chondrites sont sans aucun doute les plus abondants et les plus caractéristiques du domaine étudié. On les rencontre dans toute la série oxfordienne du Jura. Il s'agit de terriers ramifiés de petite taille. Les galeries subcirculaires ont un diamètre variant généralement de 1 à 2 mm. Les plus grandes ne semblent pas dépasser 10 cm de long. Les galeries d'un même ensemble ont une largeur égale et constante. Leur paroi est lisse. Elles présentent des ramifications assez régulièrement disposées, dendritiques, et évoquant des traces végétales. Les embranchements se font selon des angles aigus souvent de 20° à 30°, jamais au-dessus de 45°. Ils n'illustrent pas une dichotomie, mais plutôt un départ de galeries secondaires. Il est impossible d'avoir une vue globale du terrier. Les meilleures conditions d'observation se réalisent dans les niveaux marneux ou marno-calcaires feuilletés où son développement est horizontal (fig. 136, pl. 28, fig. 1, 2). Dans les niveaux plus massifs, son organisation est moins évidente et la confusion avec d'éventuels autres ichnogenres devient possible. L'aspect final de la trace dépend évidemment de la nature de l'en-

caissant et de celle du remplissage. Tous les cas de figures sont possibles. Les remplissages pyriteux sont assez fréquents. Dans les lavages de marnes, les fragments de Chondrites se présentent sous forme de petits corps calcaires cylindriques avec, parfois , des départs de ramifications.

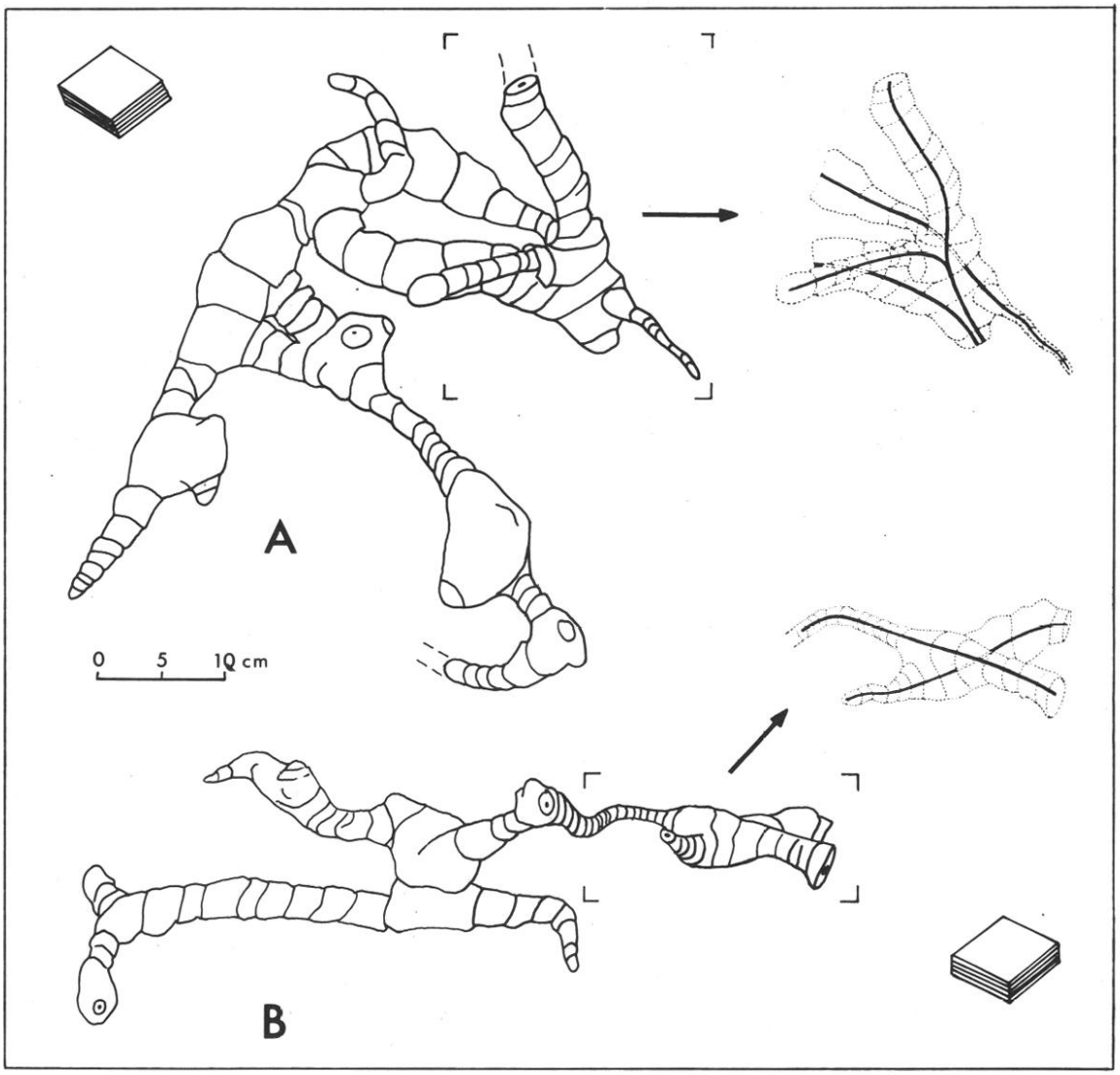


Fig. 137 – ***Paratisoa contorta*** **GAILLARD, 1972** (Couches d'Effingen - Saint-Claude, Le Crêt Pourri - CPR).
A : Holotype. B : Paratype 2 d'après la figuration originale.
Les secteurs représentés "en écorché" montrent les rapports effectifs entre les galeries. Les parallélépipèdes représentent un fragment de la couche encaissante avec la même orientation que le terrier correspondant.

L'interprétation de l'ichnogenre est encore assez controversée (discussion in OSGOOD, 1970). En ce qui concerne les exemplaires oxfordiens, le fait que les systèmes de galeries ne se recoupent que très rarement (phénomène de phobotaxie) a été vérifié et plaide en faveur d'une exploitation optimale du sédiment. De même, le fait qu'ils pénètrent préférentiellement dans le remplissage de terriers anciens (Thalassinoides) semble bien prouver une recherche systématique de sédiment riche en matière organique. Il s'agit donc très vraisemblablement d'un animal limivore et l'hypothèse du terrier d'habitation d'un animal suspensivore (TAUBER, 1949) semble devoir être rejetée. Enfin, le fait que les galeries s'insinuent très profondément dans les terriers de type Thalassinoides ne semble pas s'accorder avec l'hypothèse d'un organisme épibionte travaillant depuis la surface (SIMPSON, 1957). En conclusion, les Chondrites de l'Oxfordien du Jura doivent logiquement être interprétés comme des terriers de nutrition (feeding structures) d'organismes endobiontes limivores. On notera enfin que ces animaux, bien qu'assez ubiquistes, proliféraient surtout dans les épandages de sédiments de très faible granulométrie.

PARATISOA GAILLARD, 1972. Parmi les concrétions calcaires liées à la bioturbation, certaines se sont formées autour de terriers d'un type suffisamment bien défini pour justifier la création d'un ichnogenre. Sa diagnose originale, dont la rédaction dépend trop fortement de la comparaison avec l'ichnogenre TISOA DE SERRES, 1840, doit être émendée. Elle devient alors :

" Trace fossile correspondant à un terrier constitué d'un réseau de galeries tubulaires, ramifiées et entourées d'un épais manchon de calcaire concrétionné ".

Paratisoa contorta GAILLARD, 1972 représente l'espèce-type et la seule espèce actuellement connue de l'ichnogenre (fig. 137, pl. 28, fig. 7). Il s'agit d'un terrier de grande taille (de l'ordre du mètre) constitué de plusieurs galeries ramifiées et contournées. Le diamètre de celles-ci varie de 0,3 à 0,6 cm. Celui du manchon calcaire qui les entoure de 0,5 à 6 cm. Les galeries sont souvent comblées par un remplissage ferrugineux. Pour plus de précisions on se reportera à la description originale.

L'interprétation de cette trace comme terrier d'habitation d'annélide fouisseur reste très hypothétique. Sa présence n'est certaine que dans les Couches d'Effingen et dans la partie nord-est du secteur étudié (Le Crêt Pourri - CPR, La Billaude - BIL, La Chaux-du-Dombief - CDD). Il est probable que les conditions de fossilisation assez particulières qu'elle doit réclamer expliquent sa rareté.

Autres terriers. Sont regroupés sous l'appellation "terriers de type A", des terriers non ramifiés, de longueur décimétrique à pluridécimétrique, rectilignes à légèrement sinueux et à section d'ordre centimétrique, circulaire à ellipsoïdale (fig. 138 C). Ils ne montrent aucune ornementation particulière et leur orientation est quelconque. Certains sont obliques, d'autres subhorizontaux (type Planolites ?) et d'autres parfaitement verticaux (type Skolithos ?). Ils sont présents en petit nombre dans tous les faciès fins de l'Oxfordien.

Il existe évidemment d'autres terriers dont les caractères restent trop mal définis pour leur permettre d'être rattachés à un ichnogenre précis. On signalera seulement l'existence de très rares terriers de type TEICHICHNUS SEILACHER, 1955 dans les Calcaires lités (fig. 138 A).

La figure 139 donne une idée schématique de la répartition et de l'abondance des principaux types de terriers observés dans les différentes formations oxfordiennes.

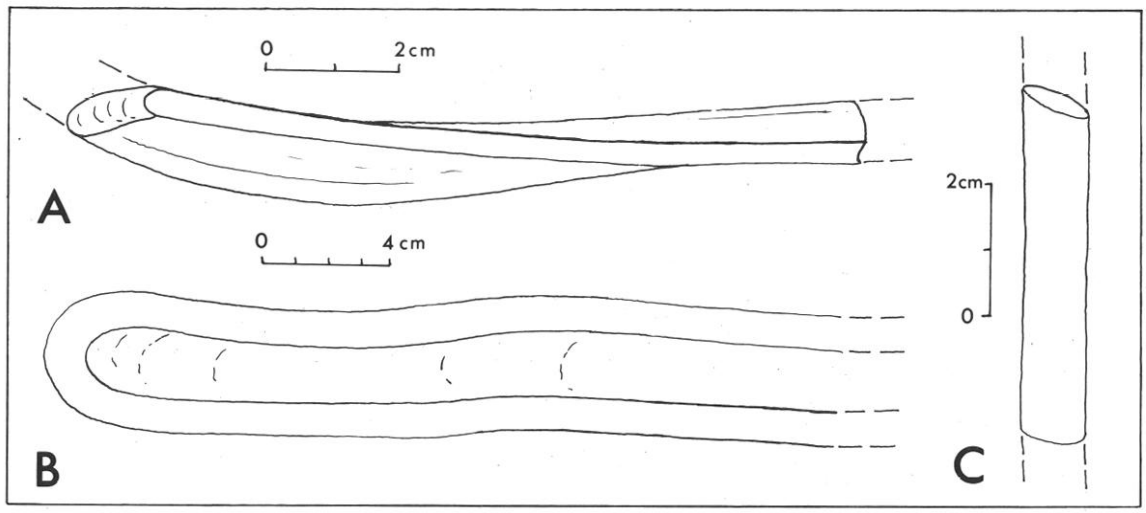


Fig. 138 – **Quelques autres terriers de l'Oxfordien du Jura.**
A - *Teichichnus* (Calcaires lités, Trept - TRE). B - *Rhizocorallium* (Couches du Morillon, Mont Rivel - RIV).
C - "Terrier de type A" (Calcaires lités, Trept - TRE).

b. Terriers et bathymétrie

Depuis les travaux de A. SEILACHER (1967), il est devenu assez habituel d'utiliser les traces fossiles pour tenter une interprétation bathymétrique. Il est évident qu'aucun ichnogenre, pris isolément, n'a une signification précise et que l'entreprise n'a de valeur que si l'on considère les traces dans leur ensemble. Seul l'examen de la distribution générale des traces fossiles du bassin peut conduire à un résultat sérieux.

En ce qui concerne l'Oxfordien du Jura méridional, on notera la remarquable fréquence de l'association Chondrites/Thalassinoides. Ce n'est qu'à la base de la séquence oxfordienne (Couches à sphérites) que l'on rencontre des Zoophycos, traces considérées dans la plupart des cas comme relativement profondes. A l'inverse, il faut attendre le sommet de l'Oxfordien pour rencontrer de véritables fonds à Rhizocorallium (Couches du Morillon) caractéristiques de milieux peu profonds. Il semble donc que l'association à Chondrites et Thalassinoides représente ici un milieu intermédiaire entre le milieu à Rhizocorallium et celui à Zoophycos. Or, dans son essai de zonation bathymétrique, A. SEILACHER (1967) distingue justement un faciès à Cruziana intermédiaire entre un faciès à Glossifungites (= Rhizocorallium) moins profond et un faciès à Zoophycos plus profond. On rappellera que le faciès à Cruziana caractérise généralement les plates-formes externes. La coïncidence avec les conclusions de A. SEILACHER est donc trop remarquable pour ne pas être soulignée : l'association à Chondrites et Thalassinoides doit correspondre, à l'Oxfordien, au faciès à Cruziana. L'étude des traces fossiles confirme bien ainsi l'interprétation générale du domaine étudié, précédemment obtenue par d'autres méthodes.

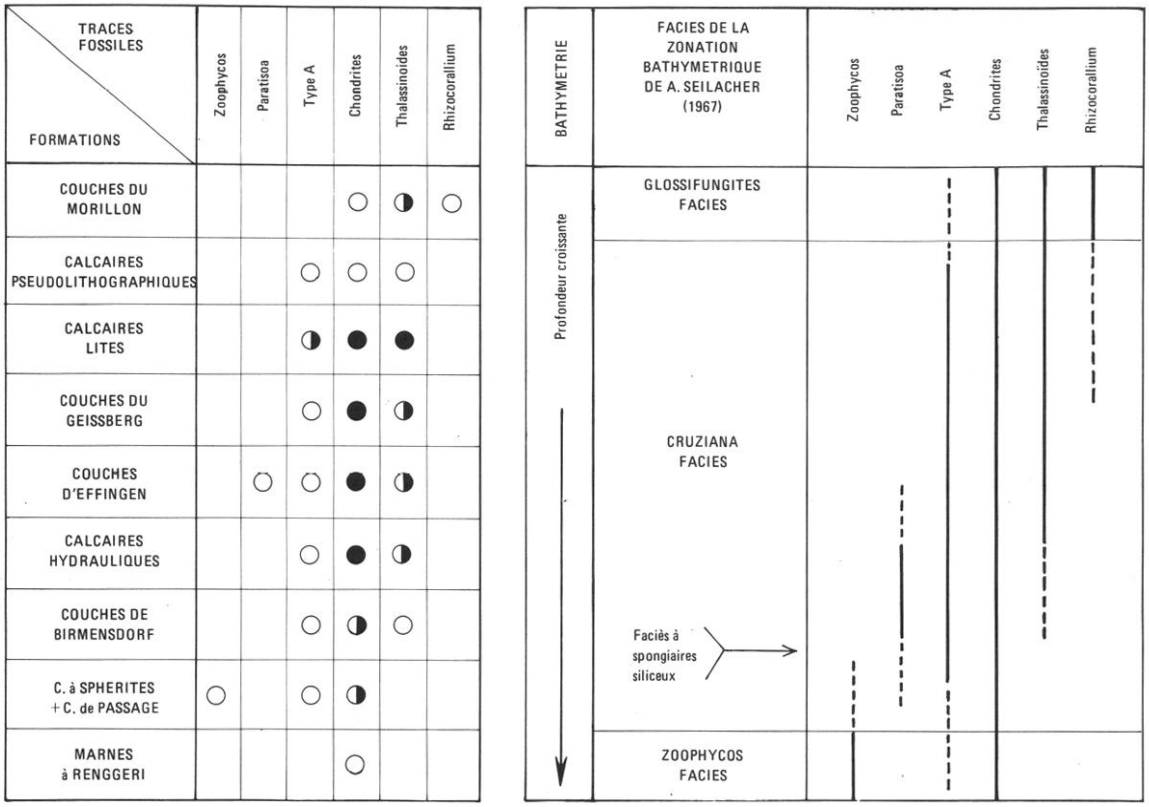


Fig. 139 - **Répartition des principaux types de terrier dans les différentes formations de l'Oxfordien du Jura.**
○ : rare, ◑ : peu abondant, ● : assez abondant
Fig. 140 - **Essai de répartition bathymétrique des traces fossiles observées dans l'Oxfordien du Jura.**

Enfin, sans sortir du cadre du bassin étudié, et d'après ce que l'on sait par ailleurs sur son évolution, il est possible de présenter, en fonction des associations constatées, un essai de répartition bathymétrique des traces fossiles (fig. 140). On notera que les Thalassinoides sont assez abondants au sommet de la séquence supérieure et très rares dans la séquence inférieure. Il est vraisemblable que la profondeur de dépôt de la base de l'Oxfordien n'était guère favorable à ce type de terrier qui, malgré une répartition bathymétrique supposée large (BROMLEY, 1967) prolifère habituellement en domaine littoral (FARROW, 1966). On notera enfin que les niveaux à spongiaires siliceux aussi bien ceux des Couches de Birmensdorf que ceux des Calcaires lités, se situent dans la partie inférieure de la zone d'extension du faciès à Cruziana. Ils se placent même assez précisément entre le faciès à Thalassinoides et le faciès à Zoophycos.

c. Terriers et taux de sédimentation

Les niveaux riches en terriers présentent l'intérêt de souligner de petites discontinuités sédimentaires. Leur apparition est d'abord fondamentalement le signe d'une sédimentation ralentie. Cette dernière permet en effet la colonisation du fond par les communautés endobiontes, puis leur

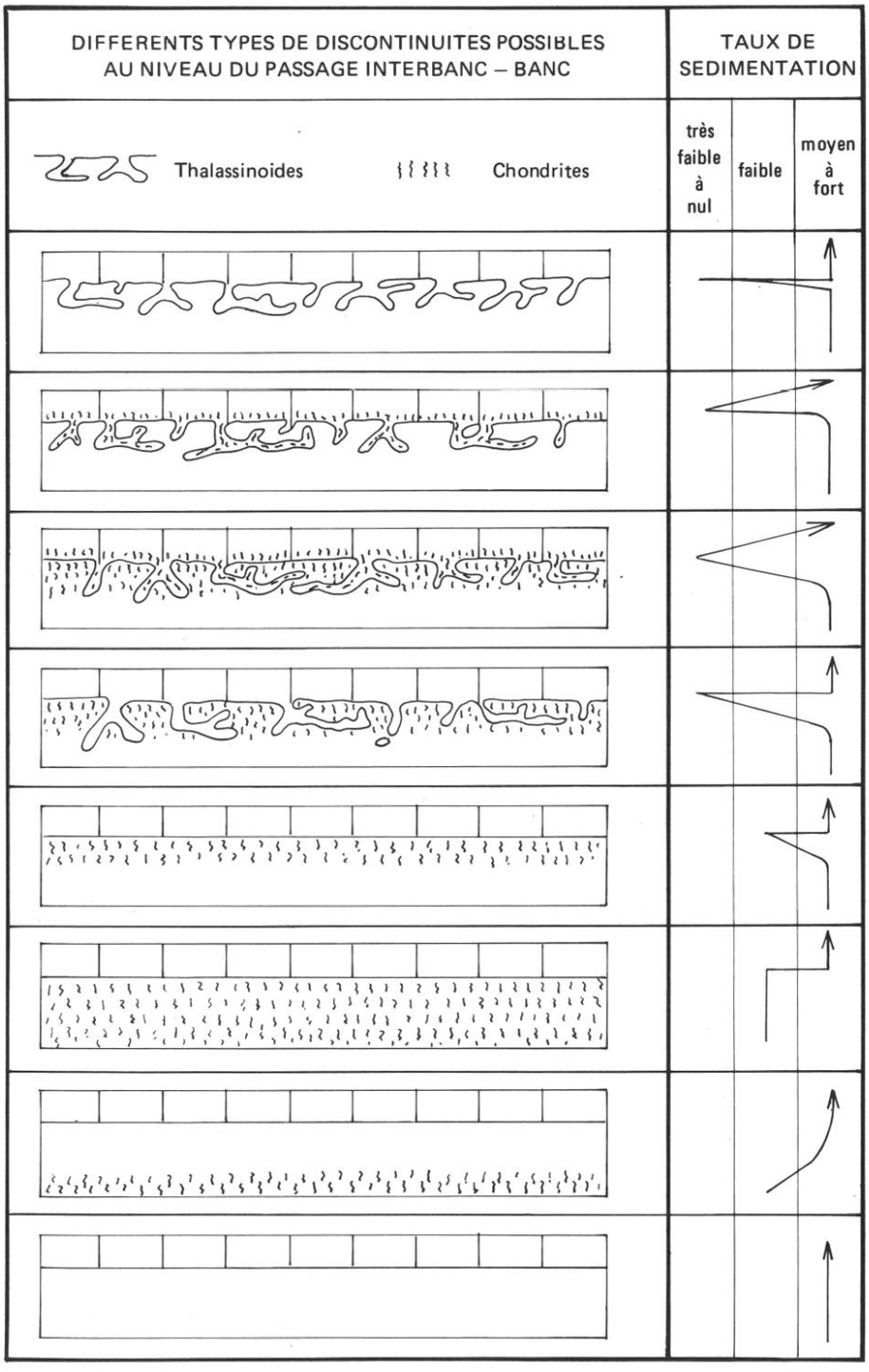


Fig. 141 – **Essai d'interprétation de certaines discontinuités sédimentaires en fonction de la répartition des *Chondrites* et des *Thalassinoides*.**

subsistance ou leur prolifération. Son action favorable est à la fois directe car les organismes n'ont pas à lutter contre un envasement excessif, et indirecte, car corrélativement, ceux-ci disposent d'un sédiment plus concentré en matière organique nutritive. Elle permet enfin un certain raffermissement du substrat indispensable pour la préservation des galeries.

La disparition des terriers est, à l'inverse, le signe d'une sédimentation plus active. Il arrive parfois que, face à une sédimentation modérée, une partie de la communauté ait la possibilité de réagir en se réhaussant. Cette réaction produit des figures de fuite ou "espace-traces" (voir REINECK, 1958). Mis à part quelques cas discutables (à propos de Chondrites) de véritables figures de ce type n'ont pas été observées.

La reprise de sédimentation s'accompagne souvent d'un changement dans la nature de l'apport sédimentaire. C'est ce double phénomène qui permet une bonne conservation des terriers. Le cas des Thalassinoides est particulièrement démonstratif : les spécimens caractéristiques se trouvent en effet systématiquement en base de bancs calcaires. Creusés dans la vase argilo-calcaire, ils ont pu être comblés à la mise en place de la vase calcaire et moulés assez facilement. Le fait que ces terriers soient ou ne soient pas retravaillés par des Chondrites renseigne d'autre part sur le rythme de cette reprise de sédimentation. Si elle n'est pas trop brutale, les Chondrites auront le temps d'exploiter la matière organique restée dans les terriers abandonnés.

Cette dernière observation, ainsi que d'autres considérations (notamment la nécessité d'un substrat plus ferme pour les Thalassinoides) a conduit à la conclusion que les Chondrites sont plus tolérants que les Thalassinoides vis-à-vis de la sédimentation. Il apparaît ainsi que ces deux types de terriers, bien représentés dans le bassin, traduisent un comportement légèrement différent et utile pour l'évaluation du taux de sédimentation. Leur association sur le terrain n'est qu'une apparence ; en fait ils semblent se succéder. Alors que les niveaux à Chondrites ponctuent des variations sédimentaires de faible importance et plus banales, les niveaux à Thalassinoides, plus rares, sont toujours associés à des discontinuités plus importantes et proches de l'interruption totale de sédimentation. La figure 141 schématise, à partir d'observations faites sur le terrain, les interprétations déduites de la répartition de ces deux types de traces.

Un très bon exemple d'application nous est fourni par les niveaux à spongiaires des Calcaires lités. Dans l'Ile Crémieu, après l'importante phase de sédimentation marneuse et calcaréo-marneuse des Couches d'Effingen et des Couches du Geissberg, le dépôt des Calcaires lités marque incontestablement un répit important. Dès l'extrême sommet des Couches du Geissberg, le faible taux de sédimentation permet l'installation d'un benthos où cohabitent spongiaires et Chondrites (niveaux 9z et 11 - fig. 63). La compétition pour la colonisation du fond tourne ensuite au désavantage de l'endofaune et à l'avantage de l'épifaune (et des éponges en particulier) qui élimine les Chondrites (faciès grumeleux : niveaux 13 a à 13 f). Il est intéressant de constater qu'après la disparition des spongiaires, suite à une petite phase de sédimentation plus active, les Chondrites sont seuls à réapparaître, démontrant leur plus grande efficacité dans la colonisation des fonds vierges (niveau 13 g). Les spongiaires, handicapés par leurs mauvaises capacités de dispersion, n'ayant pas la possibilité de se réinstaller, ce sont les Thalassinoides qui leur succèdent, profitant d'un arrêt presque total de la sédimentation. Ces derniers sont ensuite fossilisés grâce à l'apport calcaire du "banc de fer" (niveau 14).

La présence quasi-systématique de niveaux à Chondrites au toit des épisodes à spongiaires doit être soulignée. On les retrouve au-dessus du troisième niveau à spongiaires des Calcaires lités de l'Ile Crémieu (base de l'ensemble marneux intermédiaire - niveaux 43 à 46) et dans les bancs terminaux ("bancs limites") du niveau sommital des Couches de Birmensdorf.

C'est bien la preuve du dérèglement du régime sédimentaire qui présidait au développement des fonds à spongiaires. Ceci confirme également la précarité de l'équilibre nécessité pour le maintien de ces derniers.

2) Les perforations

Elles apparaissent presque systématiquement dès que se présente un substrat dur. Elles affectent soit des éléments durs dispersés sur un fond meuble (coquilles ou autres débris squelettiques, éléments concrétionnés ...) soit l'ensemble du fond, attestant ainsi de sa lithification. Dans tous les cas elles sont le signe d'une sédimentation nulle ou très ralentie. Elles constituent ainsi le terme ultime d'une séquence Chondrites-Thalassinoides-Perforations indiquant un raffermissement progressif du substrat jusqu'à sa lithification. Leur intérêt ne se limite pas à la période de sédimentation puisque, plus tard, elles constituent des voies de pénétration dans la roche et facilitent la dolomitisation ou d'autres cristallisations secondaires (pl. 18, fig. 6).

a. Perforations de bivalves lithophages

Ce sont les plus évidentes et les plus classiques (pl. 18, fig. 4, 5). Elles se remarquent aisément par leur forme régulière très caractéristique, mais leur taille reste relativement modeste. En général leur diamètre ne dépasse pas 1 cm et leur profondeur 2 cm. Les valves du perforant [genre(s) indéterminé(s)] restent souvent en place dans leur trou. Les cas de coquilles emboîtées sont assez fréquents et attestent de l'utilisation de la même perforation par deux générations d'organismes (pl. 29, fig. 1). Lorsqu'elles sont vides, ces perforations présentent souvent des organismes sessiles fixés sur les parois (pl. 29, fig. 2). Ces divers phénomènes prouvent un séjour prolongé d'un substrat dur sur le fond.

b. Perforations filiformes

Elles ont un diamètre constant d'ordre millimétrique, une longueur centimétrique à pluri-centimétrique et un trajet faiblement sinueux. Elles ne montrent aucun reste squelettique de leur auteur. Il s'agit vraisemblablement d'annélides polychètes ou de sipunculides (BROMLEY, 1970, 1977- WARME, 1977). Leur association avec des perforations de bivalves est banale et typique de hardgrounds (BROMLEY, 1975). Elle est relativement fréquente au toit des biohermes à spongiaires.

c. Perforations de cirripèdes

Ces perforations, de taille millimétrique et de forme caractéristique, n'ont été observées que sur quelques rares rostres de bélemnites des Couches d'Effingen (Savigna - SAV 1). On signalera donc seulement leur présence en notant qu'elles présentent une orientation préférentielle semblable à celle décrite par A. SEILACHER (1968). C'est peut-être le signe, comme le pense cet auteur, d'une colonisation pre-mortem des rostres de bélemnites.

d. Microperforations diverses

Nombreuses, variées et souvent méconnues, elles justifieraient, à elles seules, une étude. Les plus spectaculaires se rencontrent dans les coquilles épaisses de gros bivalves et sont en partie comparables aux perforations de grande taille vues précédemment. Elles s'observent dans de bonnes conditions lorsqu'elles ont été complètement moulées par un remplissage vaseux et que le test de leur hôte a été dissout. Dans ces conditions, beaucoup se présentent sous forme de petites massues (bivalves) ou de petits cylindres allongés et sinueux (polychètes? sipunculides ?). Les animaux dont le test est préservé (cas des huîtres notamment) montrent parfois des perforations très fines formant des réseaux complexes de canalicules dont le diamètre est de l'ordre de quelques dizaines de microns. Il faut enfin si-

gnaler les nombreuses microcavernes qui affectent tous les éléments squelettiques calcaires amenés à séjourner sur le fond. Les auteurs possibles sont nombreux et restent indéterminés. Ces microperforations ont un rôle important dans les phénomènes de micritisation (pl. 29, fig. 5, 7, 8). En multipliant les anfractuosités dans les débris, elles créent enfin des micromilieux favorables à la glauconitisation ou à la pyritisation (pl. 29, fig. 6).

e. PODICHNUS BROMLEY et SURLYK, 1973

Parmi les nombreux types de microperforations rencontrés, un seul peut être rattaché à un ichnogenre précis. La trace se présente sous forme d'un ensemble de plusieurs dizaines de petits trous arrondis disposés en rosace. Le diamètre de l'ensemble varie de 1 à 3,5 mm. Selon R. G. BROMLEY et F. SURLYK (1973) il s'agit de la trace produite par la fixation d'un brachiopode possédant un pédoncule digité. L'extrémité de chacune des digitations serait capable de creuser un point d'ancrage, par dissolution, dans un substrat calcaire. Le phénomène est connu dans la nature actuelle avec certaines rhynchonelles et térébratulines. Dans l'Oxfordien du Jura, il n'a été constaté que sur quelques rares coquilles de térébratules. Cette trace est surtout associée à l'espèce Aromasithyris aff. semifarcinata (voir discussion p. 347). Elle est illustrée par A. BOULLIER (1976) qui l'a également signalée sur quelques exemplaires de Dorsoplicathyris prolifera.

3) Les traces de locomotion

Une seule trace peut être rattachée à cette catégorie. Il s'agit d'une trace en relief sur la surface supérieure de bancs (Epichnia). Elle n'a été observée que dans la formation des Calcaires lités et dans le gisement du Mont Rivel (pl. 31, fig. 1, 2). Il semble que l'on puisse la rattacher à l'ichnogenre CHEVRONICHNUS HAKES, 1976. Il s'agit d'un sillon plus ou moins sinueux traversé transversalement par des crêtes en forme de chevrons. La longueur maximale observée est de 10 cm et la largeur varie de 4 à 9 cm. La hauteur des crêtes comme la profondeur du sillon ne dépasse pas 1 mm. Le dessin des chevrons est très variable : lorsque le sillon correspond à une gouttière large, les crêtes le traversent sans trop s'atténuer et en dessinant un V très ouvert. Lorsque le sillon est étroit, les crêtes semblent s'interrompre à son niveau et le V qu'elles dessinent est beaucoup plus aigu. Ces variations sont vraisemblablement liées à la profondeur de pénétration de l'auteur de la trace dans le sédiment. On observe parfois à une extrémité de la trace une petite dépression plus profonde que le sillon, entourée d'un bourrelet et qui prouverait que l'organisme responsable de la trace avait la faculté de s'enfouir totalement dans le sédiment.

L'interprétation de cette trace est délicate. L'hypothèse d'une trace purement mécanique doit être envisagée : trace de roulage ou roll-mark d'un objet costulé tel une coquille d'ammonite ? Elle semble pouvoir être écartée vu l'importance des variations morphologiques, l'absence de toute orientation préférentielle pour l'ensemble des traces observées sur une même surface et la terminaison de certaines de ces traces dans des dépressions creusées dans le sédiment. Si l'on retient donc l'hypothèse d'une trace biologique, il ne peut s'agir que d'une trace de locomotion, comme l'a d'ailleurs admis d'emblée W. G. HAKES, l'auteur de l'ichnogenre. Pour lui, l'espèce-type du genre, Chevronichnus imbricatus, correspondrait à une trace de locomotion de bivalve. En effet, certains spécimens de ces traces se terminent à l'une de leurs extrémités, par une trace évoquant l'ichnogenre LOCKEIA (= trace de repos ou resting-trace de bivalve semi-enfoui). On sait par ailleurs que certains bivalves (tel Cardium edule) peuvent produire des traces en chevron lors de leurs déplacements au sein du sédiment. En ce qui concerne les traces oxfordiennes (l'ichnogenre a été décrit dans le Pennsylvanien du Kansas) l'intervention de bivalves n'a pu être prouvée. Il n'a d'autre part été trouvé aucune trace de type Lockeia. Toutefois les niveaux concernés sont riches en bivalves et ces organismes restent les auteurs les plus probables de la trace. En fait, d'autres organismes sont capables de produire des traces similaires comme certains gastéropodes (HOWARD et DORJES, 1972) ou supposés capables comme cer-

tains crustacés. Des traces semblables ont du reste été attribuées, avec erreur semble-t-il, à l'ichnogenre Crossopodia (BANDEL, 1967). En fait, les traces de locomotion d'invertébrés sont encore trop mal connues dans la nature actuelle pour permettre des études interprétatives poussées. Nous conclurons en disant que Chevronichnus peut être interprété ici comme la trace de locomotion d'un organisme vagile hemiendobionte d'attribution systématique incertaine.

4) Les coprolithes

Ils sont tous de petite taille et peuvent être qualifiés de microcoprolithes. Si l'on excepte les pellets d'origine incertaine (p. 50), les véritables pelotes fécales semblent assez peu variées. Certaines sont encore concentrées dans le terrier de l'organisme qui les a produites (pl. 27, fig. 7) mais il s'agit toujours de cas isolés et rares. Il n'a jamais été trouvé de microcoprolithes de crustacés aux perforations caractéristiques. Le seul type de microcoprolithe abondant et typique du bassin étudié se rattache à l'ichnogenre COPRULUS RICHTER et RICHTER, 1939. Ce sont de petits corps cylindriques plus ou moins aplatis, cannelés longitudinalement, de taille millimétrique et de nature micritique. Le nombre, la taille, la forme et la répartition des cannelures ont permis de caractériser trois ichno-espèces dont la première est très nettement dominante : Coprulus gramanni, Coprulus hexastriatus et Coprulus hemistriatus (diagnoses originales, historique et discussion in GAILLARD, 1978). Il existe de sérieux arguments pour interpréter ces traces comme pelotes fécales de bivalves et plus particulièrement de nuculidés. Cela suppose donc l'existence très fréquente de fonds à nucules alors que ces dernières n'ont pratiquement pas laissé de restes squelettiques. On sait que les nucules sont des bivalves endobiontes et détritivores (labial palp deposit feeders). La relativement grande abondance des coccolithes dans les Coprulus oxfordiens (pl. 42, fig. 1-4) montre que la couche superficielle de sédiment exploitée par ces animaux devait être riche en cadavres de coccolithophoridés. L'existence d'un tel film organo-détritique sur le fond implique un milieu calme et connaissant de fréquentes périodes à taux de sédimentation peu élevé.

L'étude détaillée de la répartition des Coprulus dans l'ensemble du bassin a également conduit à des résultats intéressants (fig. 149 à 154). Les Coprulus se sont en effet toujours révélés extrêmement discrets dans la séquence inférieure (Marnes à Creniceras renggeri, Couches à sphérites, Couches de passage, Couches de Birmensdorf). Ils ne sont devenus abondants que dans la formation des Calcaires hydrauliques dont le membre supérieur semble annoncer déjà, au Nord-Ouest du bassin, la séquence supérieure. Avec celle-ci, les Coprulus envahissent la totalité du Jura méridional et fournissent un des principaux microfossiles (90 % des microfossiles dans certains niveaux). Toutefois, leur abondance relative reste assez fluctuante. On retiendra que l'évolution de leur répartition est étroitement liée à l'évolution générale de la sédimentation du bassin. Ce phénomène sera réexaminé ci-après en fonction d'autres facteurs (p. 325).

B – LES ENCROÛTEMENTS BIOLOGIQUES

L'étude des faciès construits à spongiaires a déjà montré le rôle fondamental tenu par les encroûtements d'origine biologique. Or ces phénomènes d'encroûtement dépassent largement le cadre des formations à spongiaires et se révèlent d'un grand intérêt pour l'étude sédimentologique de l'Oxfordien du Jura. Ils se manifestent tout particulièrement dans certains niveaux de la séquence supérieure présentant, selon la dénomination de P. CHOFFAT (1878) le "faciès grumeleux".

I - LE FACIES ONCOIDIQUE A NUBECULAIRES

1) Historique

Dans son "Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional", P. CHOFFAT (1878) distingua plusieurs faciès dans l'Oxfordien supérieur. Parmi ceux-ci, le "faciès grumeleux" correspond à des "couches à grosses concrétions rugueuses alternant souvent avec des bancs marneux ou marno-calcaires présentant le faciès vaseux". L'extérieur de ces concrétions est "hérissé de petites rugosités" et l'intérieur "fait voir que ce sont des oolithes à plusieurs centres".

Ce faciès bien caractéristique fut signalé par la suite mais jamais décrit en détail. A. RICHE (1902) a écrit par exemple : "Le Rauracien"(zone à Pelt. bimammatum) renferme des bancs marneux remplis de concrétions arrondies à surface rugueuse de toutes grosseurs, depuis celle du pois jusqu'à celle d'une tête d'enfant. C'est le faciès grumeleux de M. CHOFFAT". L'interprétation du faciès est tout aussi floue. Il semble que les auteurs jurassiens s'accordent à attribuer ces encroûtements à des spongiaires. E. JACQUEMIN (1891), qui place ce faciès dans son "Glypticien", parle d'hexactinellides encroûtants et A. RICHE (1911) écrit : "Dans la partie NW du Jura méridional, c'est-à-dire sur la majeure partie occidentale de la feuille de Saint-Claude et sur la moitié Nord de la feuille de Nantua, le Rauracien inférieur renferme des concrétions rugueuses, de grosseurs diverses, dont la surface irrégulière est encroûtée par un enduit qui semble dû à des spongiaires". Plus récemment, R. ENAY (1966) a classé le faciès grumeleux des Calcaires lités comme un faciès particulier des formations à spongiaires (type biostrome) et écrit : "les concrétions calcaires sans fossiles en leur centre, avec leur texture grumeleuse, paraissent dues uniquement aux spongiaires". La définition que donne A. ROLLET (1968) du faciès grumeleux est encore plus affirmative : "le calcaire est grossier et renferme des concrétions rugueuses aplaties, orangées, qui sont des encroûtements de débris par les spongiaires".

Il est étonnant que ce faciès si particulier n'ait fait l'objet ni de description plus précise, ni d'illustration et, à fortiori, ni d'interprétation solidement argumentée. Cela tient au fait que l'on s'intéressa beaucoup plus à l'aspect stratigraphique de ces niveaux repères qu'à leur aspect purement sédimentologique. Une description détaillée s'impose donc.

2) Les concrétions grumeleuses

a. Morphologie

Les concrétions grumeleuses sont des corps sédimentaires de nature calcaire et de forme arrondie. On les rencontre indifféremment dans des matrices calcaires ou marneuses (pl. 21, fig. 1,2). C'est évidemment dans ces dernières qu'elles permettent une étude morphologique satisfaisante. Elles se dégagent en effet parfaitement de leur encaissant sous l'action d'une érosion très modérée. Elles peuvent être subsphériques, aplaties, allongées selon un axe, ou de forme plus quelconque mais elles sont toujours arrondies (pl. 21, fig. 8, 9). Leur taille est très variable. Leur "diamètre" se situe généralement entre 0,5 et 20 cm. Il existe une certaine liaison entre la taille et la forme dans la mesure où les concrétions les plus volumineuses sont toujours aplaties (pl. 21, fig. 5). Leur surface est caractérisée par de nombreuses verrucosités qui leur donnent un toucher très rugueux. Ces verrucosités les font ressembler extérieurement aux éponges siliceuses encroûtées du faciès grumeleux à spongiaires. Cette ressemblance est très certainement à l'origine de l'interprétation de ces concrétions comme encroûtements dus à des éponges.

b. Structure

En section, les concrétions apparaissent comme des taches plus ou moins nuageuses généralement organisées autour d'un nucléus central (pl. 21, fig. 4). Elles sont toujours plus teintées que le sédiment encaissant. Elles apparaissent gris bleu foncé dans les calcaires frais et jaune rouille dans les calcaires altérés.

- Le nucléus est situé assez exactement au centre de la concrétion. Il est de nature, de forme et de taille parfaitement quelconques. Il est généralement représenté par des coquilles ou autres débris squelettiques des organismes les plus abondants du milieu (brachiopodes, bivalves, échinodermes, serpules ...). Ce peut être, mais dans de rares cas seulement, des éponges. On notera que ces nucléus peuvent être des coquilles entières (valves en connection de brachiopodes) ou des valves intactes de lamellibranches fragiles (tels les Chlamys). A l'inverse, le nucléus peut n'être représenté que par un débris de petite taille. Il peut donc paraître absent, étant seulement hors du plan de section.

- L'encroûtement a une importance extrêmement variable. Ce peut n'être qu'une mince pellicule. Dans ce cas, la concrétion apparaîtra sous la forme d'un fossile légèrement encroûté (pl. 21, fig. 7 a-b). Le phénomène est par exemple fréquent avec les brachiopodes toujours très nombreux dans le faciès. Comme l'a démontré A. ROLLET (1968), le fait que ce léger encroûtement épargne assez souvent le foramen des térébratules tend à prouver qu'il pouvait commencer du vivant de ces dernières. Lorsqu'il prend de l'importance, l'encroûtement se développe uniformément sur toute la surface du nucléus. Il en laisse encore deviner la forme (pl. 21, fig. 6 a-d) puis acquiert une morphologie arrondie de plus en plus banale. Il existe ainsi tous les termes de passage depuis des bancs coquilliers ou finement bioclastiques, jusqu'à des bancs riches en grosses concrétions.

La structure interne de l'encroûtement est complexe. Elle apparaît sous la forme de zones foncées, buissonnantes se développant à partir du nucléus. On y rencontre essentiellement des sections de nubéculaires (Nubeculinella ? Nubecularia ? pl. 20, fig. 5-8) et quelques zones micritiques évoquant les croûtes stromatolithiques déjà décrites sur les éponges (pl. 23, fig. 6). L'ensemble paraît essentiellement structuré par les loges encroûtantes des nubéculaires. L'encroûtement est donc fondamentalement assez proche de celui des éponges, mais il s'en distingue par une croissance sans doute plus lente et plus irrégulière. Cela permet le développement parallèle d'autres organismes encroûtants tels les serpules (pl. 21, fig. 8 ; pl. 22, fig. 4, 6 ; pl. 23, fig. 2, 3) et d'autres foraminifères sessiles. Parmi ces derniers on notera l'absence ou l'extrême rareté des formes agglutinantes caractéristiques des faciès à éponges, et l'abondance de Bullopora tuberculata. Les bryozoaires sont discrets (pl. 22, fig. 5) et les thécidées absentes. On notera en tout cas l'absence de toute structure d'éponge dans l'encroûtement. Il existe tous les termes de passage entre les concrétions à encroûtement complexe et irrégulier où dominent les nubéculaires et celles à encroûtement plus simple et plus régulier essentiellement algaire. Les premières, plus caractéristiques et plus fréquentes, seront dites de "type rugueux" (pl. 21, fig. 4-9 ; pl. 23, fig. 1-6) alors que les secondes, dites de "type lisse", sont déjà presque de véritables oncolithes (pl. 21, fig. 3 ; pl. 22, fig. 1-9).

- Les perforations sont pratiquement toujours présentes et donc caractéristiques des concrétions (pl. 21, fig. 4, 5 ; pl. 22, fig. 2 ; pl. 23, fig. 5). Il s'agit des perforations classiques décrites précédemment (perforations filiformes et surtout perforations de petits bivalves lithophages). Leur grande densité rend souvent très difficile la compréhension de la structure de l'encroûtement lui-même. Elles attestent d'une lithification de la concrétion et de son séjour prolongé sur le fond.

3) La faune associée

Les concrétions grumeleuses sont toujours associées à une très riche faune benthique. Cette prolifération de vie est la conséquence normale du faible taux de sédimentation et de la présence de substrats durs. Cette faune est en fait de composition variable et évolue selon le temps et l'espace. Elle est remarquable par l'abondance des rhynchonelles (Rhynchonella pectunculoides, Somalirhynchia moeschi). Les térébratules (Dorsoplicathyris subinsignis, Aromasithyris semifarcinata), les bivalves (pectinidés, ostréidés) et les échinodermes (Plegiocidaris, Apiocrinites, ophiures) y sont également abondants. On notera que ce faciès est le seul de l'Oxfordien à renfermer en abondance des éponges calcaires. En revanche, les éponges siliceuses sont rares ou absentes. Certains niveaux renferment des madréporaires plats (microsolénidés). La microfaune libre montre généralement une grande quantité de lenticulines, d'épistomines et de gros agglutinants.

On notera que la rareté ou, très souvent, l'absence des ammonites est l'indice d'un milieu certainement moins ouvert que celui des fonds à spongiaires siliceux. L'abondance des gros foraminifères agglutinants plaide aussi en faveur d'un milieu plus interne. Toutefois d'autres critères, comme par exemple l'absence d'algues calcaires montrent qu'il s'agit encore d'un milieu de plate-forme externe.

4) Interprétation

Conformément aux conclusions précédentes (p. 55) les concrétions grumeleuses correspondent à des oncoïdes et le "faciès grumeleux à concrétions" au faciès oncoïdique (fig. 21). Leur formation est due à l'action combinée d'algues et de nubéculaires. On notera que le terme de nubéculaire est pris au sens large (= Nubeculariidae et non Nubecularia). Ce foraminifère encroûtant jouant le rôle essentiel, on parlera donc d'oncoïdes à nubéculaires.

Le développement assez homogène de l'encroûtement tout autour du nucléus suppose que ce dernier était libre sur le fond et fréquemment remanié (croissance, et sans doute également usure, régulièrement réparties). Cela nécessite une certaine agitation du milieu sensible sur le fond. La fréquence des coquilles fragiles non brisées et des valves en connection montre qu'il s'agissait d'une énergie modérée. Enfin, l'évolution des concrétions jusqu'au stade de véritables galets perforés prouve que la sédimentation était presque nulle. La signification sédimentologique de ce faciès est donc très claire et précieuse pour la connaissance de l'histoire du bassin.

Le faciès oncoïdique étant dû au même type d'organismes encroûtants que le faciès construit à spongiaires, on peut envisager la même comparaison avec le faciès coralligène actuel (p. 249). Le "coralligène de plateau" présente, sous certaines conditions, un faciès particulier dit "à pralines" : "en effet des courants un peu vifs peuvent bloquer la formation d'un "coralligène de plateau" au stade de fond "à pralines" en empêchant la soudure entre eux des thalles d'Algues calcaires libres" (LABOREL, 1961). J.M. PERES et J. PICARD (1964) donnent une bonne description de ce faciès : "Le faciès à pralines s'établit sur un sédiment constitué par un fin gravier coquillier, dans lequel la fraction vaseuse est toujours faible. Le sédiment est parsemé de nodules irréguliers, de quelques centimètres de diamètre, à surface bosselée comme les confiseries dénommées "pralines". Ces nodules sont constitués par les couches successives d'une mélobésiée, dont la détermination spécifique est encore incertaine. Au centre des nodules on observe quelquefois le corps étranger sur lequel la jeune algue s'était fixée. L'algue étant vivante, simultanément, sur toute la surface du nodule, on est obligé d'admettre que ces "pralines" doivent rouler sur le fond soit par suite de la poussée de divers animaux, soit sous l'influence des courants de fond".

La ressemblance est en fait très frappante entre les oncoïdes oxfordiens et certaines concrétions à Lithophyllum. Malgré la différence fondamentale existant dans la nature des organismes encroûtants, la convergence est remarquable au niveau de la taille, de la forme et même, dans une certaine mesure, de la structure. Selon H. HUVE et J. PICARD (1962) qui ont étudié ces concrétions, l'espèce Lithophyllum racemus "se présente sous forme de thalles en boules compactes, libres sur le fond, le thalle étant vivant sur toute la surface". Ces auteurs ont montré que leur croissance dépendait fortement de l'hydrodynamisme du milieu : "La croissance des thalles est lente durant les périodes de forte perturbation, limitée qu'elle est par le trop fréquent basculement des thalles, ces derniers prenant alors une allure très massive et subglobuleuse ; durant la période estivale de calme relatif, la croissance est beaucoup plus rapide et la reproduction s'effectue". On notera enfin que ces dernières observations ont été faites à une profondeur relativement faible (17-18 m) mais on retiendra surtout le rôle fondamental de l'hydrodynamisme.

5) Répartition dans le bassin

Les niveaux oncoïdiques à nubéculaires n'apparaissent que dans la séquence supérieure où ils ne sont véritablement caractéristiques et abondants que dans la formation des Calcaires lités. R. ENAY (1966) a reconnu l'existence de 3 niveaux principaux ("niveaux à concrétions") et en a déterminé l'extension : "Ce faciès règne à l'Ouest d'une ligne Ceyzériat, Nantua, les Bouchoux, Saint-Claude, Morez qui représente l'extension maximale du niveau principal (ou 3è niveau) occupant le sommet de la formation. Il est le seul connu sur la marge orientale du domaine défini ci-dessus ; les 2è et 1er niveaux sont moins étendus". En fait, le développement plus ou moins marqué de chacun de ces niveaux et l'existence de niveaux supplémentaires intercalés complique quelque peu cette stratigraphie.

Un premier niveau oncoïdique se rencontre très localement, dans le secteur d'Arnans-Cuvergnat (ARC), au toit de la barre calcaire des Couches du Geissberg. Malgré sa très faible épaisseur (10 cm) son faciès est caractéristique.

Le niveau suivant correspond au "1er niveau à concrétions" de R. ENAY. Il se rencontre au sein de l'assise marneuse qui sépare la série calcaire des Couches du Geissberg de celle des Calcaires lités. Il s'agit d'un ensemble de quelques bancs constitués essentiellement de coquilles de bivalves plus ou moins brisées et faiblement encroûtées. Lorsque ces coquilles sont peu fragmentées on peut y reconnaître des pectinidés, des ostreidés et souvent une prédominance d'Isognomon rappelant ainsi la faune des bancs coquilliers plus anciens. Ces derniers sont connus uniquement dans la partie septentrionale de la région étudiée, dans les Couches d'Effingen ("bancs à pernes inférieurs") ou au sommet des Couches du Geissberg ("banc à pernes supérieur"). Lorsque la fragmentation des Coquilles est plus importante, on a affaire à de véritables bancs bioclastiques. Leur teinte est gris-bleu à rouille selon la fraîcheur de l'affleurement. Les encroûtements sont sensiblement plus développés que dans les niveaux à pernes mais n'intéressent pas tous les débris. Discrets dans les bancs calcaires, ils sont surtout visibles dans les interbancs marneux. La microfaune est remarquable par l'abondance des épistomines. Ce "1er niveau à concrétions" dépasse à peine un mètre d'épaisseur. Il est possible, comme l'admet R. ENAY (1966) que, dans la partie la plus méridionale du bassin, le premier niveau à spongiaires siliceux des Calcaires lités lui soit contemporain. Il en est de même, en ce qui concerne la partie la plus septentrionale du bassin, avec le "banc à Anomia" caractérisé par ses oncoïdes à nubéculaires de type lisse. Tous ces bancs représentent, en tout cas, la première crise sédimentaire notable des Calcaires lités.

Il existe ensuite de nombreux niveaux oncoïdiques répartis plus ou moins régulièrement au sein des Calcaires lités. Le premier et le plus constant d'entre eux correspond au "2è niveau à concrétions" de R. ENAY. Il est situé immédiatement au-dessus de la barre inférieure des Calcaires lités. Soit il la jouxte, soit il n'en est séparé que par quelques bancs. Il est lui-même surmonté d'autres niveaux oncoïdiques parfois presque aussi importants, parfois réduits à l'échelle du banc. Epais de 1 à 6 mètres, il est présent dans toute la partie centrale ouest du bassin. Il représente le premier véritable épanouissement du faciès oncoïdique à nubéculaires. C'est là que se développent les riches peuplements à rhynchonelles (Rhynchonella pectunculoides) et térébratules (Dorsoplicathyris subinsignis). Les bivalves (pectinidés et ostreidés), les crinoïdes, les cidaridés et les épistomines restent très abondants.

Enfin, les oncoïdes envahissent souvent le sommet de la formation des Calcaires lités où ils déterminent le "3è niveau à concrétions" de R. ENAY, dit aussi "niveau principal". C'est en effet le niveau le plus épais puisqu'il atteint couramment une dizaine de mètres. C'est également celui qui renferme les concrétions les plus développées et celui qui a l'extension géographique la plus large. Outre la faune habituelle de brachiopodes (Somalirhynchia moeschi, Aromasithyris semifarcinata) de bivalves et d'échinodermes, de nouveaux organismes font leur apparition. Ce sont notamment des éponges calcaires et des microsolénidés. Cette dernière formation oncoïdique assure manifestement la transition avec les faciès péri-récifaux des Couches du Morillon.

En conclusion, les relations entre le faciès normal micritique et le faciès oncoïdique à nubéculaires sont complexes et soumises à des variations latérales rapides.

- Du point de vue stratigraphique, il apparaît donc évident que l'utilisation des niveaux à concrétions pour l'établissement de corrélations lithostratigraphiques très détaillées doit nécessiter beaucoup de prudence. Compte tenu du nombre restreint de points d'observation possibles, on s'en tiendra donc au schéma de corrélations de R. ENAY (1966) basé sur les trois épisodes majeurs et dont la précision est déjà remarquable. On y ajoutera seulement le petit niveau décrit ci-dessus immédiatement au toit de la série calcaire des Couches du Geissberg dans la région d'Arnans-Cuvergnat.

- Du point de vue sédimentologique, ces séries sont l'expression d'un régime sédimentaire "capricieux" mais localisé dans une aire bien déterminée du bassin. Elles ont donc une signification paléogéographique importante dont R. ENAY (1966) a également souligné le grand intérêt.

Les niveaux oncoïdiques caractérisent en effet un domaine correspondant à la bordure occidentale des parties septentrionale et centrale du bassin étudié (fig. 180, 183, 184). On notera que les reconnaissances par sondage dans la Bresse ont montré la permanence du faciès oncoïdique à l'Ouest du Jura (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1958). Il est même connu dans le Mâconnais, le Chalonnais, en Bourgogne et en Haute-Saône. Il semble donc bien évident qu'il caractérise une zone de caractère sensiblement plus interne que le reste du domaine jurassien. L'opposition existant dans les Calcaires lités entre la répartition des faciès à spongiaires siliceux et celle du faciès oncoïdique est également remarquable. Elle montre tout aussi clairement que ces derniers sont en situation plus interne, dans une aire de sédimentation caractérisée par une profondeur sans doute plus faible et par une énergie plus élevée.

On remarquera également que l'invasion de cette plate-forme par le faciès oncoïdique s'est faite, schématiquement, d'une manière très progressive. Les niveaux à oncoïdes sont en effet, au cours du temps, de plus en plus étendus, de plus en plus épais et de plus en plus fréquents. Les oncoïdes eux-mêmes sont de plus en plus caractéristiques et de plus en plus gros. Enfin, l'évolution même de la faune encroûtée est intéressante puisqu'elle aboutit à l'apparition des premiers madréporaires, annonciateurs des faciès kimméridgiens de cette partie du Jura.

II - LE FACIES ONCOLITHIQUE

Si l'on excepte les Couches du Morillon où il existe çà et là, ce faciès est absent dans les formations oxfordiennes du domaine étudié. Il est néanmoins important de signaler son existence car il apparaît dès l'extrême base du Kimméridgien pour envahir la majeure partie du bassin. Il caractérise la formation des Calcaires d'Aranc nouvellement renommée par P. BERNIER (1983). Ces Calcaires d'Aranc correspondent au "banc à momies principal" considéré par R. ENAY (1966) comme marqueur de la limite entre les formations oxfordiennes et kimméridgiennes. Même si l'isochronie de ce niveau peut être mise en doute (insuffisance des critères paléontologiques) il n'en est pas moins vrai qu'il indique un changement notable de la sédimentation au sommet de la séquence supérieure.

L'étude détaillée de ces oncolithes sort du cadre de ce travail. On notera seulement qu'il s'agit d'oncolithes de forme, de taille et de structure banales (pl. 24, fig. 6). Leur cortex, micritique et assez régulièrement laminé, se développe autour d'un nucléus d'origine bioclastique. Les arrêts de croissance sont rares et soulignés par de petits organismes sessiles. Parmi ceux-ci on peut observer des nubéculaires, mais jamais en abondance. Ils s'interprètent classiquement comme des encroûtements algaires développés autour de substrats fréquemment remaniés. L'énergie du milieu reste cependant modérée. Ils se développent normalement dans un environnement de plate-forme interne.

III - LA SIGNIFICATION GENERALE DES ENCROUTEMENTS OXFORDIENS

1) Les relations entre les différents types d'encroûtement

Il existe dans l'Oxfordien, 3 types fondamentaux d'encroûtement : les oncolithes, les oncoïdes à nubéculaires et, bien sûr, les encroûtements des spongiaires siliceux étudiés en détail précédemment (fig. 142).

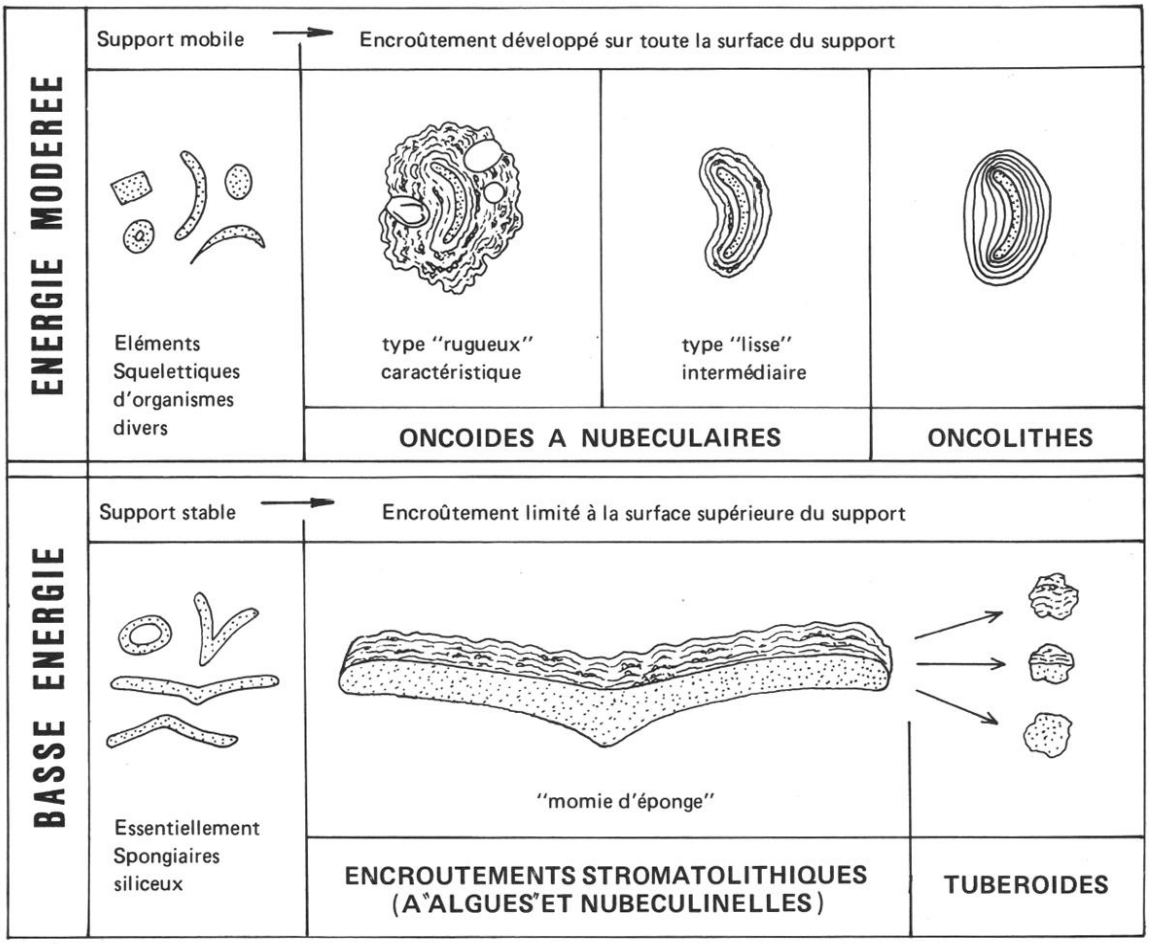


Fig. 142 – **Relations entre les principaux types d'encroûtements de l'Oxfordien du Jura.**

On rappellera que les encroûtements des spongiaires siliceux correspondent à des complexes de cyanobactéries et de foraminifères (nubéculinelles) développés sur des objets de relativement grande taille peu ou pas remaniés. Vu l'assez bonne stabilité de leur support, ils n'en recouvrent que la partie supérieure et peuvent être qualifiés d'encroûtements stromatolithiques. L'absence ou la rareté de remaniements implique un milieu de basse énergie. Il s'agit d'autre part d'un milieu relativement profond.

Il arrive que les oncoïdes à nubéculaires soient associés à des spongiaires siliceux, mais ces derniers ne sont jamais abondants. Cela se produit dans quelques gisements du "faciès grumeleux à spongiaires étalés" de P. CHOFFAT (1878). C'est par exemple le cas dans la région de Saint-Claude (3ème niveau à concrétions des Calcaires lités). Les éponges siliceuses y sont encroûtées d'une manière tout à fait semblable à celle des véritables niveaux à spongiaires plus anciens. Moins nombreuses que dans ces derniers, elles n'ont constitué ici qu'un support, parmi d'autres, sur le fond (éponges calcaires, térébratules, rhynchonelles, bivalves, etc ...). Il apparaît donc que la différence de faciès tient d'abord beaucoup plus de la nature et de la taille des objets encroûtés ("grandes éponges" d'un

côté, coquilles et autres éléments squelettiques de l'autre) qu'à celle de l'encroûtement lui-même. Celui-ci est toutefois généralement plus riche en foraminifères, ce qui accroît son aspect extérieur verruqueux. La différence tient ensuite à la mobilité des supports. Peu mobiles dans le premier cas, ils le sont beaucoup plus dans le second et sont, de ce fait uniformément encroûtés sur toute leur surface. Cela permet la réalisation d'une concrétion biologique de type oncoïde et implique un milieu d'énergie sensiblement plus élevée quoique encore modérée.

Enfin, les véritables oncolithes du Kimméridgien se distinguent des oncoïdes à nubéculaires par leur taille nettement plus faible et par la nature essentiellement algaire des organismes encroûtants. Il existe toutefois, dans l'Oxfordien, le passage des uns aux autres. Le type intermédiaire est représenté par les oncoïdes à nubéculaires dits "lisses". Ces derniers sont bien caractérisables dans le "banc d'Anomia monsbeliardensis" (ENAY, 1966, p. 170, 232 - Calcaires lités) très bien exposé à Marigny-sur-Ain (MAR). Il s'agit de petites concrétions de 5 à 20 mm bâties, pour la plupart, autour de valves non fragmentées de petits lamellibranches. L'encroûtement étant insuffisamment développé, les oncoïdes ne sont en général pas globuleux mais cupuliformes (pl. 21, fig. 3). Leur morphologie reste en effet commandée par celle du nucléus (pl. 22, fig. 1). Les exemplaires dégagés permettent en outre de constater qu'il ne s'agit pas de valves d'Anomia (détermination de GIRARDOT, 1888, p. 118 pour la coupe voisine de La Billode) mais sans doute d'Astartidae. L'encroûtement est très régulier, laminé et pauvre en foraminifères (pl. 22, fig. 1-9). Sa surface, relativement lisse, ne présente pas l'aspect rugueux habituel. Aux gros oncoïdes rugueux, on peut donc opposer ces petits oncoïdes lisses, proches des oncolithes, et sans doute annonciateurs d'un milieu plus interne.

2) L'évolution générale des encroûtements dans le bassin

On rappellera que les spongiaires siliceux encroûtés se localisent exclusivement dans le domaine le plus externe du bassin étudié. Après leur période d'apogée au sommet de la séquence inférieure, ils ont fortement régressé lors du dépôt de la séquence supérieure. Ils ont alors été relayés par les oncoïdes à nubéculaires connus exclusivement dans la séquence supérieure et dans la zone la plus interne du bassin. Au Kimméridgien, ceux-ci font place aux oncolithes, premiers témoins véritables de l'apparition d'un milieu de plate-forme interne.

On met ainsi en évidence une séquence biologique illustrée par les seuls encroûtements. Ces derniers sont toujours dûs aux mêmes organismes (cyanobactéries + nubéculaires) qui agissent en association avec une part plus ou moins importante pour chacun selon les cas. C'est donc assez peu la composition de l'encroûtement mais beaucoup plus sa géométrie qui a varié au cours de l'histoire du bassin. Le passage des encroûtements de type planaire (stromatolithes à nubéculinelles) au type concentrique (oncoïdes à nubéculaires, puis oncolithes) est le signe d'une augmentation générale de l'énergie au niveau du fond.

Corrélativement, les objets encroûtés ont varié. Ce sont, à la base de la séquence, les spongiaires siliceux et leur faune associée de milieu marin très ouvert, et au sommet, les spongiaires calcaires et les madréporaires avec leur faune associée de milieu plus restreint. Les niveaux à fossiles encroûtés illustrent donc, par leur répartition, une évolution depuis des fonds calmes de plate-forme externe jusqu'à des fonds plus agités de plate-forme interne. Cette évolution est logiquement le reflet d'une diminution générale de la profondeur. Le bassin du Jura, à l'Oxfordien, apparaît bien comme une plate-forme externe en voie de comblement. L'évolution de la répartition des différents types d'encroûtements montre clairement que ce comblement s'est opéré à partir des bordures septentrionale et occidentale du bassin.

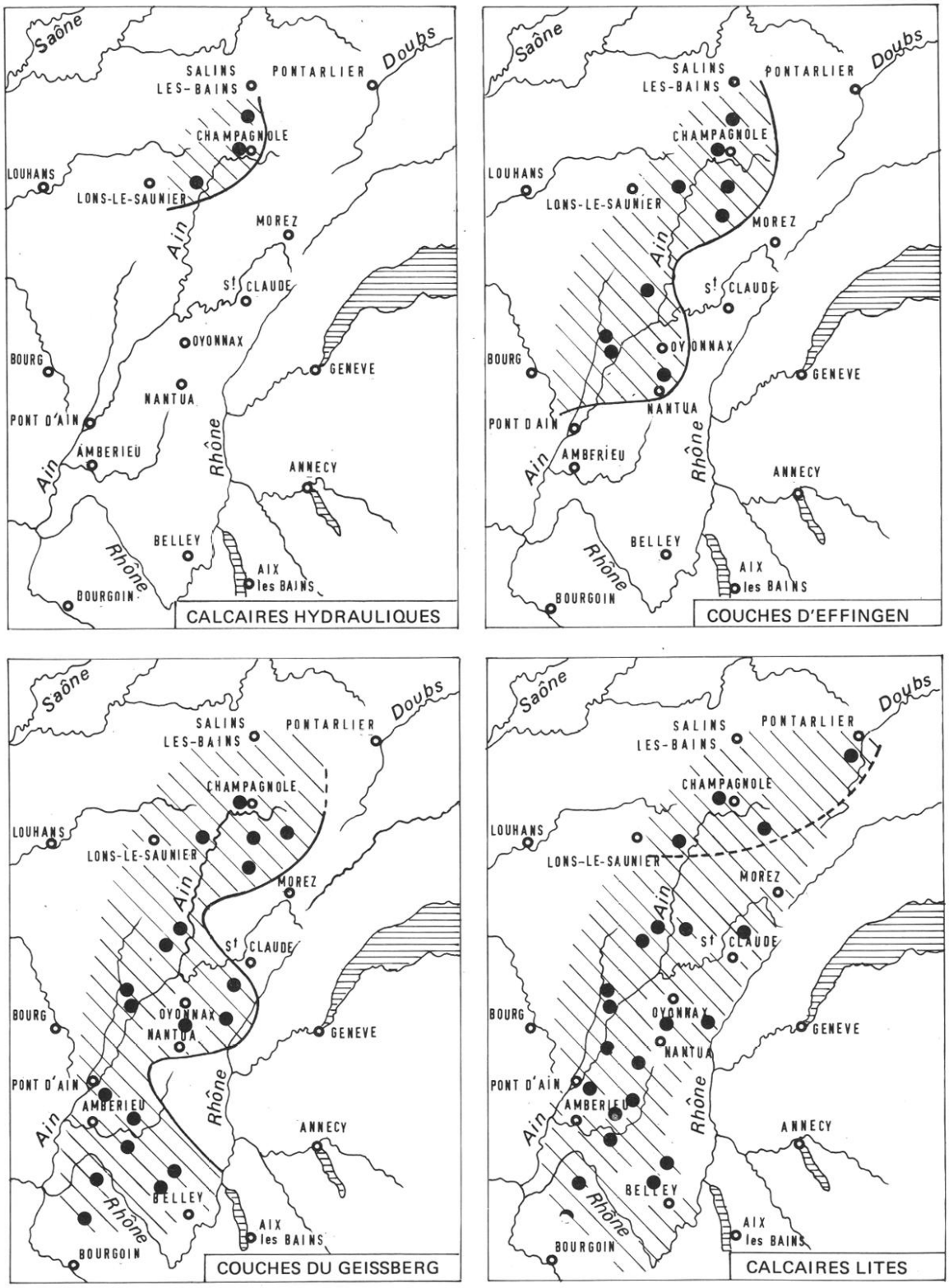


Fig. 143 – **Evolution de la répartition géographique de *Ammobaculites coprolithiformis.***

C – RÉPARTITION ET SIGNIFICATION DES PRINCIPAUX MICROORGANISMES BENTHIQUES

I - LES FORAMINIFERES

1) Les foraminifères à test agglutiné

Ils sont fréquents, mais à part quelques exceptions, peu abondants par rapport aux autres foraminifères. Ils sont représentés essentiellement par une association assez ubiquiste et banale à Glomospira, Ammobaculites, Haplophragmium, Rheophax, Textularia et Trochammina. La discrétion de ces organismes n'a rien d'étonnant vu la qualité de la grande majorité des sédiments, généralement très pauvre en débris susceptibles d'être utilisés pour la fabrication de tests agglutinés. Les espèces sont de petite taille.

Quelques grandes espèces, totalement absentes dans la séquence inférieure, font leur apparition dès la base de la séquence supérieure. Deux formes sont, à cet égard, particulièrement intéressantes. La première a été attribuée à l'espèce Ammobaculites coprolithiformis (SCHWAGER, 1867). Il s'agit d'une espèce très polymorphe dont les individus atteignent, en moyenne, une taille de 1 à 2 mm. W. A. GORDON (1962, 1965) en a donné une bonne description et en a étudié les variations. La figure 143 montre clairement que cette espèce, souvent abondante, a progressivement envahi le domaine étudié à partir du Nord-Ouest. Près du sommet de l'Oxfordien, avec le dépôt des Calcaires lités, elle est présente dans tout le bassin et pullule dans certains niveaux. L'invasion du bassin jurassien par A. coprolithiformis est très vraisemblablement liée à des facteurs écologiques. Ces gros Ammobaculites nécessitent, pour l'édification de leur test, des débris relativement grossiers et abondants et ont, de ce fait, trouvé inhospitaliers la plupart des fonds oxfordiens caractérisés par des vases fines. On remarquera que leur progression dans le bassin est à peu près parallèle à celle des dépôts silteux ou bioclastiques (fig. 15, 29). Tous les débris, quelle que soit leur nature, sont prélevés dans le milieu extérieur et incorporés au test. Ce sont indifféremment des grains de quartz, des intraclastes ou même de petits foraminifères (pl. 33, fig. 8, 9, 10, 11). D'autre part, il est bien connu que les peuplements à gros agglutinants et notamment à gros Ammobaculites prospèrent souvent à proximité du littoral et supportent des milieux à salinité anormale telles les zones deltaïques ou estuariennes (LOWMAN, 1949 - ELLISON et NICHOLS, 1976 - KAPP, 1977). Il est certainement imprudent, avec cet unique argument, de donner aux peuplements oxfordiens une signification aussi précise, d'autant plus qu'ils restent souvent associés à des faunes de lagénidés franchement marines. On considérera donc seulement l'enrichissement des faunes de foraminifères en gros arénacés, comme indicateur d'une évolution vers des conditions plus internes.

Une deuxième espèce présente un comportement semblable, mais n'apparaît qu'au sommet des Calcaires lités et dans une aire plus restreinte. Il s'agit de l'espèce Triplasia kimeridensis (BIELECKA et POZARYSKI, 1954). Les individus, dont la taille varie de 0,5 à 1,5 mm ont également une morphologie très variable. En effet, à côté des formes typiques à section triangulaire, apparaissent quelques formes à section quadrangulaire. On notera la situation particulière des peuplements les plus riches en Triplasia juste sous des niveaux indiquant un net ralentissement de la sédimentation tels le "3ème niveau à concrétions" (Apremont - APR, Le Crêt Pourri - CPR, Le Berthiand - BTH) et la "lumachelle à térébratules violettes" (Champfromier - CHA, Evosges - EVO, Rougemont - ROU). Il est du reste probable que cette abondance remarquable de Triplasia caractérise un seul et même niveau, ayant valeur stratigraphique et permettant de confirmer la corrélation du "3ème niveau à concrétions" avec la "lumachelle à térébratules violettes" (fig. 169).

Une forme de petite taille mérite également une attention particulière. Elle a été rapportée à l'espèce Paleogaudryina magharaensis SAID et BARAKAT, 1958. Les spécimens jurassiens sont tout à fait conformes à la description détaillée qu'en donnent G. BIGNOT et J. GUYADER (1965). On précisera qu'ils sont longs en moyenne de 0,4 mm (maximum = 0,7 mm), trisériés dans le premier quart de leur longueur, puis bisériés. Le stade bisérié est constitué de 2 à 4 paires de loges. Comme les gros agglutinants, cette espèce apparaît dans les gisements les plus septentrionaux (Pontarlier-Ronde Fontaine - ROF, Champagnole-Mont Rivel - RIV, Les Arboux - ARB) mais plus tardivement (sommet des Calcaires lités) et s'y restreint (fig. 143). Elle semble inféodée à des conditions encore plus internes. Son apparition correspond effectivement à une régression sensible des faunes à lagénidés. Elle est d'autre part très nettement associée à un petit foraminifère rapporté au genre Discorbis. On soulignera que l'abondance des Discorbidae semble caractériser des zones relativement isolées des influences marines (TRONCHETTI, 1980). Connue dès le Callovien au Sinaï (SAID et BARAKAT, 1958), Paleogaudryina magharaensis n'est pas signalée avant l'Oxfordien terminal dans le Bassin de Paris où elle devient très commune au Kimméridgien inférieur (BIGNOT et GUYADER, 1965 - GUYADER, 1968). Cette espèce aborde le domaine jurassien par le Nord, dès le sommet de la zone à Bimammatum. Elle peut avoir un certain intérêt stratigraphique dans la région, pour repérer la limite Oxfordien/Kimméridgien.

On signalera enfin que certains foraminifères agglutinants de plate-forme interne comme Alveosepta jaccardi (SCHRODT, 1894) bien connus dans des niveaux attribués au Kimméridgien du Jura, n'apparaissent qu'avec les faciès bioclastiques et oolithiques des Couches du Morillon, dans l'Oxfordien supérieur.

Ammobaculites coprolithiformis, Triplasia kimeridensis, Paleogaudryina magharaensis et Discorbis sp. caractérisent un domaine "peu profond" dont l'installation s'est faite progressivement tout au long de la séquence supérieure de l'Oxfordien. Cette association peut être opposée à la microfaune agglutinante caractéristique des fonds à spongiaires siliceux et que l'on peut qualifier de "profonde". On rappellera qu'il s'agit de l'association étudiée p. 213 à Tolypammina vagans (BRADY, 1879), Thurammina papillata BRADY, 1879, Thurammina tuberosa HAEUSLER, 1890, Subdelloidina haeusleri FRENTZEN, 1944 et Valvulina lobata SEIBOLD, 1960.

2) Les foraminifères à test porcelané

Ce sont d'abord les foraminifères sessiles de la famille des Nubeculariidae qui, en toutes circonstances, ont encroûté les supports ayant séjourné sur le fond. On rappellera seulement que leur rôle est important dans les encroûtements stromatolithiques des biohermes à spongiaires (p. 130) et déterminant dans la formation du "faciès oncoïdique à nubéculaires" (p. 308). Leur présence est, en tous cas, le signe d'une sédimentation ralentie, voire nulle.

Ce sont ensuite des formes libres se rattachant au genre Ophthalmidium et, pour la plupart semble-t-il, à l'espèce Ophthalmidium strumosum (GUMBEL, 1862). Il s'agit de petits foraminifères très fréquents, souvent très abondants, et dont la répartition dans le temps et dans l'espace paraît très intéressante (fig. 149 à 154). Dans les Marnes à Creniceras renggeri, ils pullulent et constituent l'essentiel de la microfaune. Ils sont toujours abondants mais régressent avec les Couches à sphérites et les Couches de passage pour se raréfier notablement avec les Couches de Birmensdorf. Toutefois, ils restent très nombreux latéralement dans les Calcaires hydrauliques. Avec les Couches d'Effingen, ils pullulent à nouveau dans la majeure partie du bassin sauf dans sa partie nord-ouest. Leur régression est ensuite rapide. Ils ne prolifèrent plus que dans la partie méridionale du bassin (Couches du Geissberg) puis n'y subsistent qu'en petite quantité seulement (Calcaires lités).

En ce qui concerne la séquence supérieure, le comportement des Ophthalmidium est donc assez exactement l'inverse de celui des gros foraminifères agglutinants. On en conclura donc qu'ils constituent d'assez bons indicateurs des zones les plus externes et sans doute les plus profondes du domaine étudié. En ce qui concerne la séquence inférieure, leur régression à son sommet (Couches à sphérites, Couches de passage et surtout Couches de Birmensdorf) doit trouver une autre explication. Celle-ci se trouve peut-être dans le régime sédimentaire. Il a en effet été démontré, par ailleurs, que le sommet de la séquence inférieure correspond à une baisse très sensible du taux général de sédimentation. Ceci a eu pour conséquence une modification de la nature du fond devenant alors propice à l'installation d'une épifaune sessile. Il n'est pas étonnant qu'il y ait eu aussi des modifications au niveau de la microfaune. Le développement de foraminifères sessiles comme les Nubeculinella en est une manifestation au même titre sans doute que le déclin des Ophthalmidium. On remarquera d'autre part que les périodes où ces derniers ont été les plus nombreux coïncident avec le dépôt des deux principales formations marneuses de la série oxfordienne. On pourra donc conclure que les Ophthalmidium semblent supporter un taux de sédimentation relativement élevé.

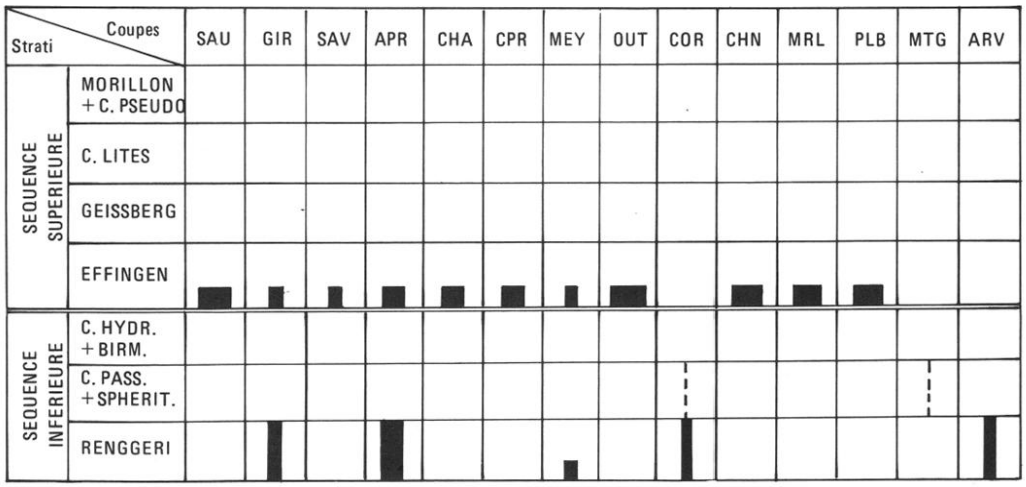


Fig. 144 – **Distribution verticale de *Nodobacularia bulbifera.***

A ce point du raisonnement, il devient intéressant de s'occuper d'une forme tout à fait remarquable se rapportant au genre Nodobacularia. C'est un foraminifère très fragile dont malheureusement seules les loges de la partie terminale unisériée se rencontrent généralement dans les lavages. Il s'agit en conséquence d'un test dont l'organisation est assez mal connue et que les auteurs considèrent soit comme libre, soit, plus vraisemblablement, comme fixé. Les exemplaires de l'Oxfordien du Jura sont, en tous cas, attribuables sans risque d'erreur, à l'espèce Nodobacularia bulbifera PAALZOW, 1932, créée pour des exemplaires de l'Oxfordien de Souabe. Ils sont tout à fait conformes à la description et à l'illustration originales qu'en donne R. PAALZOW (1932). La parenté avec les nubéculinelles est très proche. C. G. ADAMS (1962) considère même comme non valide le genre Nodobacularia et dénomme les spécimens de PAALZOW : Nubeculinella tibia (JONES et PARKER) var. bulbifera (PAALZOW).

Les spécimens de Nodobacularia bulbifera n'ont été rencontrés que dans les Marnes à Creniceras renggeri (base essentiellement) et dans les Couches d'Effingen (extrême base exclusivement) (fig. 144). Cette espèce caractérise donc des niveaux bien particuliers où, souvent, elle abonde. Le phénomène est particulièrement remarquable avec la base des Couches d'Effingen où l'espèce peut représenter, en nombre d'individus, jusqu'à 12 ou même 25 % de la totalité des foraminifères (Outriaz - OUT, Colline de Montréal - MRL, Le Crêt Pourri - CPR, Le Sauget - SAU). Cette espèce marque donc assez fidèlement le début des deux grandes séquences de l'Oxfordien caractérisées chacune par une importante reprise des apports terrigènes. On sait par ailleurs, notamment en ce qui concerne la séquence supérieure, que l'augmentation corrélative du taux de sédimentation s'est faite assez progressivement (persistance des niveaux à Chondrites à sa base). On peut donc en conclure que les Nodobacularia supportent moins bien que les Ophthalmidium une sédimentation active. L'organisation de leur test, essentiellement unisérié, rectiligne, allongé et (?) fixé, pourrait être une adaptation à un envasement modéré.

Il apparaît ainsi que les trois types de foraminifères à test porcelané les plus communs de l'Oxfordien du Jura, se répartissent d'une manière assez significative, en fonction du taux de sédimentation (fig. 145, 146). Il serait intéressant de voir si ce phénomène se retrouve dans d'autres périodes en d'autres régions.

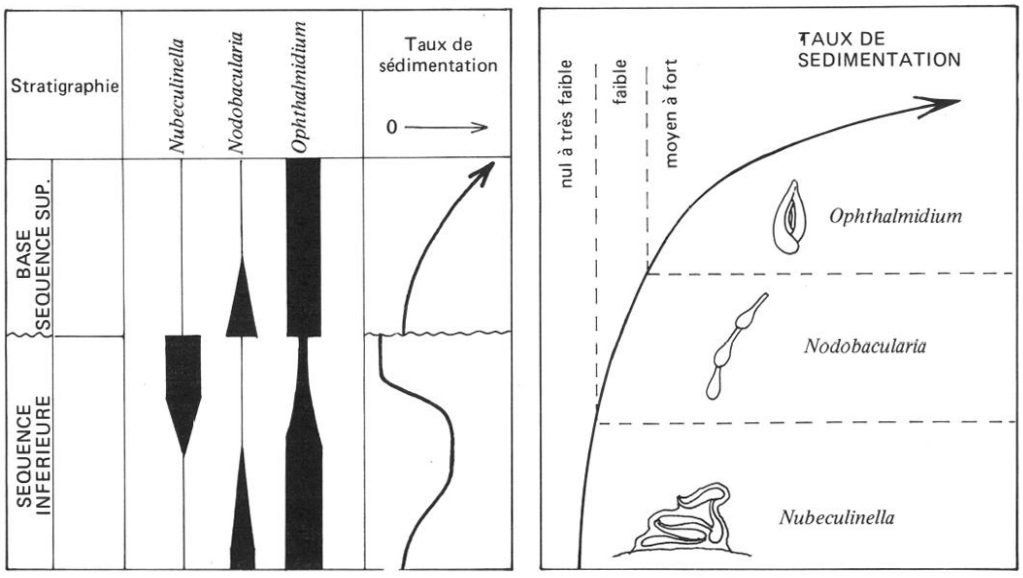


Fig. 145 – **Distribution verticale comparée des genres *Nubeculinella, Nodobacularia* et *Ophthalmidium* dans la partie inférieure de la série oxfordienne. Liaison probable avec le taux de sédimentation.**

Fig. 146 – **Hypothèse sur la répartition des genres *Nubeculinella, Nodobacularia* et *Ophthalmidium* en fonction du taux de sédimentation.**

Tous les autres foraminifères à test porcelané sont peu abondants. Le genre Planiinvoluta est parfois associé aux Nubeculariidae dans les encroûtements. Nautiloculina oolithica MOHLER, 1938 et Quinqueloculina sp. sont des foraminifères de plate-forme interne rencontrés dans les Couches du Morillon ou, exceptionnellement, dans les Calcaires lités des gisements septentrionaux.

3) Les foraminifères à test hyalin

Les Nodosariidae constituent l'élément le plus constant des faunes de foraminifères de l'Oxfordien du Jura. Ils sont dominés par les lenticulines dont deux espèces sont particulièrement fréquentes et abondantes : Lenticulina (Lenticulina) quenstedti (GUMBEL, 1862) et surtout Lenticulina (Lenticulina) munsteri (ROEMER, 1839). Parmi les autres espèces, assez fréquentes mais généralement bien moins abondantes, on citera : Lenticulina (Planularia) beierana (GUMBEL, 1862), Lenticulina (Planularia) tricarinella (REUSS, 1863), Lenticulina (Planularia) polypora (GUMBEL, 1862), Lenticulina (Saracenaria) triquetra (GUMBEL, 1862), Lenticulina (Saracenaria) cornucopiae (SCHWAGER, 1865), Lenticulina (Astacolus) irretita (SCHWAGER, 1865), Lingulina franconina (GUMBEL, 1862), Marginulina turgida (SCHWAGER, 1865), Dentalina jurensis (GUMBEL, 1862), Lagena sp., Nodosaria sp., Palmula deslongchampsi(TERQUEM, 1864), Pseudonodosaria vulgata (BORNEMAN, 1854), Vaginulina macilenta (TERQUEM, 1867). Toutes ces espèces ne semblent guère inféodées à un milieu particulier. Seules, deux d'entre elles montrent une répartition assez significative. Lenticulina (Planularia) polypora montre une préférence très nette pour les fonds à spongiaires siliceux (p. 218). Lenticulina (Planularia) tricarinella est une espèce bien caractérisée, d'abord restreinte à la partie ouest du bassin et très peu abondante lors du dépôt de la séquence inférieure (fig. 147). Au cours du dépôt de la séquence supérieure, elle devient plus abondante et envahit peu à peu l'ensemble du bassin en progressant vers l'Est et vers le Sud. On remarquera que, seulement dans le domaine méridional, se manifeste, à côté de la forme Planularia typique, une nouvelle forme de type Saracenaria. En conclusion, les Nodosariidae sont représentés par une association assez ubiquiste et très banale. Leur présence semble tout à fait normale dans un tel milieu de plate-forme externe.

Les Spirillinidae sont abondants et présentent une répartition globale intéressante. Les spirillines sont très abondantes dans la séquence inférieure (Couches à sphérites, Couches de passage et Couches de Birmensdorf) et montrent une très nette régression dans la séquence supérieure. Dans la séquence inférieure, elles ont exactement le comportement inverse de celui des Ophthalmidium. Elles dominent la microfaune en sommet de séquence alors que ces derniers la dominent en base de séquence. On peut donc en conclure que, comme les Ophthalmidium, ce sont des foraminifères "profonds" mais que, contrairement à eux, ils sont le signe d'une sédimentation ralentie. L'effacement des spirillines dans la séquence supérieure est très net. Leur répartition dans les Calcaires lités (fig. 154) montre très clairement leur maintien dans les zones considérées comme les plus externes du bassin. Elles abondent en effet dans la partie méridionale du Jura, là où subsistent encore des fonds à spongiaires siliceux. Il apparaît ainsi une liaison certaine entre le développement des faunes à spongiaires siliceux et celui des Spirillinidae (voir fig. 102). Certaines spirillines comme Spirillina polygyrata GUMBEL, 1862 sont même caractéristiques du faciès à spongiaires. Les espèces les plus abondantes comme Spirillina elongata BIELECKA et POZARYSKI, 1954 et surtout Spirillina tenuissima GUMBEL, 1862 ont une très large répartition mais un développement maximum dans les faciès à spongiaires. Enfin, l'espèce Conicospirillina basiliensis MOHLER, 1938, n'a été trouvée qu'en association avec Alveosepta jaccardi, Nautiloculina oolithica et Quinqueloculina sp. caractéristiques de milieu plus interne.

Les Involutinidae sont beaucoup moins nombreux que les Spirillinidae, mais ont un comportement semblable. Les deux espèces les mieux représentées : Paalzowella feifeli (PAALZOW, 1932) et Paalzowella turbinella (GUMBEL, 1862) sont caractéristiques préférentielles du faciès à spongiaires. La forme conique de ces foraminifères serait-elle une adaptation à une vie libre mais plaquée sur un support ? (éponges ou autres organismes associés ?).

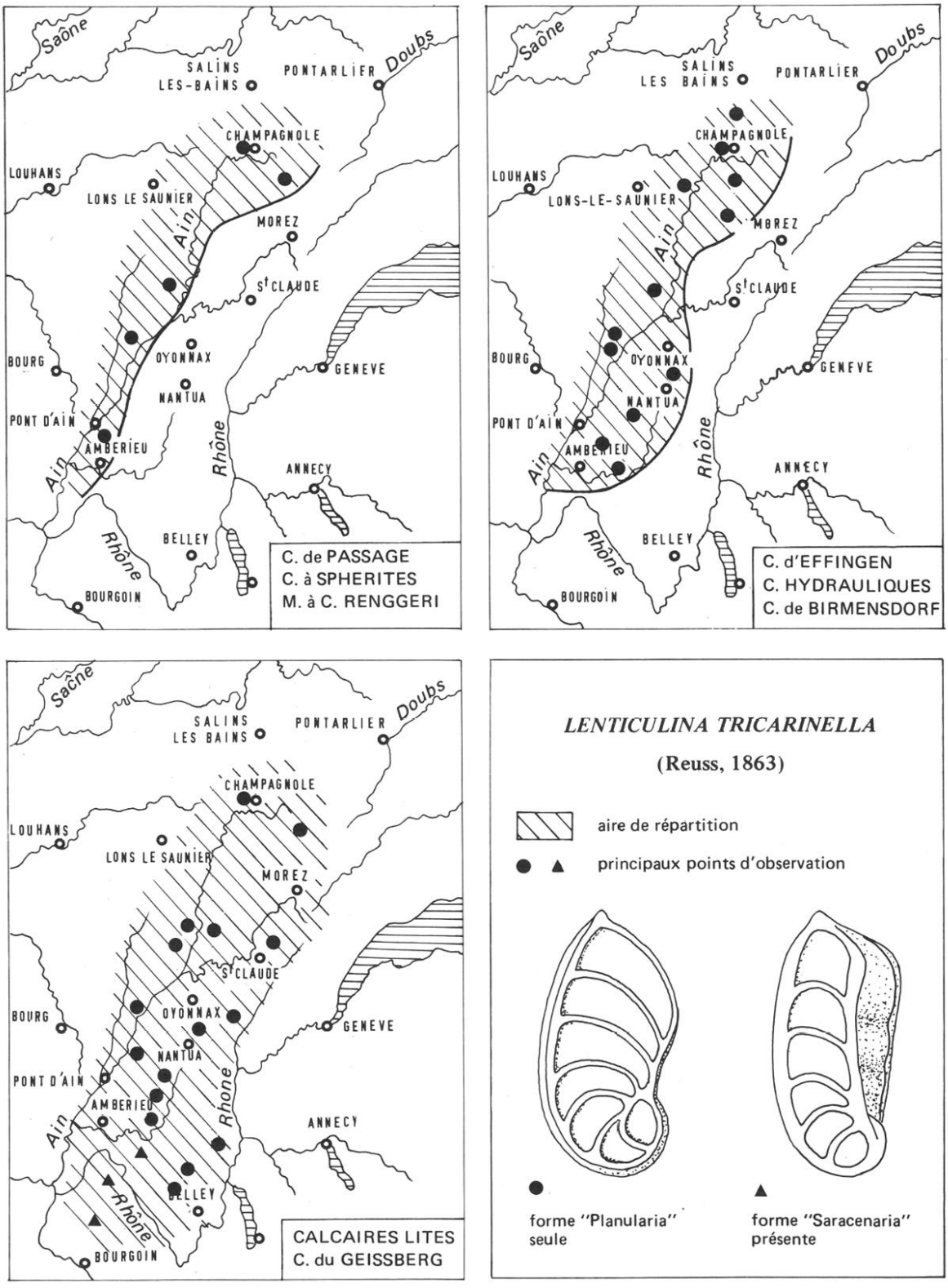


Fig. 147 – **Evolution de la répartition géographique de *Lenticulina tricarinella*.**

Les Polymorphinidae sont représentés par quelques espèces assez discrètes comme Eoguttulina bilocularis (TERQUEM, 1864), Ramulina fusiformis KHAN, 1950 ou Bullopora rostrata QUENSTEDT, 1856. Seule l'espèce Bullopora tuberculata (SOLLAS, 1877) mérite une attention particulière. Si l'on excepte les Nubeculariidae, c'est le foraminifère sessile le plus commun de l'Oxfordien du Jura. Il participe aussi bien aux encroûtements des faciès à spongiaires qu'à ceux du faciès oncoïdique. C'est toutefois dans ces derniers, où il n'y a plus la concurrence avec les foraminifères sessiles agglutinants, qu'ils sont le mieux représentés. Outre la description originale de W. J. SOLLAS (1877), on citera les descriptions et/ou illustrations récentes de C. G. ADAMS (1962) et M. SEPTFONTAINE (1977). Le test de cette espèce est très caractéristique : il est composé de calcite hyaline fibroradiée et orné de grosses épines (pl. 20, fig. 1-4). Ces épines ont une répartition irrégulière et plus ou moins dense. Elles ont une forme biconique. Le cône inférieur est fiché dans l'épaisseur du test. Le cône supérieur est beaucoup plus développé et dépasse en totalité hors du test. L'ensemble est percé d'un canalicule axial. En revanche, la forme du test est extrêmement variable. Fixé sur une surface simple, le test se présente sous forme d'une succession plus ou moins rectiligne de loges subhémisphériques. Lorsque le support est complexe, c'est-à-dire dans la plupart des cas, la forme est extrêmement variable et souvent dépendante de celle du substrat (fig. 99, pl. 20, fig. 3). Cette grande variabilité morphologique fait que cette espèce a été confondue avec des organismes très différents comme par exemple des éponges (DRAGASTAN, 1975, pl. XIX, fig. 4). De même, le nouveau genre Tentilenticulina décrit par V. H. HITCHINGS (1980) dans l'Oxfordien anglais (Corallian - faciès à coraux et éponges calcaires) semble bien n'être qu'une association fortuite de Bullopora tuberculata (= tour externe épineux déroulé) et d'une lenticuline (= tours internes enroulés) jouant le rôle du support. On notera enfin que Bullopora tuberculata, souvent observé dans des anfractuosités de squelettes ou dans des perforations (pl. 29, fig. 3) semble préférer les habitats cryptiques.

Les Cerabuliminidae sont relativement abondants et représentés par le genre Epistomina. Ces foraminifères ont un test qui ne s'est jamais conservé dans les sédiments oxfordiens du Jura. On les met seulement en évidence par leur remplissage sparitique dans les bancs calcaires (pl. 33, fig. 6) ou, beaucoup plus rarement, par leur remplissage pyriteux ou glauconieux dans les interbancs marneux. Il paraît très important de tenir compte de ceci dans les interprétations paléoécologiques. C'est en effet peut-être pour de simples raisons de fossilisation que les épistomines sont moins abondantes dans les niveaux marneux que dans les bancs calcaires. Elles sont parfois très abondantes dans ces derniers (pl. 33, fig. 4, 5, 7). Leur rareté, du moins à l'état fossile, dans les marnes explique leur très grande discrétion dans les diagrammes circulaires des figures 149 à 154. Les épistomines sont particulièrement nombreuses dans les niveaux bioclastiques de la séquence supérieure (faciès bioclastique, faciès oncoïdique à nubéculaires). La plupart des spécimens rencontrés se rattachent vraisemblablement à l'espèce Epistomina parastelligera HOFKER, 1954, forme à test lisse la plus commune dans l'Oxfordien.

Les Glandulinidae ne sont pratiquement représentés que par l'espèce Tristix acutangulus (REUSS, 1863) toujours rare, et les Discorbidae (Discorbis ? sp.) se restreignent à la partie septentrionale du bassin et en fin de séquence supérieure où ils annoncent les faciès à plate-forme interne.

4) Conclusion

Globalement, les associations de foraminifères benthiques décrites ci-dessus sont connues dans tout le domaine ouest européen subboréal, depuis la Pologne (BIELECKA et POZARISKY, 1954, BIELECKA, 1960) jusqu'à l'Angleterre (BARNARD, 1952, CORDEY, 1962, GORDON, 1962, BARNARD, CORDEY et SHIPP, 1981) en passant par l'Allemagne (FRENTZEN, 1941, GROISS, 1970, LUTZE, 1960, PAALZOW, 1932, SEIBOLD, 1953, 1955, 1956, 1960, STROBEL, 1943) la Suisse (HAEUSLER, 1890, KUBLER et ZWINGLI, 1870, OESTERLE, 1918) et la France (BIZON, 1958, BASTIEN et SIGAL in ENAY et alii, 1962, GUYADER, 1968). Elles sont typiques de la plate-forme qui borde la Téthys (GORDON, 1970).

Comme il est généralement admis, et comme cela a été démontré (voir par exemple BOLTOVSKOY, 1980), ce type d'association benthique évolue peu et les espèces n'ont généralement aucune valeur stratigraphique. Les seules variations notables de ces associations dans l'Oxfordien du Jura ont toujours coïncidé avec une modification du sédiment ou de la macrofaune. Il apparaît donc bien que l'interprétation écologique tentée ci-dessus est la plus vraisemblable. Le fait qu'elle aboutisse, de surcroît, à des résultats cohérents, la rend encore plus crédible.

II - LES OSTRACODES

1) Inventaire et répartition

Les ostracodes représentent une part variable mais souvent modeste des microfossiles. Ils sont toujours nettement moins nombreux que les foraminifères mais sont assez diversifiés. Quelques résultats concernant la répartition biostratigraphique des ostracodes de l'Oxfordien du Jura méridional ont déjà été publiés (DONZE in ENAY et alii, 1962, DONZE et GAILLARD, 1978).

D'une manière générale, les associations d'ostracodes sont ici largement dominées par les Cytherella. Cytherella index OERTLI, 1959 caractérise la base de la séquence inférieure (Marnes à Creniceras renggeri, Couches à sphérites et Couches de passage). Cytherella ovoidale DONZE, 1962 prend son relai pour la suite de l'Oxfordien. Cette espèce est abondante et accompagnée au sommet de la séquence supérieure de Cytherella depressa DONZE, 1962 beaucoup plus rare. L'espèce la plus fréquente est certainement Cytherella woltersdorfi OERTLI, 1959, abondante dans tout l'Oxfordien du Jura. Assez indifférentes aux faciès, les cytherelles sont ubiquistes. Le genre Polycope est également abondant et ubiquiste. Le genre Monoceratina est représenté par trois espèces assez fréquentes : Monoceratina trepti DONZE, 1962, et Monoceratina polita DONZE, 1962 connues dans tout l'Oxfordien et Monoceratina denticulata DONZE, 1962 connue à partir de la zone à Transversarium. Ces trois genres (Cytherella, Polycope et Monoceratina) constituent l'association de base de la faune d'ostracodes.

Tous les autres ostracodes sont soit nettement moins abondants, soit limités à une époque ou à un domaine particulier. Ainsi, Procytheridea ? gublerae (BIZON, 1958) est une espèce assez abondante dans la séquence inférieure et dans tout le domaine étudié. Elle devient plus rare dans la séquence supérieure et se cantonne alors surtout dans la pointe sud du Jura dans les gisements où se développent encore les faciès à spongiaires. Il s'agit donc vraisemblablement d'une espèce relativement profonde. Le comportement du genre Pontocyprella (Pontocyprella suprajurassica OERTLI, 1959 - Pontocyprella sp.) est assez semblable. Ces deux genres sont particulièrement bien représentés dans les niveaux à spongiaires. Un seul genre peut toutefois être véritablement qualifié de caractéristique préférentiel du faciès à spongiaires. Il s'agit du genre Bairdia, assez rare, mais rencontré presque exclusivement dans les Couches de Birmensdorf et dans les niveaux à spongiaires des Calcaires lités.

A ces ostracodes "profonds" s'opposent des genres qui n'apparaissent que dans la séquence supérieure et qui prolifèrent dans les zones les plus internes du bassin. C'est notamment le cas du genre Schuleridea et en particulier de l'espèce Schuleridea triebeli (STEGHAUS, 1951) dont les premiers représentants sont connus dans les Calcaires hydrauliques mais qui est toujours absente dans les formations à songiaires. Cette espèce a ensuite progressivement étendu son aire d'extension sans atteindre, ni la bordure est de la plate-forme, ni sa partie la plus méridionale. Elle n'a d'autre part été trouvée en grande abondance (plus de 30 % des ostracodes et jusqu'à 75 %) que dans la partie nord du domaine étudié (fig. 148). Le genre Galliaecytheridea présente le même comportement. Il n'apparaît pas avant le dépôt des Couches d'Effingen et se cantonne dans le domaine.septentrional (ROF, SAP, AND, RIV, ARB, SAV). Souvent rencontré dans des niveaux détritiques, ce genre devait affectionner les vases

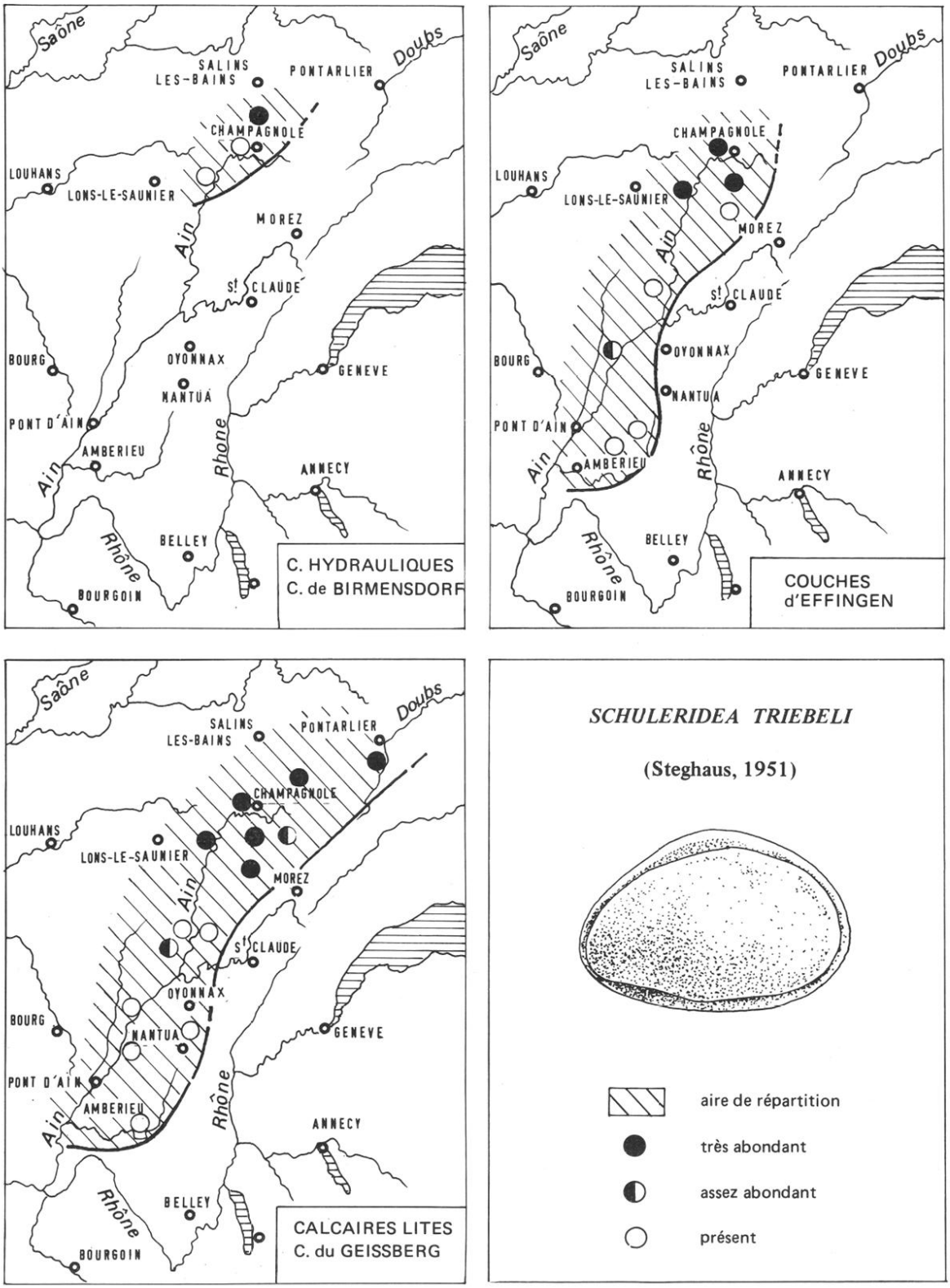


Fig. 148 – **Evolution de la répartition géographique de *Schuleridea triebeli.***

silteuses. Quelques spécimens ont pu être attribués aux trois espèces suivantes : Galliaecytheridae aff. wolburgi (STEGHAUS, 1951), Galliaecytheridea aff. dissimilis OERTLI, 1957 et Galliaecytheridea postrotunda OERTLI, 1957. Enfin, le genre Macrodentina, représenté notamment par l'espèce Macrodentina aff. punctata OERTLI, 1957, n'est connu que dans le sommet des Calcaires lités et dans les gisements septentrionaux (ARB, RIV) où il supporte également bien les dépôts détritiques fins. Le développement de ces trois genres (Schuleridea, Galliaecytheridea, Macrodentina) semble donc indiquer l'apparition de conditions plus internes. Ils ont du reste la même répartition que les quelques foraminifères "index" mis en évidence de la même manière ci-dessus.

Les autres espèces rencontrées sont généralement peu abondantes à très rares. Les unes s'éteignent dans la séquence inférieure : Platylophocythere hessi OERTLI, 1959 - Lophocythere cruciata triebeli LUTZE, 1960 et Lophocythere cruciata oxfordiana LUTZE, 1960. D'autres apparaissent au sommet de la séquence supérieure : Cytherura ? lacrimula OERTLI, 1959 - Rectocythere aff. juglandiformis OERTLI, 1957 - Amphicythere confundens OERTLI, 1957 - Vernionella sp. - Protocythere aff. rodewaldensis (KLINGLER, 1955) - Quasihermanites sp. D'autres, enfin, rencontrées çà et là en petit nombre seront seulement signalées : Acrocythere ? sp. - Cardobairdia argoviensis (OERTLI, 1959) - Cytherelloidea interrupta DONZE, 1962 - Cytheropteron sp. - Metacytheropteron sp. - Macrocypris sp. - Paracypris acris OERTLI, 1959 - Pontocypris sp. - Phlyctocythere sp. - Phylomedes sp. - Progonocythere martini BIZON, 1958.

2) Conclusion

Comme c'était le cas pour les foraminifères, les associations décrites ci-dessus montrent une parenté certaine avec celles qui ont déjà été signalées dans l'Oxfordien du Nord-Ouest européen : Angleterre, France, Suisse et Allemagne (T. KILENYI, 1978 ; J.J. BIZON, 1958 ; R. ENAY, M.T. BASTIEN, P. DONZE et J. SIGAL, 1962 ; P. DONZE et R. ENAY, 1962 ; J. GUYADER, 1968 ; H.J. OERTLI, 1957, 1959 ; E. TRIEBEL, 1954 ; G.F. LUTZE, 1960 ; H. MALZ, 1958 ; H. GLASHOFF, 1964).

Il se distingue toutefois, aussi nettement qu'avec les foraminifères, une dualité entre des associations "profondes" et de mer ouverte et des associations moins profondes et de milieu plus interne. Ces dernières sont caractérisées par la présence des genres Macrodentina, Galliaecytheridea ou Schuleridea. Il semble bien en effet que ces trois genres n'ont jamais été signalés en mer profonde. La synthèse récente des données concernant le Jurassique supérieur montre déjà assez clairement qu'ils ne vivaient en bordure de la Théthys que dans des domaines de faible bathymétrie (BATE, 1977). Bien que leur paléoécologie précise soit encore méconnue, ces genres, et le genre Macrodentina en particulier, ont même tendance à être considérés comme indicateurs possibles de milieu à salinité variable (KILENYI, 1978, BLONDEAU, DEPECHE et POMEROL, 1979). Dans le cadre de l'Oxfordien du Jura, il semble exagéré, en l'absence d'autres arguments, de conclure à l'existence de conditions euryhalines. L'apparition de ces ostracodes doit simplement être considérée comme la conséquence d'une évolution du bassin vers des conditions plus internes (profondeur moins grande, influence et apports continentaux plus importants). On notera que la tolérance de ces genres vis-à-vis d'un détritisme très fin est peut-être également une raison de leur réussite dans ces milieux plus littoraux.

Comme pour les foraminifères donc, la distribution spatiotemporelle des ostracodes semble contrôlée beaucoup plus par les facteurs du milieu que par le facteur temps. Les ostracodes de l'Oxfordien du Jura ont sans doute un certain intérêt stratigraphique local (DONZE et GAILLARD, 1978), mais beaucoup plus certainement un intérêt paléoécologique. On notera que toutes les informations qu'ils nous fournissent sur l'environnement confortent celles obtenues à l'aide des foraminifères benthiques.

III - CONSIDERATIONS GENERALES SUR LA MICROFAUNE

A côté des foraminifères et des ostracodes, les sédiments oxfordiens renferment de nombreux autres microfossiles qui ont aussi été pris en compte dans les études quantitatives (fig. 149 à 154). Ce sont :

- des micro-organites,
- des micro-coprolithes.

Les premiers sont très divers mais largement dominés par les articles d'ophiures et les sclérites d'holothuries. Ils seront étudiés ci-après dans le paragraphe consacré à la macrofaune. Les seconds sont presque exclusivement représentés par l'ichnogenre Coprulus déjà étudié dans le chapitre consacré aux traces fossiles.

Les conclusions les plus intéressantes auxquelles aboutissent ces études quantitatives globales de microfaune sont, pour chacune des principales formations oxfordiennes, les suivantes :

- Dans les Marnes à Creniceras renggeri (fig. 149), les caractères les plus marquants de la microfaune sont la dominance des Ophthalmidium et l'extrême discrétion des Coprulus. Compte tenu des observations faites précédemment, ceci doit être le signe d'une sédimentation active en milieu marin relativement profond.

- Dans les Couches à sphérites et les Couches de passage (fig. 150), les Ophthalmidium restent abondants et les Coprulus très rares, voire absents, mais les faunes de spirillines montrent un développement important pouvant s'interpréter comme le résultat d'un ralentissement de sédimentation.

- Dans les Couches de Birmensdorf (fig. 151, spectres de droite) la tendance amorcée précédemment se confirme avec réduction ou disparition des Ophthalmidium et très nette dominance des spirillines pour qui les fonds à spongiaires constituent un milieu particulièrement favorable. On remarquera que latéralement, dans les Calcaires hydrauliques (fig. 151, spectres AND, RIV, BIL, CSA, GIR et ARC) où la sédimentation est plus active, les Ophthalmidium se maintiennent et les spirillines sont relativement moins nombreuses. On notera également, pour la première fois et dans le secteur le plus septentrional uniquement, une grande abondance de Coprulus.

- Dans les Couches d'Effingen (fig. 152), le retour des Ophthalmidium et le déclin des spirillines apparaissent comme la conséquence logique de la reprise de sédimentation caractérisant la base de la séquence supérieure. Toutefois, les Coprulus poursuivent leur développement et envahissent la totalité du bassin vraisemblablement dès lors moins profond.

- Dans les Couches du Geissberg (fig. 153) la microfaune est globalement assez semblable à celle des Couches d'Effingen. Le déclin des Ophthalmidium est cependant très sensible sauf dans la zone la plus méridionale.

- Enfin, dans les Calcaires lités (fig. 154), les Ophthalmidium ont presque totalement disparu alors que les Coprulus abondent. La réapparition notable des spirillines dans la zone méridionale est à mettre en relation avec le ralentissement de sédimentation qui a présidé à l'établissement des fonds à spongiaires.

On retiendra donc que l'étude globale de la répartition de ces microfossiles d'origine benthique renseigne assez précisément sur l'évolution du bassin de sédimentation étudié. Le domaine

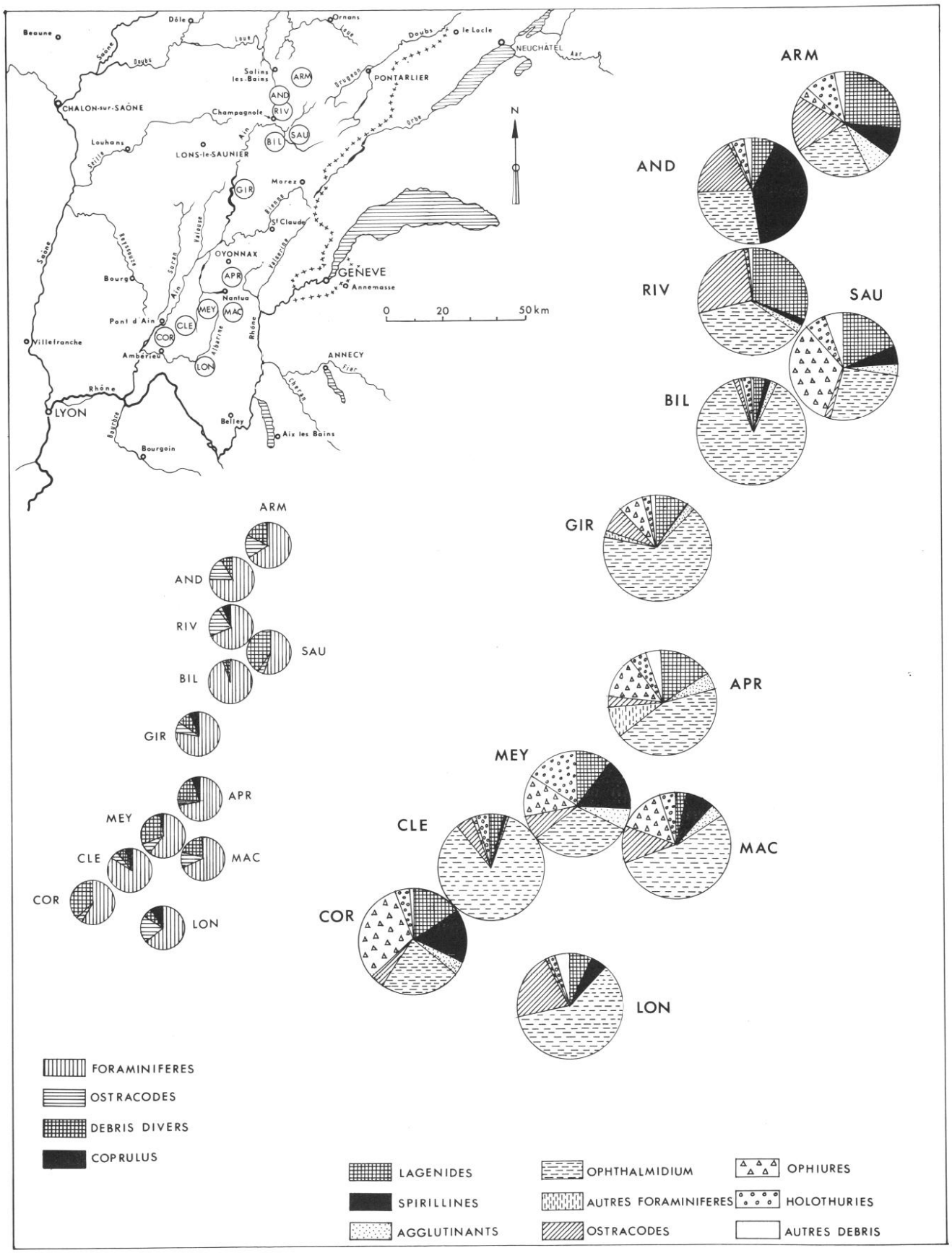


Fig. 149 – **Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Marnes à *Creniceras renggeri*.**

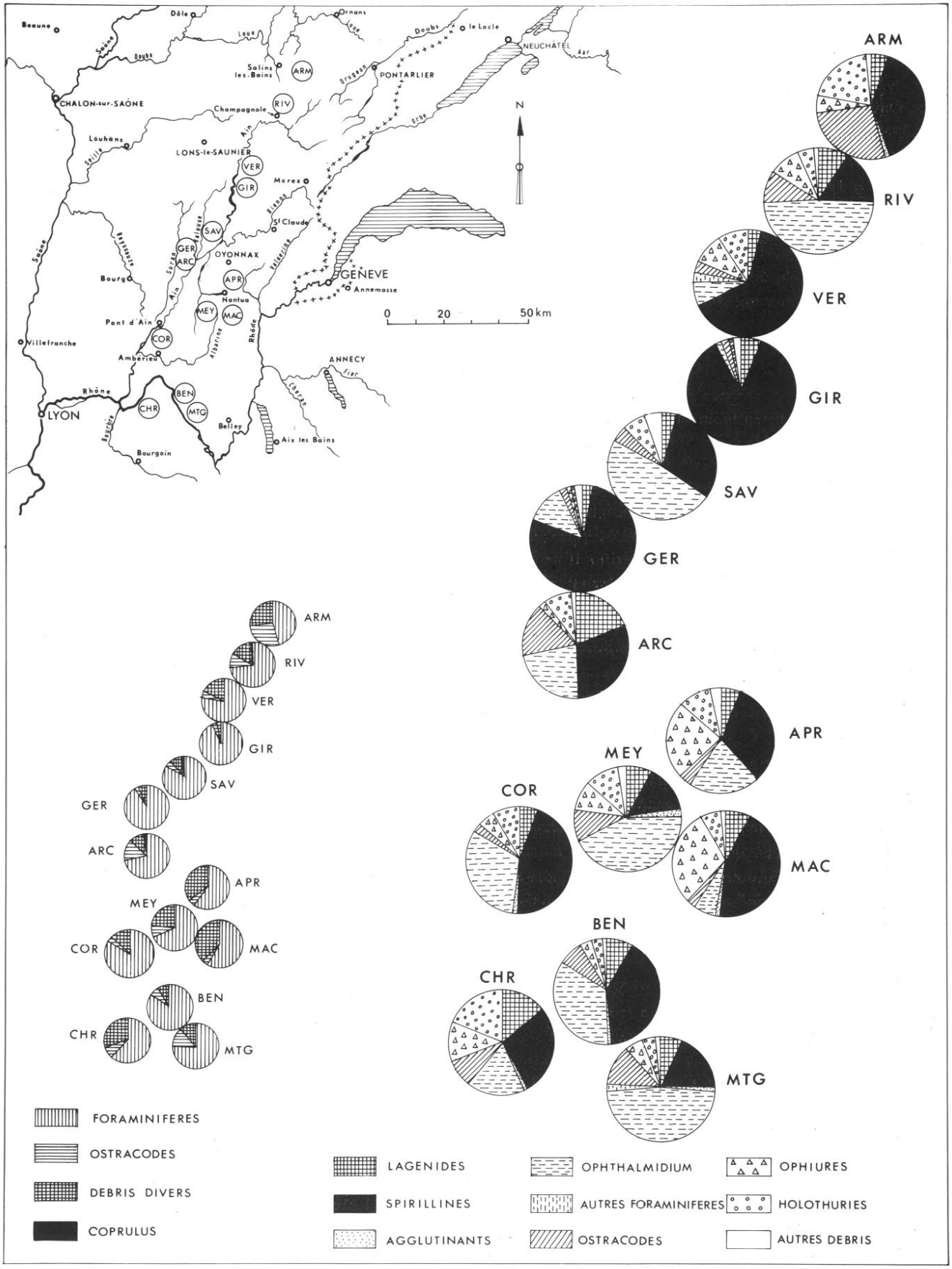


Fig. 150 – **Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches à sphérites et les Couches de passage.**

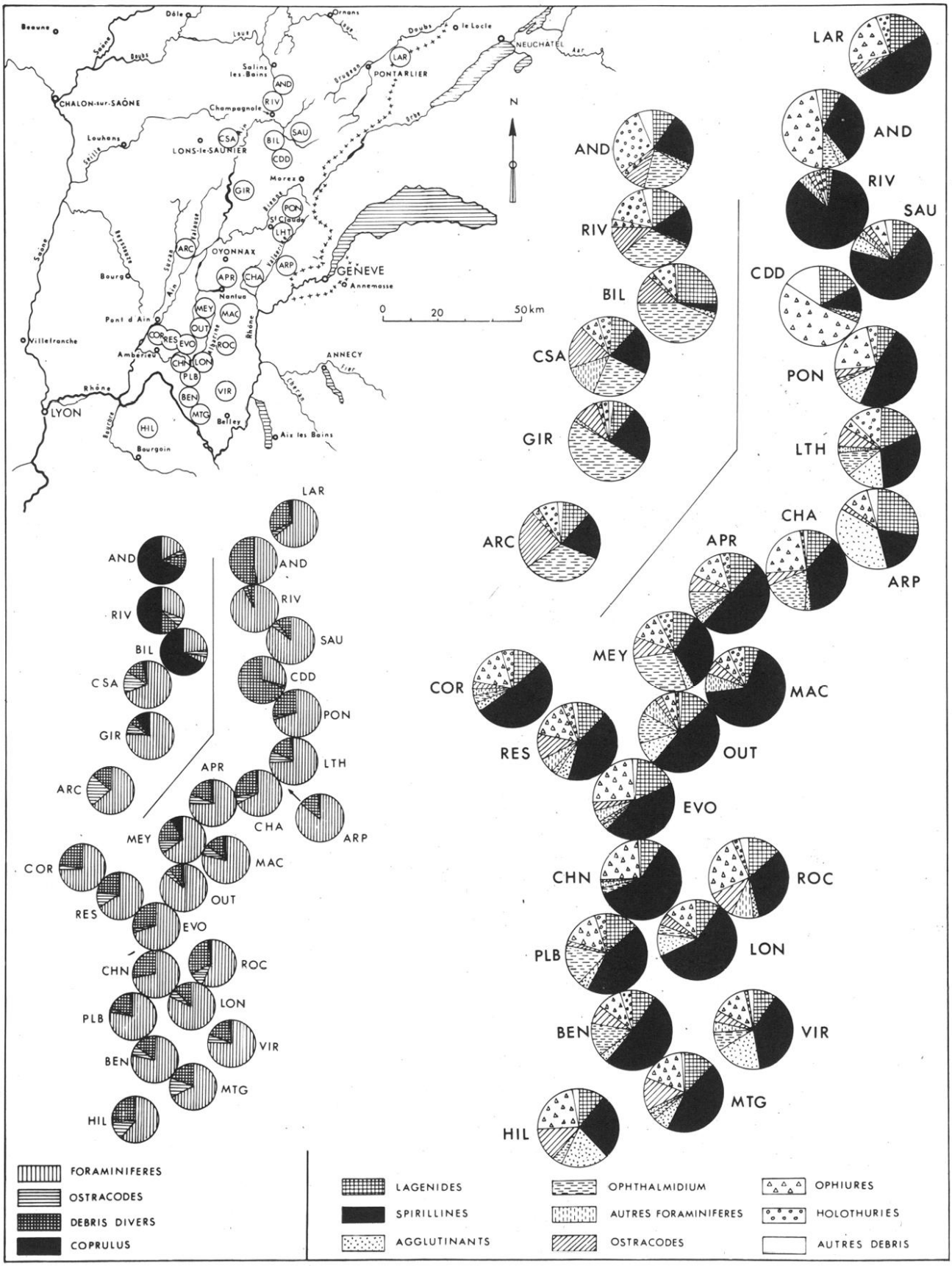


Fig. 151 – **Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches de Birmensdorf et les Calcaires hydrauliques.**

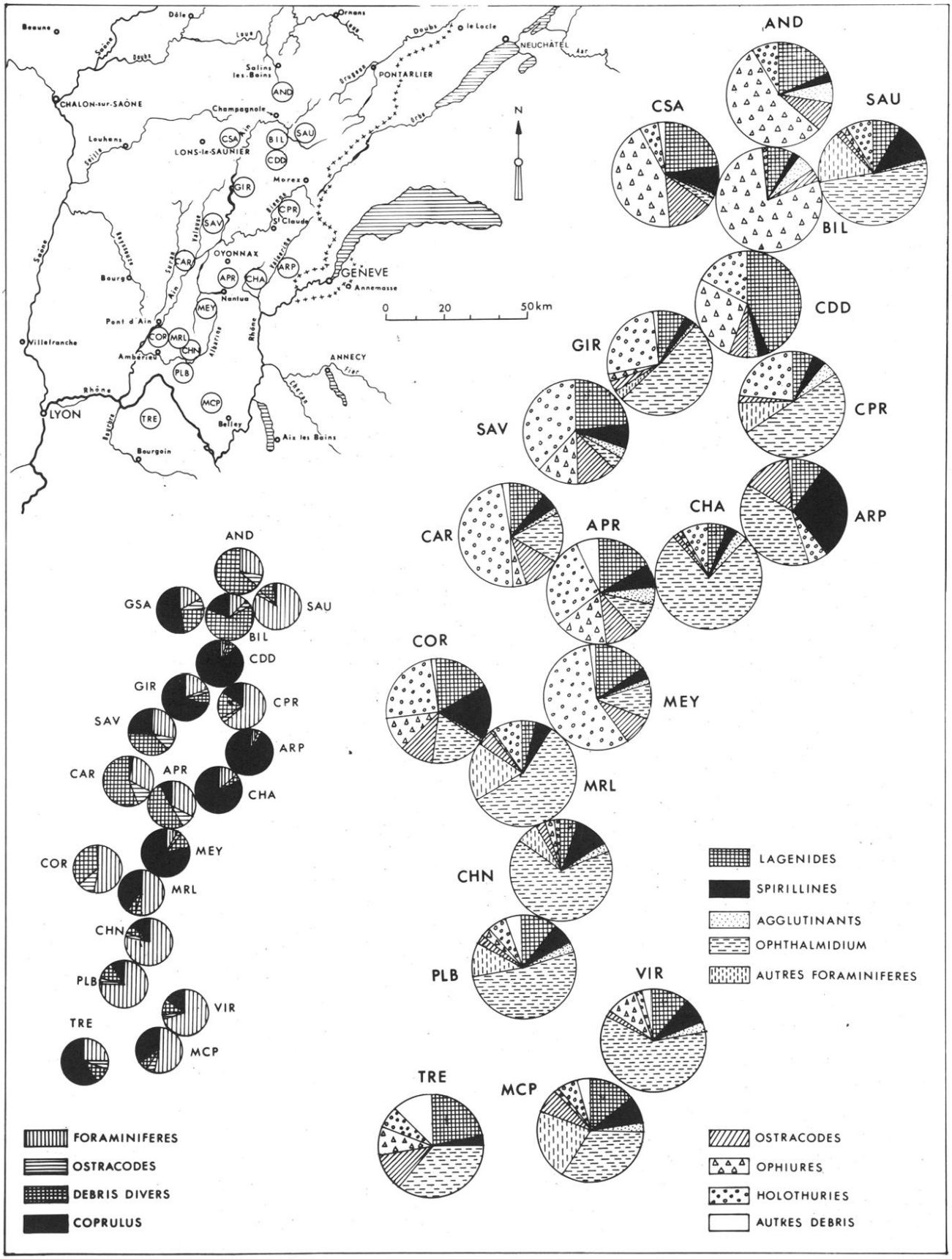


Fig. 152 – **Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches d'Effingen.**

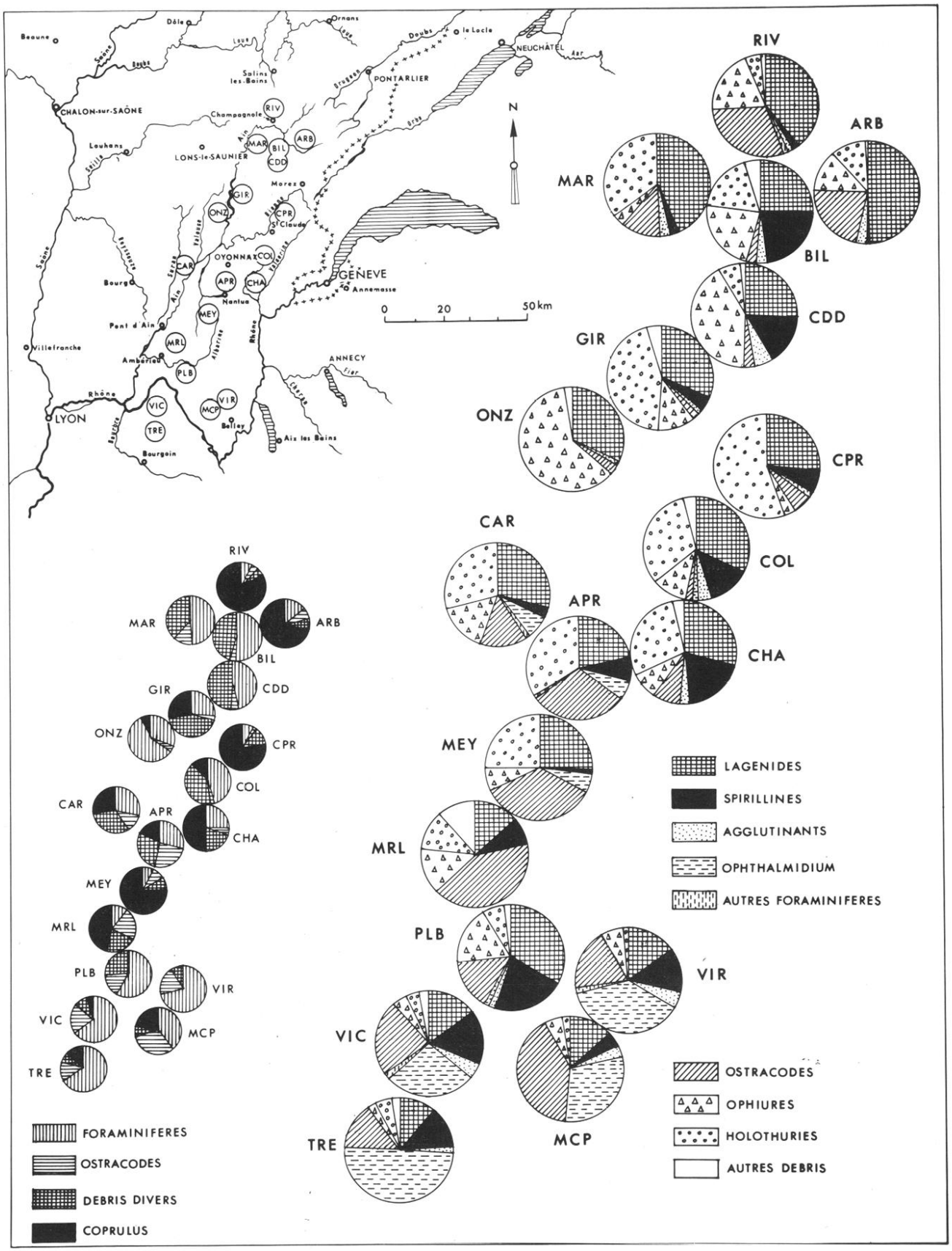


Fig. 153 – **Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches du Geissberg.**

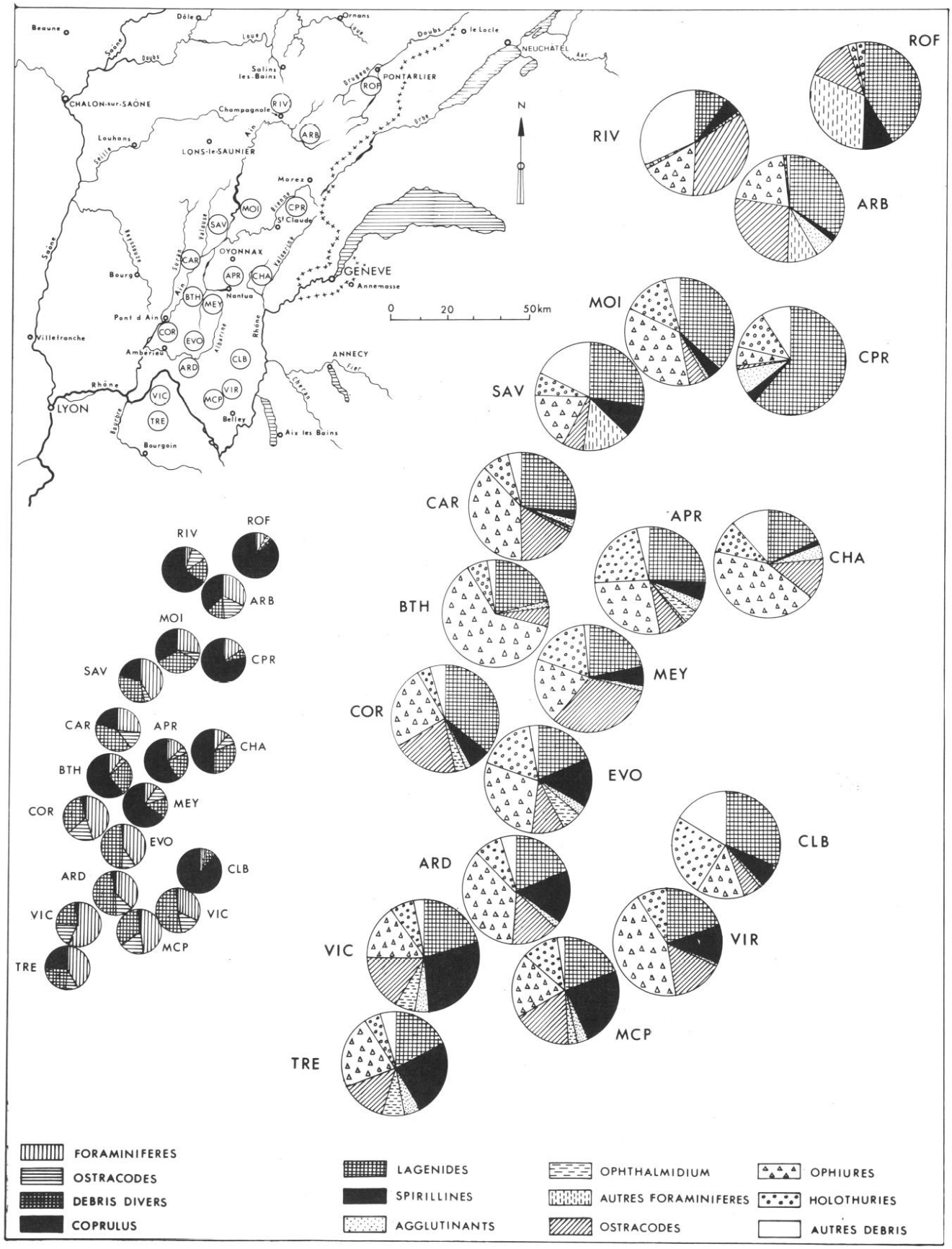


Fig. 154 – **Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Calcaires lités.**

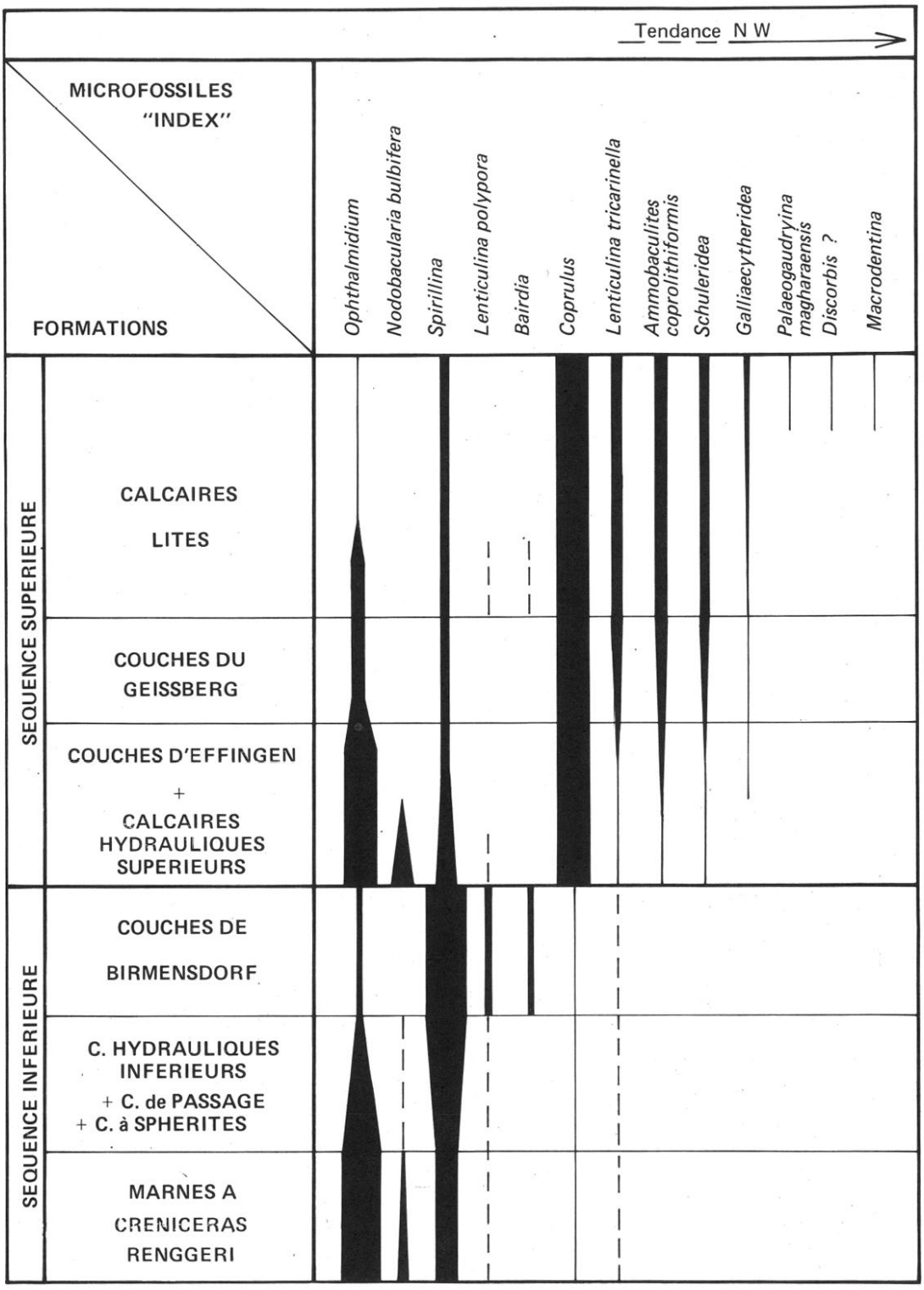


Fig. 155 – **Répartition des principaux microfossiles "index".**

d'extension de tous les microfossiles semblant présenter une certaine valeur paléoécologique est schématisé en fig. 155. Il est évident que tous ces "marqueurs paléoécologiques" n'ont pas la même valeur. Ceux qui paraissent les plus fiables sont généralement rares et naturellement localisés dans un secteur restreint. Les plus banaux n'ont de signification que par leur abondance relative. Il apparaît ainsi que la comparaison de l'abondance des Ophthalmidium et de celle des Coprulus peut conduire à des résultats intéressants et pratiques. Ainsi, pour un prélèvement donné, il est possible de calculer une valeur indice correspondant à la différence entre le pourcentage des Coprulus et celui des Ophthalmidium.

$$C\text{-}O = \frac{\text{Nb Coprulus} \times 100}{\text{Nb Microfossiles}} - \frac{\text{Nb Ophthalmidium} \times 100}{\text{Nb Microfossiles}}$$

Il est remarquable de constater que, pour la partie étudiée du bassin prise globalement, cet indice (C-O) évolue progressivement depuis des valeurs fortement négatives à la base de la séquence inférieure (maximum = - 87) jusqu'à des valeurs fortement positives au sommet de la séquence supérieure (maximum = + 89) (fig. 156). Il est donc théoriquement possible, à partir des microfossiles les plus banaux, de se situer avec une certaine chance de succès dans la série oxfordienne. L'indice C-O paraît ainsi particulièrement utile pour la différenciation des Marnes à Creniceras renggeri et des Couches d'Effingen dont les faciès sont semblables et dont les fossiles stratigraphiques font souvent défaut. En effet, si l'indice C-O est positif, il y a en principe toutes les chances pour qu'il s'agisse des Couches d'Effingen, et si l'indice C-O est négatif, il y a de fortes chances pour qu'il s'agisse des Marnes à Creniceras renggeri.

FORMATIONS	INDICE C – O			
		NEGATIF	NUL	POSITIF
Calcaires lités	⊕	14 %	0	86 %
Couches du Geissberg		39 %	0	61 %
Couches d'Effingen		36 %	4 %	60 %
Calcaires hydrauliques / Couches de Birmensdorf		43 % / 77 %	0 / 13 %	57 % / 10 %
Couches à sphérites + Couches de passage		93 %	7 %	0
Marnes à Creniceras renggeri	⊖	100 %	0	0

Fig. 156 – **Evolution de l'indice C-O dans l'Oxfordien du Jura.** Les valeurs figurées ont été obtenues à partir de l'étude de la totalité des prélèvements effectués dans l'ensemble de la région étudiée.

D – RÉPARTITION ET SIGNIFICATION DES PRINCIPAUX MACROORGANISMES

L'étude paléoécologique détaillée de l'ensemble de l'Oxfordien du Jura reste à faire. Une bonne connaissance systématique, indispensable pour ce genre d'étude, fait encore défaut pour de nombreux groupes d'organismes. Toutefois, même si l'on s'en tient à quelques considérations d'ordre général, l'examen de la macrofaune benthique permet déjà de tirer quelques conclusions intéressantes pour une meilleure connaissance de l'environnement. Il apporte notamment des renseignements utiles sur deux points essentiels :

- le régime sédimentaire ;
- la topographie du bassin.

Inversement, ce que l'on sait par ailleurs concernant ces deux points permet de préciser certaines exigences des organismes en présence. L'aperçu paléoécologique présenté ci-dessous ne concerne que la tranche de temps correspondant aux zones à Transversarium et à Bimammatum, période pendant laquelle se sont manifestés les milieux à spongiaires précédemment décrits.

I - LES SPONGIAIRES

1) Les éponges siliceuses

a. Les hexactinellides

Ce sont certainement les éponges les plus spectaculaires du domaine étudié. Elles sont dominantes dans tous les faciès oxfordiens réputés "à spongiaires" et représentent les éponges les plus actives dans l'édification des biohermes. La liste des principales espèces rencontrées a été donnée dans les fig. 83 et 84. Elles apparaissent avec les Couches de Birmensdorf où, très rapidement, elles foisonnent. Chassées par la reprise de sédimentation active du début de la séquence supérieure, elles réapparaissent timidement à l'extrême Sud (Ile Crémieu) dès le dépôt des Couches du Geissberg. Elles connaissent ensuite un certain essor avec le dépôt des Calcaires lités et gagnent un peu vers le Nord. A l'Oxfordien terminal, leur déclin est définitif. Elles se rencontrent encore, çà et là, dans la frange la plus externe de la plate-forme (3ème niveau à concrétions - Glypticien). Cette régression des hexactinellides qui va de pair avec le comblement progressif de la plate-forme jurassienne, montre leur préférence marquée pour les zones relativement profondes et de faible sédimentation.

b. Les démosponges

Les lithistides sont nettement moins nombreuses que les hexactinellides mais ont le même mode de fossilisation (momies calcaires), une répartition globalement identique et à peu près les mêmes exigences de milieu.

Les démosponges manifestent toutefois leur présence non seulement par les célèbres momies calcaires évoquées ci-dessus, mais aussi par de grandes quantités de spicules. On remarquera que faciès à momies et faciès à spicules s'excluent d'une manière assez significative. Ce dernier caractérise essentiellement la base des Calcaires hydrauliques (= Calcaires hydrauliques inférieurs - fig. 78). Les spicules se rencontrent aussi, çà et là, mais en relative abondance, dans certains niveaux bioclastiques de la séquence supérieure (Calcaires lités principalement).

Il s'agit de spicules siliceux qui, dans la grande majorité des cas, sont conservés sous forme d'un simple remplissage sparitique. Deux types principaux se rencontrent (pl. 32, fig. 7, 8) :

- le premier type, de très loin le mieux représenté, correspond à de petits spicules subsphériques à réniformes, d'un diamètre moyen de 60 μm. Ce sont des microsclères de type sterraster (ou rhaxes) que l'on peut rapporter sans grand risque d'erreur à des éponges de la famille des Geodiidae.

- le deuxième type, plus rare, correspond à de grands spicules en forme d'aiguilles. La plupart des sections favorables montrent qu'il s'agit souvent de triaènes (pl. 32, fig. 7). Ces mégasclères étant toujours associés aux microsclères précédemment cités, il est logique d'envisager qu'ils appartiennent aux mêmes éponges. Le fait n'est pas certain car leur proportion dans les assemblages peut varier de 25 % à 0 %. Une simple dispersion par les courants peut toutefois très bien expliquer une ségrégation entre mégasclères et microsclères. Ces derniers, petits, légers et sub-sphériques devaient être en effet particulièrement mobiles.

La famille des Geodiidae est caractérisée par des éponges possédant une cuirasse corticale constituée de sterrasters. Ceux-ci se juxtaposent pour former une strate microsclérique pouvant atteindre jusqu'à 5 mm d'épaisseur. A la mort de l'éponge, ce sont des milliers de sterrasters qui sont libérés sur le fond et, presque inévitablement, dispersés. Deux genres sont actuellement connus au Jurassique.

- le genre Rhaxella a été défini par G. J. HINDE (1890) dans le Jurassique supérieur d'Angleterre. La conservation de fragments d'éponges est tout à fait exceptionnelle. Ceux-ci ont été figurés par G. J. HINDE (1890 : pl. VI - 1893 : pl. XIII, fig. 7 a-f). Ils montrent uniquement des sterrasters qui sont donc considérés comme les seuls spicules connus de ce genre. Très généralement ces microsclères se rencontrent à l'état dispersé dans le sédiment. Le genre Rhaxella a également été signalé, à partir de tels microsclères dissociés, dans le Jurassique supérieur d'Allemagne (KOLB, 1910-11 - SCHRAMMEN, 1936-37).

- le genre Geodites est également connu au Jurassique et présente, outre le même squelette cortical à sterrasters, un squelette principal à spicules triaènes. Des éponges s'y rapportant ont donc très bien pu fournir les associations de spicules rencontrées dans l'Oxfordien du Jura. Il semble toutefois plus prudent de laisser un doute sur la détermination de ces éponges.

On notera que, souvent, les sterrasters qui abondent dans certains niveaux oxfordiens du Jura suisse ou de Souabe ont été cités sans attribution générique (REIF, 1967 - BOLLIGER et BURRI, 1970).

Dans le Jura français, on constate que le faciès à spicules a une répartition très nettement différente de celle du faciès dit "à spongiaires" (biohermes et niveaux stratifiés environnants). A la base des Calcaires hydrauliques, où il est très développé, il est contemporain du faciès à hexactinellides et lithistides des Couches de Birmensdorf, mais situé en position plus interne. Après leur apparition massive vers le sommet de la séquence inférieure, les sterrasters abondent également dans certains niveaux de la séquence supérieure (Couches d'Effingen, Couches du Geissberg et surtout Calcaires lités) où ils côtoient des organismes relativement peu profonds. De même, dans le Jura suisse, W. BOLLIGER et P. BURRI (1970) les voient abonder dans les faciès coralliens et se raréfier dans les faciès de mer ouverte. On peut donc conclure que les éponges qui produisaient ces spicules vivaient dans un domaine plus interne et moins profond que celui où vivaient les hexactinellides et les lithistides constructeurs de biohermes.

Même si quelques spicules se rapportent à d'autres démosponges, il est important de constater la dominance écrasante des Geodiidae. Ce que l'on connaît sur les représentants actuels de cette famille renforce l'interprétation bathymétrique esquissée puisque ces éponges sont généralement considérées comme peu profondes. Elles ont une large répartition bathymétrique (du domaine littoral au domaine abyssal) mais abondent de 0 à - 50 m (LEVI, 1973).

Signalons enfin que ce faciès à spicules est, parmi les faciès à spongiaires jurassiens, le plus proche des célèbres gaizes et spongolithes connus dans l'Oxfordien inférieur ardennais. Très tôt, L. CAYEUX (1897, 1929) y avait noté la profusion de "corps globuleux" qui semblent bien être, pour la plupart, les mêmes microsclères de Geodiidae. C'est donc essentiellement par leur forte teneur en silice que les gaizes se démarquent des roches jurassiennes. On notera toutefois que certaines d'entre elles montrent une phase finale de calcification aboutissant à des faciès assez voisins.

Hors des deux faciès considérés jusqu'à présent (faciès à spongiaires construit ou non, et faciès à spicules) les restes fossiles de démosponges sont très rares. Ils ne sont cependant jamais totalement absents et on peut les rencontrer même dans les faciès apparemment hostiles des grandes formations marneuses. Ils se manifestent généralement sous forme de quelques spicules isolés. Il arrive très exceptionnellement que des fragments de squelette soient conservés. C'est par exemple le cas dans les Couches d'Effingen (Savigna - SAV 1) où ont été trouvées quelques petites éponges de taille centimétrique entièrement pyritisées. Leur squelette, constitué d'un faisceau de spicules triaènes, permet seulement de les classer chez les tetractinellides.

Il est, bien sûr, difficile de dire si la rareté des fossiles tient à la rareté des organismes vivants où à la difficulté de la fossilisation. Les deux phénomènes ont vraisemblablement joué conjointement et on conclura en remarquant que, contrairement aux apparences, les éponges siliceuses ont rarement été absentes des faunes benthiques oxfordiennes.

2) Les éponges calcaires

Beaucoup plus discrètes que les éponges siliceuses, elles ne se manifestent généralement que sous forme de petits triactines calcitiques. Ces derniers se rencontrent assez fréquemment dans presque tous les sédiments, mais toujours en petit nombre. On ne rencontre les éponges calcaires sous forme de fossiles complets que rarement dans les faciès à spongiaires siliceux, plus fréquemment dans certains niveaux bioclastiques de la séquence supérieure et surtout dans les "niveaux à concrétions" situés au sommet de cette séquence. Le 3è niveau à concrétions est particulièrement riche en éponges calcaires dans la région de Saint Claude-Choux-Molinges.

Il s'agit de pharétrones très largement dominées par le genre Peronidella. Les principales espèces inventoriées sont :

Peronidella amicorum (ETALLON, 1864)

Peronidella bronnii (MUNSTER)

Peronidella conoidea (GOLDFUSS, 1833)

Peronidella jurassica (ETALLON, 1858)

Corynella parva (ETALLON, 1858)

Deux espèces sont particulièrement abondantes : Peronidella bronnii et Peronidella jurassica. Ce sont des formes tubulaires dressées de quelques centimètres de haut. Cet inventaire est conforme aux observations de A. ETALLON (1858, 1860) faites dans l'Oxfordien supérieur du Jura. Il pourra être comparé à ceux, plus détaillés proposés par G. J. HINDE (1893) pour l'Angleterre, F. OPPLIGER (1929) pour la Suisse ou H. HURCEWICZ (1975) pour la Pologne.

Il est clair que les éponges calcaires de l'Oxfordien du Jura français recherchaient un milieu caractérisé par un certain hydrodynamisme et la présence de substrats durs. On notera qu'elles n'ont abondé dans de tels milieux que lorsqu'elles se trouvaient à relativement faible profondeur (faciès oncolidique à nubéculaires). Ceci est conforme à ce que l'on sait sur les exigences bathymétriques des éponges calcaires dont les représentants actuels ou fossiles ont toujours été considérés comme des indicateurs de faible profondeur. Les éponges calcaires actuelles abondent en effet dans la zone littorale, à moins de 100 m de profondeur.

3) Conclusion

L'inventaire général des spongiaires rencontrés dans le bassin jurassien durant l'Oxfordien montre qu'ils se répartissent schématiquement en trois ensembles :

- Des spongiaires que l'on peut qualifier de "profonds" (voir évaluation bathymétrique p. 246) conservés essentiellement sous forme de "momies calcaires" et capables d'édifier de véritables biohermes. Ce sont des lithistides et des hexactinellides, ces derniers étant les plus abondants. Cette association a connu son apogée au sommet de la séquence inférieure et dans la partie la plus externe du bassin (Couches de Birmensdorf). Après avoir nettement régressé avec l'avènement de la séquence supérieure, ils ne se sont maintenus que çà et là dans les faciès moins profonds.

- Des spongiaires de milieu "intermédiaire" conservés uniquement sous forme de spicules et surtout de microsclères (sterrasters). Ce sont, en très grande majorité des Geodiidae. Leur apogée se situe également au sommet de la séquence inférieure, mais dans un domaine plus interne du bassin (Calcaires hydrauliques inférieurs). Eux aussi régressent avec la reprise de sédimentation de la séquence supérieure mais restent encore, épisodiquement, assez abondants. Ils vivaient à relativement faible profondeur et colonisaient le fond lorsque la sédimentation n'était pas trop active. De faibles courants suffisaient pour répandre leurs microsclères sur les grandes vasières de la plate-forme externe.

- Des spongiaires plus littoraux caractérisés par l'abondance des éponges calcaires pharétrones. Celles-ci ne deviennent dominantes qu'à la fin de l'Oxfordien, dans des secteurs peu profonds, relativement agités, à faible taux de sédimentation et pourvus de substrats durs. Toujours associés à de nombreux autres organismes benthiques, ils n'ont toutefois jamais été à l'origine d'un véritable faciès à spongiaires.

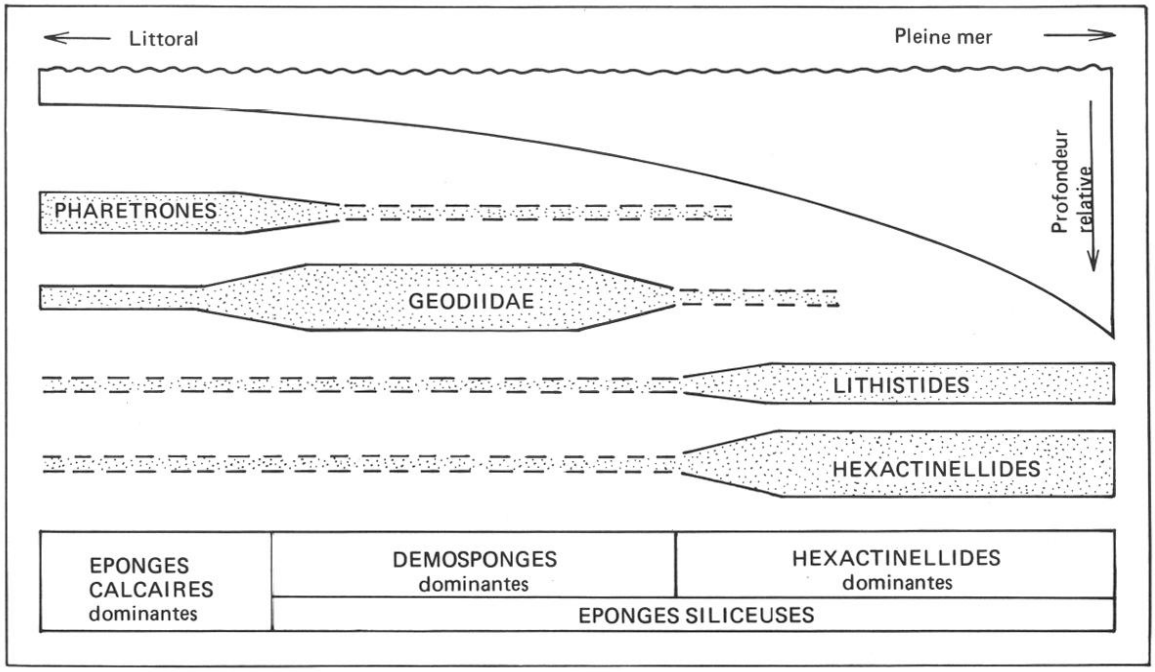


Fig. 157 – **Répartition bathymétrique supposée des grands groupes d'éponges dans le bassin jurassien à l'Oxfordien.**

Il résulte de ces observations un schéma général (fig. 157) montrant, des milieux les plus internes et les moins profonds, vers les milieux les plus externes et les plus profonds une succession :

Eponges Calcaires → Démosponges → Hexactinellides

On constatera que cette séquence bathymétrique générale des spongiaires est la même qu'aujourd'hui. La seule différence importante tient au fait que cette séquence est actuellement beaucoup plus étalée dans l'espace. Les hexactinellides ont en effet à peu près totalement quitté les domaines de plate-forme pour gagner de plus grandes profondeurs (bathyales et abyssales) alors qu'à l'autre extrémité, les éponges calcaires se maintiennent encore, pour la plupart, en domaine littoral.

Il paraît donc intéressant de conclure en soulignant le fait que l'Oxfordien, sur le pourtour européen de la Téthys, et au niveau du Jura en particulier, était certainement une période privilégiée pour les spongiaires en général. Ces derniers ont en effet pu coloniser avec succès l'essentiel de la plate-forme, domaine où la concurrence a toujours été très vive entre les organismes benthiques. Les différents groupes de spongiaires se sont ainsi répartis la place disponible en fonction de leurs aptitudes propres et ont prospéré. L'évolution générale du milieu marquée notamment par la modification des vastes plate-formes où ils pouvaient proliférer, et le retour en force d'organismes concurrents et mieux armés tels les madréporaires, a mis fin à cette exubérance d'éponges que la terre n'a plus connue depuis.

II - LES BIVALVES

Les bivalves constituent, dans l'Oxfordien du Jura, des faunes diversifiées dont les tableaux simplifiés présentés dans le cadre de ce travail (fig. 105, 106) ne donnent qu'une image très incomplète. Leur étude approfondie mériterait d'être entreprise et conduirait sans doute à des développements d'ordre paléoécologique d'un grand intérêt. Dans l'état actuel des connaissances, seules quelques considérations d'ordre général sont possibles.

1) Les bivalves et la colonisation du fond

Malgré toutes les réserves faites à ce sujet, le trait le plus marquant du régime sédimentaire reste bien, d'une manière générale, sa relative régularité. Ce caractère, associé à la grande finesse quasi permanente des sédiments déposés, a conduit à la réalisation de fonds boueux inhospitaliers pour un grand nombre d'organismes. Comme cela a été vu avec certains peuplements (spongiaires, Chondrites, ...), la colonisation de ces fonds par le benthos traduit très vraisemblablement une modification sensible de ce régime sédimentaire.

L'examen des bivalves fournit, à ce titre, des renseignements intéressants. Dans la plupart des cas, donc en régime normal, ils sont représentés presque exclusivement par des formes fouisseuses comme les nuculidés (→ Coprulus) ou les pholadomyes. Ces dernières affectionnent les fonds mous et tolèrent une certaine turbidité. Elles sont en général assez peu abondantes mais fréquentes. On les trouve en position de vie (fig. 160 A) et dans un assez bon état de conservation. L'apparition des bivalves épibiontes nécessite en revanche une transformation du fond (fig. 160B). Le phénomène peut s'analyser assez clairement au sommet des Couches d'Effingen là où se développent le "niveau bioturbé à bivalves" (SAV 2-12).

Les bivalves endobiontes et notamment les pholadomyes y sont particulièrement abondants. Deux espèces dominent : Pholadomya protei (BRONGNIART, 1821) et Pholadomya lineata GOLDFUSS, 1839. Leur fossilisation résulte de processus complexes. Les schémas de la fig. 158 montrent les principaux cas possibles. Le cas 1 correspond à la fossilisation normale, habituelle dans les autres niveaux. Le cas 2 implique une communication de l'intérieur de la coquille vide suffisamment prolongée avec le milieu extérieur pour que des organismes sessiles puissent s'y fixer. Les cas 3 et 4 montrent une bioturbation du sédiment de remplissage de la coquille. Cette bioturbation s'exprime aussi bien par de gros terriers qui traversent indifféremment l'encaissant et le remplissage, que par de petits terriers de nutrition ramifiés situés préférentiellement dans le sédiment de remplissage au contact de la coquille. Enfin, les cas 5 à 8, plus rares, supposent une exhumation totale ou partielle des fossiles pour qu'ils puissent être colonisés, extérieurement cette fois, par les organismes sessiles (serpules-bryozoaires, ...). Il est clair que ces fossiles témoignent, suivant les cas, au moins d'une période d'arrêt de sédimentation et souvent d'une période d'érosion avec remaniement éventuel.

Cette phase d'érosion est même vraisemblablement responsable de l'hécatombe des pholadomyes sans doute gênées dans leur fuite en profondeur pour se maintenir à leur niveau vital au sein du sédiment. En revanche, la situation profite au benthos épibionte qui voit apparaître et se multiplier les substrats favorables à son installation. Comme c'est souvent le cas, les pionniers sont les serpules (les plus abondantes sur les pholadomyes), les bryozoaires et les ostréidés. Parmi ces derniers, une forme de grande taille attribuée à l'espèce Gryphaeadilatata SOWERBY, 1818, nous renseigne particulièrement bien sur son support initial. L'empreinte quasi parfaite de ce dernier est en effet reproduite par le côté externe de la valve adhérente. Par le phénomène de croissance xénomorphique (STENZEL, 1971 - LEWY, 1972) même la valve opposée donne souvent une réplique du support. Des gastéropodes,

d'autres bivalves et surtout des ammonites, dont il ne reste par ailleurs aucune autre trace, sont ainsi remarquablement reproduits (fig. 159). L'abondance des ammonites ainsi conservées montre que la présence des débris squelettiques d'organismes nageurs a également joué un rôle important dans la modification du fond.

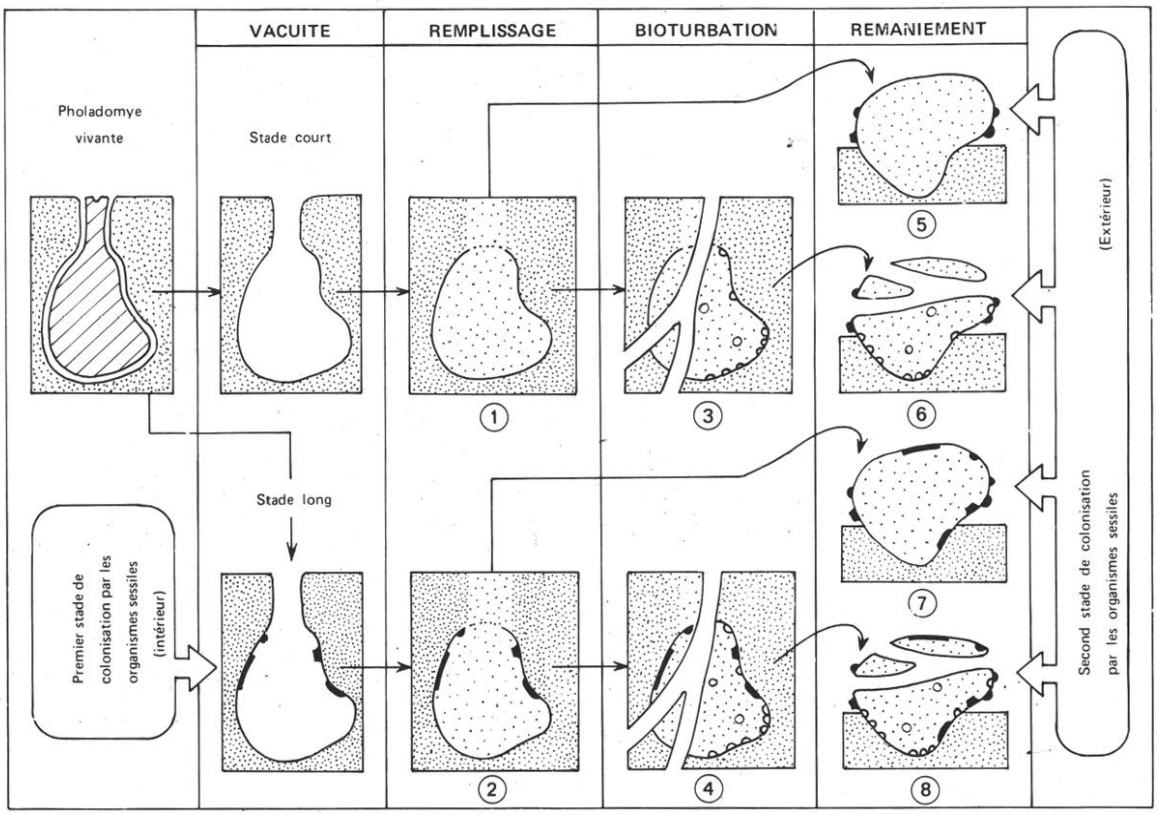


Fig. 158 – **Les processus de fossilisation des pholadomyes dans le niveau bioturbé à bivalves (sommet des Couches d'Effingen).**

Toujours parmi les formes pionnières, il faut citer les Pinna, apparemment capables de s'installer sur des fonds très vaseux. Fréquemment associées aux pholadomyes, elles ont souvent été rencontrées dans des calcaires très fins et très pauvres en éléments figurés. Ces bivalves avaient sans doute un assez bon pouvoir de dissémination et leurs larves devaient se contenter de très fins débris pour leur fixation.

Si le séjour sur le fond des coquilles et des fossiles remaniés est suffisamment long, la variété de l'épifaune augmente. Il peut apparaître ainsi des faunes épibiontes très diversifiées (fig. 160C). Le cas ne se présente pas dans les niveaux bioturbés à bivalves mais quelques mètres plus haut, dans les bancs terminaux des barres calcaires des Couches du Geissberg. Le phénomène est très spectaculaire dans la coupe de Savigna où le banc SAV 50 situé au sommet de la barre supérieure est littéralement pétri de coquilles de bivalves. Les valves entières,soit intactes, parfois même en connection, soit légèrement encroûtées ou perforées, sont disposées en tous sens et mêlées à des coquilles brisées. Les fossiles ont une patine rouille due à la pyrite. La matrice est micritique. Il est évident que le banc en question témoigne d'une assez longue période de remaniement ayant précédé une reprise brutale de sédimentation. L'association fossile qu'il livre résulte, de ce fait, d'un mélange de plusieurs générations

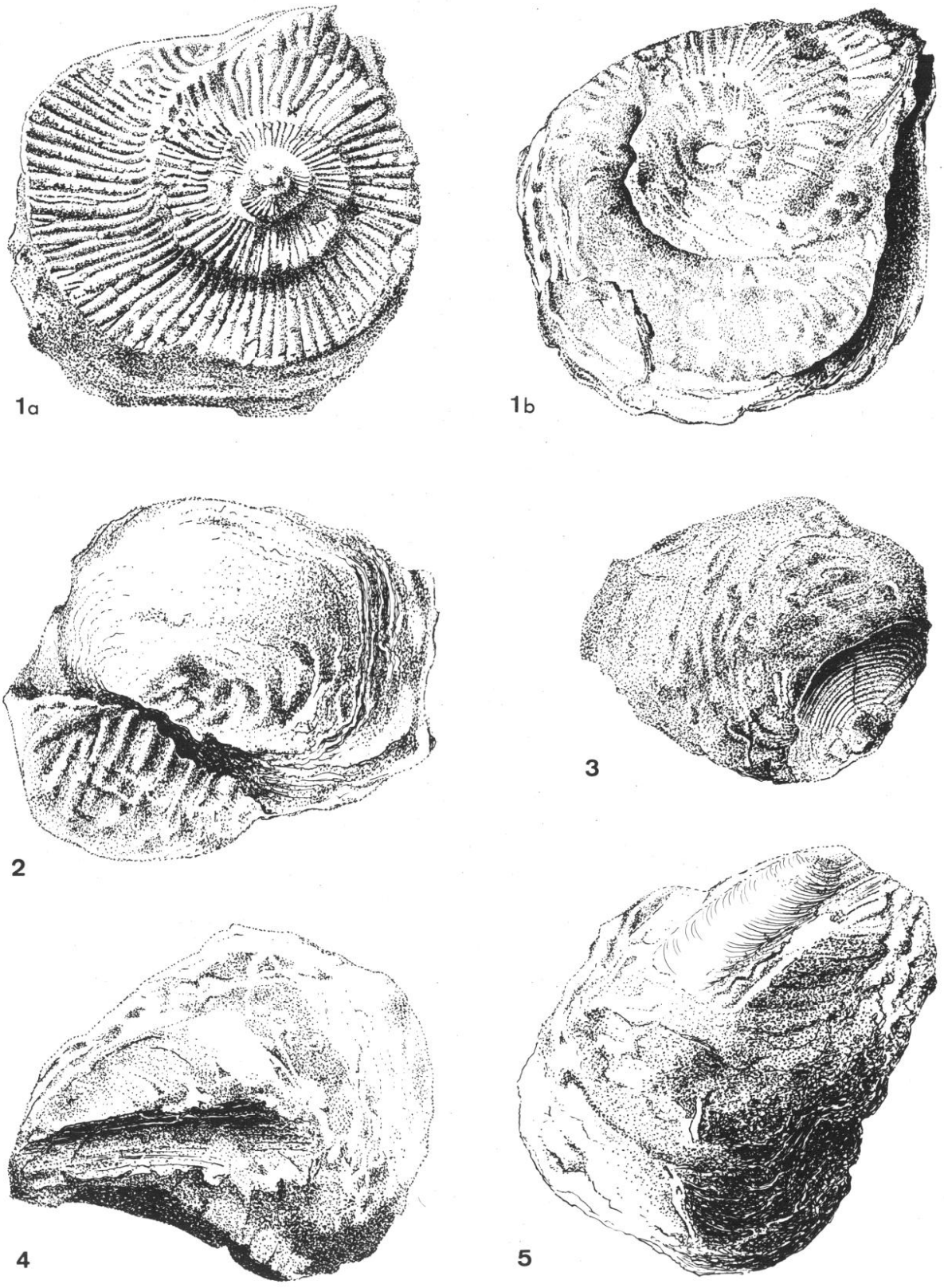


Fig. 159 – **Quelques cas de xénomorphisme observés sur des huîtres des Couches d'Effingen (niveau bioturbé à bivalves - Savigna - SAV).**
1 a-b : supports = perisphinctidés, 3 : support = gastéropode, 4 : support indéterminé, 5 : support = *Gervillia*.

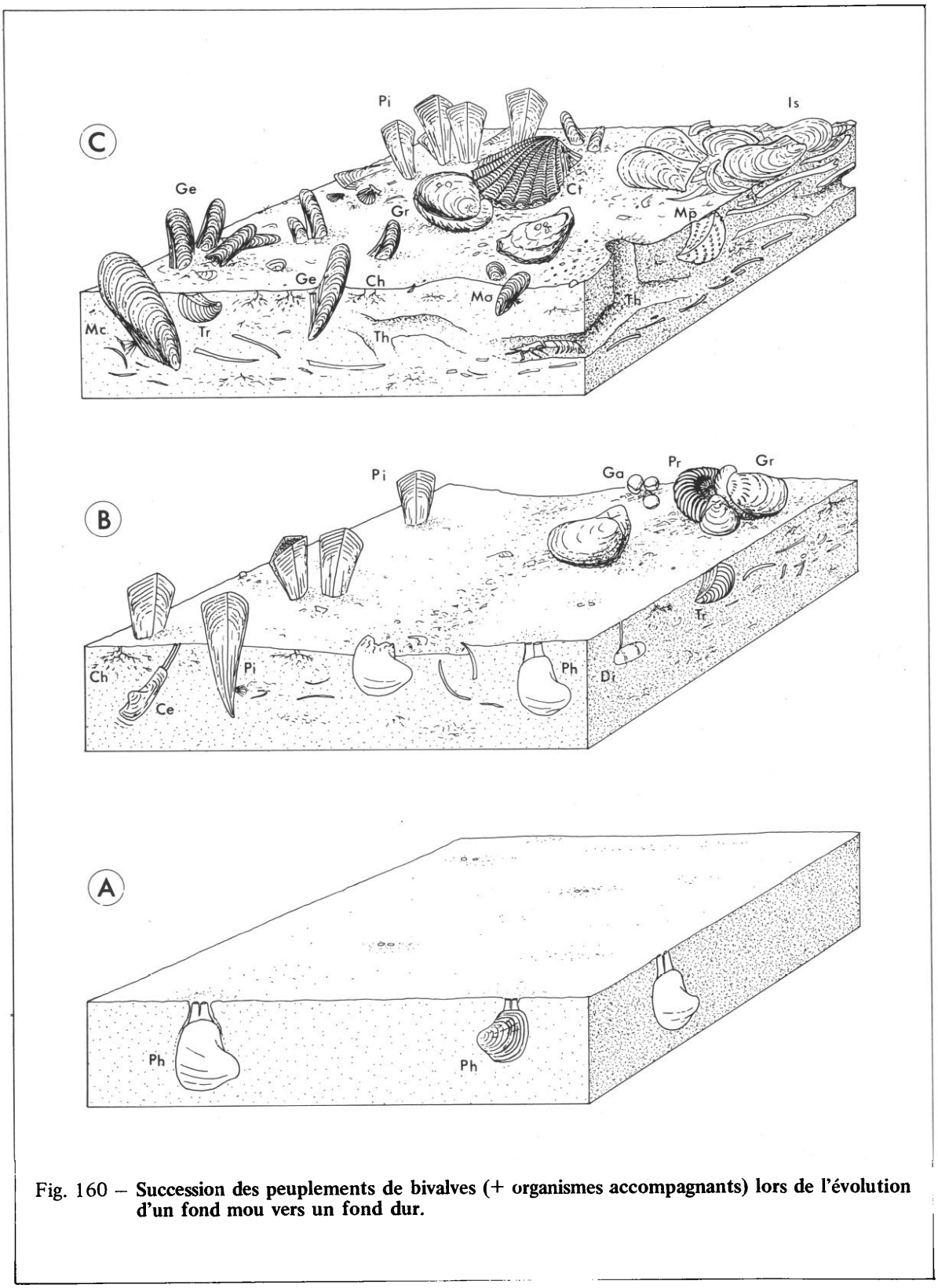
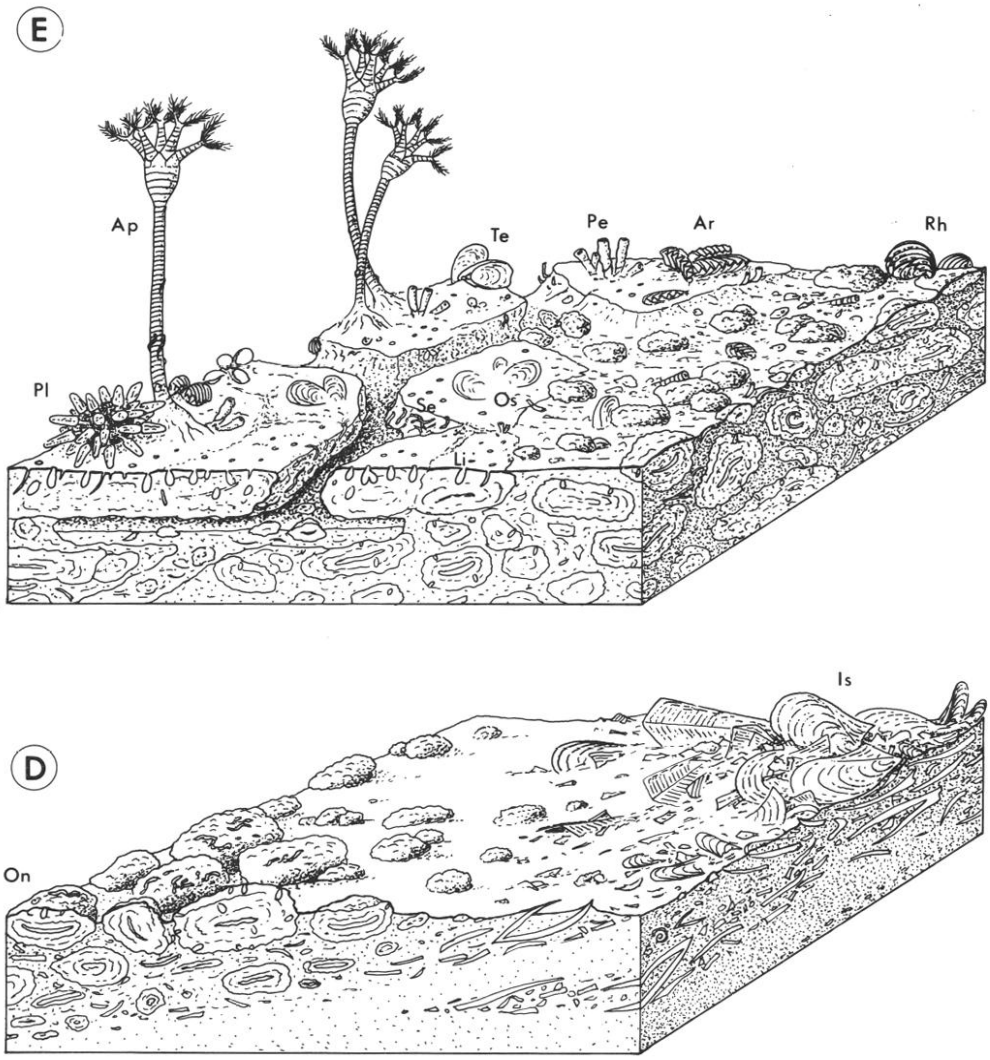


Fig. 160 – **Succession des peuplements de bivalves (+ organismes accompagnants) lors de l'évolution d'un fond mou vers un fond dur.**



BIVALVES :
Ar : Arctostrea, Ce : Cercomya, Ct : Ctenostreon, Ge : Gervillia, Gr : Gryphaea, Is : Isognomon, Mc : Myoconcha, Mo : Modiolus, My : Myophorella, Os : Ostreidae, Pi : Pinna, Ph : Pholadomya, Tr : Trigonia.

CEPHALOPODES :
Pr : Perispinctidae

ECHINODERMES :
Ap : Apiocrinites, Di : Disaster, Pl : Plegiocidaris.

SPONGIAIRES :
Pe : Peronidella.

ENCROUTEMENTS :
On : Oncoïdes à Nubéculaires.

BRACHIOPODES :
Ga : Galliennithyris, Rh : Rhynchonellidae, Te : Terebratulidae.

ANNELIDES :
Se : Serpulidae.

TRACES FOSSILES :
Ch : Chondrites, Li : Perforations de lithophages, Th : Thalassinoides.

d'organismes peut être qualitativement assez différentes. Comme c'est souvent le cas, l'image instantanée du fond ne peut être révélée ... L'important est de noter que, dans cette thanatocoenose, les épibiontes l'emportent en nombre d'individus comme en nombre d'espèces sur les endobiontes. Le même cas se présente pour la quasi-totalité des bancs à bivalves de la séquence supérieure. Ils peuvent donc être interprétés comme autant de témoins de petits épisodes d'arrêt de sédimentation. La localisation de l'aire soumise à ces conditions de sédimentation reste néanmoins délicate puisque ces bancs résultent parfois d'un transport brutal de matériel dont il est difficile d'estimer l'importance.

On rappellera enfin que ces fonds à bivalves ont constitué des conditions idéales de substrat pour le développement d'encroûtements tels les oncoïdes à nubéculaires (p. 306 + fig. 160 D, E). Si l'on se reporte à nouveau à la coupe de Savigna prise en exemple, on constate que les premiers niveaux riches en bivalves situés au-dessus de ceux des Couches du Geissberg présentent justement ce faciès à encroûtements puisqu'il s'agit du "1er niveau à concrétions". Il existe ainsi une véritable séquence biologique s'exprimant schématiquement ainsi :

↑ - biofaciès à encroûtements oncoïdiques

- biofaciès à bivalves épibiontes dominants

- biofaciès à bivalves endobiontes dominants

Elle peut s'illustrer par les schémas de la fig. 160. L'expression successive, dans la série, de termes de plus en plus élevés dans cette séquence traduit, dans le bassin, une succession de phases de ralentissement de sédimentation de plus en plus prononcées. C'est ce qui se produit à Savigna où cette séquence est dilatée puisque l'épaisseur comprise de la base du "niveau bioturbé à bivalves" au sommet du "1er niveau à concrétions" est d'environ 50 m. A l'opposé, à guère plus de 20 km au Sud, à Cuvergnat, la même séquence se réalise en une période plus courte et seulement sur 9 m (fig. 161). Elle concerne le même niveau, à la base, auquel font suite les Couches du Geissberg peu caractéristiques mais riches en bivalves et terminées par un niveau mince mais très fortement encroûté (ARC 101). Ce niveau est représenté par un pavage de galets rouille perforés par des lithophages et présentant, surtout sur leur face inférieure d'épais enchevêtrements de serpules. A proximité, dans la combe d'Arnans, le même niveau livre des oncoïdes à nubéculaires tout à fait typiques. La série habituelle des Couches du Geissberg, avec ses deux barres calcaires caractéristiques se trouve réduite ici à quelques bancs surmontés d'un mince niveau à encroûtements. C'est dire l'importance de la "lacune" stratigraphique que peut représenter un niveau oncoïdique à nubéculaires. Il est évident que le sommet de la séquence supérieure, marqué par l'importance grandissante de ces niveaux à encroûtements (p. 310) illustre le passage d'une sédimentation assez régulière à une sédimentation discontinue. L'intérêt des fonds à bivalves est de bien montrer les premières phases de cette déstabilisation.

2) La répartition des bivalves

Si l'on examine maintenant la répartition géographique des bivalves, on constate l'importance grandissante qu'ils prennent dans le bassin.

Le "niveau bioturbé à bivalves" montre, dans les Couches d'Effingen, les premières faunes benthiques nettement dominées par les bivalves. Il se limite à un secteur nord-ouest relativement restreint (fig. 163). Des associations comparables et même souvent plus riches se développent ensuite avec les Couches du Geissberg et sur une région plus étendue dont n'est exclue que la bordure la plus externe (Le Crêt Pourri - CPR, Les Arpines - ARP, Le Grand Colombier - CLB, CLS) et la plus méridionale (Trept - TRE, Bouvesse-Quirieu - VIC, Virieu-le-Grand - VIR ...) du bassin. La même répartition se retrouve fréquemment dans les Calcaires lités avec les nombreux bancs bioclastiques et les niveaux à concrétions où les bivalves tiennent une place importante.

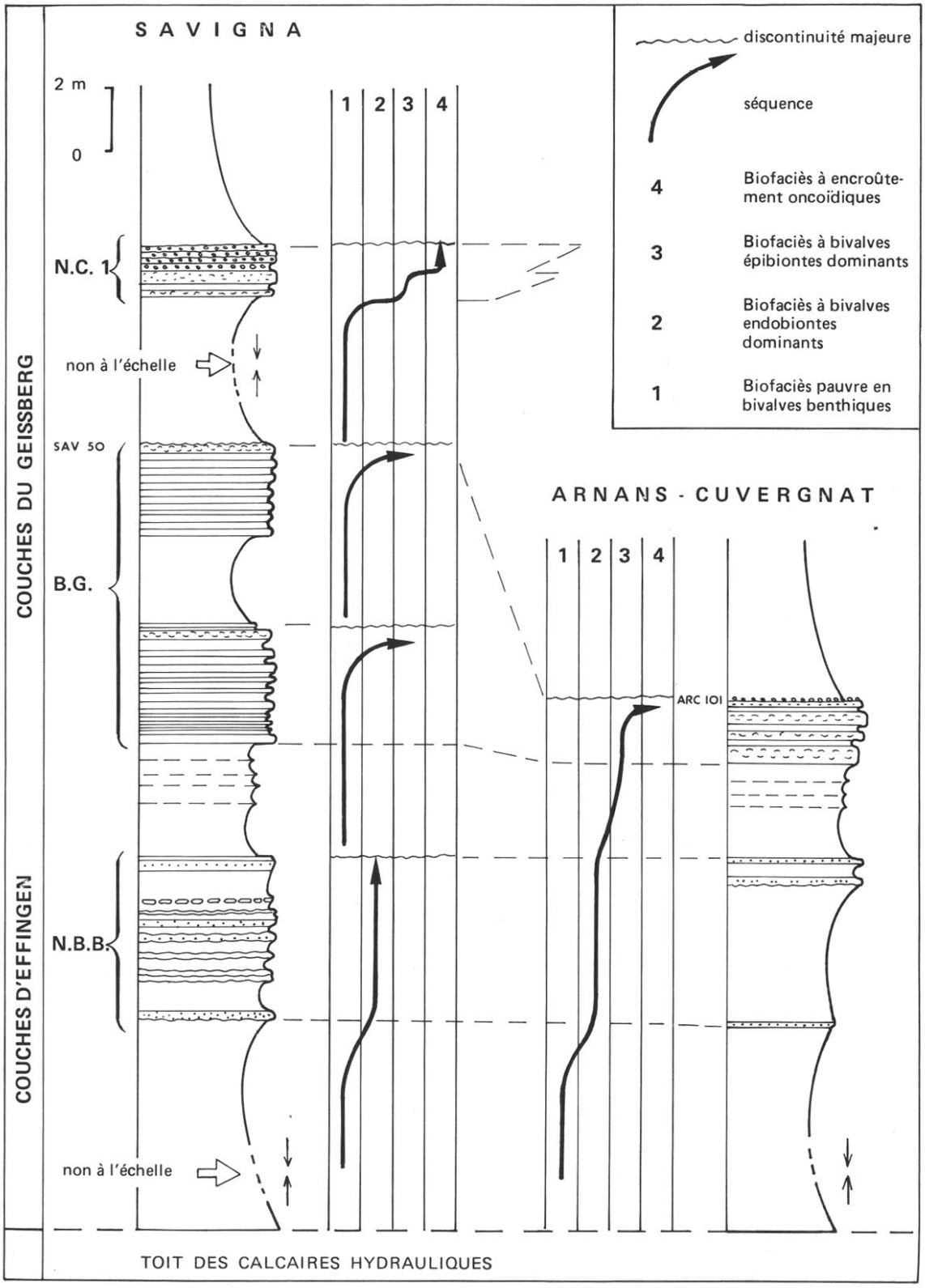


Fig. 161 – **Deux exemples de séquences biologiques illustrées par des peuplements de bivalves.** NBB : niveau bioturbé à bivalves, BG : barres calcaires des Couches du Geissberg, NC1 : premier niveau à concrétions.

Les peuplements à bivalves les plus riches, particulièrement bien représentés dans les Couches du Geissberg, livrent principalement les espèces suivantes : Ceratomya sp., Chlamys sp., Ctenostreon sp., Gervillia roederi, Isognomon subplana, Modiolus bipartitus, Myoconcha rathieriana, Pholadomya canaliculata, Pholadomya lineata, Pholadomya protei, Pinna lanceolata, Pleuromya sp., ostréidés indéterminés, Trigonia sp. La composition de ces peuplements est évidemment soumise à des variations qui semblent dépendre plus du facteur espace que du facteur temps. L'exemple de Isognomon subplana (ETALLON, 1862) dont la proportion varie beaucoup, est, à ce propos, très significatif. Ces bivalves sont présents presque partout mais prennent progressivement de l'importance en direction du Nord où les "bancs à pernes" définis par R. ENAY (1966) sont des bancs calcaires pétris de cette espèce. Ces bancs fossilisent généralement à leur base un niveau à Thalassinoides et indiquent ainsi des périodes d'arrêt de sédimentation assez importantes. Ces bancs, qui apparaissent à divers niveaux de la séquence supérieure oxfordienne, constituent une particularité septentrionale. Les premiers font leur apparition dans la moitié supérieure des Couches d'Effingen (La Billaude - BIL, La Chaux du Dombief - CDD). D'autres se manifestent au sommet du membre calcaire des Couches du Geissberg (Les Arboux - ARB) et surtout au sein de l'assise marneuse qui sépare ce dernier des Calcaires lités. Il s'agit alors du "banc à pernes supérieur" bien développé dans un assez vaste secteur (Le Mont Rivel - RIV, Les Arboux - ARB, La Billaude - BIL, Marigny-sur-Ain - MAR, Moirans-en-Montagne - MOI).

Dans une partie encore plus restreinte de ce secteur (Les Arboux - ARB, La Billaude - BIL, Marigny-sur-Ain, MAR) et dès la base des Calcaires lités, ces bancs à pernes sont suivis, après un épisode marneux, par un banc pétri d'astartidés (?) encroûtés (p. 313). Ce banc, qui marque la base des Calcaires lités, débute, lui aussi, par un beau niveau à Thalassinoides. Il s'agit du banc repère nommé "Banc d'Anomia monsbeliardensis" par R. ENAY (1966) à la suite de L. A. GIRARDOT (1888). A Marigny-sur-Ain (MAR), ce banc est particulièrement typique et surmonté par des marnes où pullulent des petits ostréidés (Nanogyra nana). Enfin, dans le secteur de Champagnole (Mont-Rivel - RIV) où les apports terrigènes sont particulièrement importants dans les Calcaires lités, on remarquera l'abondance des trigonies (Myophorella) dans certains niveaux supérieurs (RIV 122-124, fig. 8). Cette succession de peuplements de bivalves, chacun très largement dominé par une seule espèce, est manifestement le signe de conditions plus difficiles et vraisemblablement d'un milieu plus fermé. Elle caractérise un faciès particulier des Calcaires lités développé strictement au Nord du bassin et défini par P. CHOFFAT (1878) et R. ENAY (1966) comme "faciès vaseux à myacées". En direction du SSW, ce faciès disparaît là où se développe le faciès oncoïdique à nubéculaires typique, caractérisé par ses gros oncoïdes rugueux. Outre la rareté des oncoïdes, uniquement de petite taille et lisses (fig. 142) on notera la rareté des brachiopodes et des crinoïdes dans ce faciès. On notera enfin que ses faunes de bivalves semblent déjà annoncer certains peuplements à Nanogyra, Myophorella ou astartidés signalés dans les vasières beaucoup plus internes et connues jusque dans le corallien d'Angleterre (FURSICH, 1977).

En conclusion, il paraît bien établi que les bivalves ont essentiellement prospéré pendant les périodes de faible sédimentation. Leur répartition montre par ailleurs qu'ils ont colonisé préférentiellement la partie la plus interne et la moins profonde de la plate-forme.

III - LES BRACHIOPODES

Essentiellement axé sur la paléontologie des térébratulidés, largement dominants, le travail récent de A. BOULLIER (1976) fait le point sur les faunes de brachiopodes de l'Oxfordien du Jura. Il débouche sur des considérations paléoécologiques qui sont seulement reprises ou développées ici. Comme pour les bivalves, ces considérations se limitent aux problèmes de substrat et de répartition.

1) Les brachiopodes et la colonisation du fond

Les brachiopodes sont en moyenne assez abondants et se rencontrent dans des faciès très divers. Ils sont particulièrement nombreux dans la plupart des niveaux riches en organismes comme les formations à spongiaires siliceux et les niveaux à concrétions. Il est évident que, dans ces cas précis, le milieu était spécialement favorable à la vie benthique et qu'il ne s'y posait aucun problème de substrat. La prolifération des brachiopodes sur le hard-ground sommital de certains biohermes à spongiaires, déjà soulignée (fig. 108), peut être citée à titre d'exemple. Comme on peut également s'y attendre sur de tels fonds aussi favorables, il s'agit de faunes assez diversifiées (voir p. 226 , 308).

Les niveaux marneux offrent une répartition en brachiopodes beaucoup plus hétérogène. Ces derniers sont souvent absents, parfois présents soit à l'état plus ou moins dispersé soit même concentrés en de véritables bancs lumachelliques. Ces lumachelles, de 5 à 30 cm d'épaisseur ne concernent généralement que des térébratules. Le plus bel exemple est sans doute fourni par le banc à Aromasithyris aff. semifarcinata situé à la base des Calcaires lités et bien exposé dans la coupe du Crêt Pourri (CPR). Epais de quelques centimètres seulement, il est constitué presque exclusivement par une accumulation de coquilles de cette espèce, entières et à peine remaniées. Des exemples similaires sont connus à divers niveaux de la série et ont été utilisés, avec profit, comme repères stratigraphiques (ENAY, 1966) :

- niveaux à Galliennithyris rivelensis et Dorsoplicathyris ledonica au sommet des Calcaires hydrauliques ;

- "lumachelle à térébratules bleues" (Dorsoplicathyris prolifera) au sommet des Couches d'Effingen ;

- "lumachelle à térébratules violettes" (Aromasithyris semifarcinata) au sommet des Calcaires lités.

Le problème du substrat se pose évidemment dans ces environnements marneux. Il est probable que la colonisation débutait par l'installation d'individus pionniers sur des coquilles ou des fragments de coquilles dont la concentration et le maintien sur le fond étaient favorisés par un arrêt ou un ralentissement de la sédimentation. Ceux-ci devaient être d'assez longue durée vu les mauvaises aptitudes de dispersion des brachiopodes liées à la brièveté de leur vie larvaire libre (RUDWICK, 1970). Les niveaux à Galliennithyris des Calcaires hydrauliques, bien exposés au Mont Rivel (RIV) permettent de voir que ces térébratules sont concentrées en nids parfois centrés sur des coquilles d'ammonites. Ces ammonites, encroûtées par des serpules et des huîtres, montrent qu'elles ont séjourné sur le fond. Elles devaient donc constituer d'excellents supports. On peut aussi se demander si les térébratules se fixaient sur les coquilles de leurs congénères. L'existence exceptionnelle de traces de fixation (Podichnus, p. 304) sur certains individus, tendrait à prouver que le cas était possible mais rare. A. BOULLIER (1976) s'est penchée sur le problème et envisage la possibilité d'un ancrage direct sur fond mou par l'intermédiaire d'un pédoncule ramifié. L'existence d'un substrat dur reste néanmoins nécessaire au moins pour la fixation des larves. La présence conjointe d'organismes sessiles non fossilisés est une dernière solution.

En dehors de ces térébratules souvent concentrées en lumachelles et généralement d'assez grande taille, les fonds vaseux ne renferment que de petits brachiopodes : Aulacothyris impressa, Digonella sorlinensis, Zeilleria ledonica, Rhynchonella rivelensis, Monticlarella triloboides, Acanthorhynchia spinulosa, Acanthorhynchia (Echinirhynchia) lorioli. Seules les deux dernières espèces citées, caractérisées par une coquille aplatie dorso-ventralement et ornée d'épines, semblent réellement adaptées à la vie sur substrat mou. Les épines, qui ont pour rôle de surélever la coquille par rapport au fond, correspondent à un dispositif bien connu chez les brachiopodes pour la lutte contre l'envasement. D'autres espèces, assez rares, se rencontrent en très grande quantité à un niveau bien particulier. C'est le cas de Monticlarella triloboides qui pullule dans les marnes immédiatement sus-jacentes au premier ni-

veau à concrétions (Savigna - SAV, Moirans-en-Montagne - MOI). Il est probable que l'envasement du fond bioclastique concrétionné s'est fait progressivement, provoquant l'élimination de certains organismes fixés, mais permettant encore à certains de proliférer.

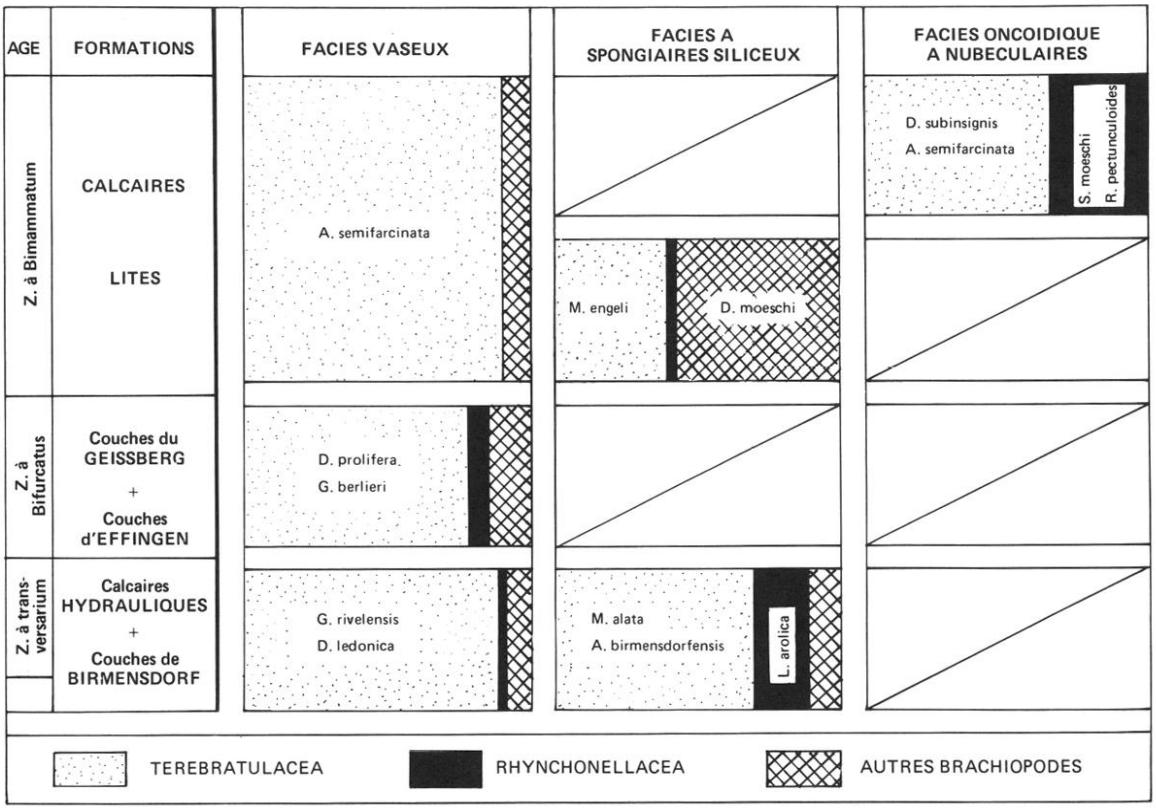


Fig. 162 – **Evolution de la composition générale des faunes de brachiopodes en fonction de l'âge et du faciès. Là ou les espèces les plus abondantes sont signalées dans les groupes correspondants.**

En conclusion, comme pour les bivalves, il semble que les niveaux à brachiopodes n'ont pu apparaître sans l'existence de discontinuités dans la sédimentation suffisamment prononcées pour permettre une modification de l'état du fond. Dans le cas des faciès biogènes cette modification est radicale, dans le cas des faciès marneux, elle paraît moins évidente mais doit être envisagée. Enfin, le tableau de la fig. 162 illustre la composition moyenne des faunes de brachiopodes pour chacun des principaux faciès des formations considérées. La domination écrasante des térébratules, principalement dans les faciès vaseux, y apparaît nettement. En revanche, les rynchonelles, très liées aux faciès biogènes, semblent demander des conditions de milieu (substrat, turbidité ...) beaucoup plus strictes. On notera que toutes les grosses rhynchonelles sans exception, se trouvent dans ces faciès (Rhynchonella pectunculoides, Rhynchonella trilobata, Somalirhynchia moeschi, Lacunosella arolica, Lacunosella sp.).

2) La répartition des brachiopodes

Dans le faciès construit à spongiaires des Couches de Birmensdorf, prospérait une association à Argovithyris birmensdorfensis, Placothyris rollieri, Moeschia alata, Nucleata douvillei,

Dictyothyris kurri, Dictyothyropsis runcinata, Trigonellina minima, Zittelina cf. orbis, Cheirothyris subtrigonellina, Lacunosella arolica. Durant la même période, les brachiopodes désertaient les fonds vaseux des Calcaires hydrauliques. Toutefois un répit de la sédimentation sensible au sommet de cette formation a permis le dépôt du "niveau à térébratules et Rhabdocidaris". Comme l'a déjà souligné A. BOULLIER (1981) la faune de brachiopodes y est nettement différente de celle des niveaux à spongiaires, montrant ainsi une dépendance étroite vis-à-vis du milieu. Les térébratules, parfois concentrées localement en lumachelles, appartiennent aux espèces Galliennithyris rivelensis et Dorsoplicathyris ledonica. Elles sont accompagnées essentiellement par Acanthorhynchia spinulosa et Zeilleria ledonica. On notera enfin que pendant la zone à Transversarium, où se sont déposées les deux formations synchrones des Couches de Birmensdorf et les Calcaires hydrauliques, les brachiopodes constituent l'élément dominant de la macrofaune benthique, hormis les spongiaires, bien entendu.

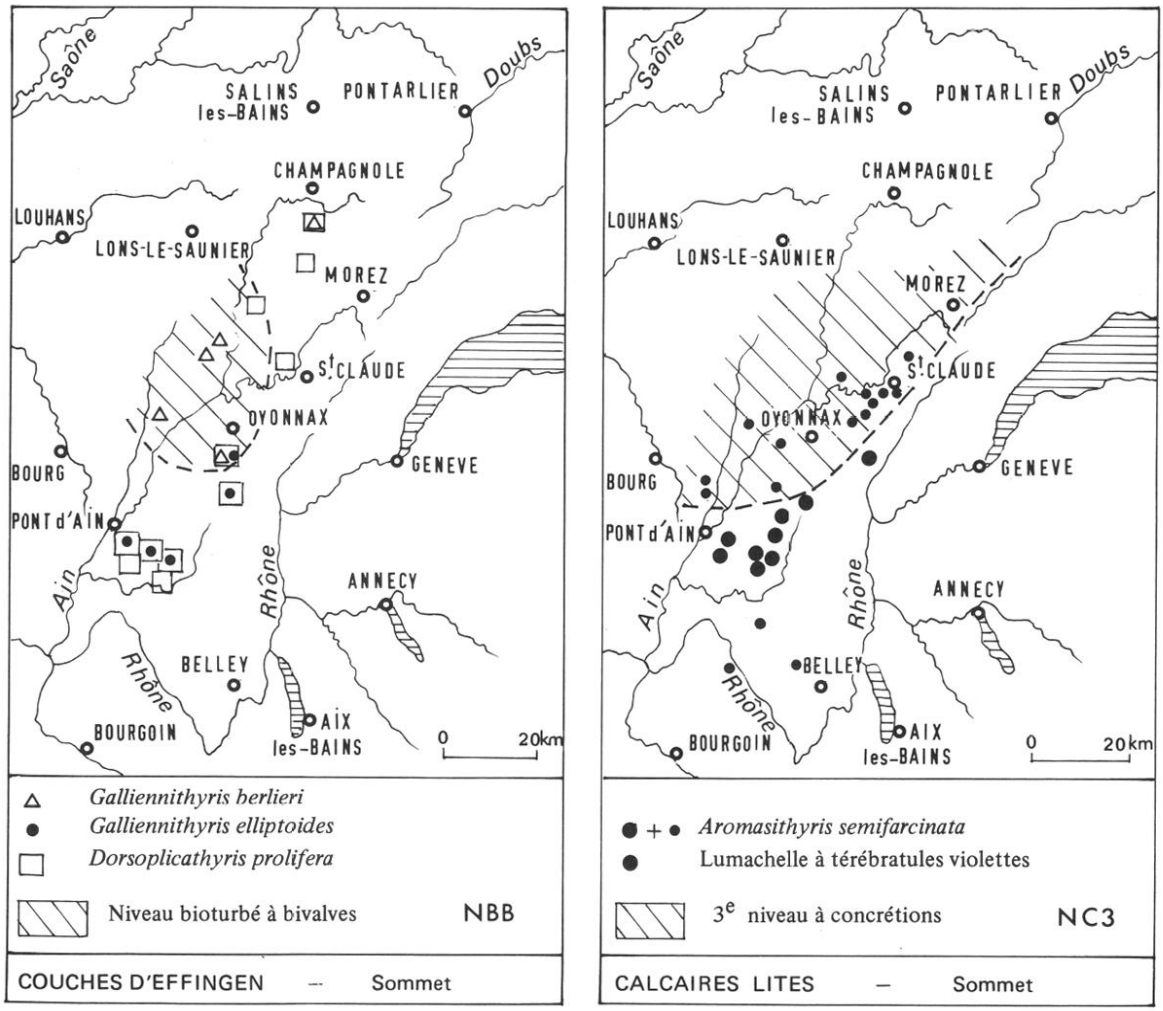


Fig. 163 – **Cartes de répartition des principales espèces de térébratulidés au sommet des Couches d'Effingen et au sommet des Calcaires lités** (d'après A. Boullier - 1976, fig. 205, 207 et les observations de l'auteur).

Dans les Couches d'Effingen, les brachiopodes sont relativement nombreux malgré le caractère franchement marneux de la formation (Dorsoplicathyris prolifera, Galliennithyris berlieri, Galliennithyris elliptoides, Zittelina sp., Aulacothyris impressa, Digonella sorlinensis, Zeilleria ledonica, Acanthorhynchia (Echinirhynchia) lorioli, Rhynchonella rivelensis). La répartition des térébratules s'y montre intéressante. A. BOULLIER (1976) a déjà proposé une carte de répartition pour deux espèces voisines apparaissant dans la partie supérieure des Couches d'Effingen : Galliennithyris berlieri et Galliennithyris elliptoides. La première se rencontre dans les gisements nord-occidentaux, alors que la seconde se rencontre dans les gisements sud-orientaux (fig. 163). On ajoutera que Galliennithyris berlieri prospère dans le secteur où se développe le "niveau bioturbé à bivalves". A Savigna, où ces niveaux présentent leur faciès le plus caractéristique, cette espèce est particulièrement abondante.

Hors de ce secteur, on remarquera non seulement la présence de Galliennithyris elliptoides, toujours très rare et restreinte au Jura méridional, mais surtout celle de Dorsoplicathyris prolifera. Cette dernière est beaucoup plus abondante et forme la "lumachelle à térébratules bleues". Cette lumachelle est très typique dans la partie méridionale du Jura où elle forme un niveau repère situé à un peu moins de 10 m sous les Couches du Geissberg. A hauteur de Nantua, à Apremont, elle perd son individualité mais reste encore reconnaissable sous forme d'un lit à térébratules situé au toit d'un banc calcaire (APR 19) du "niveau bioturbé à bivalves". Dorsoplicathyris prolifera y est d'ailleurs normalement associée à Galliennithyris elliptoides et exceptionnellement associée à Galliennithyris berlieri. Il s'agit donc là d'une localité charnière permettant de corréler la "lumachelle à térébratules bleues" et le "niveau bioturbé à bivalves". Toutes les caractéristiques de chacun de ces deux niveaux permettent par ailleurs de penser qu'ils sont, l'un et l'autre, synchrones. Il est donc normal de conclure que l'importante période de ralentissement de sédimentation qui s'est manifestée lors du dépôt du "niveau bioturbé à bivalves" a dû être sensible plus au Sud et en situation plus externe où elle s'est manifestée par la mise en place de la "lumachelle à térébratules bleues".

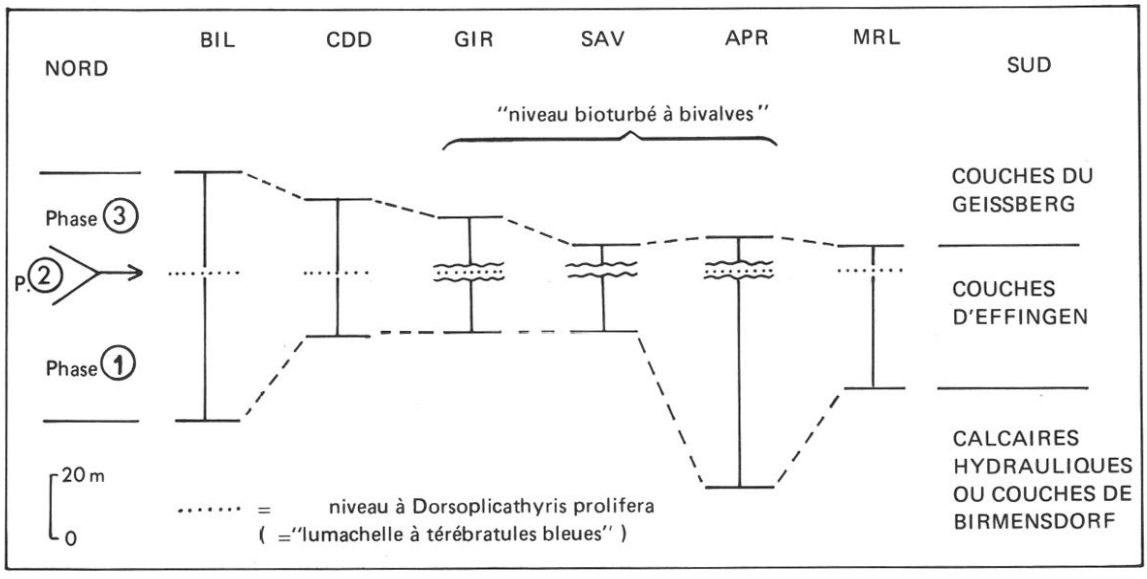


Fig. 164 – **Rôle stratigraphique possible du niveau à *Dorsoplicathyris prolifera* ("lumachelle à térébratules bleues") au sein de la formation des Couches d'Effingen** (d'après A. Boullier - 1976, fig. 119 et les observations de l'auteur).

Dans la partie septentrionale du bassin, les choses sont moins nettes. D'une part la richesse en térébratules est moins grande et d'autre part les coupes des Couches d'Effingen y sont rares et actuellement en très mauvais état. L. A. GIRARDOT (1888) cite dans la coupe de la Billaude à Chatelneuf (BIL) un niveau à nombreuses térébratules situé à environ 45 m de la base et 30 m du sommet de la formation. A. BOULLIER (1976) signale la présence du niveau à Dorsoplicathyris prolifera dans les coupes de la Chaux-du-Dombief (CDD) et de Meussia (GIR), au milieu de la formation, respectivement à une vingtaine et à une quinzaine de mètres sous les Couches du Geissberg. Le niveau semble donc beaucoup plus bas que dans le Sud où il est plus proche des Couches du Geissberg. Malgré sa position stratigraphique apparemment différente dans la formation (se rapprochant progressivement de son sommet du NE au SW du bassin), le niveau à Dorsoplicathyris prolifera doit pouvoir être considéré comme synchrone conformément à la deuxième hypothèse de R. ENAY in A. BOULLIER (1976). L'examen de la coupe de Meussia (GIR), où, selon la description de R. ENAY (1966), le niveau à térébratules paraît situé, de toute évidence, au sein du "niveau bioturbé à bivalves" vient à l'appui de cette hypothèse. La corrélation lithostratigraphique est ainsi assurée entre les niveaux à térébratules septentrionaux et méridionaux par l'intermédiaire du "niveau bioturbé à bivalves". Il est certain d'autre part que la grande homogénéité de la sédimentation qui caractérise les Couches d'Effingen incline plus à imaginer une grande période de répit sédimentaire sensible sur l'ensemble du bassin, plutôt qu'une succession de perturbations locales.

Si l'on admet ainsi le caractère isochrone de l'ensemble "lumachelle à térébratules bleues" - "niveau bioturbé à bivalves", on dispose alors d'un outil précieux pour interpréter le dépôt des Couches d'Effingen. L'interprétation suivante peut être proposée (fig. 164). Dans un premier temps (phase 1) tout se passe comme si la sédimentation, lente et régulière, affectait une région hétérogène, tentant de combler les zones les plus profondes ou les plus subsidentes (il est donc possible d'envisager une activité tectonique à cette époque). Dans un deuxième temps (phase 2), cette phase active de sédimentation cesse et permet une colonisation dense du fond par le benthos. Dans un troisième et dernier temps (phase 3), la sédimentation reprend mais conduit à des dépôts d'épaisseur assez régulièrement décroissante du Nord au Sud. Ceci laisserait supposer l'existence d'une topographie plus régulière et peut-être d'apports importants de provenance nordique. On rappellera, sur ce deuxième point, que d'autres considérations d'ordre sédimentologique avaient abouti à la même conclusion.

On remarquera enfin que, contrairement à la période antérieure (Zone à Transversarium) les brachiopodes ne dominent plus dans l'ensemble du bassin mais commencent à entrer en compétition avec les bivalves. Compte-tenu des conclusions faites précédemment à leur propos, les bivalves indiqueraient les secteurs les moins profonds. Galliennithyris berlieri, qui cohabitait avec les bivalves, serait donc une espèce moins profonde que Galliennithyris elliptoides et Dorsoplicathyris prolifera. La fig. 163 montre bien que l'aire de répartition de la première espèce, au NW du bassin, est ceinturée par celle des deux autres, en position plus externe. On notera qu'en situation encore plus externe et vraisemblablement plus profonde (Massif de Portes-Molard Dedon, Ile Crémieu, partie orientale de la Haute Chaîne) les niveaux à térébratules ne sont pas connus.

Dans les Couches du Geissberg et les Calcaires lités, les brachiopodes perdent relativement de l'importance, cédant souvent le pas aux bivalves. Ils restent malgré tout bien représentés dans les principaux faciès biogènes.

Dans le faciès construit à spongiaires, ils sont très diversifiés et dominent encore largement l'ensemble des organismes associés aux éponges (Argovithyris birmensdorfensis, Moeschia engeli, Dictyothyris kurri, Dictyothyropsis runcinata, Trigonellina minima, Digonella moeschi, Lacunosella sp.). Ils rappellent l'association des Couches de Birmensdorf mais s'en distinguent par l'abondance des Digonella et la discrétion des Lacunosella.

Dans le faciès oncoïdique à nubéculaires ("niveaux à concrétions"), moins profond, ils tiennent encore une place importante dans le foisonnement de l'épifaune. Ils abondent sous forme de grosses rhynchonelles (Rhynchonella pectunculoides, Somalirhynchia moeschi) et de grosses térébratules (Aromasithyris semifarcinata, Dorsoplicathyris subinsignis).

Enfin, certains niveaux présentent aussi le faciès "lumachelle à térébratules". Ils sont assez nombreux, mais d'extension géographique limitée, traduisant bien la complexité du régime sédimentaire qui présidait au dépôt des Calcaires lités. Le banc à Aromasithyris aff. semifarcinata du Crêt Pourri en est un exemple. Un seul de ces niveaux présente une extension régionale ; il s'agit de la "lumachelle à térébratules violettes" située au sommet des Calcaires lités. Contrairement aux lumachelles précédentes, il s'agit d'un banc franchement calcaire à matrice micritique pétri de coquilles d'Aromasithyris semifarcinata et très riche également en crinoïdes. De plus, la disposition de ces fossiles, disposés en tous sens mais concentrés en base de banc suggère un certain remaniement. Ce banc s'individualise nettement dans la partie sud-orientale du bassin (Evosges - EVO, Rougemont - ROU, Meyriat - MEY, Colliard - CRD, Champfromier - CHA) selon une zone située au front du "3ème niveau à concrétions". R. ENAY (1966) admet du reste la corrélation entre "lumachelle à térébratules violettes" et "3ème niveau à concrétions" ayant notamment observé, dans le secteur de Ceyzeriat, une lumachelle à térébratules homologue à la base de ce dernier. L'examen de la microfaune vient appuyer cette interprétation avec le foraminifère agglutinant Triplasia kimeridensis. Normalement absent ou très rare, ce foraminifère est en effet bien représenté dans un seul niveau situé, soit immédiatement sous la "lumachelle à térébratules violettes" (Evosges - EVO, Rougement - ROU, Champfromier- CHA), soit immédiatement sous le "3ème niveau à concrétions" (Le Crêt Pourri - CPR, Apremont - APR, Le Berthiand - BTH). Il apparaît ainsi (fig. 163) que les fonds peuplés essentiellement par Aromasithyris semifarcinata couvraient une zone plus externe et sans doute plus profonde que celle où se développait le faciès oncoïdique à nubéculaires.

En conclusion, on constate d'une manière très générale, une diminution progressive de l'importance des brachiopodes dans le benthos, au cours de l'Oxfordien. Elle semble se faire en grande partie au profit des faunes de bivalves dont on a signalé précédemment le développement. Le recul des brachiopodes étant net dans les faciès les moins profonds et leur abondance se maintenant dans les faciès les plus profonds, une telle évolution montre l'importance du facteur bathymétrique. Les bivalves se sont implantés avec succès dans les zones les moins profondes repoussant les brachiopodes vers les zones plus externes et plus profondes. Ce qui s'est ainsi passé à l'Oxfordien n'est qu'un des épisodes de la compétition bivalves/brachiopodes qui a conduit à l'élimination quasi totale de ces derniers sur les plates-formes actuelles.

III - LES ECHINODERMES

1) Echinides

Les oursins sont relativement peu abondants et montrent une répartition très classiquement commandée par la nature du substrat. Les oursins irréguliers se rencontrent généralement en petite quantité dans tous les faciès fins. Ces fouisseurs sont représentés essentiellement par Collyrites bicordata et Disaster granulosus. Ces espèces se rencontrent principalement dans les Couches d'Effingen où elles abondent dans les niveaux bioturbés à bivalves et, au Nord du bassin où ces niveaux perdent leur individualité, se concentrent parfois dans des bancs assez repérables comme le "banc à Disaster" (La Billaude - BIL, La Chaux-du-Dombief - CDD).

A l'inverse, les oursins réguliers se concentrent dans les formations qui correspondraient à des fonds durcis ou pourvus de supports fermes. Ainsi, la plupart des espèces ont été rencontrées dans les niveaux à spongiaires des Couches de Birmensdorf ou des Calcaires lités et dans les niveaux à concrétions des mêmes Calcaires lités. Toutes les formes rencontrées possèdent des radioles courts et relativement massifs. Le genre Plegiocidaris domine largement dans tous ces faciès et s'y restreint systématiquement (fig. 109).

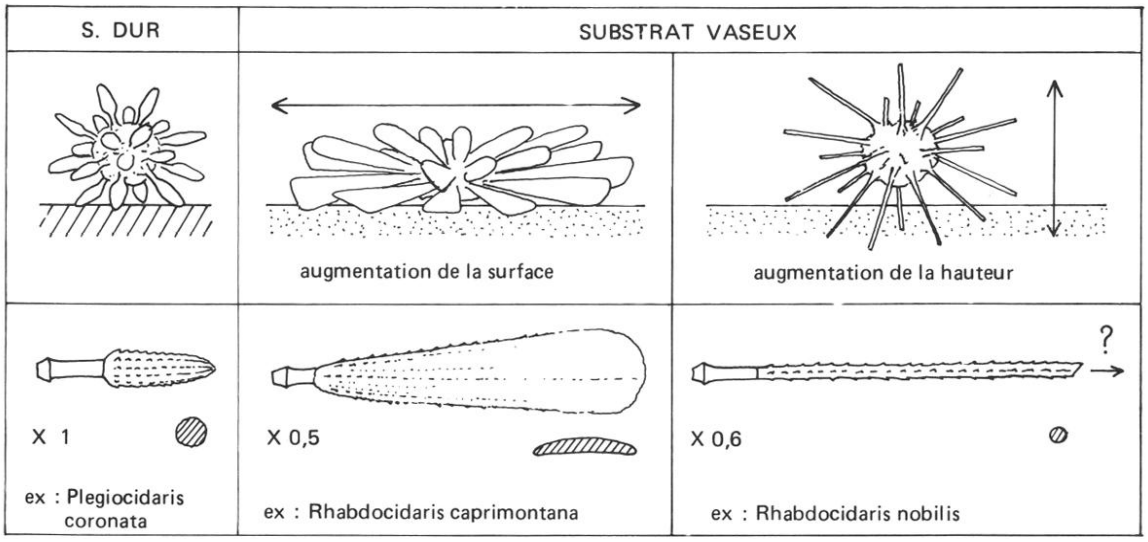


Fig. 165 – **L'adaptation des oursins réguliers de l'Oxfordien du Jura à la nature du substrat.**

En revanche, le genre Rhabdocidaris, également présent dans les faciès à spongiaires, abonde surtout dans les vasières contemporaines. L'espèce Rhabdocidaris caprimontana est ainsi très abondante au sommet des Calcaires hydrauliques supérieurs sous les "bancs limites" (Arnans-Cuvergnat - ARC, Meussia - GIR, Châtillon-sur-Ain - CSA). Elle fournit un excellent exemple d'oursin régulier adapté à un substrat vaseux. Certains de ses grands radioles fortement aplatis et élargis en éventail lui permettaient d'augmenter sa surface portante et de lutter ainsi efficacement contre l'enlisement. Rhabdocidaris nobilis est une espèce beaucoup plus rare également adaptée au milieu vaseux (Couches d'Effingen). Elle est équipée de spicules grêles et très allongés qui, comme des échasses, devaient lui permettre de se maintenir à un niveau suffisamment élevé au-dessus du fond (fig. 165). Un très bel exemplaire de cette espèce a été trouvé dans les Couches d'Effingen du Mont de Plomb (PLB) avec tous ses radioles situés à proximité immédiate du test. Ceci constitue une preuve du faible hydrodynamisme du milieu de dépôt des Couches d'Effingen.

2) Crinoïdes

Comme les échinides, ils se répartissent très nettement en fonction du substrat. Les fonds riches en éléments durs et suffisamment stables étaient favorables à l'installation des formes fixées par l'intermédiaire d'une base encroûtante. C'est le cas d'Apiocrinites et d'Eugeniacrinites, jamais très abondants mais généralement présents chaque fois que ces conditions de substrat se réalisaient. Eugeniacrinites montrait une très nette préférence pour les fonds à spongiaires siliceux alors qu'Apiocrinites était beaucoup plus fréquent dans les niveaux à concrétions, moins profonds.

Les fonds vaseux étaient essentiellement colonisés par les Balanocrinus. Ils étaient vraisemblablement ancrés dans le sédiment grâce aux nombreux cirres qui partent à intervalles réguliers de leur tige et devaient avoir ainsi le port imaginé par W. RASMUSSEN (1977). On en trouve les pièces squelettiques çà et là dans toutes les formations, parfois concentrées dans des bancs calcaires bioclastiques comme c'est notamment le cas au sommet des Calcaires lités. Généralement leur transport est certain et a pu être important vu leur grande légèreté.

Balanocrinus subteres abonde parfois dans les Couches d'Effingen. C'est par exemple le cas à Savigna (SAV) où ces crinoïdes dominent largement la faune benthique dans la base de la formation. Ici, l'autochtonie des crinoïdes paraît certaine car le sédiment renferme en association les diverses pièces qui en constituaient le squelette, malgré leurs tailles et leurs formes différentes. On sait que ces animaux suspensivores nécessitent des courants réguliers et de force modérée (ROUX, 1978). Leur maintien dans cette épaisseur assez importante de sédiment marneux homogène précise bien le régime sédimentaire et atteste de sa régularité au début de la séquence supérieure.

3) Holothuries

Les sclérites d'holothuries sont présents dans toutes les formations oxfordiennes et y abondent souvent. De ce fait, ils ont été considérés dans les études quantitatives normalement consacrées à la microfaune (fig. 149 à 154). Ils sont en revanche peu variés et se rapportent à quelques "espèces" seulement dont quatre sont particulièrement bien représentées dans l'ensemble de l'Oxfordien. Ce sont chez les Achistridae, Achistrum issleri, sclérite en forme d'hameçon, chez les Stichopitidae, Rhabdotites mortenseni, sclérite en forme d'haltère, et, chez les Theeliidae, Theelia cf. heptalampra (= Chiridotites cf. heptalampra) et Hemisphaeranthos seiboldi (= Myriotrochites seiboldi) sclérites rotiformes.

Tous ces sclérites abondent principalement dans les faciès argileux et sont nettement moins nombreux dans les faciès plus grossiers. Les Couches d'Effingen représentent la formation la plus riche en restes d'holothuries. Celles-ci se plaisaient sans aucun doute sur les fonds vaseux auxquels elles devaient être bien adaptées. Selon L. FRIZZEL et H. EXLINE (1955) les sclérites cités ci-dessus se rapportent à des formes apodes typiquement fouisseuses. Cette interprétation paraît ici tout à fait logique et il est probable que ces holothuries ont participé d'une manière active à la bioturbation des sédiments oxfordiens.

En ce qui concerne la répartition géographique, ces "espèces" ont un comportement intéressant (fig. 166).

Hemisphaeranthos seiboldi est une forme particulièrement abondante et très généralement dominante. Au sommet de la séquence supérieure, dans les Calcaires lités, elle montre toutefois un recul très net surtout sensible dans le secteur nord du bassin qu'elle abandonne en grande partie. Theelia cf. heptalampra, plus rare que Hemisphaeranthos seiboldi présente approximativement le même comportement.

Inversement, Achistrum issleri est une forme moins abondante mais parfois dominante dans le Nord du bassin. Avec les Calcaires lités, son pourcentage augmente à peu près partout et approche les 100 % dans la partie nord.

Enfin, Rhabdotites mortenseni est une forme encore plus discrète dont la préférence est en revanche bien marquée pour la partie méridionale du bassin. Cette préférence est particulièrement évidente avec les Calcaires lités où l'espèce n'a pas été trouvée au Nord d'une ligne St Claude - Moirans - Onoz.

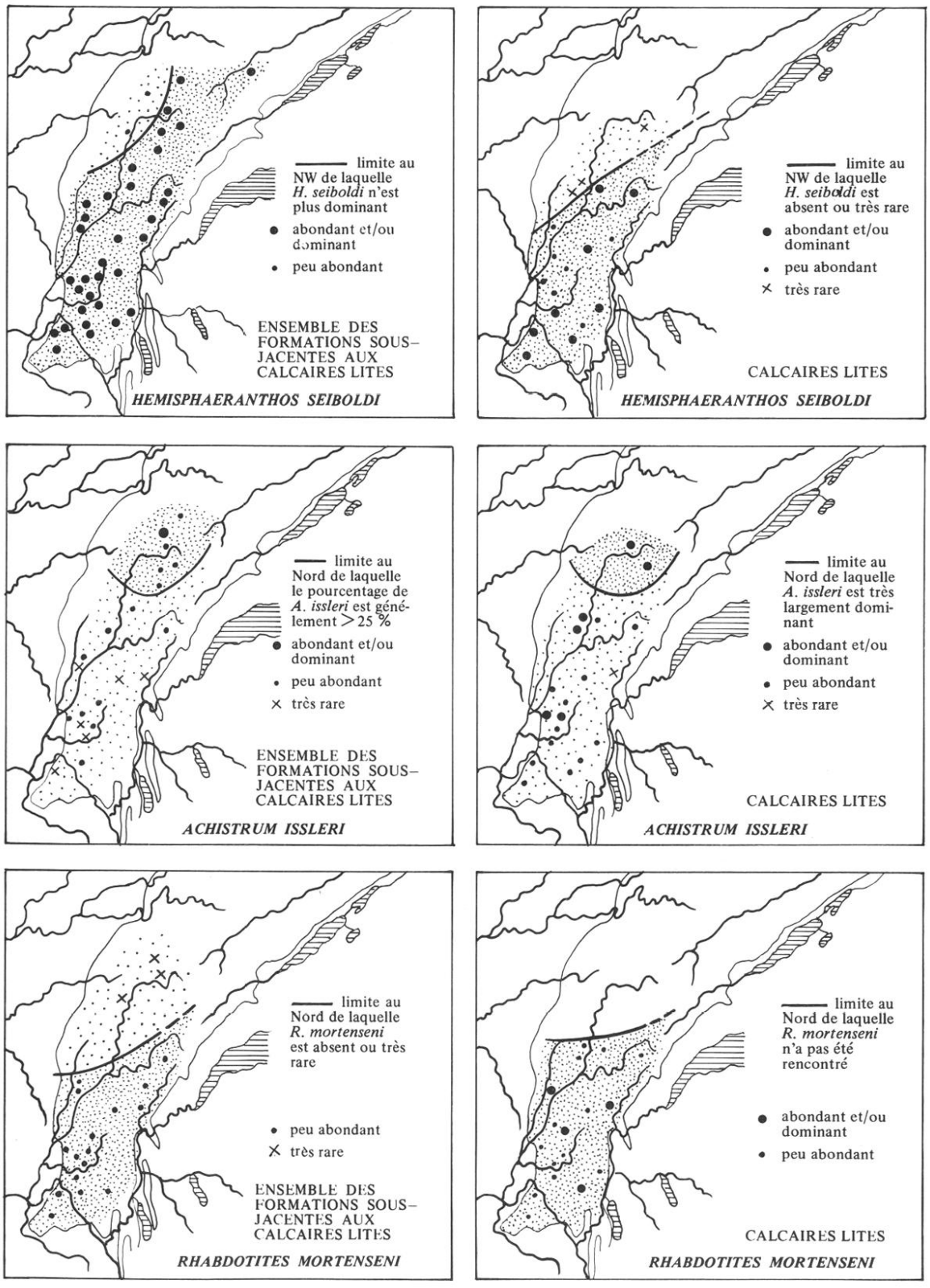


Fig. 166 – **Répartition géographique des sclérites d'holothuries les plus abondantes.**

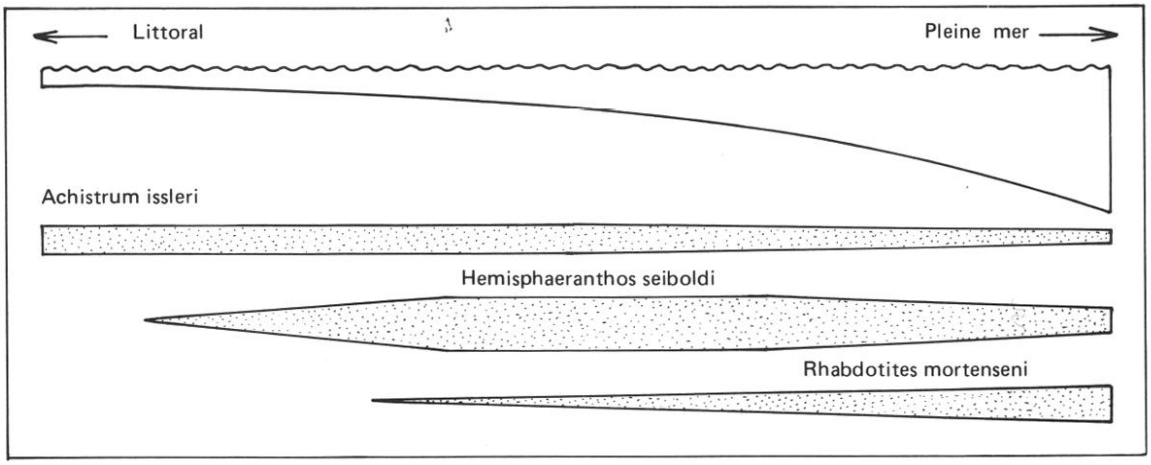


Fig. 167 – **Répartition bathymétrique supposée des principales "espèces" d'holothuries.**

Un tel schéma de répartition semble plus ou moins calqué sur ceux déjà établis pour certains microorganismes (fig. 143, 147, 148). Une liaison avec la nature des apports et la topographie du bassin paraît presque évidente. Dans cette optique, Rhabdotites mortenseni doit être considéré comme une forme "profonde", Achistrum issleri comme une forme pouvant tolérer des conditions plus littorales et Hemisphaeranthos seiboldi comme une forme intermédiaire plus ubiquiste (fig. 167). Notons que l'évolution qualitative mise en évidence s'accompagne d'une évolution quantitative : il y a raréfaction générale des holothuries dans les faciès les moins profonds.

Une coupe située au centre du domaine étudié, dans une zone commune à l'aire de répartition de chacune des "espèces" permet de voir comment les choses évoluent verticalement (fig. 168). Cette coupe a été choisie à Apremont, entre Nantua et Oyonnax (APR) et a été limitée de la base des Couches d'Effingen à la partie inférieure des Calcaires lités. Elle montre tout d'abord une dominance générale et très nette de Hemisphaeranthos seiboldi, interrompue toutefois par quelques périodes de recul. Durant ces périodes, la dominance revient soit à Rhabdotites mortenseni à la base, soit à Achistrum issleri au sommet. Le type de sclérite supposé le moins profond prend ainsi le relai du type de sclérite supposé le plus profond, en accord avec la signification générale de la série sédimentaire. La balance entre Hemisphaeranthos seiboldi et l'une ou l'autre des deux autres "espèces" est plus difficile à interpréter. En ce qui concerne la période d'apogée de Rhabdotites mortenseni, on remarquera toutefois qu'elle se réalise dans le niveau bioturbé à bivalves (NBB), témoin du premier net ralentissement du taux général de sédimentation enregistré par la séquence supérieure.

4) Ophiures

La plupart des sédiments oxfordiens livrent des restes squelettiques d'ophiures très nombreux et très variés. Leur importance dans les résidus de lavage est souvent considérable (fig. 149 à 154). Leur attribution paléontologique, très délicate, reste l'affaire du spécialiste et n'a pas été tentée. On signalera à ce propos que H. HESS (1966) a dénombré huit espèces dans les marnes argoviennes de Savigna :

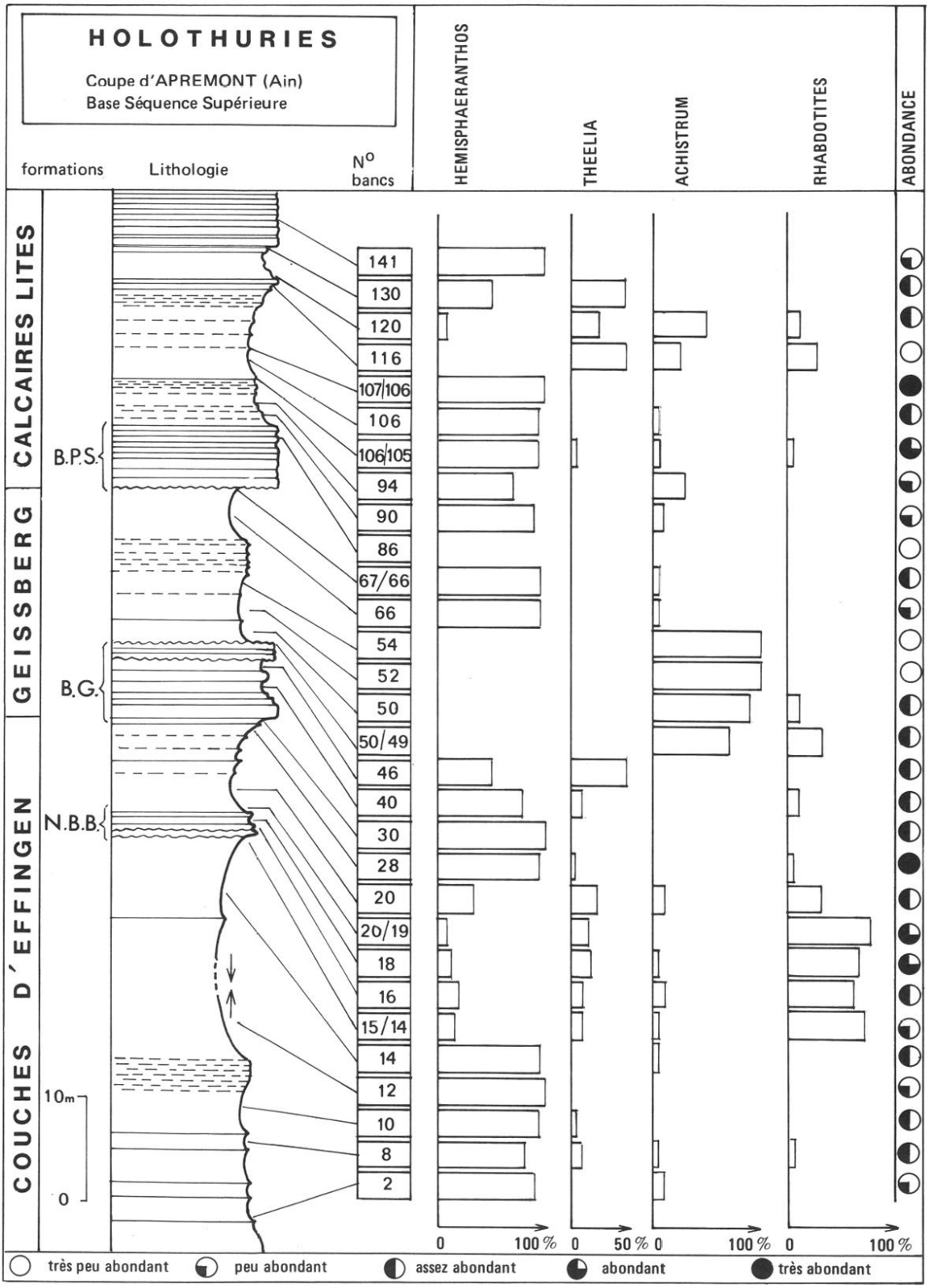


Fig. 168 – **Evolution de la composition des assemblages de sclérites d'holothuries à la base de la séquence supérieure (coupe d'Apremont).**
NBB : niveau bioturbé à bivalves, BG : barres calcaires des Couches du Geissberg,
BRI : barre inférieure des Calcaires lités.

Ophiomusium cf. gagnebini (THURMANN)

Ophiomusium praecisum HESS

Ophiopetra ? oertlii HESS

Ophioderma ? spectabilis HESS

Sinosura wolburgi HESS

Hemieuryale ? argoviensis HESS

Ophiacantha ? suprajurassica HESS

Ophiacantha ? constricta HESS

Cette abondance de débris squelettiques conduit à évoquer certains fonds actuels à ophiures. En ce qui concerne les sédiments fins, on peut imaginer ces dernières dans une position comparable à celle de l'Amphiura actuelle, semi-enfouies etratissant le fond avec leurs bras pour exploiter les particules nutritives.

5) Stellérides

Les étoiles de mer n'ont jamais été très nombreuses dans le bassin étudié. Elles se manifestent essentiellement par des plaques marginales et se rencontrent surtout dans les Couches d'Effingen. Le fait que plusieurs de ces plaques y soient parfois conservées en connection est une preuve supplémentaire du faible hydrodynamisme qui présidait au dépôt de ces marnes.

IV - AUTRES ORGANISMES BENTHIQUES

1) Algues

Les algues bleues ont joué un rôle considérable et marqué de leur empreinte de nombreux dépôts puisqu'elles ont très vraisemblablement participé à la genèse de la plupart des encroûtements connus dans le bassin (p. 133 , 307). Leur prolifération sur les fonds à faible taux de sédimentation jusque dans l'étage circalittoral, montre qu'elles occupaient le biotope des algues rouges actuelles (rhodophycées encroûtantes du faciès "coralligène") (voir p. 249 , 309).

Les algues vertes sont absentes pendant presque tout l'Oxfordien. Cette absence atteste d'un domaine de plate-forme relativement profond. Leur apparition très timide, coïncide avec le développement des épandages bioclastiques ou oolithiques d'origine plus interne (Couches du Morillon et, exceptionnellement, Calcaires lités des régions septentrionales). Elles sont représentées par de rares dasycladacées (Acicularia) et de rares codiacées (Arabicodium).

2) Madréporaires

En négligeant quelques cas exceptionnels (notamment les rares individus solitaires observés çà et là dans les faciès à spongiaires) on peut dire que les coraux n'ont véritablement fait leur apparition qu'au sommet de la séquence supérieure, dans le "3ème niveau à concrétions". Il s'agit de colonies plates (microsolénidés) parfois assez abondantes pour constituer de véritables biostromes (Samognat - SAM). Ils annoncent les faunes plus diversifiées et les petits biohermes à madréporaires des Couches du Morillon.

3) Bryozoaires

Ce sont tous des Cyclostomes. On les trouve généralement associés aux serpules sur les mêmes substrats. Leurs exigences comparables mais sans doute plus sévères expliquent leur répartition identique mais leur fréquence et leur abondance plus faibles. Le milieu qui leur était le plus favorable reste incontestablement celui des biohermes à spongiaires. Toutes les formes érigées s'y cantonnent exclusivement. Les formes encroûtantes ont en revanche une répartition beaucoup plus large.

4) Serpules

Omniprésentes, elles ont colonisé la plupart des substrats durs disponibles sur le fond, montrant ainsi leur bon pouvoir de dispersion. L'étude des spongiaires siliceux encroûtés a montré (p. 206) que, contrairement aux apparences, les faunes de serpules pouvaient varier assez rapidement. L'espèce Serpula (Tetraserpula) quadrisulcata PARSCH, 1956 mérite d'être mentionnée car elle a peut-être valeur d'indice paléoécologique. Bien qu'assez ubiquiste, elle n'a pullulé que dans les Calcaires lités et au Nord du bassin (Mont Rivel - RIV, Les Arboux - ARB) où on la rencontre toujours à l'état libre et fragmentaire dans le sédiment. Il est probable que ces serpules, de type érigé, vivaient en touffes (les tubes sont parfois accolés) dans des vasières assez internes et peu profondes. Elles ont ensuite été arrachées, brisées et transportées par les courants de tempête qui sévissaient alors couramment dans ce secteur (pl. 34, fig. 4-6).

5) Gastéropodes

Ils sont toujours restés très discrets. De ce fait, l'existence locale d'une véritable lumachelle de gastéropodes (GST) dans les Calcaires lités des régions septentrionales (RIV 107) mérite d'être soulignée. Il s'agit d'une faune naine et monospécifique représentée par de petites formes à coquille élancée de 5 à 6 mm de long (pl. 35, fig. 4). Elle est manifestement liée à l'un des secteurs les plus internes du domaine étudié.

CONCLUSION GÉNÉRALE

En combinant l'ensemble des informations recueillies tant par l'étude des sédiments que par celle des fossiles, il devient possible de reconstituer, au moins dans ses grandes lignes, l'histoire du bassin de sédimentation. Cette histoire du Jura méridional à l'Oxfordien n'était, bien sûr, pas inconnue. Les géologues jurassiens et R. ENAY récemment l'avaient déjà largement esquissée. La nouvelle présentation qui en est faite ici, intègre aux nombreux résultats précédemment acquis ceux de la présente étude. Elle fera office de conclusion générale car son intérêt est de montrer, d'une manière synthétique, le contexte dans lequel sont apparus, se sont développés et ont disparu les peuplements à spongiaires siliceux et le phénomène constructeur qui leur est lié.

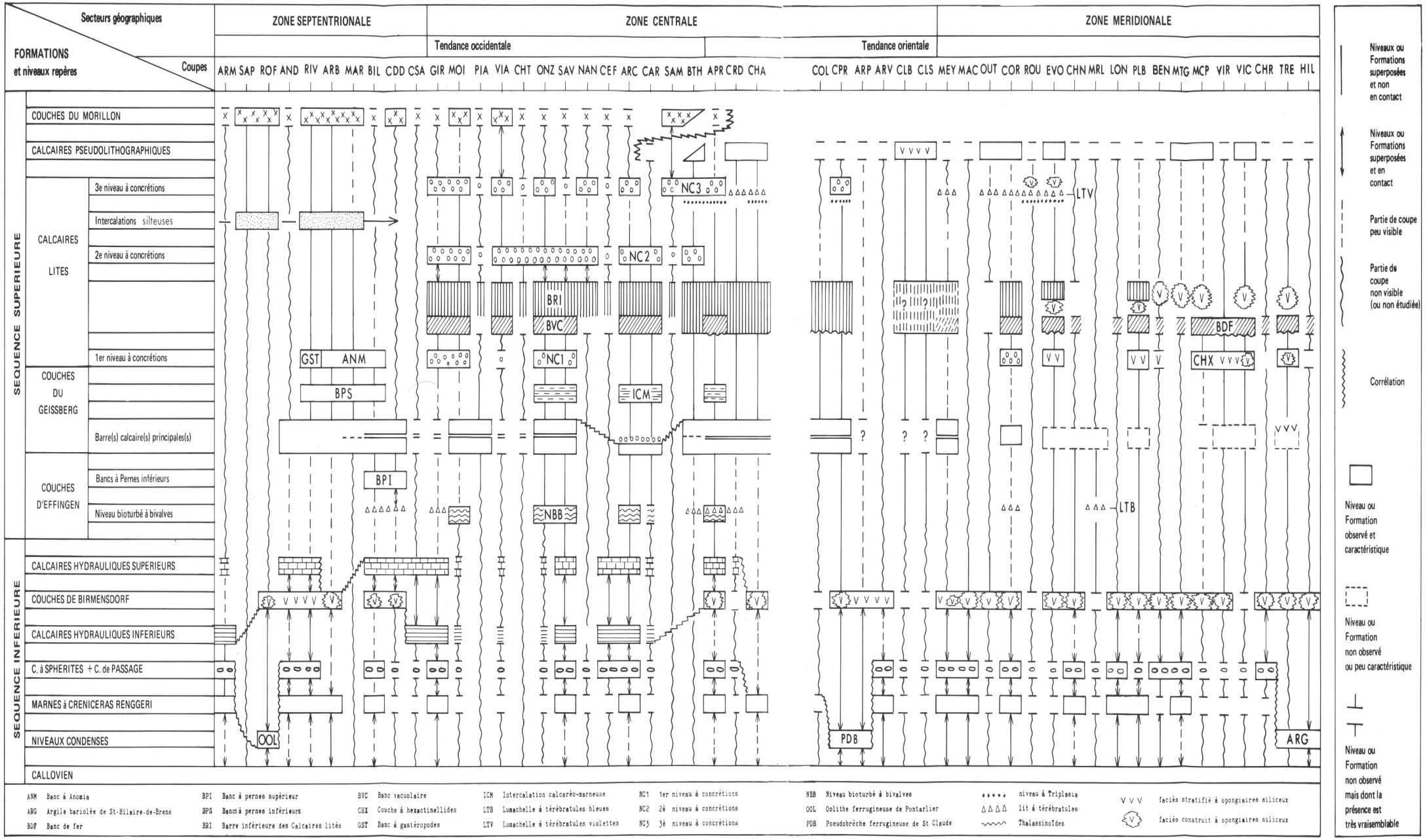


Fig. 169 – Tableau des principales corrélations lithostratigraphiques de l'Oxfordien du Jura méridional.

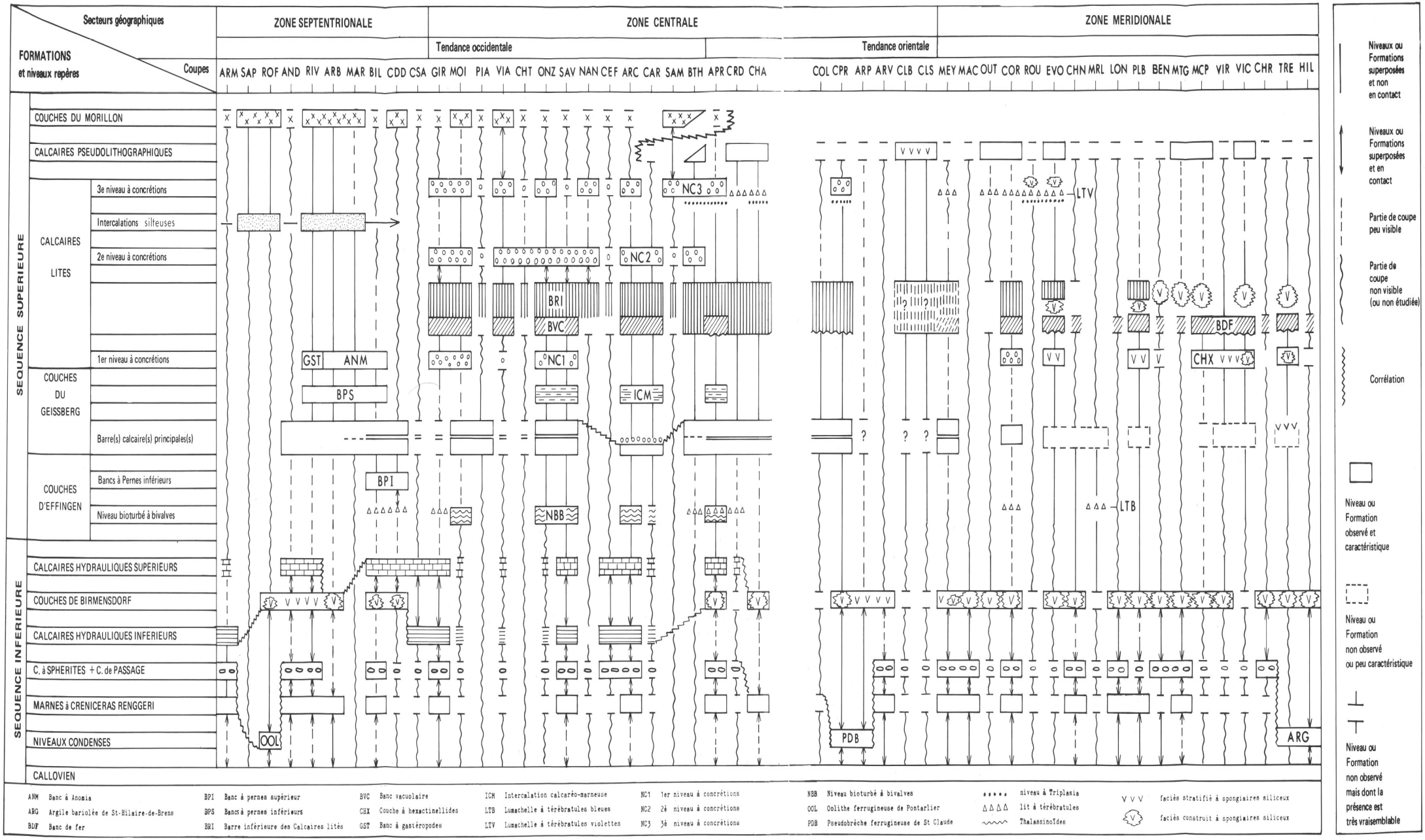


Fig. 169 – Tableau des principales corrélations lithostratigraphiques de l'Oxfordien du Jura méridional.

I - DERNIERES MISES AU POINT

1) Le problème de corrélations

Le tableau de la figure 169 illustre les corrélations des niveaux repères ou des formations réalisées à partir des principales coupes oxfordiennes de la moitié sud du Jura. Ces corrélations ont été établies par R. ENAY (1966) soit sur arguments biostratigraphiques (ammonites) soit sur arguments lithostratigraphiques. Quelques précisions ou modifications mineures sont toutefois proposées et apparaissent dans ce tableau, dans d'autres figures ou dans le texte. Elles ne vont jamais à l'encontre des données biostratigraphiques fournies par les céphalopodes, mais vont dans le sens d'une logique sédimentaire plus approfondie.

En ce qui concerne la séquence inférieure, aucune modification ni aucune précision n'a été apportée à la stratigraphie de R. ENAY pour les formations basales. En revanche, au sommet, il est proposé de rassembler sous l'unique dénomination de "Calcaires hydrauliques" tous les niveaux passant latéralement aux Couches de Birmensdorf. La formation des Calcaires hydrauliques, ainsi émendée, peut être subdivisée en deux membres (Calcaires hydrauliques inférieurs et Calcaires hydrauliques supérieurs). Chacun d'eux correspond à un membre équivalent des Couches de Birmensdorf (Ensemble inférieur et Ensemble supérieur). Les Calcaires siliceux, qui correspondent à la base des Calcaires hydrauliques inférieurs perdent ainsi leur valeur de formation.

La stratigraphie de la séquence supérieure, plus complexe, a été illustrée avec plus de détails dans le tableau de la figure 169. Dans les Couches d'Effingen, l'épisode correspondant au "niveau bioturbé à bivalves" (NBB) et à la "lumachelle à térébratules bleues" (LTB), jugé important, a été discuté p. 350 . Les bancs à pernes inférieurs (BPI) sont représentés par deux niveaux calcaires principaux pétris de pernes et connus seulement dans la partie septentrionale du bassin.

Les couches du Geissberg débutent par un ensemble calcaire très net dans les parties septentrionale et centrale. Il est souvent subdivisé en deux barres calcaires bien individualisées surtout dans la partie centrale. En revanche, il a tendance à perdre son individualité dans la zone méridionale. Dans la région d'Arnans-Cuvergnat, son extrême réduction avec apparition sommitale du faciès oncoïdique à nubéculaires a déjà été notée (p. 344 , fig. 161). Normalement, cette série calcaire, plus épaisse, se termine par un niveau condensé à bivalves. Les petits niveaux à spongiaires situés à la même place, connus seulement à l'extrême Sud de la région étudiée et bien visibles dans la carrière de Montbron à Trept (ENAY, 1966, p. 64), lui correspondent vraisemblablement. Il s'agit des premiers niveaux à spongiaires siliceux de la séquence supérieure. Cet ensemble calcaire est suivi d'un ensemble marneux possédant une intercalation calcaréo-marneuse (ICM) bien individualisée dans la région centrale ouest. Il est possible que celle-ci corresponde, dans la zone septentrionale, au banc à pernes supérieur (BPS).

Dans les Calcaires lités, les variations locales de faciès, plus importantes, rendent les corrélations plus difficiles. R. ENAY (1966, p. 232) avait même envisagé deux schémas de corrélations possibles. Sur sa proposition, c'est le second, plus satisfaisant du point de vue de la biostratigraphie des ammonites, qui sera retenu ici. Le "premier niveau à concrétions" (NC 1) peut se corréler avec le "banc à Anomia" (ANM) au Nord et la "Couche à Hexactinellides" (CHX) au Sud. Absente dans la zone septentrionale, la "barre inférieure des Calcaires lités" (BRI) est très bien caractérisée dans la zone centrale mais perd progressivement son individualité dans la zone méridionale. Elle débute généralement par un banc riche en pyrite et en fossiles appelé "banc vacuolaire" (BVC). Il montre parfois à sa base une belle surface bioturbée à Thalassinoides tout comme le "banc de fer" (BDF) qui lui correspond vraisemblablement dans la zone méridionale. Le "deuxième niveau à concrétions" (NC 2), très caractéristique, ne pose pas de problèmes. Soit il est accolé au sommet de la barre inférieure des Calcaires lités, soit il en est séparé par une série marneuse peu épaisse. Il caractérise la zone centrale ouest. Les niveaux silteux dispersés dans la partie supérieure de la série n'ont pas de valeur de niveau repère et ne se développent que dans la zone septentrionale. Le "troisième niveau à concrétions" (NC 3) termine la série des Calcaires lités dans tout le secteur nord-ouest et annonce les faciès des Couches du Morillon. Sa base peut se corréler avec la "lumachelle à térébratules violettes" (LTV).

2) Le problème des épaisseurs

Le document de base reste la remarquable série de cartes d'isopaques établie par R. ENAY (1966) à partir de ses observations personnelles et de nombreuses données de sources très diverses. Ces cartes sont reprises ici telles quelles surtout en ce qui concerne la séquence inférieure (fig. 170, 171, 174, 182). Il est, en revanche, apparu intéressant de présenter, avec plus de détails, l'évolution de la répartition des épaisseurs au cours du dépôt de la base de la séquence supérieure. Cette tentative conduit, vu la faible densité des points d'observation et les faibles tranches de temps considérées, à des cartes d'isopaques moins rigoureuses (fig. 175, 176, 177). Elles paraissent néanmoins significatives et mettent en évidence quelques phénomènes intéressants dans l'évolution du bassin.

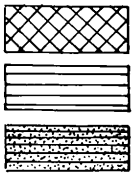
II - L'HISTOIRE DE LA SEQUENCE INFERIEURE

1) Les principaux évènements

A l'aube de l'Oxfordien "tout le Jura méridional fonctionne en haut fond" selon les propres termes de C. MANGOLD (1970, p. 339). Si l'existence d'un véritable haut fond peut être discutée, il est certain que la sédimentation fini-callovienne qui régnait sur le Jura méridional atteste d'une paléogéographie assez uniforme et de dépôts réduits.

L'Oxfordien se manifeste sans ambiguité par une reprise de sédimentation accompagnée, dès le début, par l'individualisation de deux domaines paléogéographiques bien tranchés (fig. 170, 186-1). La bordure est et extrême sud du Jura (domaine externe), caractérisée par l'absence totale de sédiment ou la présence de niveaux condensés, s'oppose ainsi au reste de la région où s'accumule assez uniformément une grande quantité de matériel terrigène très fin hérité d'un continent lointain. Les plus fortes épaisseurs se situent dans le secteur nord ouest, le plus éloigné de la zone à sédimentation réduite ou nulle (fig. 170). Un tel dispositif conduit à imaginer une subsidence différentielle. Comme le précise R. ENAY lui-même (1966, p. 289) le "seuil" auquel on est amené à assimiler la zone externe ne doit pas obligatoirement être compris au sens géographique du terme. De ce fait, la zone subsidente plus interne assure le piégeage des sédiments en restant largement ouverte sur la pleine mer. Ainsi se déposent les Marnes à Creniceras renggeri dont la faune semble indiquer un milieu relativement profond de mer franche.

Fig. 170 – **Le Jura méridional lors du dépôt des Marnes à *Creniceras renggeri* (repris de R. ENAY, 1966, fig. 83).**



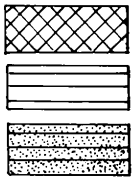
Oxfordien "réduit" (niveaux condensés, remaniés ou lacunes)

Marnes à *Creniceras renggeri*

Zone d'épaisseur supérieure à 20 m

(l'équidistance des courbes isopaques est de 10 mètres)

Fig. 171 – **Le Jura méridional lors du dépôt des Couches à sphérites et des Couches de passage (repris de R. ENAY, 1966, fig. 85).**



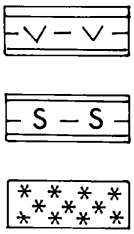
Oxfordien "réduit" (niveaux condensés, remaniés ou lacunes)

Couches à sphérites et Couches de passage

Zone d'épaisseur supérieure à 20 m

(l'équidistance des courbes isopaques est de 10 mètres)

Fig. 172 – **Le Jura méridional au tout début du dépôt des Couches de Birmensdorf (repris de R. ENAY, 1966, fig. 86 - modifié).**

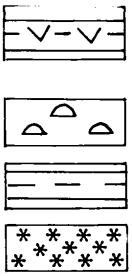


Couches de Birmensdorf (faciès stratifié grumeleux basal à hexactinellides et lithistides)

Calcaires hydrauliques (base des Calcaires hydrauliques inférieurs - faciès stratifié à spicules de Geodiidae)

Faciès coralliens ou subcoralliens (Rauracien)

Fig. 173 – **Le Jura méridional à la fin du dépôt des Couches de Birmensdorf (repris de R. ENAY, 1966, fig. 86 - modifié).**

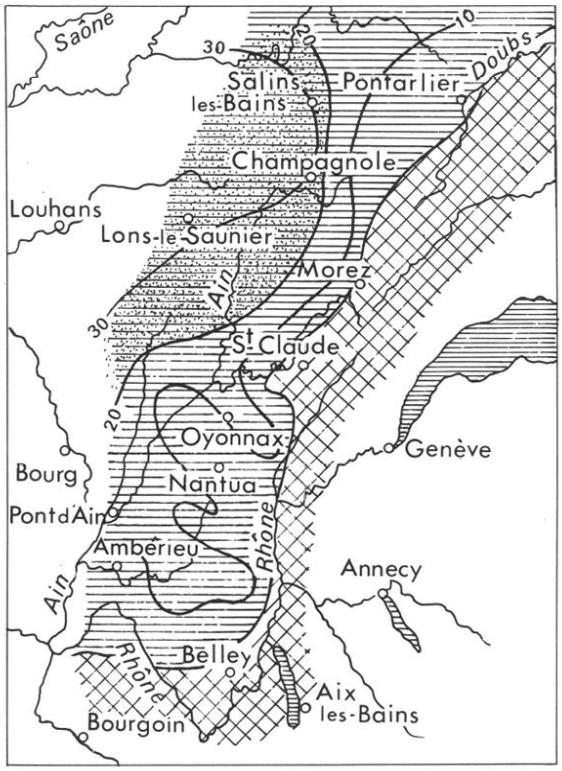


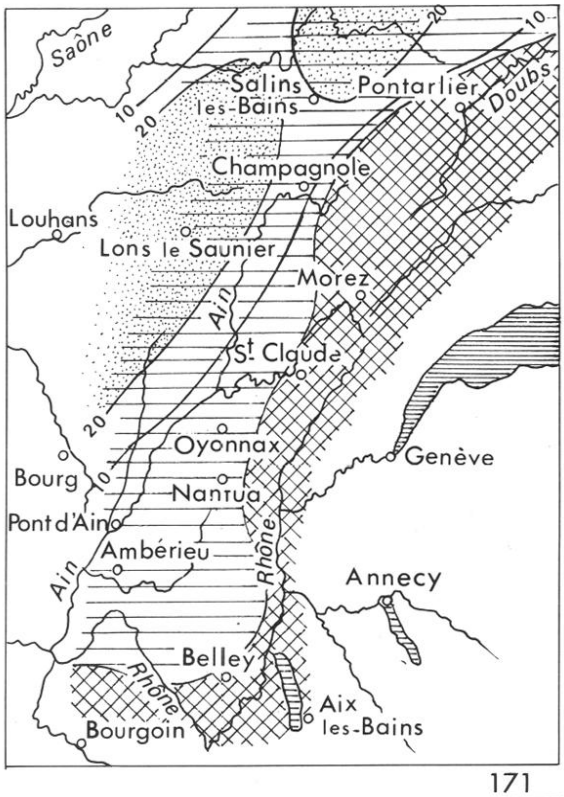
Couches de Birmensdorf (faciès stratifié grumeleux à spongiaires de la Haute-Chaîne)

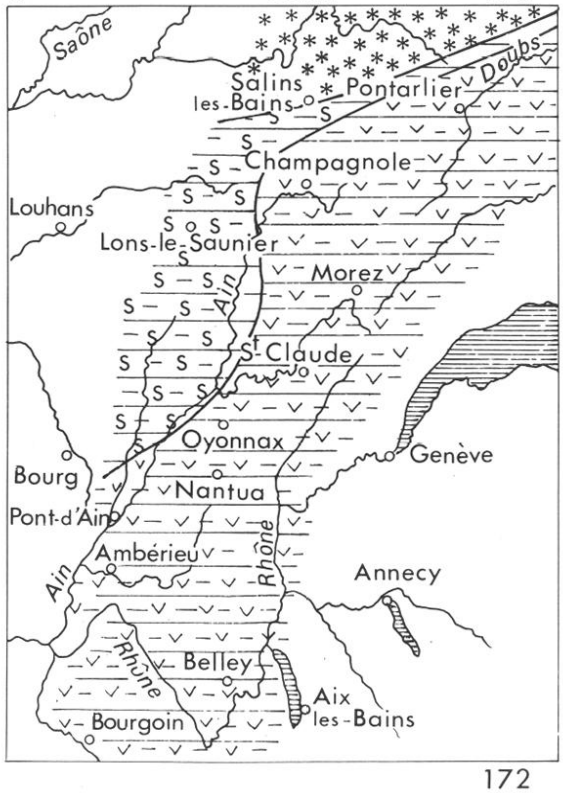
Couches de Birmensdorf (faciès construit à spongiaires)

Calcaires hydrauliques supérieurs

Faciès coralliens ou subcoralliens (Rauracien)


Saône
Doubs
Salins
les-Bains
Pontarlier
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix
les-Bains
Bourgoin
30
20
10
0
50km
170


Saône
Doubs
Salins
les-Bains
Pontarlier
Champagnole
Louhans
Lons le Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix
les-Bains
Bourgoin
20
10
171


Saône
Doubs
Salins
les-Bains
Pontarlier
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont-d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix
les-Bains
Bourgoin
172

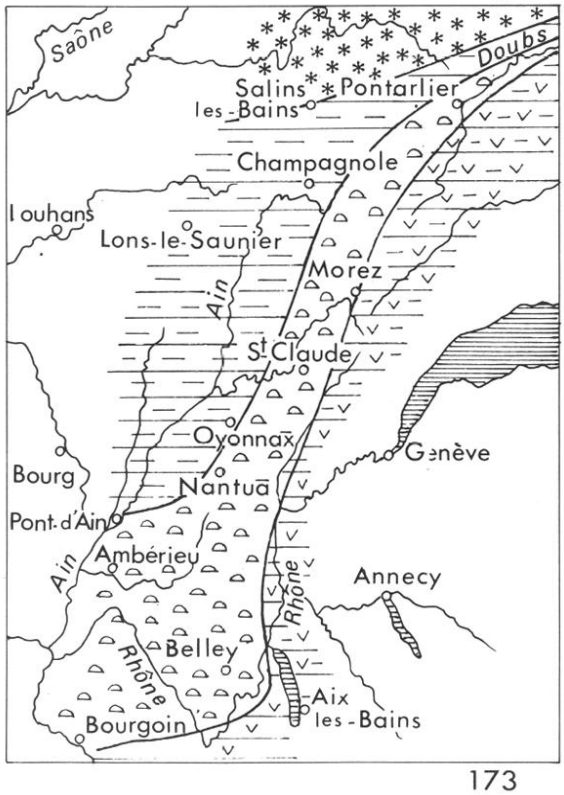
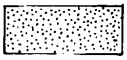

Saône
Doubs
Salins
les-Bains
Pontarlier
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont-d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix
les-Bains
Bourgoin
173

Fig. 174 – **Carte d'isopaques pour les Couches de Birmensdorf et les Calcaires hydrauliques (repris de R. ENAY, 1966, fig. 87).**

 Zone d'épaisseur supérieure à 20 m

(l'équidistance des courbes est de 10 mètres)

Fig. 175 – **Carte d'isopaques pour les Couches d'Effingen.**

 Zone d'épaisseur supérieure à 60 m

(l'équidistance des courbes est de 20 mètres)

Fig. 176 – **Carte d'isopaques pour la partie inférieure des Couches du Geissberg (= barres calcaires).**

 Zone d'épaisseur supérieure à 10 m

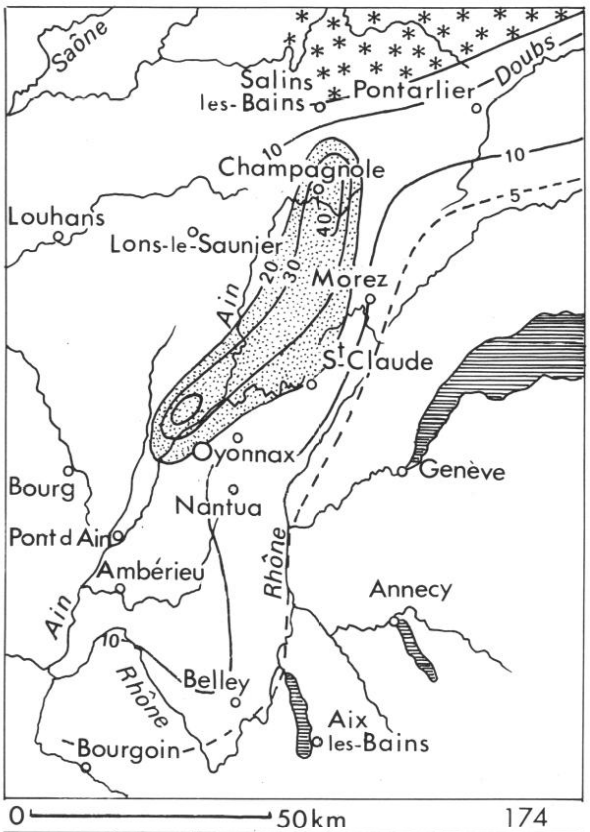
(courbes représentées =3, 5 et 10 m)

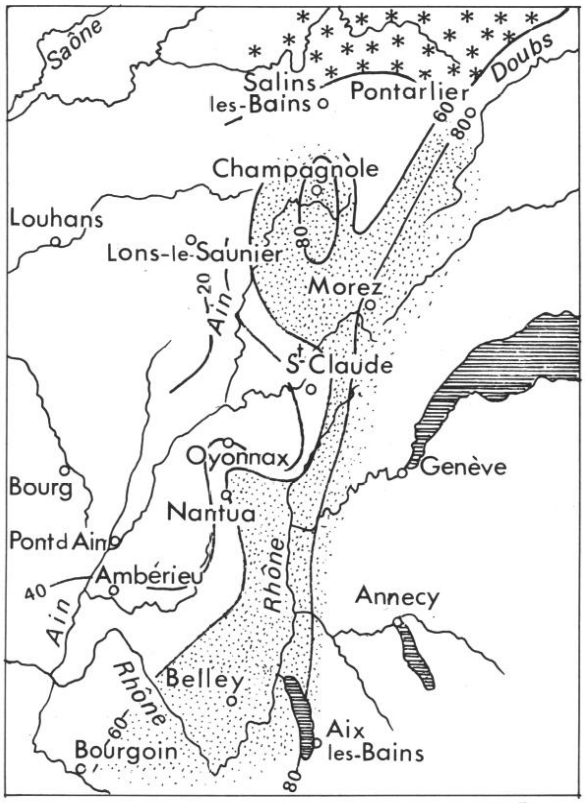
Fig. 177 – **Carte d'isopaques pour la série marneuse comprise entre le sommet des barres calcaires des Couches du Geissberg et la base de la barre inférieure des Calcaires lités.**

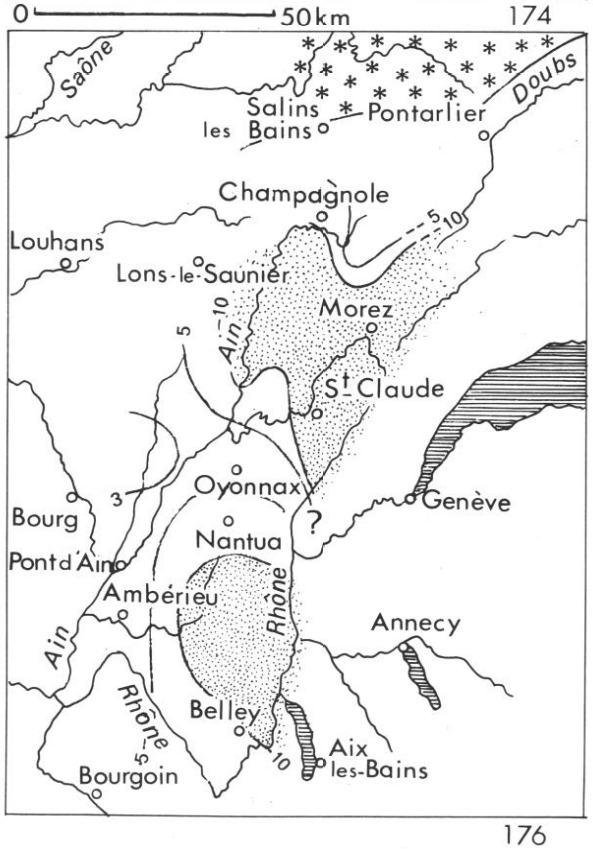
 Zone d'épaisseur supérieure à 15 m

(courbes représentées = 15 et 30 m)

Attention, l'interprétation des isopaques des figures 177 et 178 demande un degré de prudence supplémentaire car elles concernent, dans les deux cas, une unité lithologique dont l'isochronie n'est pas prouvée. Toutefois, l'hétérochronie, si elle existe, ne doit certainement pas être importante.


Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
10
20
30
40
5
0
50km
174


Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
20
40
60
80
175


Saône
Salins les Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
3
5
10
?
176

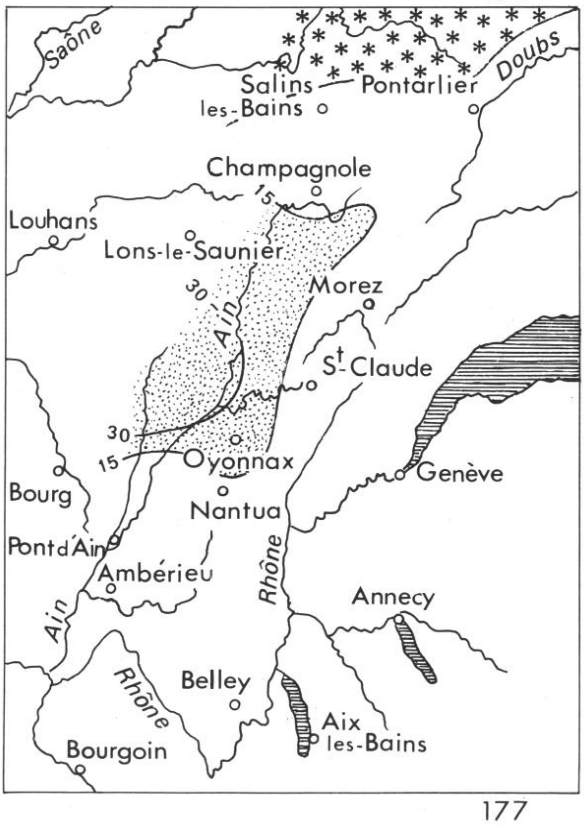
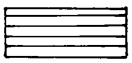
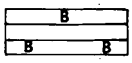

Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
15
30
177

Fig. 178 – **Le Jura méridional à la fin du dépôt des Couches d'Effingen.**



Faciès marneux



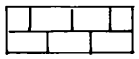
Niveau bioturbé à bivalves (NBB)



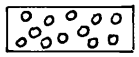
Secteur riche en térébratules (lumachelle à térébratules bleues - LTB)

Secteur riche en bivalves (bancs à pernes inférieurs - BPI)

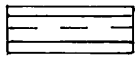
Fig. 179 – **Le Jura méridional pendant le dépôt des barres calcaires des Couches du Geissberg.**



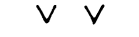
Barres calcaires des Couches du Geissberg (avec niveaux riches en bivalves).



Faciès oncoïdique à nubéculaires du toit des barres calcaires



Faciès calcaréo-marneux (barres calcaires mal ou non individulisées)

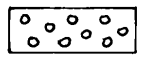


Niveaux à spongiaires siliceux

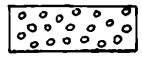


Faciès coralliens ou subcoralliens

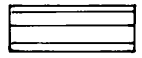
Fig. 180 – **Le Jura méridional pendant le dépôt du premier niveau à concrétions (repris de R. ENAY, 1966, fig. 89 - modifié).**



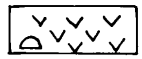
Premier niveau à concrétions (NC1)



Banc à Anomia (ANM)



Faciès marno-calcaire

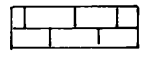


Couche à hexactinellides (CHX) et premiers biohermes

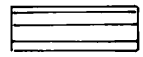


Faciès coralliens ou subcoralliens

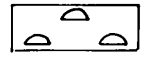
Fig. 181 – **Le Jura méridional pendant le dépôt de la barre inférieure des Calcaires lités.**



Barre inférieure des Calcaires lités (BRI)



Faciès marno-calcaire

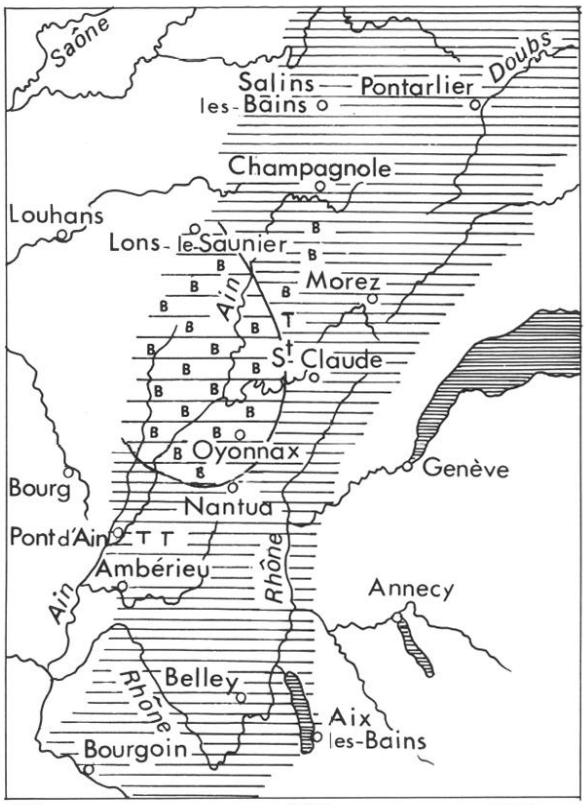


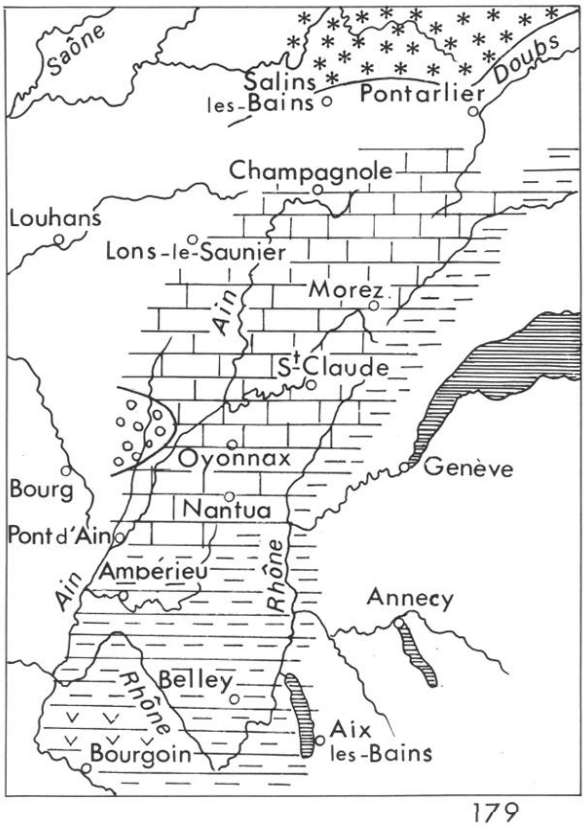
Faciès construit à spongiaires

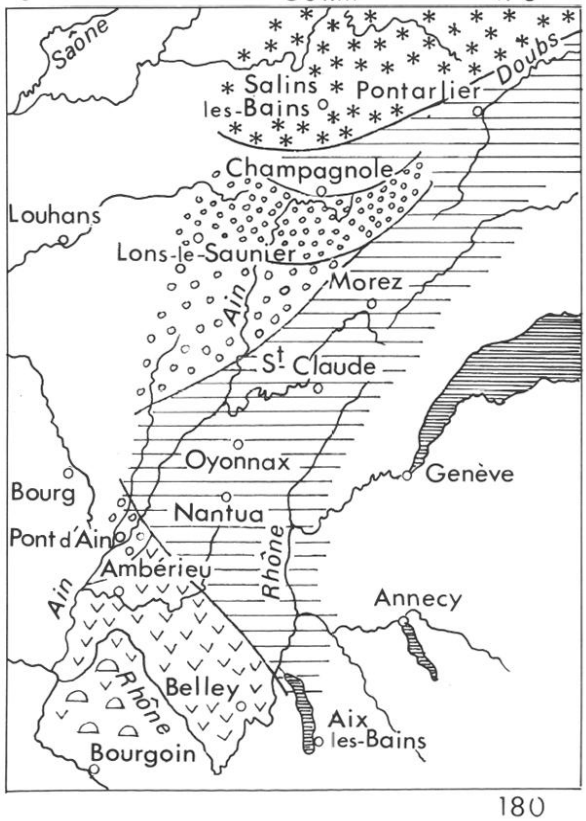
Secteur riche en bivalves



Faciès coralliens ou subcoralliens


Saône
Salins-les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix-les-Bains
Bourgoin
0
50km
178


Saône
Salins-les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix-les-Bains
Bourgoin
179


Saône
Salins-les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix-les-Bains
Bourgoin
180

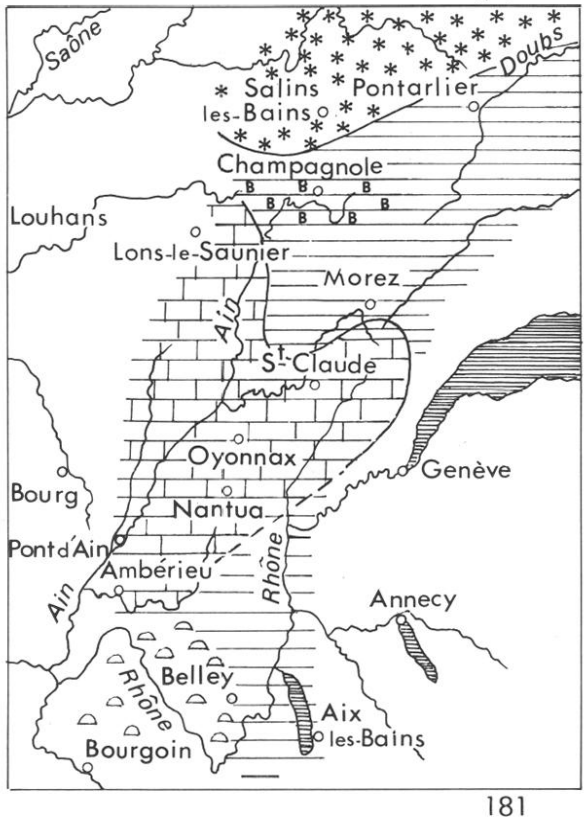
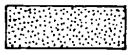

Saône
Salins-les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix-les-Bains
Bourgoin
181

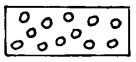
Fig. 182 – **Carte d'isopaques pour les Calcaires lités (repris de R. ENAY, 1966, fig. 90).**



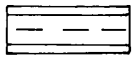
Zone d'épaisseur supérieure à 60 m

(l'équidistance des courbes est de 10 mètres)

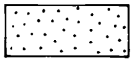
Fig. 183 – **Le Jura méridional pendant le dépôt du deuxième niveau à concrétions (repris de R. ENAY, 1966, fig. 89 - modifié).**



Deuxième niveau à concrétions (NC2)



Faciès alternant calcaréo-marneux



Niveaux silteux

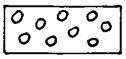


Biohermes à spongiaires

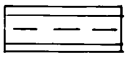


Faciès coralliens ou subcoralliens

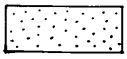
Fig. 184 – **Le Jura méridional pendant le dépôt du troisième niveau à concrétions (repris de R. ENAY, 1966, fig. 89 - modifié).**



Troisième niveau à concrétions (NC3)



Faciès alternant calcaréo-marneux



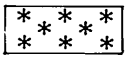
Niveaux silteux



Biohermes à spongiaires

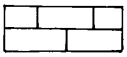
T T T

Niveaux riches en térébratules (lumachelle à térébratules violettes LTV)



Faciès coralliens ou subcoralliens

Fig. 185 – **Le Jura méridional pendant le dépôt des Calcaires pseudolithographiques.**



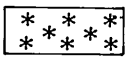
Calcaires pseudolithographiques



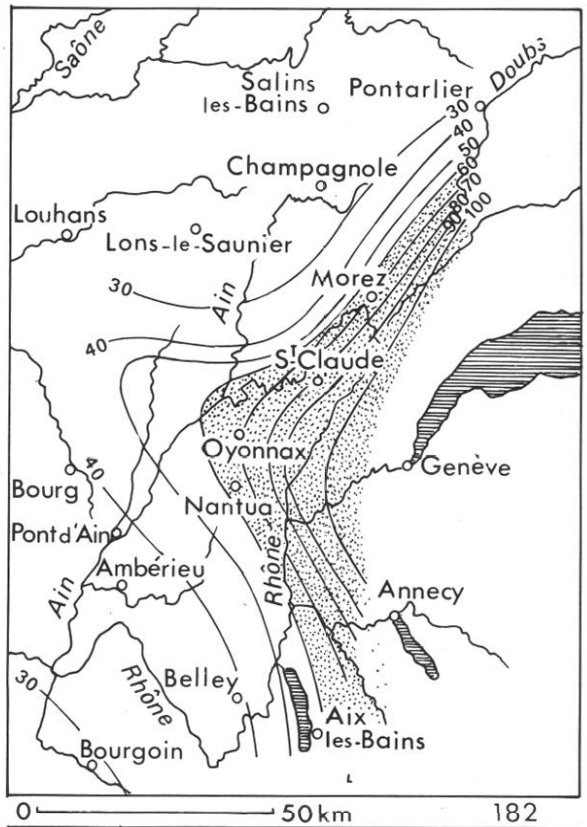
Biohermes à spongiaires

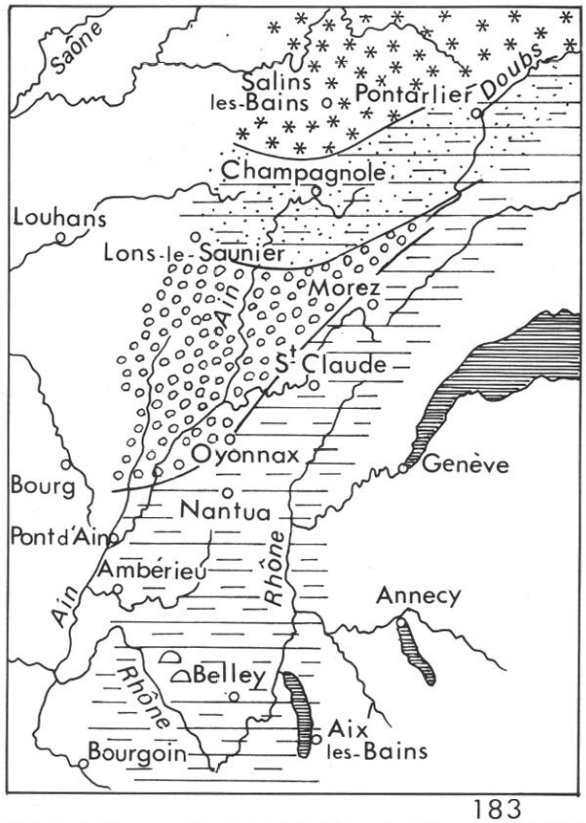
B B B

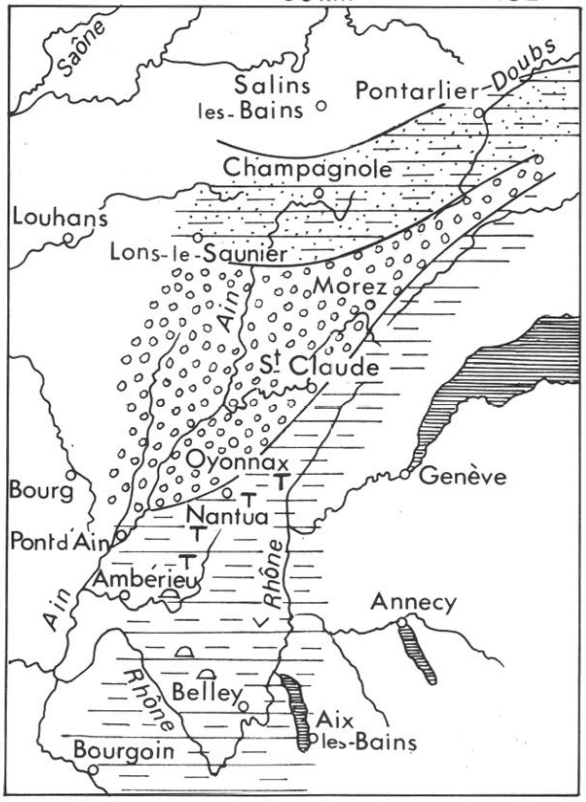
Niveaux riches en bivalves

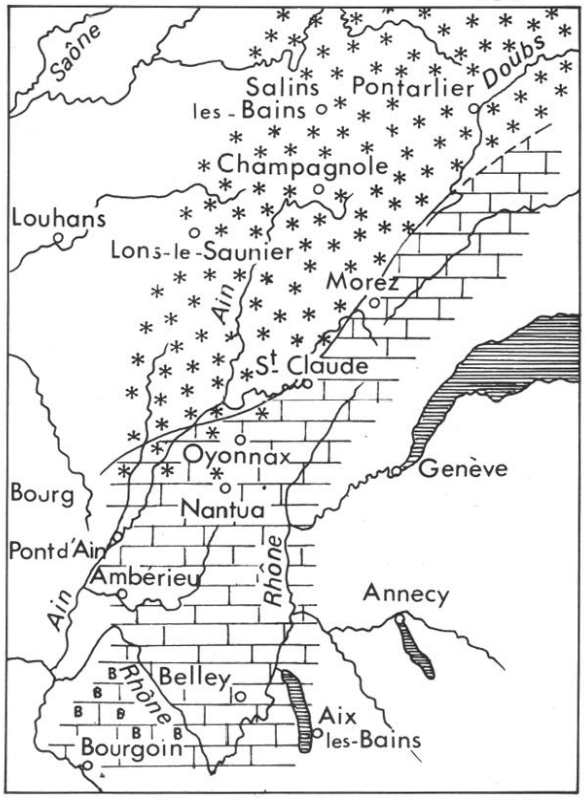


Couches du Morillon


Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
30
40
50
60
70
80
90
100
0
50 km
182


Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
183


Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
184


Saône
Salins les-Bains
Pontarlier
Doubs
Champagnole
Louhans
Lons-le-Saunier
Morez
Ain
St Claude
Oyonnax
Genève
Bourg
Nantua
Pont d'Ain
Ambérieu
Rhône
Annecy
Belley
Aix les-Bains
Bourgoin
185

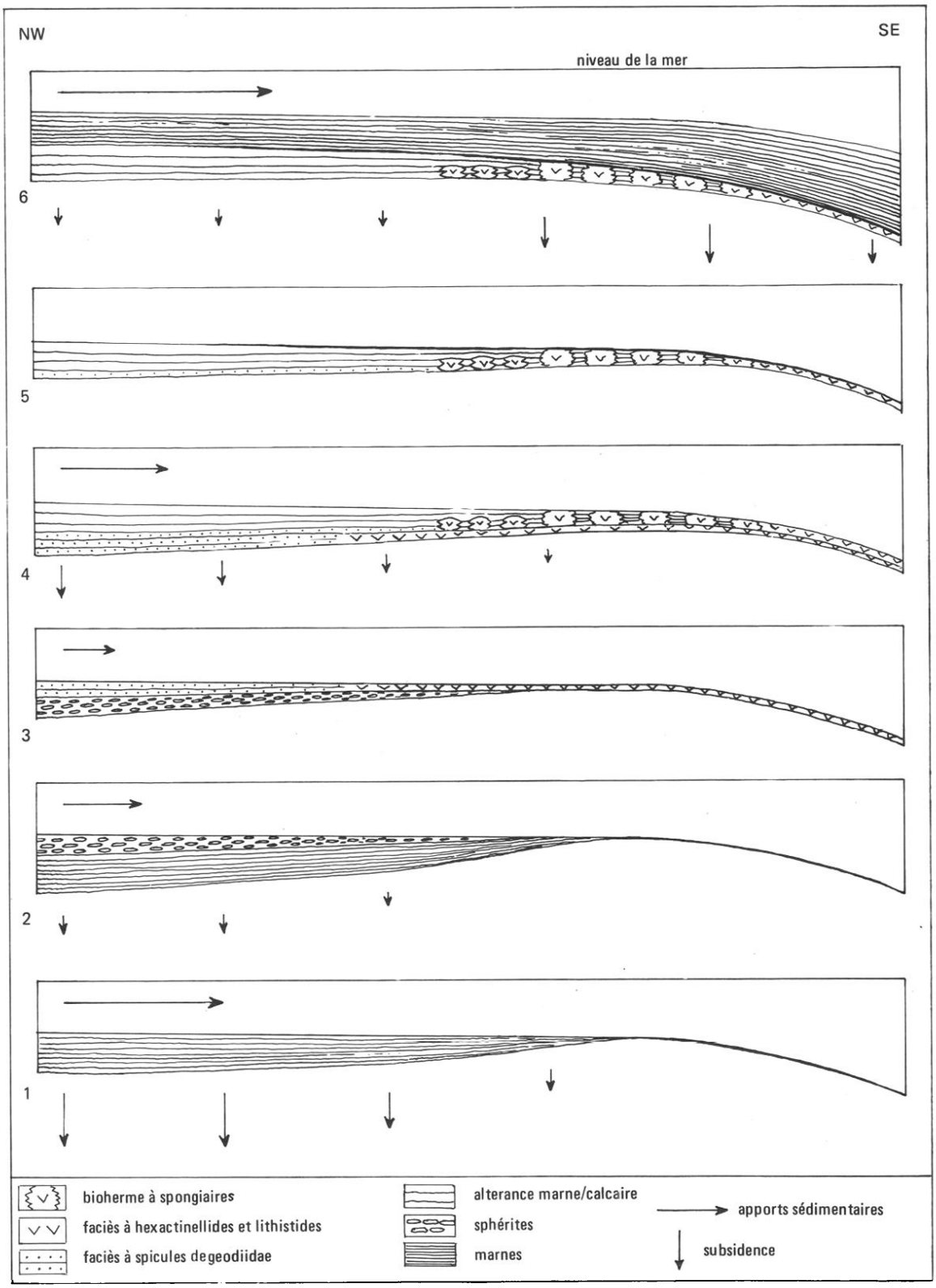


Fig. 186 – **Evolution de la plate-forme jurassienne au cours de la première séquence et du début de la deuxième séquence oxfordienne.**

Le dépôt des Couches à sphérites et des Couches de passage s'effectue dans le même contexte (fig. 171, 186-2) mais traduit sans doute une baisse globale du taux de sédimentation. La diminution notable des apports terrigènes favorise l'apparition timide des premiers bancs carbonatés et l'installation d'une vie benthique plus riche.

Cette tendance se confirme au début du dépôt des Couches de Birmensdorf où la sédimentation est très ralentie, voire momentanément nulle. Ces conditions sédimentaires locales liées à un contexte général favorable, permettent l'installation des spongiaires siliceux. Ces derniers, en l'absence de toute concurrence efficace, envahissent les fonds et dominent très nettement le benthos. Ce n'est que dans le Nord-Ouest, en position plus interne et hors de la région étudiée, qu'apparaissent les premiers faciès de type "corallien" (faciès franc-comtois) certainement moins profonds.

Dans un premier temps, caractérisé par un taux global de sédimentation restant très faible et des apports carbonatés dominants, les spongiaires abondent partout. Ils se répartissent suivant la paléogéographie, les Geodiidae colonisant la zone la plus interne, les hexactinellides et les lithistides colonisant la zone la plus externe et la plus profonde. Les premiers subissent le rythme assez bien réglé de la sédimentation (régime alternant) et ne se manifestent que par les nombreux spicules qu'ils libèrent après leur mort. Ainsi se dépose le niveau basal des Calcaires hydrauliques inférieurs (= "calcaire siliceux") caractérisé par son faciès à spicules. Les seconds, non encore véritablement menacés par l'envasement, constituent des prairies à spongiaires plus ou moins denses et plus ou moins remaniées. Ainsi se dépose le niveau basal des Couches de Birmensdorf caractérisé par son faciès stratifié grumeleux à spongiaires. Ces derniers dépôts, en recouvrant le "seuil" de la Haute-Chaîne illustrent le début de la transgression argovienne (fig. 172, 186-3).

Dans un deuxième temps, peut-être à la suite d'un à-coup de la subsidence la sédimentation devient légèrement plus active et voit la proportion des terrigènes augmenter légèrement. Avec le dépôt de la partie supérieure des Calcaires hydrauliques inférieurs les Geodiidae amorcent leur régression. Simultanément, dans les niveaux équivalents des Couches de Birmensdorf (partie supérieure de l'ensemble inférieur) les fonds à hexactinellides et lithistides les plus internes sont ensevelis alors que les plus externes parviennent à lutter contre l'envasement qui gagne le large. Ils se maintiennent localement en construisant des biohermes, profitant, pour cela, de la prolifération des cyanobactéries et des foraminifères encroûtants (faciès construit à spongiaires). Les prairies à spongiaires ne se maintiennent plus que dans la partie la plus externe du seuil de la Haute-Chaîne.

Dans un troisième temps, le même phénomène s'accentue encore à la suite, peut-être, d'un nouvel à-coup de la subsidence. Les apports terrigènes deviennent alors largement prédominants avec le dépôt des Calcaires hydrauliques supérieurs qui entraîne la disparition des fonds à Geodiidae. Cette même phase de sédimentation se fait nettement sentir plus au large où, dans l'ensemble supérieur des Couches de Birmensdorf, les biohermes régressent à leur tour (fig. 173, 186-4). Elle se termine par une phase d'arrêt de sédimentation qui met fin à la croissance des biohermes encore en vie et au cycle sédimentaire de la séquence inférieure (fig. 186-5).

2) Conclusion

Compte-tenu de sa situation en bordure du bassin helvétique, l'interprétation la plus logique du domaine jurassien est celle d'un secteur de marge stable. La zone la plus interne, et la plus vaste du secteur étudié, est assimilée à la bordure d'une vaste plate-forme. La zone la plus externe, limitée à la Haute Chaîne et correspondant au "seuil", est assimilée à un début de pente. Elle est caractérisée, pendant toute cette première période, par des dépôts nuls, réduits ou remaniés. La structuration simple et d'orientation SW-NE de tout ce domaine s'accorde bien avec cette manière de voir. Quant aux gouttières subsidentes (tel le sillon comblé par les Marnes à Creniceras renggeri) affectant la plate-

forme, elles constituent un dispositif structural qui a parfaitement sa place dans le contexte général de distension qui règne à l'Oxfordien en bordure du domaine alpin.

Dans une telle paléogéographie, les biohermes à spongiaires apparaissent comme des bioconstructions situées typiquement en bordure de plate-forme externe. Le milieu exigé, et notamment la tranche bathymétrique de faible énergie mais encore pénétrée par la lumière, les place d'autre part dans l'étage circalittoral, ce qui confirme et précise à la fois cette situation. La constitution de ces biohermes, résultant d'un assemblage d'éléments rigides d'assez grande taille (éponges siliceuses) consolidé par un liant (encroûtements de cyanobactéries et de nubécularidés) et capable d'emprisonner une quantité notable de sédiment boueux ambiant, est remarquable. En fait, ce dispositif, capable d'édifier des monticules de faible élévation et à pentes douces, est relativement commun et s'est assez souvent réalisé au cours des temps géologiques avec le concours de divers types d'organismes. Ce qui est moins banal est sans nul doute la rencontre des éponges siliceuses (et des hexactinellides en particulier) et des cyanobactéries dans un même milieu aussi favorable. Cette rencontre est un phénomène "historique" qui semble tout à fait propre au Jurassique supérieur et à l'Oxfordien en particulier.

III - L'HISTOIRE DE LA SEQUENCE SUPERIEURE

1) Les principaux évènements

Le dépôt des Couches d'Effingen marque une très importante reprise de sédimentation. Les apports terrigènes fins dominent très largement. Ils envahissent l'ensemble du domaine jurassien (fig. 186-6) ensevelissant notamment les biohermes (dont l'activité avait, par ailleurs, déjà cessé), les prairies d'éponges et interdisent toute recolonisation du fond par les spongiaires. Pour la première fois, les dépôts les plus épais se rencontrent dans la zone externe : c'est le "renversement de subsidence" bien mis en évidence par R. ENAY. L'étude de la répartition des épaisseurs montre toutefois que la structure de la plate-forme s'est compliquée. Des zones d'accumulation maximale s'individualisent transversalement jusqu'à Champagnole au Nord et Oyonnax au Sud (fig. 175). Les dépôts terrigènes les plus grossiers (rares niveaux silteux) se limitent à la zone nord, plaidant ainsi en faveur d'apports d'une origine septentrionale. C'est dans la zone centre-occidentale, apparemment la moins subsidente, que s'individualise vers le sommet de la formation, le niveau bioturbé à bivalves, témoin d'un domaine à sédimentation ralentie. On notera que la correspondance entre la carte d'isopaques et la carte de faciès est alors remarquable (fig. 175, 178).

Le dépôt des Couches du Geissberg correspond, dans un premier temps, à un assez net répit dans la sédimentation terrigène. Corrélativement, les dépôts calcaires prennent de l'importance. La répartition des épaisseurs, en ce qui concerne la série calcaire basale, reste conforme à ce qu'elle était avec les Couches d'Effingen (fig. 176). On notera même que sur la zone de moindre subsidence centrée sur Arnans-Cuvergnat, se manifeste pour la première fois, au sommet de cette série calcaire ici particulièrement réduite, le faciès oncoïdique à nubéculaires (fig. 179). Les bivalves abondent dans certains bancs et ponctuent les arrêts de sédimentation. Ils se raréfient en direction des secteurs les plus externes et sans doute plus profonds. Vers l'Est, à hauteur de Saint-Claude, ils ont déjà disparu alors que les bancs calcaires sont perturbés par de petits glissements synsédimentaires, témoins d'une pente plus forte. Vers le Sud, c'est l'ensemble de la formation carbonatée qui perd progressivement son individualité comme si elle se "diluait" dans les marnes. A l'extrême Sud, quelques petits bancs à hexactinellides soulignent sa discontinuité sommitale et marquent le retour des spongiaires dans le bassin.

Curieusement, l'épisode marneux qui comprend la deuxième partie des Couches du Geissberg et qui précède la mise en place de la barre inférieure des Calcaires lités montre son épaisseur maximale dans la région centre occidentale (fig. 177). Il illustre une reprise de sédimentation terrigène et, peut-être, un deuxième petit "renversement de subsidence". Ce dernier phénomène n'est pas certain car le raisonnement s'appuie ici sur une unité lithologique dont l'isochronie n'est pas prouvée. Quoi qu'il en soit, la zone centrée sur le secteur d'Arnans-Cuvergnat (ARC-CAR) où s'était manifestée une sédimentation ralentie au sommet des Couches d'Effingen (niveau bioturbé à bivalves NBB) et à la base des Couches du Geissberg (série réduite et niveau oncoïdique) correspond maintenant à une zone de sédimentation marneuse intense. Cette phase de sédimentation connaît, à l'approche de sa fin, un moment de répit plus ou moins sensible selon les lieux et mis à profit par le benthos pour coloniser le fond. Celui-ci se répartit en fonction de facteurs bathymétriques et autres. Ainsi, au premier niveau à concrétions (NC 1) de la zone centre-occidentale, correspond le niveau grumeleux à spongiaires (Couche à hexactinellides CHX) de la zone méridionale où apparaissent les premiers petits biohermes de la séquence supérieure (fig. 180).

Considérés globalement, les Calcaires lités ont une répartition des épaisseurs régulièrement organisée et montrent, avec un net retour à des valeurs maximales vers l'Est, un éventuel troisième et dernier petit "renversement de subsidence". Une zone de subsidence maximale, orientée grossièrement Est-Ouest et centrée sur Oyonnax (= "sillon d'Oyonnax"), favorise sans doute une différenciation Nord-Sud du bassin (fig. 182). Dans la partie centrale de ce bassin, la série débute par le niveau remarquable et très calcaire de la barre inférieure des Calcaires lités (BRI). Cette barre est bien enracinée dans la zone centre-occidentale et s'amincit, comme une langue, vers les zones plus externes (fig. 181). L'apport carbonaté semble ainsi avoir une origine occidentale et s'épancher vers l'Est. Sa mise en place fossilise les fonds bioturbés ou riches en bivalves qui s'étaient développés lors de la phase d'arrêt de sédimentation correspondant à la fin du dépôt des Couches du Geissberg. Cette mise en place peut être localement assez brutale, illustrant un phénomène de "ramonage" (banc vacuolaire BVC). Localement aussi, ce dépôt calcaire se met en mouvement en masse, sans doute seulement sur de faibles distances (phénomènes de glissements synsédimentaires de faible amplitude). C'est un argument pour penser que le supposé troisième renversement de subsidence s'est vraisemblablement produit dès le début de la zone à Bimammatum. La coïncidence assez remarquable entre l'axe de la "langue" formée par la barre inférieure des Calcaires lités et du "sillon d'Oyonnax" permet d'imaginer un appel de sédiment en direction externe qui, sans être forcément brutal se manifeste d'une manière plus active qu'auparavant. Des boues fines carbonatées, dont la patrie est encore, à cette époque, plus interne, se trouvent ainsi attirées vers le large et se répandent assez loin sur la plate-forme. Hors de l'aire d'extension de la barre inférieure des Calcaires lités proprement dite, les choses sont très différentes au Nord et au Sud. Dans la partie septentrionale, la sédimentation est fréquemment perturbée par des discontinuités marquées par des niveaux bioturbés. Les faciès sont de type interne et peu profond. A l'inverse, dans la partie méridionale, les faciès sont nettement plus profonds. Le banc de fer (BDF), riche en éponges siliceuses et ammonites plus ou moins remaniées fossilise peut-être la même surface bioturbée que le banc vacuolaire (BVC). La série alternante à dominante calcaire qui lui fait suite est le plus important niveau à biohermes de la séquence supérieure.

La suite de l'histoire des Calcaires lités est complexe et plus difficile à détailler. Si, comme le montre le cas de la barre inférieure, l'alimentation en boue carbonatée se fait par l'Ouest, celle en matériel terrigène se fait par le Nord. La polarité des dépôts terrigènes est en effet très nette puisque de véritables niveaux silteux envahissent toute la zone septentrionale alors que seules les argiles parviennent au Sud. D'une manière générale, la sédimentation, qu'elle soit terrigène ou carbonatée, est très fréquemment perturbée par des épisodes de non dépôt ou de remaniement d'autant plus nombreux qu'ils sont plus occidentaux et surtout plus septentrionaux. Dans ces zones, la profondeur est maintenant suffisamment faible pour qu'un certain hydrodynamisme se manifeste plus fréquemment et plus efficacement sur le fond. Les 2ème et 3ème niveaux à concrétions (NC 2 et NC 3) semblent des dépôts assez typiques, de conditions bathymétriques et hydrodynamiques intermédiaires (fig. 183, 184). Dans la tranche bathymétrique inférieure subsistent toujours quelques peuplements à spongiaires siliceux.

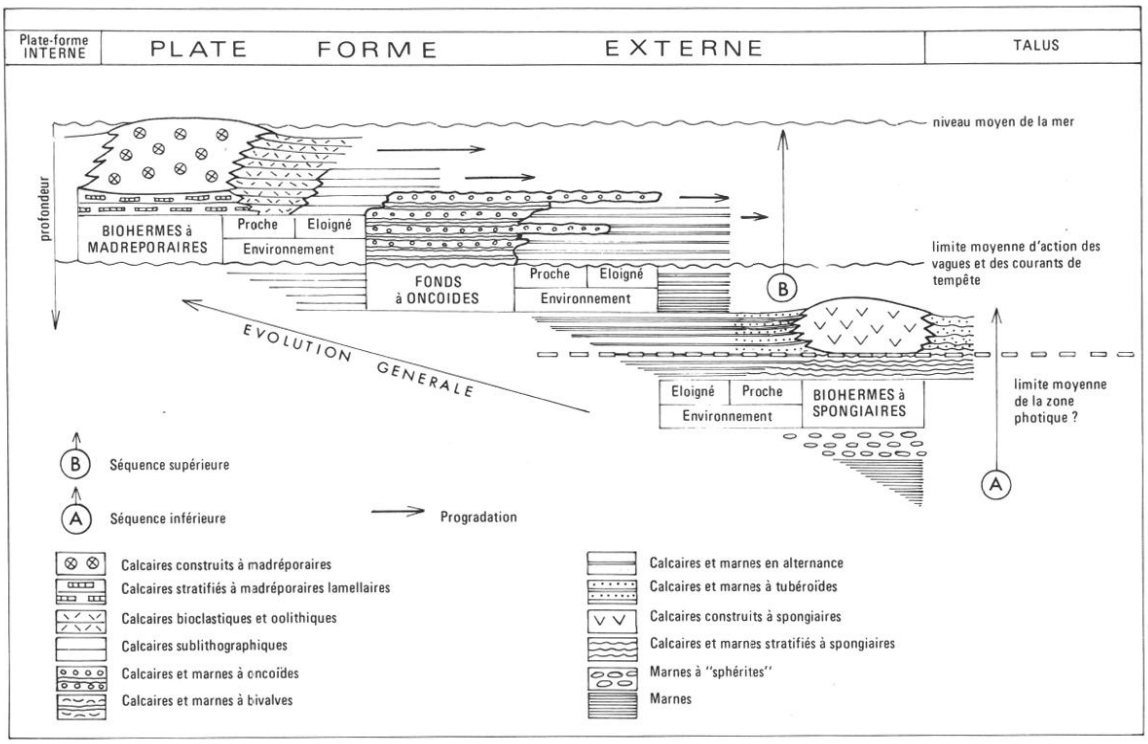


Fig. 187 – **Schéma général de l'évolution sédimentaire de la plate-forme jurassienne méridionale à l'Oxfordien.**

A la fin de l'Oxfordien, toute la moitié nord-ouest de la plate-forme étudiée est envahie par les dépôts des Couches du Morillon (fig. 185). Leur faciès, de type "corallien", s'était jusqu'à présent toujours limité au domaine franc-comtois. Son apparition plus au Sud marque la fin d'une étape originale de l'histoire du Jura méridional. Les apports terrigènes ayant pratiquement cessé, tout le reste de la plate-forme est soumis aux épandages de boue carbonatée extrêmement fine des Calcaires pseudolithographiques.

2) Conclusion

Une des raisons de la complexité plus grande de l'histoire de la séquence supérieure tient sans doute à une paléogéographie moins stable et plus hétérogène. Ainsi, au schéma relativement simple de la séquence inférieure où les zones isopiques et isopaques s'alignent à peu près sur les directions structurales majeures de la chaîne, s'oppose un schéma beaucoup plus complexe : à cette structuration SW-NE essentiellement longitudinale, se superpose une structuration transversale. Il apparaît ainsi une mosaïque de secteurs évoluant chacun avec une certaine individualité. Le phénomène est nettement plus sensible dans la moitié la moins externe de la plate-forme étudiée où on peut mettre en évidence 3 secteurs principaux :

- une zone nord-occidentale, la moins profonde, dont la faune présente des caractères de milieu interne et où transitent des sédiments détritiques grossiers ;

- une zone centre-occidentale, relativement instable, jouant d'abord comme un haut fond puis comme une zone subsidente ;

- une zone méridionale, la plus profonde, la plus externe et soumise à la sédimentation la plus régulière.

Cette structuration transversale ne peut guère s'envisager sans une cause tectonique. Or on est justement frappé par la remarquable coïncidence existant entre certaines limites paléogéographiques et le tracé des grands accidents transversaux qui tronçonnent actuellement la chaîne du Jura. Ce fait a déjà été mis en évidence par R. ENAY (1966) pour l'Oxfordien et par C. MANGOLD (1970) pour le Bathonien et le Callovien. Ces auteurs envisagent la possibilité d'un jeu synsédimentaire de ces grands décrochements qui pourraient être d'anciennes failles de socle. Les différentes coïncidences qui ont amené cette hypothèse sont analysées dans la thèse de R. ENAY (1966 - p. 302, fig. 77) à laquelle on pourra se reporter. Les quelques précisions apportées dans le présent travail ne peuvent que conduire à adopter cette manière de voir. Le contrôle tectonique de la sédimentation apparaît bien ici comme une réalité qu'il ne faut pas négliger.

Il semble que, malgré la relative complexité du dispositif structural, la sédimentation puisse se résumer à un envahissement progressif de la plate-forme par des sédiments de nature de plus en plus carbonatée et de caractère de moins en moins profond (fig. 187). Cette diminution générale de la profondeur prouve la prédominance de l'apport sédimentaire sur la subsidence. Très schématiquement, le mécanisme sédimentaire peut se résumer ici à un comblement par progradation d'une vaste plate-forme externe. Les peuplements à spongiaires siliceux qui prospéraient sur la bordure externe de cette plate-forme ont ainsi été progressivement chassés, et les biohermes qu'ils édifiaient ne sont qu'une réaction de survie, encore possible en zone distale. Après une période d'apogée à l'Oxfordien moyen, le phénomène bioconstructeur a régressé, avec les spongiaires, au cours de l'Oxfordien supérieur. Il retrouvera son essor au Kimméridgien, sur une plate-forme transformée, avec les madréporaires.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AIGNER T. (1977) - Schalenpflaster im Unteren Haupt Muschelkalk bei Crailsheim (Württ, Trias, m. 1). Stratinomie, Okologie, Sedimentologie. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 153, n° 2, p. 193-217, 16 fig., 1 tabl.

AIGNER T. (1979) - Schill Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW - Deutschland). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 157, n° 3, p. 326-343, 7 fig.

AIGNER T. et FUTTERER E. (1978) - Kolk-Töpfe und - Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk-Anzeiger Für Wattenmeer ? N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 156, n° 3, p. 285-304, 10 fig.

ALDINGER H. (1961) - Die Schwammfazies im Weissen Jura Schwabens. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., Stuttgart, vol. 43, p. 99-103.

ALDINGER H. (1968) - Ecology of Algal - Sponge - Reefs in the Upper Jurassic of the Schwäbische Alb, Germany. In : MULLER G. et FRIEDMAN G. M., Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, Springer-Verlag, Berlin, p. 250-253, 1 fig.

ANTONESCU C. S. (1929) - Spongieri jurasici din Dobrogea. Mem. Sect. Sci. Acad. Rom., Bucuresti, ser. III, vol. V, n° 12.

ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979) - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). Thèse doct. sci., Marseille, fasc. I : 344 p., 84 fig., 27 pl. ; fasc. II : 381 p., 113 fig., 19 tabl., 18 pl.

ARTRU P. (1972) - Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie - Sédimentologie - Géochimie. Thèse doct. sci., Lyon, 173 p., 75 fig., 12 tabl., 8 pl.

ARTRU P. et GAUTHIER J. (1966) - Etude géochimique d'une séquence des Terres Noires. Application au problème de l'écologie des spongiaires constructeurs. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. 8, n° 3, p. 337-470.

BANDEL K. (1967) - Trace fossils from two Upper Pennsylvanian sandstones in Kansas. Paleont. Contrib. Univ. Kansas, Lawrence, n° 18, p. 1-13, 3 fig., 5 pl.

BANKS N. L. (1973) - Innerelv Member : Late Precambrian Marine Shelf Deposit, East Finnmark. Norges geol. Unders., Trondheim, vol. 288, p. 7-25, 14 fig.

BARBULESCU A. (1969) - Les faciès du Jurassique dans la partie Ouest de la Dobrogea centrale (Roumanie). Ann. Inst. Geol. Public. Hungarici, Budapest, Colloque du Jurassique méditerranéen, vol. LIV, fasc. 2, p. 225-232, 2 fig.

BARBULESCU A. (1971) - Corelarea faciesurilor organogene din sinclinalul casimcea cu cele din sinclinalul Bàltàgesti - Topalu (Dobrogea Centralà). Bull. Soc. Stiinte Geol. Rom., Bucuresti, vol. XIII, p. 155-177, 10 fig.

BARBULESCU A. (1972) - Asupra "recifilor" neojurasici din Dobrogea centralà. St. cerc. geol. geof. geogr., ser. geologie, Bucuresti, t. 17, n° 1, p. 93-108, 8 fig., 1 tabl.

BARBULESCU A. et DRAGASTAN O. (1972) - Correlation of the Upper Jurassic Faunas in Central Dobruja and the Hàghimas massif (Romania). Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr., Bucuresti, sér. Geol., vol. 16, n° 1, p. 41-57, 9 fig.

BARNARD T. (1952) - Foraminifera from the Upper Oxford clay of Warboys. Proc. Geol. Assoc., London, vol. 63, p. 336-350, 3 fig., 1 tabl.

BARNARD T., CORDEY W. G. et SHIPP D. J. (1981) - Foraminifera from the Oxford clay (Callovian-Oxfordian of England). Rev. Esp. Micropal., Madrid, vol. XIII, n° 3, p. 383-462, 48 fig., 4 pl.

BATE R. H. (1977) - Jurassic ostracoda of the atlantic basin. In SWAIN F. M. edit. : Stratigraphic micropaleontology of atlantic basin and borderlands. Developments in paleontology and stratigraphy, n° 6, Elsevier edit, Amsterdam, p. 231-242, 1 fig.

BATHURST R. G. C. (1971) - Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, n° 12, Elsevier edit, Amsterdam, 620 p., 359 fig., 24 tabl.

BEHMEL H. (1970) - Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. V - Stratigraphie und Fazies im präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 137, p. 1-102, 15 fig., 2 tabl.

BEHR K. et BEHR H. J. (1976) - Cyanophyten aus oberjurassischen Algen-Schwamm-Riffen. Lethaia, Oslo, vol. 9, n° 3, p. 283-292, 8 fig.

BENTON M. J. et GRAY D. I. (1981) - Lower Silurian distal shelf storm-induced turbidites in the Welsh Borders : sediments, tool marks and trace fossils. J. Geol. Soc. London, vol. 138, n° 6, p. 675-694, 13 fig.

BERGQUIST P. (1978) - Sponges. Hutchinson édit., London, 268 p.

BERNER R. A. (1968) - Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. Science, Washington, vol. 159, p. 195-197, 2 fig.

BERNER R. A. (1969) - Chemical changes affecting dissolved calcium during the bacterial decomposition of fish and clams in sea water. Marine Geol., Amsterdam, vol. 7, n° 3, p. 253-274, 6 fig., 5 tabl.

BERNER R. A. (1970) - Sedimentary pyrite formation. Amer. Journ. Sci. , New Haven, vol. 268, n° 1, p. 1-23.

BERNIER P. (1967) - Etude géologique du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur du Sud des Cévennes. Thèse 3 è cycle, Paris, p. 1-191, pl. I-XIX, 4 cartes.

BERNIER P. (1983) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Thèse doct. sci. , Lyon, 960 p. , 220 fig. , 35 pl.

BERNIER P. et GAILLARD C. (1974) - Ultrastructures observées dans des encroûtements calcaires de type stromatolithique. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 287, ser. D, p. 557-559, 1 pl.

BEURER M. (1971) - Kieselsäureanreicherungen in den oberjurassischen Sedimenten der Schwäbischen Alb. Beih. geol. Jb. , Hannover, vol. 109, 69 p. , 7 fig. , 3 tabl. , 5 pl.

BIELECKA W. (1960) - Micropaleontological stratigraphy of the Lower Malm in the vicinity of Chrzanow (Southern Poland). Inst. Geol. Prace, Warszawa, t. XXXI, 155 p. , 10 pl.

BIELECKA W. et POZARYSKI W. (1954) - Micropaleontological stratigraphy of the Upper Malm in central Poland. Inst. Geol. Prace, Warszawa, t. XII, 206 p. , 12 pl.

BIENFAIT P. (1981) - Géologie appliquée aux tunnels autoroutiers de la Cluse de Nantua (Jura méridional) : étude stratigraphique, structurale et géotechnique. Thèse 3è cycle, Lyon, 122 p. , 45 fig. , 3 pl.

BIGNOT G. et GUYADER J. (1966) - Découverte de foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine Maritime). Rev. Micropaléont. , Paris, vol. 9, n° 2, p. 104-110.

BIGNOT G. et GUYADER J. (1971) - Observations nouvelles sur Globigerina oxfordiana Grigelis. Proceedings of the II Planktonic Conference, (Rome, 1970), p. 79-84, 2 pl.

BIJU-DUVAL B. , DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977) - From the Tethys ocean to the mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. In : BIJU-VIDAL B. et MONTADERT L. : Structural history of the Mediterranean Basins. Symposium International Split (Yougoslavie) 1976. Technip édit. , Paris, p. 143-164, 4 fig. , pl. 1-8.

BIZON J. J. (1958) - Foraminifères et ostracodes de l'Oxfordien de Villers-sur-Mer (Calvados). Rev. IFP, Paris, vol. XIII, n° 1, p. 3-45, 3 fig. , 2 tabl. , 5 pl.

BLATT H. , MIDDLETON G. et MURRAY R. (1972) - Origin of sedimentary rocks. Prentice - Hall édit. , Englewood Cliffs, 634 p.

BLONDEAU A. , DEPECHE F. et POMEROL B. (1979) - Données nouvelles sur le Jurassique supérieur du Pays de Bray. Bull. B. R. G. M. , Orléans, (2è sér.), sect. 1, n° 3, p. 243-257, 4 fig. , 4 tabl. , 1 pl.

BOLLIGER W. et BURRI P. (1967) - Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattform-carbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quartz-Feldspath-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). Eclogae geol. Helv. Basel, vol. 60, n° 2, p. 491-507, 4 fig.

BOLLIGER W. et BURRI P. (1970) - Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des Zentralen Schweizer Jura. Beitr. Geol. Karte Schweiz., Bern, NF, vol. 140, 96 p., 37 fig., 16 pl.

BOLTOVSKOY E. (1980) - On the benthonic bathyal-zone Foraminifera as stratigraphic guide fossils. Journ. Foram. Res., New York, vol. 10, n° 3, p. 163-172, pl. 1-4.

BOROJEVIC R., FRY W. G., JONES W. C., LEVI C., RASMONT R., SARA M. et VACELET J. (1967) - Mise au point actuelle sur la terminologie des éponges. Bull. Mus. Hist. nat. Paris, 2è sér., vol. 39, p. 1224-1235.

BOULLIER A. (1976) - Les Térébratulidés de l'Oxfordien du Jura et de la bordure Sud du Bassin de Paris. Ann. Sci. Univ. Besançon, fasc. 27, 3è sér., 457 p., 212 fig., 28 tabl., 25 pl.

BOULLIER A. (1981) - Les faunes de brachiopodes de l'Oxfordien moyen du Jura. Ann. Sci. Univ. Besançon, ser. 4, fasc. 3, p. 21-31, 4 fig., 2 pl.

BOUMA A.H. (1962) - Sedimentology of some Flysch Deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier édit., Amsterdam, 168 p., 31 fig.

BOURGUET L. (1742) - Traité des Pétrifications. Briasson édit., Paris, pl. I-LX.

BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1969) - Interprétation sédimentologique et paléogéographique des microfaciès jurassiques du Sud-Ouest aquitain. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 3, n° 2, p. 287-328, 13 fig., 12 tabl.

BOURSEAU J. P. (1977) - L'Oxfordien moyen à nodules des "Terres Noires" de Beauvoisin (Drôme). Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, fasc. 15, 116 p., 31 fig., 54 tabl., 12 pl.

BOURSEAU J. P. et ELMI S. (1980) - Le passage des faciès de bordure ("Calcaires grumeleux") aux faciès de bassin dans l'Oxfordien de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central français (Ardèche - Gard). Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. XXII, n° 4, p. 607-611, 3 fig.

BRAITHWAITE C.J.R. et TALBOT M.R. (1972) - Crustacean burrows in the Seychelles, Indian ocean. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Amsterdam, vol. 11, n° 4, p. 265-285, 6 fig., 3 pl.

BRENCHLEY P.J. et PICKERILL R.K. (1980) - Shallow subtidal sediments of Soudleyan (Caradoc) age in the Berwyn Hills, North Wales, and their palaegeographic context. Proc. Geol. Assoc., London, vol. 91, n° 3, p. 177-194, 8 fig.

BRENNER R.L. et DAVIES D.K. (1973) - Storm-generated Coquinoid Sandstone : Genesis of High-Energy Marine Sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. Geol. Soc. Amer. Bull., New York, vol. 84, n° 5, p. 1685-1698, 14 fig.

BRISKIN M. et SCHREIBER B.C. (1978) - Authigenic gypsum in marine sediments. Marine Geol., Amsterdam, vol. 28, n° 1/2, p. 37-49, 3 fig., 3 tabl.

BROCHWICZ-LEWINSKI (1976) - Oxfordian of the Czestochowa Area. I- Biostratigraphy. II- Lithostratigraphy versus Biostratigraphy. Bull. Acad. Polon. Sci., Warszawa, Sciences de la Terre, vol. XXIV, n° 1, I p. 37-46, 2 tabl., 10 pl. ; II p. 47-53, 1 fig.

BROMLEY R. G. (1967) - Some observations on burrows of thalassinidean crustacea in chalk hard grounds. Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 123, n° 2, p. 157-182, 5 fig., pl. 7-11.

BROMLEY R. G. (1970) - Borings as trace fossils and Entobia cretacea Porlock, as an example. Trace fossils - CRIMES T. P. et HARPER J. C. édit. Geol. Jour., Liverpool, spec. issue n° 3, p. 49-90, 4 fig., 5 pl.

BROMLEY R. G. (1975) - Trace fossils at omission surfaces. FREY R. The study of trace fossils, Springer-Verlag, Berlin, p. 399-428, 18 fig.

BROMLEY R. G. (1978) - Bioerosion of Bermuda reefs. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Amsterdam, vol. 23, n° 3/4, spec. issue, p. 169-197, 18 fig.

BROMLEY R. G. et SURLYK F. (1973) - Borings produced by brachiopod pedicles fossil and recent. Lethaia, Oslo, vol. 6, n° 4, p. 349-365, 14 fig.

BULARD P. F. (1968) - Nouvelles données sur les faciès de l'Oxfordien dans le Nord des Chaînes Ibériques (Espagne). Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. X, n° 5, p. 561-565.

CARIOU E. (1966) - Les faunes d'ammonites et la sédimentation rythmique dans l'Oxfordien supérieur du seuil du Poitou. Trav. Inst. Geol. Anthropol. Préhist. Fac. Sci. Poitiers, t. VII, p. 47-67, 2 fig.

CAROZZI A. V., BOUROULLEC J., DELOFFRE R. et RUMEAU J. L. (1972) - Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. Bull. Centre Rech. Pau -SNPA, vol., Spec., n° 1, p. 13-593, 28 fig., 13 tabl., pl. 1-200.

CAYEUX L. (1897) - Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Mém. Soc. géol. Nord, Lille, vol. IV, n° II, 589 p., pl. I-X.

CAYEUX L. (1929) - Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Carte Géol. Dét. France, Paris, 774 p., pl. I-XXX.

CAYEUX L. (1935) - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (Calcaires et Dolomies). Masson édit., Paris, 463 p., 26 pl.

CHEVALIER C. et DAVID L. (1968) - Création et état d'avancement d'un fichier des gisements fossilifères français. Bull. B. R. G. M., Orléans, 2è sér., sect. IV, n° 3, p. 59-64, 2 fig.

CHOFFAT P. (1878) - Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional. Mém. Soc. Emul. Doubs, Besançon, sér. 5, vol. III, 123 p., 2 pl.

CLARI P. et GHIBAUDO G. (1979) - Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, northwestern Italy). Sedimentology, Amsterdam, vol. 26, n° 5, p. 719-730, 8 fig.

CLARK D. N. et SHEARMAN D. J. (1980) - Replacement anhydrite in limestones and the recognition of moulds and pseudomorphs : a review. Rev. Inst. Invest. Geol., Barcelona, vol. 34, p. 161-186, 1 fig., 13 pl.

CODY R. D. (1979) - Lenticular gypsum = occurrences in nature, and experimental determinations of effects of solubile green plant material of its formation. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 49, n° 3, p. 1015-1028, 6 fig.

CORDEY W. G. (1962) - Foraminifera from the Oxford clay of Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. Senck. leth., Francfurt, vol. 43, n° 5, p. 375-409, 62 fig., 2 tabl., pl. 46-48.

COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M. (1980) - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. XXII, n° 5, p. 735-744, 12 fig.

COURTINAT B. et GAILLARD C. (1980) - Les Dinoflagellés des Calcaires Lités de Trept (Oxfordien supérieur). Inventaire et répartition comparée à celle de la microfaune benthique. Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 78, p. 1-122, 10 fig., 4 tabl., 10 pl.

DALRYMPLE D. W. (1966) - Calcium carbonate deposition associated with blue green algal mats, Baffin Bay, Texas. Texas Inst. Marine Sci. Pulos., vol. 10, p. 187-200.

DARMEDRU C. (1982) - La microfaune dans les alternances marne-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. Thèse 3è cycle, Lyon, 154 p., 111 fig., 3 pl.

DARMEDRU C., COTILLON P. et RIO M. (1982) - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (Sud-Est de la France). Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. XXIV, n° 3, p. 627-640, 17 fig.

DAVAUD E. et LOMBARD A. (1975) - Statistical approach to the problem of alternating beds of limestone and marl (Upper Oxfordian of the French Jura). Eclogae geol. Helv., Basel, vol. 68, n° 3, p. 491-509, 8 fig., 3 tabl.

DEBRAND-PASSARD S. (1979) - Le Calcaire de Von : formation à spongiaires d'âge Oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne occidentale (départements de l'Indre et du Cher). Analyse des principaux faciès et de leur répartition. Bull. B.R.G.M., Paris, 2è sér., Sect. I, n° 3, p. 205-211, 3 fig.

DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. B.R.G.M., Orléans, n° 102, Atlas.

DEBRAND-PASSARD S. (1982) - Le Jurassique supérieur du Berry (Sud du Bassin de Paris - France). Mém. B.R.G.M., Orléans, n° 119, 227 p., 108 fig., 20 pl., 13 an.

DEBRAND-PASSARD S., FLAMAND D. et MANIVIT H. (1975) - Ultrastructures nouvelles et non identifiées dans les calcaires de l'Oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne. Géobios, Lyon, vol. 8, fasc. 5, p. 325-331, 1 fig., pl. 31-32.

DEBRENNE F. et JAMES N. P. (1981) - Reef-associated Archaeocyathans from the Lower Cambrian of Labrador and Newfoundland. Palaeontology, London, vol. 24, n° 2, p. 343-378, 6 fig., pl. 48-55.

DELFAUD J. (1974) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. XVI, n° 6, p. 643-650, 4 fig.

DELFAUD J. (1979) - Le Jurassique des Pyrénées Occidentales, de la Garonne à l'Océan. Cahiers de l'Université, Pau, vol. 7, 100 p.

DESBORDES B. et MAURIN A. F. (1974) - Trois exemples d'étude du Frasnien d'Alberta, Canada. C. F. P. Notes et Mémoires, Paris, n° 11, p. 293-336, 21 fig., 1 pl.

DONZE P. et ENAY R. (1962) - Les Ostracodes de la limite Dogger-Malm dans l'île Crémieu. Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S., n° 8, p. 143-157, fig. 5-7, pl. XII.

DONZE P. et GAILLARD C. (1978) - Répartition biostratigraphique des principaux ostracodes dans l'Oxfordien du Sud du Jura français. Rev. Micropal., Paris, vol. 21, n° 3, p. 99-105, 2 fig.

DORN P. (1932) - Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. Abh. géol. Land. bayer. oberbergamt, München, p. 13-44, 6 pl.

DRAGANESCU A. (1979) - The Upper Jurassic Stromatolitic sequence (Cekirgea member, Casimcea formation) of Central Dobrogea (SE Romania) : A major occurence of a highly fossiliferous, shallow marine, stromatolitic facies. IIè Symposium International sur les Algues Fossiles, Paris. Résumé.

DRAGASTAN (1975) - Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley basin (East Carpathians). Inst. Geol. Geophys., Bucuresti, mém. vol. XXI, 87 p., 13 fig., 2 tabl., pl. I-XCV.

DREYFUSS M. (1954) - Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. Essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leurs rapports avec les déformations. Mém. Soc. géol. France, Paris, N. S., t. XXXIII, fasc. 1, mem 69, p. 1-62, 6 fig., 2 pl.

DU DRESNAY R., TERMIER G. et TERMIER H. (1978) - Les Hexactinellides (Lyssakides et Dictyonines) du Lias marocain. Géobios, Lyon, vol. 11, n° 3, p. 269-295, 4 fig., 2 tabl., 6 pl.

DUNHAM R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks - a symposium W. E. HAM edit., Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, p. 108-121, 7 pl.

DUNHAM R. J. (1970) - Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., New York, vol. 54, n° 10, p. 1931-1932.

DUONG D.M. (1974) - L'Oxfordien moyen et supérieur à faciès grumeleux de la Cluse de Chabrières (Basses Alpes). Thèse 3è cycle, Lyon, inédit., 140 p., pl. A-E, pl. 1-14.

EL KHOUDARY R. H. (1974) - Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. 4- Untersuchungen im Oberjura der südweshichen iberischen Kordillere unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna (Provinz Teruel und Rinion de Ademuz). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 144, p. 196-241.

ELMI S. (1967) - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, n° 19, n° 1/2, p. 1-507, 107 fig.

EMBRY A. F. et KLOVAN J. E. (1971) - A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island. Bull. Canad. Petrol. Geol., Calgary, vol. 19, n° 4, p. 730-781, 11 fig., 19 pl.

ENAY R. (1966) - L'Oxfordien dans la moitié Sud du Jura français. Etude stratigraphique. Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, fasc. VIII, t. 1, 323 p., 90 fig.

ENAY R., BASTIEN M. Th., DONZE P. et SIGAL J. (1962) - Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isère). Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S., n° 8, 157 p., 7 fig., 3 tabl., 12 pl.

ENAY R. et MANGOLD C., Coordonnateurs-Groupe français d'étude du Jurassique (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Doc. Lab. Géol. Lyon, H. S. 5, 210 p., 1 fig., 3 tabl., 42 cartes.

ETALLON A. (1858) - Etudes paléontologiques sur le Haut-Jura. Monographie du Corallien-Rayonnés. Mém. Soc. Emul. Doubs, Besançon, ser. III, vol. III, 153 p.

ETALLON A. (1860) - Sur la classification des Spongiaires du Haut-Jura et leur distribution dans les étages. Actes Soc. Jura Emul., Porrentruy, année 1858, p. 129-160, 1 pl.

EVANS I. et KENDALL C. G. (1977) - An interpretation of the depositional setting of some deep-water jurassic carbonates of the Central high Atlas mountains, Morocco. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, spec. publ. n° 25, p. 249-261, 15 fig.

FAHRAEUS L. E., SLATT R. M. et NOWLAN G. S. (1974) - Origin of Carbonate pseudopellets. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 44, n° 1, p. 27-29, 2 fig.

FAIRCHILD I. J. (1980) - Sedimentation and origin of a late precambrian dolomite from Scotland. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 50, n° 2, p. 423-446, 17 fig.

FARROW G. E. (1966) - Bathymetric zonation of jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., Amsterdam, vol. 2, n° 2, p. 103-151, 11 fig., 3 tabl., 7 pl.

FEIFEL K. (1930) - Uber Foraminiferen der Schwammkalke des Schwäbischen Weissen Jura. Paläont. Z. Berlin, vol. 12, p. 42-47.

FERRY S. (1978) - Les "calcaires à débris" Barrémo-Aptiens de la Drôme vocontienne (France sud-est) : des cônes d'épandage bioclastique en eau profonde. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 4, p. 273-303, 6 fig., 1 tabl., pl. 1-4.

FERRY S. (1979) - Alternances marno-calcaires : comparaison du contenu minéralogique et faunique des bancs et interbancs dans le Barrémien Vocontien (Sud-Est de la France). 7è R. A. S. T., Lyon, p. 189.

FIBICH Z. (1973) - Upper Jurassic Triaxonia of the Czestochowa region. Ann. Soc. Geol. Pologne, Krakow, vol. 43, n° 1, p. 41-58, pl. VI-X, 1 fig., 1 tabl.

FILY G. et RIOULT M. (1978) - Contrôle sédimentaire et paléogéographique des biohermes à Eponges calcaires : exemple du Bathonien supérieur de Normandie (France). C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, t. 287, p. 587-590, 1 fig.

FISCHER E. (1913) - Geologische Untersuchung des Lochengebiets bei Balingen. Geol. Palaeont. Abh., Iena, N. F., vol. II, n° 4, p. 267-336, pl. XXVI-XXXII.

FISCHER J. C. (1970) - Tendances et méthodes en paléoécologie. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), vol. XII, n° 2, p. 318-326.

FLAMAND D. (1978) - Les calcaires à spongiaires de l'Oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne occidentale. Thèse 3è cycle, Orléans, 151 p., 33 fig., 19 pl.

FLUGEL E. et STEIGER T. (1981) - An upper jurassic sponge-algal buildup from the northern Frankenalb, West Germany. S.E.P.M. spec. publ., Tulsa, n° 30, p. 371-397, 23 fig.

FOLK R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, vol. 43, n° 1, 38 p., 41 fig., 2 tabl.

FOLK R.L. (1962) - Spectral subdivision of limestone types. Classification of carbonate rocks - a symposium ,W.E. HAM édit., Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, p. 62-84, 7 fig., I pl.

FRENTZEN K. (1941) - Die Foraminiferen faunen des Lias, Doggers und unteren Malms der Umgegend von Blumberg. Beitr. naturk. Forsch. Oberrheingebiet, Karlsruhe, 6, p. 125-402, pl. 1-7.

FRENTZEN K. (1944) - Die agglutinierenden Foraminiferen der Birmensdorfer Schichten des Gebietes um Blumberg in Baden. Paläont. Z., Berlin, vol. 23, p. 317-342, pl. 17-18.

FRITZ G.K. (1958) - Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im weissen Jura der Schwäbischen Alb. Arb. Geol. Paläont. Inst. T.H. Stuttgart, N.F., vol. 13, 118 p., 5 pl.

FRITZ P. (1965) - O^{18}/O^{16} Isotopenanalysen und Paleotemperatur-bestimung an Belemniten aus des Schwäb Jura. Geol. Rdsch., Stuttgart, vol. 54, p. 261-269, 1 fig.

FRIZZEL D.L. et EXLINE H. (1955) - Monograph of fossil holothurian sclerites. Bull. Univ. Missouri School Mines Metall., Rolla, vol. 89, 204 p., 21 fig., 11 pl.

FROGET C. (1976) - Observations sur l'altération de la silice et des silicates au cours de la lithification carbonatée (Région Siculo-Tunisienne). Géol. méditer., Marseille, t. III, n° 4, p. 219-226, 1 fig., 2 pl.

FRY W.G. (1970) - The Biology of the Porifera. Symposia Zool. Soc. London Academic Press, n° 25, 512 p.

FURSICH F.T. (1974) - Ichnogenus Rhizocorallium. Paläont. Z., Stuttgart, vol. 48, n° 1/2, p. 16-28, 2 fig., 4 pl.

FURSICH F.T. (1977) - Corallian (Upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy. Palaeontology, London, vol. 20, n° 2, p. 337-385, 31 fig.

GABILLY J. (1978) - Poitou, Vendée, Charentes. Guides Géologiques Régionaux. Masson édit., Paris, 199 p., 105 fig., 8 pl.

GABILLY J. et CARIOU E. (1974) - Journées d'étude et excursion en Poitou. Livret-Guide. Groupe français d'Etude du Jurassique, Poitiers, 14 p., 34 fig.

GAILLARD C. (1971) - Les formations à spongiaires des Calcaires lités (Oxfordien supérieur du Jura méridional). Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, vol. 45, p. 19-130, 34 fig., 3 pl.

GAILLARD C. (1972) - Les éponges siliceuses des Calcaires Lités du Jura méridional (Oxfordien supérieur). Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, vol. 50, p. 103-141, 11 fig., 3 pl.

GAILLARD C. (1972) - Paratisoa contorta n. gen., n. sp., trace fossile nouvelle de l'Oxfordien du Jura. Arch. Sci. Genève, vol. 25, fasc. 1, p. 149-160, 5 fig., 2 pl.

GAILLARD C. (1977) - Cannelures d'érosion et figures d'impact dues à des coquilles d'ammonites à épines (Oxfordien supérieur du Jura français). Eclogae géol. Helv., Basel, vol. 70, n° 3, p. 701-715, 5 fig., 1 tabl., 2 pl.

GAILLARD C. (1978) - Révision de l'ichnogenre COPRULUS RICHTER et RICHTER, 1939 et description de quelques nouvelles espèces du Jurassique supérieur. Géobios, Lyon, vol. 11, n° 4, p. 439-455, 2 fig., 2 tabl., 3 pl.

GAILLARD C. et BOURSEAU J. P. (1975) - Certains nodules carbonatés des séries argileuses ont-ils une origine stromatolithique ? 1st International Symposium on Fossil Algae, Erlangen, Program and Abstracts, p. 11-12.

GAILLARD C. et PAJAUD D. (1971) - Rioultina virdunensis (BUV.) cf ornata (MOORE) Brachiopode thécidéen de l'épifaune de l'Oxfordien supérieur du Jura méridional. Géobios, Lyon, vol. 4, n° 4, p. 227-242, 5 fig.

GEBELEIN C. D. (1977) - Modern Bahamian Platform Environments. Geol. Soc. Amer. field trip, Miami, 1974, Guidebook, 101 p., 32 fig., 10 pl.

GEISTER J. et GEYER O. F. (1968) - Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. IV- Der Jura der Sierra de Corbera (Prov. Valencia). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 131, n° 3, p. 319-336, 4 fig.

GEOLOGY OF POLAND (1976) - Geol. Inst. Warszawa.

GEYER O. F. (1965) - Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Jura von Ostspanien. II- Eine Korallen - Fauna aus dem Oberjura der Montes Universales de Albarracin (Provinz Teruel). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 121, n° 3, p. 219-253, pl. 19-22, 12 fig.

GEYER O. F. et GWINNER M. P. (1962) - Der Schwäbische Jura. Samml. Geol. Führer, Berlin, vol. 40, 452 p., 46 fig.

GIRARDOT L. A. (1888) - Recherches géologiques dans la région de Chatelneuf. Soc. Emul. Jura, Besançon, 168 p.

GLASHOFF H. (1964) - Ostrakoden-Faunen und Paläogeographie im Oxford NW-Europas. Paläont. Z., Stuttgart, vol. 38, n° 1/2, p. 28-65, 3 fig., 4 tabl., pl. 4-5.

GOLDFUSS A. (1826-1833) - Petrefacta Germaniae I. Düsseldorf, 252 p., pl. I-LXXI.

GOLDRING R. et BRIDGES P. (1973) - Sublittoral Sheet Sandstones. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 43, n° 3, p. 736-747, 9 fig.

GORDON W. A. (1962) - Some Foraminifera from the Ampthill Clay, Upper Jurassic of Cambridgeshire. Paleontology, London, vol. 4, n° 4, p. 520-537, 2 fig.

GORDON W. A. (1965) - Foraminifera from the Corallian beds, Upper Jurassic of Dorset, England. Journ. Paleont., Tulsa, vol. 39, n° 5, p. 828-863, 11 fig.

GORDON W. A. (1970) - Biogeography of Jurassic Foraminifera. Geol. Soc. Amer. Bull., New York, vol. 81, n° 6, p. 1689-1703, 3 fig., 2 tabl.

GROISS J. T. (1970) - Feinstratigraphische, ökologische und zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Franken-Alb. Erlanger geol. Abh., Erlangen, n° 81, 83 p., 9 fig., 2 tabl.

GUNDRUM L. E. (1979) - Demosponges as substrates : an example from the Pennsylvanian of North America. Lethaia, Oslo, vol. 12, n° 2, p. 105-119, 10 fig.

GUYADER J. (1968) - Le Jurassique supérieur de la baie de la Seine. Etude stratigraphique et micropaléontologique. Thèse doct. sci., Paris, 3 vol., 34 pl.

GWINNER M. P. (1958) - Schwammbänke, Riffe und submarines Relief im Oberen Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). Geol. Rdsch., Stuttgart, vol. 47, n° 1, p. 402-418, 4 fig., pl. 15-18.

GWINNER M. P. (1962) - Subaquatische Gleitungen und Resedimentäre Breccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württenberg). Z. deutsch. geol. Ges., Hannover, vol. 113, n° 2/3, p. 571-590, 6 fig., pl. 7-10.

GWINNER M. P. (1976) - Origin of the Upper Jurassic Limestone of the Swabian Alb (Southwest Germany). Contrib. Sedim., Stuttgart, n° 5, 75 p., 66 fig.

GYGI R. (1969) - Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (Oberes Jura-System) der Nordschweiz und des Süddeutschen Grenzgebietes. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Bern, NS, vol. 136, 123 p., 11 fig., 9 tabl., 13 pl., 6 dépliants.

HAEUSLER R. (1890) - Monographie der Foraminiferen-Fauna der Schweizerischen Transvesarium-zone. Abh. Schweizer. Paläont. Gesell., Zurich, vol. XVII, p. 1-134, pl. 1-15.

HAKES W. G. (1976) - Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Penssylvanian Megacyclothems, Northeast Kansas. Univ. Kansas Paleont. Contr., Lawrence, n° 63, 46 p., 11 fig., 5 tabl., 13 pl.

HANTZSCHEL W. et REINECK H. E. (1968) - Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen). Mitt. Geol. Staatsinst. Hambourg, vol. 37, p. 5-39.

HARMELIN J. G. (1974) - Les Bryozoaires Cyclostomes de Méditerranée. Ecologie et Systématique. Thèse doct. sci., Aix-Marseille, 2 vol., 365 p., 53 fig., 5 tabl., 38 pl.

HARTMAN W. D. (1977) - Sponges as Reef Builders and Shapers. In Reefs and related carbonates. Ecology and Sedimentology. Studies in Geology n° 4. AAPG édit., Tulsa, p. 127-134, 5 fig.

HARTMAN W. D. et GOREAU T. F. (1970) - Jamaican coralline sponges : their morphology, ecology, and fossil relatives. In FRY W. C. édit. The biology of Porifera. Zool. Soc. London Symposium, vol. 25, p. 205-243.

HARTMAN W. D., WENDT J. W. et WIEDENMAYER F. (1980) - Living and fossil sponges. Sedimenta VIII, Miami, 274 p.

HAWLEY N. (1981) - Flume experiments on the origin of flaser bedding. Sedimentology, Amsterdam, vol. 28, n° 5, p. 699-712, 6 fig., 4 tabl.

HAYES M. O. (1967) - Hurricanes as geological agents = case studies of hurricanes Carla, 1961 and Cindy 1963. Rept. Invest., Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin, vol. 61, p. 1-54, 30 fig.

HECKEL P. H. (1974) - Carbonate buildups in the geologic record : a review. In : LAPORTE L. F. edit., Reefs in time and space, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, spec. publ. n° 18, p. 90-155, 9 fig., 1 tabl.

HEIM A. (1916) - Monographie der Churfirsten - Mattstock - Gruppe. III. Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis. Beitr. Geol. Karte Schweiz., Bern, NF, vol. 20, n° 50, p. 369-662, fig. 101-158.

HESS H. (1966) - Mikorpaläontologische Untersuchungen an Ophiuren. V. Die Ophiuren aus dem Argovien (unteres Ober-Oxford) vom Guldenthal (Kt. Sdothurn) und von Savigna (Dept. Jura). Eclogae geol. Helv., Basel, vol. 59, n° 2, p. 1025-1063, 106 fig.

HILLER K. (1964) - Uber die Bank-und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). Arb. Geol. Paläont. Inst. T. H. Stuttgart, N. F., vol. 40, 190 p., 38 fig., 4 tabl., 26 pl.

HILLER K. (1968) - Proof and Significance of Amino Acids in Upper Jurassic Algal - Sponges - Reefs of the Swabian Alb (SW Germany). In MULLER G. et FRIEDMAN G. M., Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer-Verlag, Berlin, p. 136-137, 1 tabl.

HILLER K. et KULL U. (1967) - Uber den Nachweis von Aminosäuren in kalksteinen des Weissen Jura der Schwäbischen Alb. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., Stuttgart, n° 3, p. 150-158.

HINDE G. J. (1890) - On a new Genus of Siliceous Sponges from the Lower Calcareous Grit of Yorkshire. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 46, p. 54-61, pl. 6.

HINDE G. J. (1893) - A monograph of the british fossil sponges. Part III. Sponges of Jurassic strata. Palaeontographical Soc., London, vol. XLVII, p. 189-254, pl. X-XIX.

HITCHINGS V. H. (1980) - Tentilenticulina latens, n. gen., n. sp., a new foraminifer from the Corallian (Jurassic), Great Britain. Micropaleontology, New York, vol. 26, n° 2, p. 216-221, pl. 1.

HOLDER H. (1964) - Handbuch der stratigraphischen Geologie. F. Enke édit., Stuttgart, vol. IV, Jura, 603 p., 158 fig., 43 tabl.

HOWARD J. D. et DORJES J. (1972) - Animal-Sediment relationships in two Beach-related Tidal flats : Sapelo Island, Georgia. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 42, n° 3, p. 608-623, 14 fig.

HUDSON J. D. (1982) - Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany. Sedimentology, Oxford, vol. 29, n° 5, p. 639-667, 26 fig.

HUMMEL P. (1960) - Petrographie, Gliederung und Diagenese der Kalke im Oberen Weissen Jura der Schwäbischen Alb. Arb. Geol. Paläont. Inst. T. H. Stuttgart, N. F., vol. 26, 86 p., 41 fig., 7 pl.

HURCEWICZ H. (1975) - Calcispongea from the Jurassic of Poland. Acta Palaeont. Polon., Warszawa, vol. XX, n° 2, p. 223-291, 32 fig., pl. XXIX-XLI.

HUVE P. (1953) - Compte rendu préliminaire d'une expérience de peuplement de surfaces immergées. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Marseille, vol. 8, n° 3.

HUVE H. et PICARD J. (1962) - Note sur les variations saisonnières d'une station de "Sable à Amphioxus" de l'Archipel de Riou (près Marseille). Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Marseille, vol. 26, n° 41, p. 299-302.

JACQUEMIN E. (1889-91) - Etudes sur les terrains secondaires du Département de l'Ain. Ann. Soc. Emul. Ain, Bourg, vol. XXII, p. 1-72, pl. I-II, vol. XXIII, p. 73-281, pl. III-XI, 2 tabl., vol. XXIV, p. 281-475, pl. XII-XV, 3 tabl.

JAMES N. P. et DEBRENNE F. (1980) - Lower Cambrian Bioherms : pioneer reefs of the Phanerozoic. Acta Palaeont. Polon., Warszawa, vol. 25, n° 3/4, p. 655-668, 6 fig., 1 tabl.

JAMES N. P. et KOBLUK D. R. (1978) - Lower Cambrian patch reefs and associated sediments : southern Labrador, Canada. Sedimentology, Amsterdam, vol. 25, n° 1, p. 1-35, 12 fig.

KALKOWSKY E. (1908) - Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell., Berlin, vol. 60, p. 68-125, 3 fig., pl. IV-XI.

KATAMANI A. (1971) - Physical and chemical characteristics of biogenous silica. Marine Biology, New York, vol. 8, p. 89-95, 2 fig., 4 tabl.

KAZMIERCZAK J. (1973) - Tolypammina vagans (Foraminiferida) as inhabitant of the oxfordian siliceous sponges. Acta palaeont. pol., Warszawa, vol. XVIII, n° 1, p. 95-109, 3 fig.

KAZMIERCZAK J. et HILLMER G. (1974) - Sclerosponge nature of the Lower Hauterivian "Bryozoan" Neuropora pustulosa (ROEMER, 1839) from Western Germany. Acta palaeont. pol., Warszawa, vol. XIX, n° 4, p. 443-453, 1 fig., pl. II-V.

KELLING G. et MULLIN P. R. (1975) - Graded limestones and limestone-quartzite couplets : possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. Sedim. Geol., Amsterdam, vol. 13, n° 3, p. 161-190, 17 fig.

KILENYI T. (1978) - A stratigraphical Index of British Ostracoda. The Jurassic Part III - Callovian-Portlandian. Geol. Journ., Liverpool, Spec. Issue n° 8, p. 259-298, 2 fig., 3 tabl., 13 pl.

KOLB R. (1910-1911) - Die Kieselspongien des Schwäbischen WeissenJura. Palaeontographica, Stuttgart, vol. 57, p. 141-256, fig. 1-27, pl. 11-21.

KREISA R. D. (1981) - Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 51, n° 3, p. 823-848, 16 fig., 1 tabl.

KUBLER J. S. et ZWINGLI H. (1870) - Foraminiferen des Schweizerischen Jura. Steiner édit., Winterthur, p. 1-49, pl. I-IV.

LABOREL J. (1960) - Contribution à l'étude directe des peuplements benthiques sciaphiles sur substrats rocheux en Méditerranée. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Marseille, vol. 20, n° 33, p. 117-173, 16 fig.

LABOREL J. (1961) - Le concrétionnement algal "coralligène" et son importance géomorphologique en Méditerranée. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Marseille, vol. 23, n° 37, p. 37-60, 14 fig.

LAGNEAU-HERENGER L. (1951) - Sur les gisements à spongiaires siliceux du Jurassique supérieur français. Bull. Soc. géol. France, Paris, Notes et Mém., sér. 6, n° 1, p. 67-74, 2 fig.

LAND L. S. (1976) - Early dissolution of sponges spicules from reef sediments, North Jamaica. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 46, n° 4, p. 967-969, 3 fig.

LAND L. S. et GOREAU T. F. (1970) - Submarine lithification of Jamaican reefs. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 40, n° 1, p. 457-462, 6 fig.

LAND L. S. et MOORE C. H. (1977) - Deep forereef and Upper Island slope, North Jamaica. In Reefs and related carbonates. Ecology and Sedimentology. Studies in Geology n° 4. AAPG édit., Tulsa, p. 53-65, 12 fig.

LAND L. S. et MOORE C. H. (1980) - Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican island slope. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 50, n° 2, p. 357-370, 18 fig.

LANG J. C., HARTMAN W. D. et LAND L. S. (1975) - Scherosponges : primary framework constructors on the Jamaican deep forereef. Journ. Mar. Res., New Haven, vol. 33, p. 223-231.

LAPTAS A. (1974) - The dolomites in the Upper Jurassic limestones in the area of Cracow (Southern Poland). Ann. Soc. Geol. Pologne, Krakow, vol. XLIV, fasc. 2/3, p. 247-273, 7 fig., tabl. I-IV.

LAUBENFELS M. W. (1955) - Porifera. Treatise on Invertebrate Paleontology. R. C. Moore édit., Lawrence, part E, p. 21-112, fig. 14-89.

LEEDER M. (1975) - Lower Boulder Group (Tournaisian) stromatolites from the Northumberland basin. Scottish Journ. Geol., Glasgow, vol. 11, p. 207-226.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1958) - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Thèse doct. sci., Paris, 143 p., 51 fig., 10 pl.

LEVI C. (1973) - Systématique de la Classe des Demospongiaria (Démosponges). In GRASSE P. P. Traité de Zoologie. Masson édit., Paris, t. III, fasc. 1, p. 577-631, fig. 392-433.

LEWY Z. (1972) - Xenomorphic growth in ostreids. Lethaia, Oslo, vol. 5, n° 4, p. 347-352, 2 fig.

LOMBARD A. (1972) - Séries sédimentaires. Genèse. Evolution. Masson édit., Paris, 425 p., 89 fig.

LOREAU J. P. (1972) - Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage : introduction à une classification des "micrites". C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, t. 274, p. 810-813, 3 pl.

LOREAU J. P. (1980) - Sédiments aragonitiques et leur genèse. Thèse doct. sci. , Paris, 347 p. , 64 fig. , 63 tabl. , 55 pl.

LUTZE G. F. (1960) - Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest Deutschland. Geol. Jb. , Hannover, vol. 77, p. 391-522, 20 fig. , pl. 26-38.

MALINOWSKA L. (1965) - Spongy bioherm of the Neuvizyan in the vicinity of Cmielow (North-Eastern surrounding formations of the swiety Kryz Mts). Inst. Geol. Biul. , Warszawa, n° 192, p. 57-96, 12 fig. , 9 pl.

MALZ H. (1958) - Die gattung Macrodentina und einige andere Ostracoden-Arten aus dem Oberen Jura von NW-Deutschland, England and Frankreich. Abh. Senck. Nat. Ges. , Frankfurt, vol. 497, p. 1-67, 3 tabl. , 4 fig. , 11 pl.

MASSE J. P. (1976) - Les Calcaires Urgoniens de Provence. Stratigraphie, Paléontologie, les Paléoenvironnements et leur évolution. Thèse doct. sci. , Marseille, 445 p. 125 fig. , 11 tabl. , 60 pl.

MASSE J. P. (1979) - Schizophytoïdes du Crétacé inférieur. Caractéristiques et signification écologique. Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, Pau, vol. 3, n° 2, p. 685-703, 3 fig. , 3 pl.

MATYJA B. A. (1977) - The Oxfordian in the south western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geol. Polon. , Warszawa, vol. 27, n° 1, p. 41-64, 7 fig. , 2 tabl. , 10 pl.

McKEE E. D. et GUTSCHICK R. C. (1969) - History of the Redwall Limestone of Northern Arizona. Geol. Sco. Amer. , Boulder, Mém. 114, 726 p. , 91 fig. , 35 tabl. , 67 pl.

MEGNIEN C. , MEGNIEN F. et TURLAND M. (1970) - Le récif oxfordien de l'Yonne et son environnement sur la feuille de Vermenton (1/50.000). Bull. B. R. G. M. , Paris, 2è sér. , sect. I, n° 3, p. 83-115, 24 fig. , 1 pl.

MENOT J. C. et RAT P. (1967) - Sur la structure du complexe récifal jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne. C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, t. 264, p. 2620-2623, 1 fig.

MEYER R. K. F. (1977) - Stratigraphie und Fazies des Franken-Dolomits und der Massenkalke (Malm). Erlanger. geol. Abh. , Erlangen, vol. 104, 40 p. , 10 fig. , 5 pl.

MONTY C. (1967) - Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros island, Bahamas. Ann. Soc. Géol. Belgique, Liège, vol. 90, 1-3, p. B55-B100, 10 fig. , 19 pl.

MONTY C. (1971) - An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. Ann. Soc. Géol. Belgique, Liège, t. 94, fasc. III, p. 265-276, 1 tabl. , 4 fig.

MONTY C. (1973 a) - Les nodules de manganèse sont des stromatolithes océaniques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 276, sér. D, p. 3285-3288, 3 pl.

MONTY C. (1973 b) - Remarques sur la nature, la morphologie et la distribution spatiale des stromatolithes. Sciences de la Terre, Nancy, t. XVIII, n° 3, p. 189-212, 5 fig. , pl. I.

MONTY C. (1977) - Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. In FLUGEL E., Fossil Algae, Springer-Verlag, Berlin, p. 15-35.

MORET L. (1926) - Note préliminaire sur les spongiaires jurassiques de la Voulte et de Trept. Assoc. Fr. Av. Sci. Lyon, p. 291-293.

MOUNTJOY E. W. et RIDING R. (1981) - Foreslope stromatoporoid-renalcid bioherm with evidence of early cementation, Devonian Ancien Wall reef complex, Rocky Mountains. Sedimentology, Amsterdam, vol. 28, n° 3, p. 299-319, 15 fig.

MULLER V. W. (1974) - Beobachtungen an hexactinelliden Juraspongie : Casearia articulata (Schmidel). Stuttgarter Beitr. Natur., Stuttgart, ser. B, n° 12, p. 1-19, 6 fig., 4 pl.

MULLER W. (1978) - Beobachtungen zur Okologie von Kieselspongien aus dem Weissen Jura der Schwäbischen Alb. Stuttgarter Beitr. Natur., Stuttgart, ser. B, n° 37, p. 1-15, 6 fig., 5 pl.

MULLINS H. T., NEUMANN A. C., WILBER R. J., HINE A. C. et CHINBURG S. J. (1980) - Carbonate sediment drifts in Northern Straits of Florida. Amer Assoc. Petrol. Geol. Bull., New York, vol. 64, n° 10, p. 1701-1717, 12 fig., 1 tabl.

NELSON C. H. (1982) - Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf : a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 52, n° 2, p. 537-545, 5 fig.

NELSON H. F., BROWN C. W. et BRINEMAN J. H. (1962) - Skeletal limestone classification. In : HAM W. E. édit., Classification of carbonate rocks, a symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, mém. 1, p. 224-252, 4 fig., 2 tabl., 1 pl.

NEUMANN A. C., KELLER G. H. et KOFOED J. W. (1972) - "Lithoherms" in the Straits of Florida. Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, New York, vol. 4, n° 7, p. 611.

NEUMANN A. C., KOFOED J. W. et KELLER G. H. (1977) - Lithoherms in the Straits of Florida. Geology, Boulder, vol. 5, p. 4-10, 14 fig.

NEWELL N. D., RIGBY J. K., FISCHER A. G., WHITEMAN A. J., HICKOX J. E. et BRADLEY J. S. (1953)- The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico. A study in Paleoecology. FREEMAN W. H. édit., San Francisco, 236 p., 85 fig., 32 pl.

NITZOPOULOS G. (1973) - Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen vom Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). Dissert. Berlin, 131 p., 18 fig., 3 tabl., 11 pl.

ODIN G. S. (1975) - Les glauconies - Constitution, formation, âge. Thèse doct. sci., Paris, 250 p., 62 fig., 16 pl.

ODIN G. S. et MATTER A. (1981) - De glauconiarum origine. Sedimentology, Amsterdam, vol. 28, n° 5, p. 611-641, 20 fig.

OESTERLE H. (1968) - Foraminiferen der Typlokalität der Birmenstorfer-Schichten, unterer Malm. (Teilrevision der Arbeiten von J. KUBLER et H. ZWINGLI 1866-1870 und von R. HAEUSLER 1881-1893). Eclogae geol. Helv., Basel, vol. 61, n° 2, p. 695-792, 53 fig.

OPPLIGER F. (1897) - Die Juraspongien von Baden. Abh. Schweiz. Paläont. Ges., Zurich, vol. 24, 58 p., 11 pl.

OPPLIGER F. (1907) - Spongien aus dem Argovien (Birmensdorferschichten) des Département du Jura, Frankreich. Abh. Schweiz. Paläont. Ges., Zurich, vol. 34, 19 p., 6 pl.

OPPLIGER F. (1915) - Die spongien der Birmensdorferschichten des Schweizerischen Jura. Abh. Schweiz. Paläont. Ges., Genève, vol. 40, 84 p., 12 pl.

OPPLIGER F. (1926) - Kieselspongien des schweizerischen Weissen Jura. Abh. Schweiz. Paläont. Ges., Genève, vol. 46, p. 1-76, 7 fig., 5 pl.

OPPLIGER F. (1929) - Die Kalkschwämme des schweizerischen Jura. Abh. Schweiz. Paläeont. Ges., Basel, vol. 48, p. 1-31, 4 pl.

OERTLI H. J. (1957) - Ostracodes du Jurassique supérieur du bassin de Paris (sondage Vernon 1). Rev. Inst. Franç. Pétrole, Rueil Malmaison, vol. XII, n° 6, p. 647-695, 1 fig., 1 tabl., 7 pl.

OERTLI H. J. (1959) - Malm-Ostrakoden aus dem Schweizerischen Juragebirge. Denk. Schweiz. Naturf. Gesell., Zurich, vol. LXXXIII, Abh. 1, 44 p., 7 pl.

OSGOOD R. G. (1970) - Trace fossils of the Cincinnati Area. Palaeont. Amer., New York, vol. VI, n° 41, p. 281-444, 29 fig., pl. 57-83.

PAALZOW R. (1932) - Die Foraminiferen aus dem Transversarius-Schichten und Impressatonen der nordöstlichen Schwäbischen Alb. Jh. Ver. Vaterl. Natur. Württemberg, Stuttgart, vol. 88, p. 81-142, pl. 4-11.

PAJAUD D. (1974) - Ecologie des Thécidées (Brachiopodes). Lethaia, Oslo, vol. 7, n° 3, p. 203-218, 6 fig.

PALMER T. J. et FURSICH F. T. (1981) - Ecology of sponge reefs from the Middle Jurassic of Normandy. Palaeontology, London, vol. 24, part 1, p. 1-23, 5 fig., 2 pl., 1 tabl.

PAULSEN S. (1964) - Aufbau und Petrographie des Riffkomplexes von Arnegg im höheren Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). Arb. Geol. Paläont. Inst. T. H. Stuttgart, N. F., vol. 42, p. 1-98, 20 fig., pl. 1-22.

PEARSE A. S. (1934) - Inhabitants of certain sponges at Dry Torturas. Carnegie Inst. Washington, vol. XXVIII, (publication n° 435), p. 117-124, 1 fig., 2 pl.

PEARSE A. S. (1950) - Note on the inhabitants of certain sponges at Bimini. Ecology, Brooklyn, vol. 31, n° 1, p. 149-151.

PERES J. M. (1961) - Océanographie biologique et biologie marine. P. U. F. édit., Paris, t. 1, p. 1-541, 35 fig.

PERES J. M. et PICARD J. (1959) - On the vertical distribution of benthic communities. Intern. Oceanogr. Congress, preprints, Amer. Assoc. Adv. Sci., Washington, p. 349-351.

PERES J. M. et PICARD J. (1964) - Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Marseille, bull. 31, fasc. 47, 137 p., 7 fig.

PERSOZ F. et REMANE J. (1973) - Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. Eclogae Geol. Helv., Basel, vol. 66, n° 1, p. 41-70, 5 fig., 1 tabl., 4 pl.

PURSER B. H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse doct. sci., Orsay, 383 p. + 69 p., 183 fig., + 37 fig.

QUENSTEDT F. A. (1858) - Der Jura. Laupp et Sieber édit., Tubingen, 842 p., 100 pl.

QUENSTEDT F. A. (1878) - Petrefactenkunde Deutschlands, Bd. 5, Die Schwämme. Leipzig, 612 p., pl. 115-142, 1 atlas.

RASMUSSEN H. W. (1977) - Function and attachment of the stem in Isocrinidae and Pentacrinidae : a review and interpretation. Lethaia, Oslo, vol. 10, n° 1, p. 51-57, 2 fig.

REID R. E. M. (1968) - Bathymetric distributions of Calcarea and Hexactinellida in the present and the past. Geol. Mag., London, vol. 105, n° 6, p. 546-559, 3 tabl.

REIF W. F. (1967) - Schwamm spicula aus dem Weissen Jura Zeta von Nattheim (Schwäbische Alb). Paleontographica, Stuttgart, ser. A, vol. 127, n° 3-6, p. 85-102, 1 tabl., pl. 12-15.

REINECK H. E. (1958) - Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von Sedimen-Umlagerungen. Senck. leth., Frankfurt, vol. 39, n° 1/2, p. 1-23, 3 fig., 5 pl.

REINECK H. E. et SINGH I. B. (1972) - Genesis of laminated sand and graded rhythmites in strom-sand layers of shilf mud. Sedimentology, Amsterdam, vol. 18, n° 1/2, p. 123-128, 3 fig.

REINECK H. E. et WUNDERLICH F. (1968) - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, Amsterdam, vol. 11, p. 99-104, 5 fig.

RICHE A. (1902) - Feuille de Lyon au 320.000. Révision de la feuille de Saint-Claude au 80.000. Bull. Serv. Carte Géol. France, Paris, vol. XII, n° 85, p. 106-111, 1 fig.

RICHE A. (1911)- Feuille de Lyon au 320.000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 80.000. Bull. Serv. Carte Géol. France, Paris, vol. XXI, n° 128, p. 67-74, 1 fig.

ROLL A. (1934) - Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen im Süddeutschen Malm. Paläont. Z., Berlin, vol. 16, n° 3-4, p. 197-246, 18 fig.

ROLLET A. (1968) - Influence du milieu sur une espèce de Terebratulidae de l'Oxfordien du Jura. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, vol. X, n° 3, p. 358-361, pl. XXII b.

ROUX M. (1978) - Ortogenèse et évolution des crinoïdes pédonculés depuis le Trias. Implications océanographiques. Thèse doct. sci., Orsay, 164 p., 51 fig.

RUDWICK M. J. S. (1970) - Living and fossil Brachiopods. Hutchinson University Library, London, 199 p., 99 fig.

SAPORTA (de) G. (1884) - Les organismes problématiques des anciennes mers. Masson édit., Paris, 102 p., 13 pl.

SARA M. et VACELET J. (1973) - Ecologie des Démosponges. In GRASSE P. P., Traité de Zoologie, Masson édit., Paris, t. III, fasc. 1, p. 462-576, fig. 352-391.

SAYN G. et ROMAN F. (1930) - Considérations générales sur les faciès du Jurassique à la Voulte. Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, fasc. XIV, mém. II, p. 245-249, fig. 35.

SCHADEL K. (1962) - Die fossilen Schwammriffe der Schwäbischen Alb. Die Natur, Schwäbisch Hall, vol. 70.

SCHAFER W. (1956) - Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. Senck. leth., Frankfurt, vol. 37, n° 3/4, p. 183-263, 34 fig., 2 pl.

SCHMIDEL C. (1780) - Vorstellung einiger merkwürdiger Versteinerungen, Nürnberg, 70 p., 24 pl.

SCHRAMMEN A. (1924) - Zur Revision der Jura Spongien von Suddeutschland. Iber. Mitt. oberrh. geol. Ver., Stuttgart, N.F., vol. 13, p. 125-154.

SCHRAMMEN A. (1936) - Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süddeutschland. A. Allgemeiner Teil. Palaeontographica, Stuttgart, vol. 84A, p. 149-194, pl. 14-23.

SCHRAMMEN A. (1937) - Die Kielselspongien des Oberen Jura von Suddeutschland. B. Besonderer Teil. Palaeontographica, Stuttgart, vol. 85A, p. 1-114, pl. I-XVII.

SEIBOLD E. (1952) - Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., Stuttgart, vol. 95, n° 3, p. 337-370, 11 fig., 2 tabl.

SEIBOLD E. et I. (1953) - Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten unteren Malm Schwabens. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 98, n° 1, p. 28-86, fig. 1-5, pl. 4-6.

SEIBOLD E. et I. (1955) - Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. W. Gümbels (1862) aus den Streitberger Schwamm-Mergeln. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 101, n° 1, p. 91-134, fig. 1-5, pl. 12-13.

SEIBOLD E. et I. (1956) - Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. Schwagers (1865) aus der Impressaschichten (Unterer Malm) Süddeutschlands. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 103, n° 1-2, p. 91-154.

SEIBOLD E. et I. (1960) - Foraminiferen der Bank-und Schwamm-Fazies im unteren Malm Süddeutschlands. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 109, n° 3, p. 309-438, 22 fig., pl. 7-8.

SEILACHER A. (1967) - Bathymetry of trace fossils. Marine Geol., Amsterdam, vol. 5, p. 413-428, 4 fig., 2 pl.

SEILACHER A. (1968) - Swimming habits of belemnites - recorded by boring barnacles. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Amsterdam, vol. 4, n° 4, p. 279-285, 5 fig.

SEPTFONTAINE M. (1977) - BULLOPORA TUBERCULATA (SOLLAS) et autres foraminifères fixés du Dogger des Préalpes médianes. Relations avec le microfaciès. Archives des Sciences, Genève, vol. 30, n° 1, p. 65-75, 1 fig., 1 pl.

SHINN E. A. (1968) - Burrowing in Recent Lime Sediments of Florida and the Bahamas. Journ. Paleont., Tulsa, vol. 42, n° 4, p. 879-894, 17 fig., pl. 109-112.

SIEMIRADZKI J. R. (1914) - Die spongien der polonischen Juraformation. Beitr. Palaeont. Geol. Osterreich-Ungarns Orients, Wien, vol. XXVI, n° 3, p. 163-211, pl. VIII-XIII.

SIMPSON S. (1957) - On the trace-fossil CHONDRITES. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 112, n° 4, p. 475-499, 2 fig., pl. 21-24.

SIMON-PAPYN L. (1965) - Installation expérimentale du benthos sessile des petits substrats durs de l'étage circalittoral en Méditerranée. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Marseille, vol. 39, n° 55, p. 51-94, 7 fig., 7 tabl., 17 graphiques.

SOLLAS W. J. (1883) - Descriptions offossil sponges from the Inferior Oolite, with a notice of some from the Great Oolite. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 39, n° 29, p. 541-554, pl. XX-XXI.

STENZEL H. B. (1971) - Oysters. In : MOORE R. C. Treatise on Invertebrate Paleontology, Lawrence, part N, vol. 3, n° 3, p. 953-1224.

TAUBER A. F. (1949) - Paläobiologische Analyse von Chondrites furcatus Sternberg. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, vol. 93, n° 3/4, p. 141-154, 3 fig.

THURMANN J. et ETALLON A. (1861-1864) - Lethea Bruntrutana ou Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur les terrains jurassiques supérieurs du Jura Bernois et en particulier des environs de Porrentruy. Nouv. Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., Zurich, vol. XVIII-XX, p. 1-500, pl. I-LXII.

TOOMEY D. F. et NITECKI M. H. (1979) - Organic buildups in the Lower Ordovician (Canadian) of Texas and Oklahoma. Fieldiana Geol., Chicago, NS, vol. 2, p. 1-181, 85 fig.

TOMMEY D. F., WILSON J. L. et REZAK R. (1977) - Evolution of Yucca Mound Complex, Late Pennsylvanian Phylloid-Algal Buildup, Sacramento Mountains, New Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, vol. 61, n° 12, p. 2115-2133, 15 fig.

TRAMMER J. (1979) - Some aspects of the biology of fossil solid-branching demosponges, exemplified by Reiswigia ramosa gen. n., sp. n., from the Lower Oxfordian of Poland. Acta Geol. Polon., Warszawa, vol. 29, n° 1, p. 39-49, 5 fig., 3 pl.

TRAMMER J. (1982) - Lower to Middle Oxfordian sponges of the Polish Jura. Acta Geol. Polon., Warszawa, vol. 32, n° 1-2, p. 1-39, 16 fig., 16 pl.

TRICHET J. (1972) - Etude du mécanisme de la nucléation du carbonate de calcium dans les dépôts algaires. Lien avec la biogéochimie comparée de quelques types de dépôts dus à des Cyanophycées (Polynésie Française). 24è Congrès Géologique International, Montréal, sect. 7, p. 631-638.

TRIEBEL E. (1954) - Malm ostracoden mit amphidotem Schloss. Senck. leth., Frankfurt, vol. 35, p. 3-16, 4 pl.

TRUMPY R. (1969) - Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse. Ann. Inst. Geol. Public. Hungarici, Budapest, Colloque du Jurassique méditerranéen, vol. LIV, fasc. 2, p. 369-382, 3 fig.

TUZET O. (1973) - Hexactinellides ou Hyalosponges. In : GRASSE P. P., Traité de Zoologie, t. III, fasc. I, Spongiaires, Masson édit., Paris, p. 633-690, 51 fig.

VACELET J. (1964) - Etude monographique de l'éponge calcaire pharétronide de Méditerranée, Petrobonia massiliana Vacelet et Lévi. Les pharétronides actuelles et fossiles. Thèse doct. sci., Aix-Marseille, 125 p., 158 fig., 3 pl.

VACELET J. (1979) - La place des Spongiaires dans les systèmes trophiques marins. Colloques Internationaux CNRS - n° 291 - Biologie des Spongiaires. Editions du CNRS, Paris, p. 259-270.

VOGEL K. (1963) - Riff, Bioherm, Biostrom. Versuch einer Begriffserklärung. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart, n° 12, p. 680-688.

WAGENPLAST P. (1972) - Okologische Untersuchung der Fauna aus Bank-und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb. Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F., n° 67, p. 1-99, 10 fig., 5 tabl., 18 pl.

WAGNER W. (1963) - Kieselschwamme und Schwamm-Okologie im Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., München, vol. 3, p. 1-20, 2 tabl., pl. 1-2.

WALTER B. (1969) - Les Bryozoaires jurassiques en France. Etude systématique. Rapports avec la stratigraphie et la paléoécologie. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 35, 328 p., 16 fig., 20 pl.

WARME J. E. (1977) - Carbonate Borers - Their role in Reef Ecology and Preservation. In : Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology. Studies in Geology n° 4. AAPG édit., Tulsa, p. 261-279, 9 fig.

WEIMER R. J. et HOYT J. H. (1964) - Burrows of Callianassa major SAY, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. Journ. Paleont., Tulsa, vol. 38, n° 4, p. 761-767, 2 fig., pl. 123-124.

WIEDENMAYER F. (1978) - Modern sponge bioherms of the Great Bahama Bank. Eclogae geol. Helv., Basel, vol. 71, n° 3, p. 699-744, 36 fig., 3 tabl.

WILSON J. L. (1975) - Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.

WISNIEWSKA-ZELICHOWSKA M. (1971) - Faune des biohermes jurassiques de Rudniki près de Czestochowa. Inst. geol. Biul., Warszawa, vol. II, n° 243, p. 5-77, 6 fig., 68 pl.

WOLF K. H. (1965) - "Grain diminution" of algal colonies to micrite. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 35, n° 2, p. 420-427, 7 fig.

WOLF K. H. (1965) - Petrogenesis and Palaeoenvironment of Devonian algal limestones of New South Wales. Sedimentology, Amsterdam, vol. 4, n° 1/2, p. 113-178, 40 fig.

ZEISS A. (1968) - Uber stratigraphie und Faziesräume des Malm der Frankenalb. Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., Stuttgart, N. F., vol. 50, p. 101-114, 2 fig.

ZEISS A. (1977) - Jurassic stratigraphy of Franconia. Stuttgarter Beitr. Naturk, sér. B, vol. 31, p. 1-32, 8 fig.

ZIEGLER B. (1955) - Die sedimentation im Malm Delta der Schwäbischen Alb. Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., Stuttgart, N.F., vol. 37, p. 29-55, 7 fig.

ZIEGLER B. (1964) - Bewuchs auf Spongien. Paläont. Z., Stuttgart, vol. 38, 1/2, p. 88-97, 5 fig., pl. 10-12.

ZIEGLER B. (1967) - Ammoniten-Okologie am Beispiel des Oberjura. Geol. Rdsch., Stuttgart, vol. 56, p. 439-464, 20 fig.

ZIEGLER B. (1971) - Biogeographie der Tethys. Jh. Ges. Naturk. Württemberg, Stuttgart, vol. 126, p. 229-243, 10 fig.

ZIEGLER B. (1977) - The "White" (Upper) Jurassic in Southern Germany. Stuttgarter Beitr. Naturk., Stuttgart, sér. B, vol. 26, p. 1-79, 42 fig., 11 pl.

ZIEGLER M.A. (1962) - Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im Zentralen Schweizer Jura. Mitt. Geol. Inst. E.T.H. Univ. Zürich, sér. C, n° 82, 2 fig., 11 tabl., 11 pl.

ZITTEL K.A. (1877 a) - Studien über fossile spongien I. Hexactinellidae. Abh. Math. Phys. Class. Kön. Bayer. Akad. Wiss., München, vol. 13, I, p. 1-63.

ZITTEL K.A. (1877 b) - Beiträge zur Systematik der fossilen Spongien. I. Die Hexactinelliden. N. Jb. Min. Geol. Paläeont., Stuttgart, p. 337-378, pl. II-V.

ZITTEL K.A. (1878 a) - Studien über fossile spongien II. Lithistidae. Abh. Math. Phys. Class. Kön. Bayer. Akad. Wiss., München, vol. 13, I, p. 67-154, pl. I-X.

ZITTEL K.A. (1878 b) - Studien über fossile spongien III. Monactinellidae, Tetractinellidae und Calcispongiae. Abh. Math. Phys. Class. Kön. Bayer. Akad. Wiss., München, vol. 13, II, p. 1-48, pl. XI-XII.

ZITTEL K.A. (1878 c) - Beiträge zur Systematik der fossilen Spongien. II. Lithistiden. N. Jb. Min. Geol. Paläeont., Stuttgart, p. 561-618, pl. VII-X.

ZITTEL K.A. (1879) - Beiträge zur Systematik der fossilen Spongien. III. Monactinellidae, IV. Tetractinellidae, V. Calcispongiae. N. Jb. Min. Geol. Paläeont., Stuttgart, p. 1-40, pl. I-II.

TABLE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée du Jura avec délimitation de la région étudiée 18

Fig. 2 - Carte géographique simplifiée de la région étudiée. 20

Fig. 3 - Situation des principaux affleurements 21

Fig. 4 - Stratigraphie de l'Oxfordien du Jura méridional 22

Fig. 5 - Coupe palinspatique schématique de l'Oxfordien montrant les principaux évènements de l'histoire du bassin de sédimentation étudié 23

Fig. 6 - Evolution de la sédimentation argileuse dans les Calcaires hydrauliques (exemple de la coupe du Giron à Meussia - GIR) 30

Fig. 7 - Essai de corrélations par les argiles dans les Calcaires hydrauliques supérieurs. . . . 31

Fig. 8 - Principales figures sédimentaires et traces fossiles observées dans les Calcaires lités du Mont Rivel à Champagnole 33

Fig. 9 - Etude granulométrique de quelques niveaux silteux des Couches d'Effingen et des Calcaires lités 34

Fig. 10 - Analyse stratonomique des bancs silteux 35

Fig. 11 - Etude de l'orientation des figures sédimentaires et des objets allongés à la semelle des bancs silteux des Calcaires lités 38

Fig. 12 - Principales étapes de la genèse d'un banc silteux 40

Fig. 13 - Différents types de stratification des niveaux silteux au sein des marnes. 42

Fig. 14 - Principaux types de répartition des lits silteux au sein des bancs calcaires 43

Fig. 15 - Carte schématique de répartition des niveaux silteux dans le Jura méridional pendant l'Oxfordien 45

Pages

Fig. 16 - Essai de classification et de caractérisation des différents types de pellets 51

Fig. 17 - Exemple d'étude granulométrique comparée des grains de quartz et des "pseudopellets" d'un même niveau d'apparence homogène 52

Fig. 18 - Hypothèses sur la genèse des lits à pellets des Calcaires lités 53

Fig. 19 - Répartition géographique de quelques types de grains carbonatés 57

Fig. 20 - Représentation synthétique de la répartition et de l'abondance relative des grains carbonatés dans les différentes formations oxfordiennes 59

Fig. 21 - Essai de caractérisation des principaux microfaciès de l'Oxfordien du Jura méridional 64

Fig. 22 - Différents types de relations bancs/interbancs. 66

Fig. 23 - La stratification aberrante des Calcaires pseudolithographiques dans la carrière du Lac Dauphin 68

Fig. 24 - Deux exemples de stratification ondulée (wavy bedding) dans la région de Saint-Claude 69

Fig. 25 - Détails de la stratification de la barre inférieure des Calcaires lités 70

Fig. 26 - Principaux types texturaux wackestones à packstones 73

Fig. 27 - Principaux types texturaux grainstones 76

Fig. 28 - Trois aspects de la stratification du niveau RIV 121 77

Fig. 29 - Répartition des différents types de texture dans le bassin 80

Fig. 30 - Evolution de la répartition des argiles et de la teneur en $CaCO_3$, strate par strate, dans une série régulièrement alternante. Exemple des Calcaires hydrauliques inférieurs 83

Fig. 31 - Etude de la répartition des dinoflagellés dans les bancs et les interbancs 86

Fig. 32 - Etude de la répartition des dinoflagellés en fonction de la teneur en $CaCO_3$ du sédiment 88

Fig. 33 - Analyse séquentielle des Calcaires hydrauliques inférieurs 89

Fig. 34 - Place des bancs à texture wackestone ou packstone dans les séquences d'ordre inférieur 91

Fig. 35 - Carte d'isopaques de la barre inférieure des Calcaires lités 93

Fig. 36 - Evolution de la barre inférieure des Calcaires lités 95

Fig. 37 - L'effet de ramonage 97

Pages

Fig. 38 - Les barres calcaires de faciès plus ou moins sublithographique dans la coupe du Berthiand 99

Fig. 39 - Les couples banc bioclastique/banc sublithographique dans les alternances des Calcaires lités 100

Fig. 40 - Carte des principaux affleurements de la barre inférieure des Calcaires lités et des couples banc bioclastique/banc sublithographique 101

Fig. 41 - De la simple coulée bioclastique à la séquence de type "barre inférieure des Calcaires lités" 102

Fig. 42 - Répartition des bancs en fonction de leur épaisseur dans chaque formation ou groupe de formations 103

Fig. 43 - Analyse séquentielle synthétique de l'Oxfordien du Jura méridional 105

Fig. 44 - Modèle du mécanisme général de la sédimentation 110

Fig. 45 - Biohermes élémentaires dessinés d'après nature 114

Fig. 46 - Structure du bioherme élémentaire type 114

Fig. 47 - Biohermes complexes dessinés d'après nature (types divers) 117

Fig. 48 - Biohermes complexes dessinés d'après nature (types "en champignon") 118

Fig. 49 - Classification des biohermes en fonction de leurs rapports avec la stratification environnante 119

Fig. 50 - Classification des biohermes en fonction de leur mode de croissance 119

Fig. 51 - Etude de la taille (rapport largeur/hauteur) de 37 biohermes complexes d'un même gisement 121

Fig. 52 - Relations éponges/encroûtements dans les biohermes 125

Fig. 53 - Les rapports géométriques spongiaires/encroûtements en tant que critères de polarité 126

Fig. 54 - Détail de la structure d'un bioherme dessiné d'après nature (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude), avec encroûtements stromatolithiques de type massif 127

Fig. 55 - Détail de la structure d'un bioherme dessiné d'après nature (Couches de Birmensdorf, Saint-Claude), avec encroûtements stromatolithiques de type columnaire 128

Fig. 56 - Détail de la structure d'un bioherme dessiné d'après nature (Calcaires lités, Bouvesse-Quirieu), avec encroûtements stromatolithiques de type nuageux . . . 129

Fig. 57 - Essai de classification des encroûtements stromatolithiques 133

Pages

Fig. 58 - La séquence élémentaire du faciès construit 135

Fig. 59 - Séquences élémentaires. A = condensée - B = dilatée 135

Fig. 60 - Evaluation de l'importance relative des divers constituants de la roche construite 137

Fig. 61 - Modalités d'apparition du faciès construit à spongiaires 139

Fig. 62 - Etude calcimétrique de quelques biohermes élémentaires et de leurs abords . . . 142

Fig. 63 - Variations de faciès dans l'environnement immédiat d'un bioherme à spongiaires . 143

Fig. 64 - Comparaison entre le faciès grumeleux et le faciès construit à spongiaires . . . 145

Fig. 65 - Importance relative des spongiaires et des encroûtements stromatolithiques dans le faciès grumeleux et dans le faciès construit 146

Fig. 66 - Différents types de tubéroïdes 147

Fig. 67 - Schéma synthétique montrant les relations entre les faciès tubéroïdique, construit et grumeleux à spongiaires 149

Fig. 68 - Exemple d'analyse stratigraphique détaillée d'un affleurement des Couches de Birmensdorf 151

Fig. 69 - La coupe-type des Couches de Birmensforf 152

Fig. 70 - Essai de corrélations dans les Couches de Birmensdorf 153

Fig. 71 - Schéma synthétique montrant la répartition des biohermes à spongiaires dans la série des Couches de Birmensdorf 155

Fig. 72 - Evolution calcimétrique de la séquence inférieure et place des biohermes 157

Fig. 73 - Evolution des argiles dans la séquence inférieure 159

Fig. 74 - Schéma synthétique montrant la répartition des biohermes à spongiaires dans la série des Calcaires lités 161

Fig. 75 - Evolution calcimétrique des niveaux à spongiaires des Calcaires lités et place des biohermes 163

Fig. 76 - Répartition des différents types de biohermes dans les principales formations à spongiaires 164

Fig. 77 - Coupe-type dans le "faciès stratifié de la Haute Chaîne" des Couches de Birmensdorf (Les Arpines) 167

Fig. 78 - Evolution du microfaciès dans les Calcaires siliceux et les Calcaires hydrauliques de la coupe du Creux du Giron à Meussia et proposition pour une nouvelle coupure et une nouvelle nomenclature lithostratigraphique 169

Pages

Fig. 79 - Essai de corrélation dans la formation des Calcaires hydrauliques 171

Fig. 80 - Proposition pour un nouveau découpage lithostratigraphique des Couches de Birmensdorf et de leur équivalent latéral 173

Fig. 81 - Etude séquentielle et essai de corrélation de la partie basale des Couches de Birmensdorf (ensemble inférieur) et des Calcaires hydrauliques inférieurs 174

Fig. 82 - Les biohermes à spongiaires dans leur contexte sédimentaire. L'exemple des Couches de Birmensdorf 176

Fig. 83 - Les hexactinellides de l'Oxfordien du Jura français 192

Fig. 84 - Les hexactinellides (suite) et les lithistides de l'Oxfordien du Jura français 193

Fig. 85 - Schéma montrant la circulation de l'eau dans les éponges en coupe ou en assiette 195

Fig. 86 - Principaux types morphologiques représentés par les éponges siliceuses de l'Oxfordien du Jura 196

Fig. 87 - Variations morphologiques des éponges liées à la disposition de leur zone pédonculaire 197

Fig. 88 - Relations possibles entre l'instabilité sédimentaire et la croissance des éponges . . 198

Fig. 89 - Etude comparative des pourcentages d'éponges en position biologique et renversées dans les biohermes et dans leur environnement immédiat. 198

Fig. 90 - Position dans le sédiment des différentes formes d'éponges (étude faite dans le niveau grumeleux de la base des Calcaires lités) 199

Fig. 91 - Eponges retournées à la surface du banc sommital des Couches de Birmensdorf . . 200

Fig. 92 - L' "effet de toit" provoqué par le retournement d'une grande éponge cupuliforme . 201

Fig. 93 - Etude comparative des peuplements sessiles sur les deux faces des éponges 202

Fig. 94 - Polarité des encroûtements sur les éponges. 203

Fig. 95 - Inventaire général des organismes sessiles fixés sur les éponges. 205

Fig. 96 - Comparaison des faunes encroûtantes suivant le niveau stratigraphique et la nature du support 207

Fig. 97 - Les différentes étapes de la fossilisation des éponges 209

Fig. 98 - Rapports entre organismes encroûtants sur les éponges 212

Fig. 99 - Rapports entre foraminifères fixés et éponges 214

Pages

Fig. 100 - Principaux foraminifères de l'Oxfordien du Jura méridional (Textulariina - Miliolacea - Rotaliina pars). Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux 216

Fig. 101 - Principaux foraminifères de l'Oxfordien du Jura méridional (Rotaliina). Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux 217

Fig. 102 - Evolution du contenu micropaléontologique dans la série des Calcaires lités de Trept 218

Fig. 103 - Principaux ostracodes de l'Oxfordien du Jura méridional. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux 219

Fig. 104 - Principales ammonites des niveaux à spongiaires siliceux d'après R. ENAY, 1966 . 221

Fig. 105 - Principaux bivalves des zones à Transversarium et Bimammatum. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux 222

Fig. 106 - Principaux bivalves (suite) et gastéropodes des zones à Transversarium et Bimammatum. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux 223

Fig. 107 - Principaux brachiopodes de l'Oxfordien (zone à Plicatilis → zone à Bimammatum) du Jura méridional. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux . . 224

Fig. 108 - Peuplements de brachiopodes observés immédiatement au-dessus de la surface durcie sommitale d'un bioherme du 1er niveau à spongiaires des Calcaires lités . . 225

Fig. 109 - Principaux échinodermes de l'Oxfordien du Jura méridional. Abondance et liaison avec les faciès à spongiaires siliceux 227

Fig. 110 - Représentation synthétique de la composition de la faune des Couches de Birmensdorf 229

Fig. 111 - Représentation synthétique de la composition de la faune des niveaux à spongiaires siliceux des Calcaires lités 230

Fig. 112 - Evolution générale de la composition de la faune des Couches de Birmensdorf du domaine le plus interne vers le domaine le plus externe 231

Fig. 113 - Evolution de la composition des faunes d'ammonites des Couches de Birmensdorf du domaine le plus interne vers le domaine le plus externe 232

Fig. 114 - Essai de reconstitution des relations trophiques dans l'écosystème des biohermes à spongiaires 234

Fig. 115 - Essai de représentation d'une pyramide des biomasses pour l'écosystème des biohermes à spongiaires 235

Fig. 116 - Analyse détaillée des principaux éléments de la faune et en particulier de la microfaune dans la coupe de Montbron à Trept 240, 241

fig. 117 - Les principaux facteurs biotiques agissants 243

Pages

Fig. 118 - Les principaux facteurs abiotiques agissants et leurs interactions 244

Fig. 119 - Les différentes étapes de la formation d'un bioherme élémentaire. 251

Fig. 120 - Essai de reconstitution d'un fond occupé par des biohermes à spongiaires en période de croissance 253

Fig. 121 - Rôle des éponges pionnières dans la dissémination des biohermes 254

Fig. 122 - Les principales étapes de la mort d'un bioherme 256

Fig. 123 - Echelonnement probable dans le temps des différentes étapes de fossilisation des éponges 258

Fig. 124 - Les différentes étapes de la fossilisation des éponges siliceuses oxfordiennes . . . 259

Fig. 125 - Comparaison des biohermes à spongiaires français et allemands 267

Fig. 126 - Différences entre croûtes calcaires et stromatolithes selon les auteurs allemands 268

Fig. 127 - Rapports possibles entre les faciès à spongiaires du Jura et le faciès grumeleux de la bordure du bassin dauphinois à l'Oxfordien moyen 274

Fig. 128 - Stratigraphie comparée des formations à spongiaires (V) et des formations coralliennes ou subcoralliennes (⊗) dans le Jurassique supérieur de divers pays européens 275

Fig. 129 - Répartition géographique des principales formations à spongiaires (construites ou non) dans le Jurassique supérieur européen 276

Fig. 130 - Situation des formations construites à spongiaires dans la paléogéographie de l'Europe à l'Oxfordien 277

Fig. 131 - Aspect de quelques bioconstructions primaires de morphologie comparable à celle des biohermes à spongiaires du Jura 280

Fig. 132 - Terminologie des dépôts sédimentaires en fonction de leur morphologie et du rôle des organismes qu'ils contiennent 287

Fig. 133 - Quelques figures de bioturbation 291

Fig. 134 - Aspect des Zoophycos de l'Oxfordien du Jura 293

Fig. 135 - Aspect de quelques Thalassinoïdes de l'Oxfordien du Jura. 294

Fig. 136 - Aspect de quelques Chondrites de l'Oxfordien du Jura 296

Fig. 137 - Paratisoa contorta 297

Fig. 138 - Quelques autres terriers de l'Oxfordien du Jura 299

.Pages

Fig. 139 - Répartition des principaux types de terrier dans les différentes formations de l'Oxfordien du Jura 300

Fig. 140 - Essai de répartition bathymétrique des traces-fossiles observées dans l'Oxfordien du Jura 300

Fig. 141 - Essai d'interprétation de certaines discontinuités sédimentaires en fonction de la répartition des Chondrites et des Thalassinoïdes 301

Fig. 142 - Relations entre les principaux types d'encroûtements de l'Oxfordien du Jura . . . 312

Fig. 143 - Evolution de la répartition géographique de Ammobaculites coprolithiformis . . . 314

fig. 144 - Distribution verticale de Nodobacularia bulbifera 317

Fig. 145 - Distribution verticale comparée des genres Nubeculinella, Nodobacularia et Ophthalmidium dans la partie inférieure de la série oxfordienne. Liaison probable avec le taux de sédimentation 318

Fig. 146 - Hypothèse sur la répartition des genres Nubeculinella, Nodobacularia et Ophthalmidium en fonction du taux de sédimentation 318

Fig. 147 - Evolution de la répartition géographique de Lenticulina tricarinella 320

Fig. 148 - Evolution de la répartition géographique de Schuleridea triebeli 323

Fig. 149 - Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Marnes à Creniceras renggeri 326

Fig. 150 - Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches à sphérites et les Couches de passage 327

Fig. 151 - Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches de Birmensdorf et les Calcaires hydrauliques 328

Fig. 152 - Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches d'Effingen 329

Fig. 153 - Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Couches du Geissberg 330

Fig. 154 - Représentation quantitative synthétique de la microfaune dans les Calcaires lités 331

Fig. 155 - Répartition des principaux microfossiles "index" 332

Fig. 156 - Evolution de l'indice C-O dans l'Oxfordien du Jura 333

Fig. 157 - Répartition bathymétrique supposée des grands groupes d'éponges dans le bassin jurassien à l'Oxfordien 338

Fig. 158 - Les processus de fossilisation des pholadomyes dans le niveau bioturbé à bivalves 340

Pages

Fig. 159 - Quelques cas de xénomorphisme observés sur les huîtres des Couches d'Effingen . . 341

Fig. 160 - Succession des peuplements de bivalves (+ organismes accompagnants) lors de l'évolution d'un fond mou vers un fond dur. 342, 343

Fig. 161 - Deux exemples de séquences biologiques illustrées par des peuplements de bivalves 345

Fig. 162 - Evolution de la composition générale des faunes de brachiopodes en fonction de l'âge et du faciès 348

Fig. 163 - Cartes de répartition des principales espèces de térébratulidés au sommet des Couches d'Effingen et au sommet des Calcaires lités 349

Fig. 164 - Rôle stratigraphique possible du niveau à Dorsoplicathyris prolifera ("lumachelle à térébratules bleues")au sein de la formation des Couches d'Effingen 350

Fig. 165 - L'adaptation des oursins réguliers de l'Oxfordien du Jura à la nature du substrat . . 353

Fig. 166 - Répartition géographique des sclérites d'holothuries les plus abondants 355

Fig. 167 - Répartition bathymétrique supposée des principales "espèces" d'holothuries . . . 356

Fig. 168 - Evolution de la composition des assemblages de sclérites d'holothuries à la base de la séquence supérieure 357

Fig. 169 - Tableau des principales corrélations lithostratigraphiques de l'Oxfordien du Jura méridional 362, 363

Fig. 170 - Le Jura méridional lors du dépôt des Marnes à Creniceras renggeri 366, 367

Fig. 171 - Le Jura méridional lors du dépôt des Couches à sphérites et des Couches de passage 366, 367

Fig. 172 - Le Jura méridional au tout début du dépôt des Couches de Birmensdorf . . . 366, 367

Fig. 173 - Le Jura méridional à la fin du dépôt des Couches de Birmensdorf 366, 367

Fig. 174 - Carte d'isopaques pour les Couches de Birmensdorf et les Calcaires hydrauliques 368, 369

Fig. 175 - Carte d'isopaques pour les Couches d'Effingen 368, 369

Fig. 176 - Carte d'isopaques pour la partie inférieure des Couches du Geissberg. . . . 368, 369

Fig. 177 - Carte d'isopaques pour la série marneuse comprise entre le sommet des barres calcaires des Couches du Geissberg et la base de la barre inférieure des Calcaires lités 368, 369

Fig. 178 - Le Jura méridional à la fin du dépôt des Couches d'Effingen 370, 371

Fig. 179 - Le Jura méridional pendant le dépôt des barres calcaires des Couches du Geissberg 370, 371

Pages

Fig. 180 - Le Jura méridional pendant le dépôt du premier niveau à concrétions . . . 370, 371

Fig. 181 - Le Jura méridional pendant le dépôt de la barre inférieure des Calcaires lités 370, 371

Fig. 182 - Carte d'isopaques pour les Calcaires lités 372, 373

Fig. 183 - Le Jura méridional pendant le dépôt du deuxième niveau à concrétions . . . 372, 373

Fig. 184 - Le Jura méridional pendant le dépôt du troisième niveau à concrétions . . . 372, 373

Fig. 185 - Le Jura méridional pendant le dépôt des Calcaires pseudolithographiques . . 372, 373

Fig. 186 - Evolution de la plate-forme jurassienne au cours de la première séquence et du début de la deuxième séquence oxfordienne 374

Fig. 187 - Schéma général de l'évolution sédimentaire de la plate-forme jurassienne méridionale à l'Oxfordien 379

INDEX GÉNÉRAL

AVERTISSEMENT : Cet index, conçu pour donner le maximum d'efficacité à la pénétration dans l'ouvrage, répond aux règles suivantes :

- Les termes concernés sont d'intérêts très divers (géographique, stratigraphique, sédimentologique, systématique, etc.). Seuls les gisements étudiés sont traités indépendamment (= Index des affleurements).

- Les termes fréquemment employés dans le texte ne sont cités dans l'index que pour les pages où se trouve, à leur sujet, un certain développement.

- Certains termes particuliers, même cités une seule fois dans le texte, figurent néanmoins dans l'index (tous les taxons sont répertoriés).

- Les renvois de l'index concernent le texte et/ou l'illustration.

Acanthaulax venusta : fig. 31
Acanthorhynchia (Echinirhynchia) lorioli : p. 347, 350, fig. 107
Acanthorhynchia spinulosa : p. 347, 349, fig. 107
Achistridae : p. 354
Achistrum : fig. 168
Achistrum issleri : p. 354, 356, fig. 109, 116, 166, 167
Achistrum monochordata : fig. 109
Acicularia : p. 358
Acritarches : fig. 116
Acrocythere : p. 324, fig. 103
Agaricia : p. 284
Agelas : p. 282
Agglutinants : p. 213, 215, 315, fig. 21, 100, 102, 110, 111, 116, 149-154
Aire d'élaboration : p. 108, fig. 44
Aire d'épandage : p. 111, fig. 44
Aire de stockage : p. 109, fig. 44
Aire de transit : p. 109, fig. 44
Aire protégée : p. 111, fig. 44
Akera : fig. 105
Allemagne : p. 263-270, fig. 125, 128
Alveosepta jaccardi : p. 316, 319, fig. 100
Ammobaculites : p. 215, 315, fig. 100, pl. 33, fig. 8-11, pl. 35, fig. 5
Ammobaculites coprolithiformis : p. 215, 315, 316, fig. 100, 116, 143, 155
Ammonites : p. 220, 231, 238, fig. 104, 110, 111, 112, 113
Ammonitico rosso : p. 166
Amphicythere confundens : p. 324, fig. 103
Amphidonte : p. 206, fig. 95, 105
Amphiura : p. 358
Anhydrite : p. 62, fig. 21, pl. 40, fig. 1-6
Anomia : p. 313
Apiocrinites : p. 226, 308, 353, fig. 109, 111, 160
Apports terrigènes : p. 28-47, fig. 15
Apteodinium nuciforme : p. 87, fig. 31, 116
Arabicodium : p. 358
Arc de Castellane : p. 272
Arc de Nice : p. 272
Archaeocyathes : p. 278-279
Archaeoscyphia : p. 279
Arcomytilus pectinatus : fig. 105
Arctostrea : fig. 105, 108, 111, 160
Argiles : p. 28-32, 84, fig. 6, 7, 21, 30
Argile bariolée de Saint-Hilaire-de-Brens ; p. 24, 102, fig. 4, 169
Argovithyris birmensdorfensis : p. 226, 348, 351, fig. 107, 162
Aromasithyris andelotensis : fig. 107
Aromasithyris semifarcinata : p. 308, 310, 347, 352, fig. 107, 162, 163
Aspidoceratidae : fig. 104, 111, 113
Astartidae, Astartidés : p. 313, 346, fig. 105, pl. 21, fig. 3
Asterias, Asterias impressae : fig. 109
Astérides : p. 226, fig. 109
Atreta : p. 281, fig. 105
Aulacothyris impressa : p. 347, 350, fig. 107
Baccispongia, Baccispongia cidariformis : p. 194, 195, 197, 199, fig. 84, 90, pl. 9, fig. 4, pl. 17, fig. 6

Bahamas : p. 282
Bairdia : p. 220, 322, fig. 103, 110, 116, 155
Balanocrinus, Balanocrinus subteres : p. 226, 354, fig. 109, 110
Banc à Anomia (ou d'Anomia monsbeliardensis) : p. 178, 310, 313, 346, 365, fig. 169
Banc à gastéropodes : fig. 8, 169, pl. 35, fig. 4
Banc à momies principal : p. 311, fig. 20, 21
Bancs à pernes inférieurs : p. 310, 364, fig. 169
Banc à pernes supérieur : p. 310, 364, fig. 8, 169
Banc de fer : p. 66, 67, 162, 177, 178, 365, 377, fig. 169, pl. 5, fig. 7
Banc glauconieux de la Faucille : p. 102
Bancs limites : p. 24, 29, 172, 173, fig. 3, 4, 80, 82
Banc vacuolaire : p. 94, 177, 178, 365, 377, fig. 169, pl. 38, fig. 2, 5, 6
Barre inféricure (des Calcaires lités) : p. 70, 92-102, 365, 377, fig. 24, 25, 35, 36, 40, 169, pl. 38, fig. 1-3, 5-6, pl. 39, fig. 4, 5
Bassin dauphinois : p. 272
Bas Vivarais : p. 272
Bélemnites : p. 226, fig. 110, 111, 112
Berry : p. 270
Bioclastes : fig. 20, 21, pl. 29, fig. 4-8, pl. 32-35
Bioconstruction : p. 287, fig. 132
Bioconstructions actuelles : p. 282-285
Bioconstructions paléozoïques : p. 278-280, fig. 131
Bioherme : p. 287, 288, fig. 132
Biohermes à spongiaires (Biocoenose) : p. 179-241, fig. 83-116, 120
Biohermes à spongiaires (Environnement sédimentaire) : p. 141-178, fig. 62-82
Biohermes à spongiaires (Histoire) : p. 252-262, fig. 117, 118
Biohermes à spongiaires (Milieu) : p. 242-250, fig. 119, 121-124
Biohermes à spongiaires (Morphologie) : p. 115-123, fig. 45-51, pl. 2, 3
Biohermes à spongiaires (Structure) : p. 123-140, fig. 54-56, 58, pl. 13
Biohermes complexes : p. 116, 154, 162, 165, fig. 47, 48, 49, 51, pl. 2, fig. 1, 2, 4, pl. 3, fig. 1-7, pl. 4, fig. 1, 2
Biohermes élémentaires : p. 115, 154, 163, 165, fig. 45, 46, 49, 62, 63, pl. 2, fig. 3, 5, 6
Biohermes en champignon : p. 120, 154, 162, 164, fig. 48, 50, pl. 2, fig. 2, pl. 3, fig. 1
Biohermes en dôme : p. 120, 156, fig. 47, 50, pl. 2, fig. 4, pl. 4, fig. 2
Biohermes lenticulaires : p. 120, 162, fig. 47, 50, pl. 2, fig. 1, pl. 3, fig. 5
Biohermes massifs : p. 116, fig. 47, 49, pl. 3, fig. 7
Biohermes stratifiés : p. 116, fig. 47, 49, pl. 3, fig. 5,6
Biostrome : p. 288, fig. 132
Bioturbation : p. 290-305, fig. 133-141, pl. 26-28, pl. 36, fig. 7, 8
Biseautage de bancs : p. 67, fig. 23, pl. 37, pl. 39, fig. 1-3
Bivalves : p. 226, 339-346, fig. 21, 105, 106, 110, 111, 112, 160
Bordure cévenole : p. 272
Brachiopodes : p. 226, 346-352, fig. 21, 60, 107,108, 110, 111, 112, 122, 162
Bryozoaires : p. 204, 228, 359, fig. 21, 93, 94, 95, 96, 98, pl. 10, fig. 1-6, pl. 11, fig. 10, 11, pl.12, fig. 5
Bullopora rostrata : p. 321, fig. 101, 116
Bullopora tuberculata : p. 131, 213, 218, 308, 321, fig. 99, 101, pl. 20, fig. 1-4, pl. 29, fig. 3
Calathium : p. 279
Calcaire à momies principal : p. 55, fig. 3, 4
Calcaires à scyphies : p. 113
Calcaires d'Aranc : p. 55, 311, fig. 3, 4
Calcaires hydrauliques : p. 29, 165, 170-174, 364, 375, fig. 3, 4, 6, 7, 30, 42, 43, 78, 79, 80, 81, 82, 151, 169, 172, 173, 174, pl. 1, fig. 3, pl.36, fig. 2
Calcaires hydrauliques inférieurs : p. 170, 364, 375, fig. 20, 21, 30, 33, 78, 79, 80, 81, 82, 169, 172
Calcaires hydrauliques supérieurs : p. 170, 364, 375, fig. 20, 21, 78, 79, 80, 82, 169, 173
Calcaires lités : p. 160, 176, 365, 377, fig. 3, 4, 8, 20, 21, 29, 38, 40, 42, 43, 74, 75, 76, 111, 154, 169, 182-184, pl. 1, fig. 6, 8, pl. 2, fig. 1, 3, 5, pl. 3, fig. 1, 4, pl. 36, fig., 3, 8, pl. 37, fig. 1, 2, pl. 38, fig. 1-3, 5-8
Calcaires pseudolithographiques : p. 67, 378, fig. 3, 4, 20, 21, 23, 38, 42, 43, 169, 185, pl. 1, fig. 7, pl.36, fig. 4, pl. 39, fig. 1-3, 6, 7
Calcaires siliceux : p. 165, 168-170, 174, 375, fig. 3, 4, 78, 79, 80, 82
Callianassa : p. 296
Camerospongia reflexa : p. 189, fig. 84, pl. 9, fig. 3
Cancellophycus : p. 295
Cardioceratidae : fig. 104, 110, 111, 113
Cardobairdia argoviensis : p. 324, fig. 103, 116
Carnivores : p. 234, fig. 114, 115
Casearia articulata : p. 184, fig. 83
Cassiculosphaeridia altomurata : p. 87, fig. 31, 116
Célestite : p. 261
Céphalopodes : p. 220, 231, 234, fig. 21, 104, 110, 111, 112, 113
Cerabulimidae : p. 321, fig. 100
Ceratomya : p. 346, fig. 106
Ceratoporella nicholsoni : p. 283
Cercomya : fig. 105, 160
Ceriocava corymbosa : p. 204, 207, 211, fig. 93, 94, 95, 96, 98, pl. 10, fig. 1, 2, 4, pl. 12, fig. 5
Ceriodictyon coniformis : p. 189, fig. 84
Cheirothyris subtrigonella : p. 226, 349, fig. 107
Chevronichnus : p. 39, 304, pl. 31, fig. 1, 2
Chevronichnus imbricatus : p. 304
Chiridotites : p. 354
Chlamys : fig. 105, 108
Chlorite : p. 28, 32, fig. 7

Chondrites : p. 158, 164, 166, 172, 238, 295, 296-298, 299, 302, 303, fig. 63, 77, 116, 136, 139, 140, 141, 160, pl. 26, fig. 3-6, pl. 27, fig. 1, 2, 4, 5, pl. 28, fig. 1-3
Chondrosia : p. 282
Chytroeisphaeridia chytroeides : p. 87, fig. 31, 116
Chytroeisphaeridia granulata : p. 87, fig. 31
Chytroeisphaeridia mantelii : fig. 31, 116
Chytroeisphaeridia pocockii : p. 87, fig. 31, 116
Chytroeisphaeridia rugosa : fig. 31, 116
Cirripèdes : p. 303
Cleistosphaeridium ehrenbergii : p. 87, fig. 31
Cleistosphaeridium tribuliferum : fig. 31
Cnemidiastrum calycinum : p. 190, fig. 84
Cnemidiastrum rimulosum : p. 190, fig. 84
Coccolithes, Coccolithophoridés : p. 49, 228, pl. 42, fig. 1-7
Codiacées : p. 358
Collyrites bicordata : p. 352, fig. 109
Comasphaeridium capillatum : p. 87, fig. 31, 116
Compaction : p. 121-122
Conicospirillina basiliensis : p. 319, fig. 101
Consommateurs : p. 233, fig. 114, 115
Coprulus : p. 238, 305, 325, 333, fig. 20, 21, 111, 149-154, 155, 156, pl. 25, fig. 4-6, pl. 27, fig. 6, pl. 42, fig. 1-4
Coprulus gramanni : p. 305, pl. 25, fig. 4, 6, pl. 27, fig. 6
Coprulus hemistriatus : p. 305
Coprulus hexastriatus : p. 305
Coralligène : p. 249-250, 309, 358
Corrélations lithostratigraphiques, p. 364, fig. 169
Corynella parva : p. 337
Couches à céphalopodes : fig. 5
Couches à hexactinellides : p. 143, 177, 365, 377, fig. 169
Couches à sphérites : p. 71, 156, 375, fig. 3, 4, 20, 21, 42, 43, 72, 73, 150, 169, 171, pl. 1, fig. 1, pl. 36, fig. 1, pl. 37, fig. 3
Couches de Birmensdorf : p. 150-160, 165-168, 231, 232, 364, 375, fig. 3, 4, 20, 21, 42, 43, 68, 69, 70,71, 72, 73, 76, 77, 80, 81, 82, 110, 112, 113, 151, 169, 172, 173, 174, pl. 1, fig. 1, 2, pl. 2, fig. 2, 4, 6, pl. 3, fig. 2, 3, 5, 6, 7, pl. 4, fig. 1, 2, pl. 5, fig. 1-4, pl. 6, fig. 1-8
Couches d'Effingen : p. 159, 333, 364, 376, fig. 3, 4, 20, 21, 29, 42, 43, 152, 164, 169, 175, 178, pl. 1, fig. 1, 4
Couches de passage : p. 375, fig. 3, 4, 20, 21, 42, 43, 150, 169, 171
Couches du cimetière d'Optevoz : p. 102
Couches du Geissberg : p. 162, 344, 364, 376, fig. 3, 4, 20, 21, 29, 42, 43, 153, 161, 169, 176, 177, 179, pl. 1, fig. 5, pl. 36, fig. 5-7, pl. 38, fig. 4
Couches du Morillon : p. 378, fig. 3, 4, 20, 21, 169, 185, pl. 1, fig. 8
Craniacea : fig. 95, 96, 98
Crania porosa : p. 206, fig. 93, 95, pl. 11, fig. 4
Crania suevica : p. 206, fig. 95
Craticularia : p. 194, fig. 83, pl. 7, fig. 7
Craticularia cancellata : p. 181, fig. 83
Craticularia cuspidata : p. 181, fig. 83
Craticularia ficiformis : p. 181, fig. 83
Craticularia foliata : p. 181, fig. 83
Craticularia parallela : p. 182, fig. 83, pl. 8, fig. 2
Craticularia rollieri : p. 182, fig. 83, pl. 8, fig. 5
Craticularia schweiggeri : p. 182, fig. 83
Craticularia subclathrata : p. 182, fig. 83
Craticularia subcylindrica : p. 182, fig. 83
Crinoïdes : p. 226, 353-354, fig. 21, 109
Crossopodia : p. 305
Cruziana : p. 299, fig. 140
Ctenidodinium ornatum :fig. 31, 116
Ctenostreon, Ctenostreon proboscideum : p. 346, fig. 105, 160
Cyanobactéries : p. 133, 242
Cyclocrinus : fig. 109
Cyclostomes : p. 204, 359
Cymatiosphaera areolata : fig. 31, 116
Cypellia calyciformis : p. 186, fig. 84
Cypellia conica : p. 186, fig. 84
Cypellia prolifera : p. 187, 197, fig. 84, pl. 9, fig. 9
Cypellia rugosa : p. 187, 197, fig. 84, pl. 8, fig. 6
Cypellia verrucosa : p. 187, fig. 84, pl. 8, fig. 4
Cytherella : p. 322, fig. 103, 110, 111
Cytherella depressa : p. 322, fig. 103, 116
Cytherella index : p. 322, fig. 103
Cytherella ovoidale : p. 220, 322, fig. 103, 116
Cytherella woltersdorfi : p. 220, 322, fig. 103, 116
Cytherelloidea interrupta : p. 324, fig. 103, 116
Cytheropteron : p. 324, fig. 103, 116
Cytherura lacrimula : p. 324, fig. 103
Dasycladacées : p. 358
Décomposeurs : p. 236, fig. 114
Demospongea, Démosponges : p. 190-193, 335-336, fig. 157
Dentalina : fig. 101, 110
Dentalina jurensis : p. 319, fig. 101, 116
Détritivores : p. 234, fig. 114, 115
Dictyida : p. 181, fig. 83
Dictyothyris kurri : p. 226, 349, 351, fig. 107
Dictyothyropsis : fig. 110, 111
Dictyothyropsis runcinata : p. 226, 349, 351, fig. 107, 108
Digonella : p. 226, 351, fig. 111
Digonella ledonica : fig. 107
Digonella moeschi : p. 351, fig. 107, 108, 162
Digonella sorlinensis : p. 347, 350, fig. 107
Dinoflagellés : p. 85, fig. 31, 32
Diplopodia aroviensis : p. 226, fig. 109
Disaster, Disaster granulosus : p. 352, fig. 109, 160
Discophyma dolata : p. 187, fig. 84, pl. 7, fig. 4
Discophyma etalloni : p. 188, fig. 84, pl. 8, fig. 3
Discophyma laevigatum : p. 188, fig. 84
Discophyma marcoui : p. 188, fig. 84

Discophyma rugatum : p. 188, fig. 84
Discorbidae : p. 316, 321, fig. 101
Discorbis : p. 316, 321, fig. 101, 155
Discordance anté-argovienne : p. 24, 103, fig. 5
Dolomite : p. 60, 261, fig. 21, pl. 18, fig. 6, 7, pl. 26, fig. 3
Dorsoplicathyris ledonica : p. 172, 347, 349, fig. 79, 107, 162
Dorsoplicathyris prolifera : p. 304, 347, 350, 351, fig. 107, 162, 163, 164
Dorsoplicathyris subinsignis : p. 308, 310, 352, fig. 107, 162
Echinides : p. 226, 352, fig. 109, 165
Echinodermes : p. 226, 352, fig. 109, 110, 111, 112
Eclairement : p. 208, 245, fig. 118
Ecologic reef : p. 287, fig. 132
Effet de ramonage : p. 98, fig. 37
Effet de toit : p. 75, 201, fig. 27, pl. 34, fig. 1-3
Ellipsagelosphaeraceae : p. 49
Ellipsoidictyum cinctum : fig. 31
Encroûtements columnaires : p. 127, fig. 55, 57, pl. 14, fig. 1, 3, 4, 6, pl. 15, fig. 1
Encroûtements massifs : p. 126, 136, fig. 54, 57, pl. 14, fig. 8
Encroûtements nuageux : p. 128, 136, fig. 56, 57, pl. 14, fig. 2, 7
Encroûtements stromatolithiques : p. 124-134, 138, 206, fig. 52-60, 63-65, 94, 122, 124, 142, pl. 12, fig. 1, 2, pl. 13-15, pl. 18, fig. 3
Ensemble calcaire inférieur (Calcaires lités) : p. 160, 177, fig. 74, 75, 76
Ensemble calcaire supérieur (Calcaires lités) : p. 160, 177
Ensemble inférieur (Couches de Birmensdorf) : p. 150, 158, 364, fig. 70, 71, 76, 80, 82
Ensemble marneux intermédiaire (Calcaires lités) : p. 160, 177, fig. 74, 75
Ensemble supérieur (Couches de Birmensdorf) : p. 154, 158, 364, fig. 70, 71, 76, 80, 82
Entolium : fig. 105
Eoguttulina bilocularis : p. 321, fig. 101, 116
Eopecten : fig. 105
Epichnia : p. 39, 304
Epilithes : p. 209
Epiphyton : p. 278, 279
Epistomina, Epistomine, Epistominidae : p. 84, 94, 308, 321, fig. 21, 100, pl. 33, fig. 4-7
Epistomina parastelligera : p. 321, fig. 100
Epizoaires : p. 202-212, fig. 55, 60, 93-98, 124, pl. 10-12, pl. 18, fig. 1-3
Eponges calcaires : p. 336-337, fig. 21, 157, pl. 17, fig.5
Eponges pionnières : p. 140, 198, 252, fig. 61, 68, 121, pl. 6
Eponges siliceuses : p. 123, 137, 179-201, 334-336, fig. 21, 52-56, 58-61, 63-65, 83-92, 94, 97, 120-124, 157, pl. 4-9, pl. 13, pl. 17, fig. 1-4, 6-8
Espagne : p. 278, fig. 128
Etage circalittoral : p. 248-249, 358
Euaspidoceras : p. 37
Eucosmus decoratus : p. 226, fig. 109
Eugeniacrinites : p. 226, 353, fig. 109, 110, 111
Externe : p. 26, 166, 178, 232, 249, 273, 313, 338 fig. 44, 127, 157, 167
Faciès argileux : fig. 21
Faciès argovien : p. 19
Faciès à spicules : p. 335-336, fig. 21, pl. 32
Faciès à spongiaires : fig. 21
Faciès bioclastique : fig. 21, 26, 27, pl. 33, 34
Faciès condensé : fig. 21, pl. 24, fig. 1, 2
Faciès construit à spongiaires : p. 123-140, fig. 21, 52-60, 63-65, 67, 82, 127, 169, pl. 13
Faciès corallien : fig. 3, 4, 172-177, 179-181, 183-185
Faciès franc-comtois : p. 19, 375
Faciès grumeleux à spongiaires : p. 143-146, 199, fig. 21, 63, 64, 65, 67, 77, 82, 127, pl. 5
Faciès micritique à pseudomorphoses : fig. 21, pl. 40
Faciès oncoïdique : p. 306-311, fig. 21, pl. 21-23
Faciès oncolithique : p. 311, fig. 21
Faciès oolithico-graveleux : fig. 21, pl. 24, fig. 3-5, 7-9, pl. 35, fig. 1-3
Faciès pelmicritique : fig. 21, pl. 25
Faciès rauracien : p. 165
Faciès silteux : p. 32-44, fig. 9-15, 17, 21, pl. 30-31
Faciès stratifié de la Haute-Chaîne : p. 166, fig. 77, pl. 5, fig. 1, 3
Faciès tubéroïdique : p. 146-149, fig. 21, 66, 67, pl. 16
Faciès vaseux à Myacées : p. 346
Faisceau salinois : p. 19, 165, 176, fig. 1, 2, 5
Fecal pellet : p. 50, fig. 16, pl. 25, fig. 4-6, pl. 27, fig. 6, 7
Figures de courant : fig. 8, 9-12, 28, 89-92, pl. 30, 31
Figures de glissement : fig. 24, 25, pl. 38, fig. 3, 4, pl. 39, fig. 4, 5
Filaments : p. 132
Flaser bedding : p. 43
Floride : p. 282
Foraminifères : p. 212-220, 315-322, fig. 100, 101, 102, 110, 111, 116, 149-155, pl. 12, fig. 2, pl. 19-20, pl. 33
Formations à spongiaires jurassiques : p. 263-278, 281, fig. 125, 128-130
Formes "coloniales" : p. 196, fig. 86
Formes "solitaires" : p. 196, fig. 86
Fossitextura deformativa : p. 290
Fossitextura figurativa : p. 292
Franconie : p. 264, fig. 125
Fromea irregulare : fig. 31
Galliaecytheridea : p. 220, 322, 324, fig. 103, 155
Galliaecytheridea aff. *dissimilis* : p. 324, fig. 103
Galliaecytheridea postrotunda : p. 324, fig. 103
Galliaecytheridea aff. *wolburgi* : p. 324, fig. 103
Galliennithyris : p. 347, fig. 160
Galliennithyris berlieri : p. 350, 351, fig. 107, 162, 163

Galliennithyris elliptoides : p. 350, 351, fig. 107, 163
Galliennithyris rivelensis : p. 172, 347, 349, fig. 79, 107, 162
Gastéropodes : p. 226, 359, fig. 106, 110, 111, 112, pl. 35, fig. 4
Geodiidae : p. 170, 172, 335-336, 375, fig. 21, 157 , pl. 32
Geodites : p. 335
Geologic reef : p. 287, fig. 132
Gervillia, Gervillia roederi : p. 346, fig. 105, 160
Girvanella : p. 280
Glabridinium apatelum : fig. 31
Glandulinidae : p. 321, fig. 101
Glauconie : p. 34, 61, 144, 162, fig. 21
Globigerina helveto-jurassica : p. 220, fig. 100
Globigerina (Globuligerina) oxfordiana : p. 220
Globigérines : p. 220, pl. 33, fig. 1-3
Globochaete : p. 220
Glomospira, Glomospira variabilis : p. 215, 315, fig. 100
Glossifungites : p. 299, fig. 140
Glossodinium dimorphum : p. 87, fig. 31
Glypticien : p. 306
Goniomya : fig. 105
Gonyaulacysta jurassica : fig. 31
Grigne : p. 115, fig. 62, 74, pl. 2, fig. 3
Groove cast : fig. 8, 10
Gryphaea, Gryphaea dilatata : p. 339, fig. 105, 160
Gutter cast : p. 36
Gypse : p. 62
Hadromerida : p. 282
Haploceratidae : p. 226, 232, fig. 104, 110, 111, 113
Haplophragmium : p. 215, 315, fig. 100, 116
Hemieuryale ? argoviensis : p. 358
Hemisphaeranthos, Hemisphaeranthos seiboldi : p. 226, 354, 356, fig. 109, 116, 166, 167, 168
Hexactinellida, Hexactinellides : p. 123, 180-189, 334, fig. 60, 83, 84, 157, pl. 7-9, pl. 17, fig. 1, 2, 4, 7, 8
Hexactinosa : p. 181, pl. 17, fig. 1, 7
Hibolithes : p. 226
Holectypus depressus : fig. 109
Holothurides, holothuries : p. 226, 354-356, fig. 102, 109, 116, 149-154, 166-168
Hyalospongea : p. 181
Hypichnia : p. 37
Hystrichogonyaulax cladophora : p. 87, fig. 31, 116
Hystrichogonyaulax orbifera : fig. 31, 116
Ile Crémieu : p. 25, 160, 161, 177, fig. 1, 2
Illite : p. 28-32, 164, fig. 6, 7, 30, 73
Infratidal : p. 248
Intercalation calcaréo-marneuse : p. 364, fig. 169
Interne : p. 26, 166, 232, 311, 313, 338, fig. 44, 127, 157, 165
Interstratifiés illite/montmorillonite : p. 28-32, 159, 164, 170, 172, fig. 6, 7, 30, 73, 78, 79
Intraclastes : fig. 20, 21
Involutinidae : p. 218, 319, fig. 101
Isoarca, Isoarca striatissima : p. 226, fig. 105, 110
Isognomon, Isognomon subplana : p. 310, 346, fig. 105, 160
Isopaques : p. 23, 93, 365, fig. 35, 170, 171, 174-177, 182
Jamaïque : p. 283
Joint stylolithique : p. 66, 122, 134, fig. 58
Jura méridional : p. 19, fig. 1, 2, 3
Kalkkruste, kalkkrusten : p. 265, 268, fig. 126
Kalkmumien : p. 261
Kaolinite : p. 28-32, 164, 170, 172, fig. 6, 7, 73, 78, 79
Knoll, Knoll reef : p. 287, fig. 132
Lacunosella, Lacunosella arolica : p. 226, 348, 349, 351, fig. 107, 110, 111
Laevaptychus : p. 226
Lagena : fig. 101, 116
Lagena nodosaroides : fig. 101
Lagenidae, Lagénidés (= Nodosariidae) : fig. 110, 111, 149-154
Lecanella acetabula : p. 191, fig. 84
Lenticular bedding : p. 42
Lenticulina (Astacolus) irretita : p. 319, fig. 101, 116
Lenticulina (Lenticulina) munsteri : p. 319, fig. 101, 110, 111, 116
Lenticulina (Lenticulina) quenstedti : p. 319, fig. 101, 111, 116
Lenticulina (Planularia) beierana : p. 319, fig. 101,111, 116
Lenticulina (Planularia) polypora : p. 218, 319, fig. 101, 116, 155
Lenticulina (Planularia) tricarinella : p. 319, fig. 101, 116, 147, 155
Lenticulina (Saracenaria) cornucopiae : p. 319, fig. 101-116
Lenticulina (Saracenaria) triquetra : p. 319, fig. 101, 116
Lentille à spongiaires : p. 120
Lima : fig. 105
Limea : fig. 105
Limivores : p. 234, fig. 114, 115
Lingulina franconina : p. 319, fig. 101, 116
Lithistida, Lithistides : p. 123, 189-191, 335, fig. 60, 84, 157, pl. 17, fig. 3
Lithoherme : p. 282, fig. 132
Lithophages : p. 140, 255, 303, 308, fig. 46, 63, 122, 160, pl. 4, fig. 4, pl. 18, fig. 4-6, pl. 21, fig. 4, 5, pl. 22, fig. 2, pl. 23, fig. 5, pl. 29
Lithophyllum, Lithophyllum racemus : p. 309
Lockeia : p. 304
Lophocythere cruciata oxfordiana : p. 324, fig. 103
Lophocythere cruciata triebeli : p. 324, fig. 103
Lumachelle à térébratules bleues : p. 347, 350, 351, 364, fig. 164, 169
Lumachelle à térébratules violettes : p. 316, 347, 352, 365, fig. 163, 169, 184
Lychniscosa : p. 186, pl. 17, fig. 2, 4, 8
Lychniskida : p. 186, fig. 84
Macrocypris : p. 324, fig. 103
Macrodentina, Macrodentina aff. *punctata* : p. 324, fig. 103, 155

Mactromya : fig. 106
Madréporaires : p. 228, 264, 266, 268, 269, 270, 277, 278, 283, 308, 358, fig. 21
Marginulina turgida : p. 319, fig. 101, 116
Marnes à astartes : p. 46
Marnes à Creniceras renggeri : p. 156, 333, 365, fig. 3, 4, 20, 21, 43, 72, 73, 149, 169, 170, pl. 1, fig. 1
Marno-calcaires grumeleux inférieurs : p. 154, 174, fig. 80
Massif de Portes-Molard Dedon : p. 25, 177, fig. 2
Mesophyllum : p. 250
Metacytheropteron : p. 324, fig. 103
Michrystridium ambigum:fig. 31
Michrystridium deflandrei : fig. 31, 116
Michrystridium fragile : fig. 31, 116
Michrystridium inconspicum : fig. 31, 116
Micrite, Matrice micritique : p. 48-49, 53, 78, 107, 123, 138, fig. 21, 54-56, 58, 60, 122, pl. 41
Micrite hétérogène, micrite tachetée : p. 50, 78, pl. 25, fig. 1-3
Microcoprolithes : p. 52, 58, 305, fig. 20, 21, pl. 25, fig. 4-6, pl. 27, fig. 6, 7
Microecia, Microecia belemnitarum : p. 204, fig. 95
Microsclères : p. 335, pl. 32
Microsolenidés : p. 308, 358
Miliolacea : p. 218, fig. 100
Modiolus, Modiolus bipartitus : p. 346, fig. 105, 160
Moeschia alata : p. 226, 348, fig. 107, 162
Moeschia engeli : p. 226, 351, fig. 107, 108, 162
Momies calcaires : p. 179, 261
Monoceratina : p. 322, fig. 110, 111
Monoceratina denticulata : p. 220, 322, fig. 103, 116
Monoceratina polita : p. 220, 322, fig. 103, 116
Monoceratina trepti : p. 220, 322, fig. 103, 116
Monticlarella:fig. 110
Monticlarella striocincta : p. 226, fig. 107
Monticlarella triloboides : p. 347, fig. 107
Mound : p. 287, fig. 132
Mud bank : fig. 132
Mud mound : p. 288, fig. 132
Muscovite : p. 28
Myoconcha, Myoconcha rathieriana : p. 346, fig. 106, 160
Myophorella, Myophorella clavellata : p. 346, fig. 106, 160
Myriotrochites, Myriotrochites seiboldi : p. 354, fig. 110, 111
Nanogyra nana : p. 346, fig. 105
Nautiloculina oolithica : p. 319, fig. 100
Necrophages : p. 234, fig. 114, 115
Necton : p. 238
Neogoniolithon : p. 250
Neuropora spinosa : p. 204, 211, 212, 228, fig. 93, 95, 98, 110, 111, pl. 10, fig. 6, pl. 11, fig. 10
Niveau à concrétions (premier) : p. 178, 310, 365, 377, fig. 161, 169, 180
Niveau à concrétions (deuxième) : p. 310, 365, 377, fig. 169, 183
Niveau à concrétions (troisième) : p. 310, 312, 316, 352, 365, 377, fig. 163, 169, 184
Niveau à Triplasia : p. 316, 352, fig. 169
Niveau bioturbé à bivalves : p. 339, 344, 350, 351, 364, 376, fig. 161, 163, 164, 169, 178
Niveaux condensés (de l'Oxfordien inférieur) : p. 102, 156, 365, fig. 4, 20, 21, 169, 170, 171
Niveau (à) des biohermes : p. 154, fig. 80
Niveaux silteux : p. 32-44, fig. 8-15, pl. 30, 31
Nodobacularia : p. 318, fig. 145, 146
Nodobacularia bulbifera : p. 318, fig. 100, 144, 155
Nodosaria : p. 319, fig. 101
Nodosaria corallina : fig. 101, 116
Nodosaria cf. *rudis* : fig. 101, 116
Nodosariidae (= Lagenidae) : p. 218, 319, fig. 21, 102, 110, 111, 116, 149-154
Nubéculaires : p. 308, 316, pl. 20, fig. 5-8
Nubecularia : p. 308
Nubeculariidae : p. 218, 308, 316, fig. 21, 100
Nubeculinella, Nubéculinelles : p. 124, 130, 206, 242, 308, 317, fig. 56-58, 66, 93-95, 100, 145, 146, pl. 2, fig. 2, pl. 14, fig. 2, 3, 5, 8, pl. 19, fig. 6
Nubeculinella tibia : p. 318
Nucleata douvillei : p. 226, 348, fig. 107
Oncoïdes : p. 55
Oncoïdes à nubéculaires : p. 56, 58, 306-309, 312, fig. 19, 20, 21, 142, 160, pl. 21-23
Oncolithes : p. 55, 58, 311, 313, fig. 20, 21, 142, pl. 24, fig. 6
Oncousoecia : fig. 93, 98
Oncousoecia (Proboscina) ammonitorum : p. 204, fig. 95
Ooïdes : p. 54
Oolithes : p. 54-55, 58, fig. 19, 20, 21
Oolithes ferrugineuses : p. 55, fig. 20, 21, pl. 24, fig. 1
Oolithe ferrugineuse de Pontarlier : p. 24, 102, fig. 4, 169
Oolithes micritiques : p. 54, 55, fig. 20, 21, pl. 24, fig. 3
Oolithes radiaires : p. 54, 55, fig. 20, 21, pl. 24, fig. 4, 7, 8, 9
Oolithes sparitiques : p. 55, fig. 20, 21, pl. 24, fig. 2
Ophiacantha ? constricta : p. 358
Ophiacantha ? suprajurassica : p. 358
Ophioderma ? spectabilis : p. 358
Ophiomusium cf. *gagnebini* : p. 358
Ophiomusium praecisum : p. 358
Ophiopetra ? oertlii : p. 358
Ophiomorpha : p. 295
Ophiures, Ophiurides : p. 226, 308, 356, fig. 102, 110, 111, 116, 149-154
Ophthalmidium : p. 170, 218, 317, 318, 325, 333, fig. 102, 110, 111, 116, 145, 149-154, 155, 156
Ophthalmidium strumosum : p. 317, fig. 100, 116
Oppeliidae : p. 226, 232, fig. 104, 110, 111, 113
Organic bank : fig. 132
Organic buildup : p. 287, fig. 132

Organic reef : fig. 132
Ostracodes : p. 220, 322-324, fig. 102, 103, 110, 111, 116, 149-154
Ostreacea, Ostreidae, Ostréidés : p. 140, 206, 226, 308, 346, fig. 46, 63, 93, 95, 98, 122, 159, 160
Oxfordien (Affleurements) : fig. 3 + Annexe
Oxfordien (Paléogéographie) : fig. 170-185
Oxfordien (Stratigraphie) : p. 19-24, fig. 4, 5, 169
Oxygénation : p. 61, 243
Paalzowella : p. 238
Paalzowella feifeli : p. 218, 319, fig. 101, 116
Paalzowella turbinella : p. 218, 319, fig. 101, 116
Pachyteichisma : p. 200, fig. 84
Pachyteichisma gresslyi : p. 188, 194, 195, 197, fig. 84, pl. 9, fig. 1, 2
Pachyteichisma lopas : p. 189, fig. 84, pl. 8, fig. 7
Pachyteichisma minor : p. 189, fig. 84
Paleogaudryina magharaensis : p. 215, 316, fig. 100, 155
Paleonucula : fig. 105, 110
Palmula delongchampsi : p. 319, fig. 101, 116
Paracypris acris : p. 324, fig. 103
Paratisoa contorta : p. 298, fig. 137, 139, 140, pl. 28, fig. 7
Pareodinia ceratophora : fig. 31, 116
Pecten ? subpunctatus : fig. 105
Pectinacea, Pectinidae, Pectinidés : p. 206, 226, 308, fig. 93, 95, 98, 108, 109
Pellet : p. 34, 43, 50-53, 78, 172, fig. 16, 17, 18, 20, 21
Pelletoïde, Pelletoid : p. 50, 52, fig. 16
Peloïde, Peloid : p. 50, 52, 131, fig. 16
Pelote fécale : p. 51, fig. 16
Pentacrinites : fig. 109
Perforations : p. 140, 303-304, 308, fig. 46, 63, 122, 160, pl. 4, fig. 4, pl. 18, fig. 4-6, pl. 21, fig. 4, 5, pl. 22, fig. 2, pl. 23, fig. 5, pl. 29
Péridiniens : fig. 116
Perisphinctidae : p. 226, 232, fig. 104, 110, 111, 113, 160
Peronidella : p. 337, fig. 160
Peronidella amicorum :p. 337
Peronidella bronii : p. 337
Peronidella conoidea : p. 337
Peronidella jurassica : p. 337
Petrobonia massiliana : p. 210
Petrosia : p. 282
Pharetrones : p. 337, fig. 157
Phlyctocythere : p. 324, fig. 103
Pholadidae : fig. 106
Pholadomya : fig. 106, 158, 160
Pholadomya canaliculata : p. 346, fig. 106
Pholadomya flabellata : fig. 106
Pholadomya hemicardia : fig. 106
Pholadomya lineata : p. 346, fig. 106
Pholadomya protei : p. 346, fig. 106
Phylloceratidae : fig. 104, 110, 111, 113
Phylomedes : p. 324
Pinna, Pinna lanceolata : p. 340, 346, fig. 105, 160
Placothyris rollieri : p. 226, 348, fig. 107
Placunopsis : p. 206, fig. 95, 105
Plagioecia : fig. 93, 95, 98
Plagioecia allaudi : p. 204, pl. 10, fig. 5
Plagioecia foliacea : p. 204
Plagioecia orbiculata : p. 204, pl. 10, fig. 4
Plagiostoma : fig. 105, 110
Planiinvoluta : p. 319, fig. 100
Planolites : p. 298
Plate-forme jurassienne : fig. 44, 170-185, 186, 187
Platychonia argoviana : p. 190, fig. 84
Platychonia auriformis : p. 190, fig. 84
Platychonia magna : p. 281
Platychonia oppeli : p. 191, fig. 84
Platychonia ostreaformis : p. 191, fig. 84
Platychonia rotunda : p. 191, fig. 84
Platychonia tuberosa : p. 191, fig. 84
Platychonia vagans : p. 191, fig. 84
Platylophocythere hessi : p. 324, fig. 103
Platymyoidea : fig. 106
Plegiocidaris : p. 308, 353, fig. 110, 111, 160, 165
Plegiocidaris blumenbachi : fig. 109
Plegiocidaris cervicalis : fig. 109
Plegiocidaris coronata : p. 226, fig. 109, 165
Plegiocidaris laeviuscula : p. 226, fig. 109
Plegiocidaris matheyi : p. 226,fig. 109
Plegiocidaris monasteriensis : fig. 109
Plegiocidaris monolifera : fig. 109
Plegiocidaris propinqua : fig. 109
Plegiocidaris schlonbachi : fig. 109
Pleuromya : p. 346, fig. 106
Pleurotomaria : p. 226, fig. 106
Plocoscyphia : p. 195
Podichnus : p. 304, 347
Poinçonnement : p. 121
Poitou : p. 271
Polarité : p. 125, 202, 208, fig. 52-56, 93, 94, pl. 7, fig. 1, 2, pl. 12, pl. 13, pl. 18, fig. 3
Pollens et spores : p. 85, 220
Pologne : p. 276, fig. 128
Polycope : p. 220, 322, fig. 103, 110, 111, 116
Polymorphinidae : p. 213, 218, 321, fig. 101
Pomatoceros triqueter : p. 211
Pontocyprella : p. 220, 322, fig. 110, 111, 116
Pontocyprella suprajurassica : p. 322, fig. 103
Pontocypris : p. 324, fig. 103
Porospongia : p. 194, fig. 83, pl. 11, fig. 12, 13, pl. 12, fig. 3
Porospongia fungiformis : p. 183, fig. 83
Porospongia impressa : p. 183, fig. 83
Porospongia marginata : p. 184, fig. 83
Procytheridea : fig. 110
Procytheridea ? gublerae : p. 220, 322, fig. 103, 116
Producteurs : p. 233, fig. 114, 115
Profondeur : p. 232, 246-249, 250, 269, 299, 313, 324, 325, 338, 352, 356, fig. 118, 127, 140, 157, 167
Progonocythere martini : p. 324, fig. 103

Procythere aff. *rodewaldensis* : p. 324, fig. 103
Provence : p. 271
Pseudobioherme : fig. 132
Pseudobrèche (ferrugineuse) de Saint-Claude : p. 24, 102, fig. 4, 169
Pseudolitophyllum : p. 250
Pseudomorphoses : p. 62, pl. 40
Pseudonodosaria vulgata : p. 319, fig. 101, 116
Pseudopellet : p. 50, 52, 78, fig. 16, 17, 18
Pterocystidiopsis halosa : fig. 31
Pterocystidiopsis treptensis : p. 87, fig. 31
Pulchrilamina : p. 279
Pycnodonte : fig. 105
Pyrénées : p. 271
Pyrite : p. 60, 178, 261
Quartz : p. 28, 32-47, fig. 9, 17, 21, 78, pl. 30, fig. 4-7, pl. 33, fig. 9, 10
Quasihermanites : p. 324, fig. 103
Quinqueloculina : p. 319, fig. 100
Radicipora radiciformis : p. 204, 207, fig. 95, 96, 98
Ramulina fusiformis : p. 321, fig. 101, 116
Réceptaculitidés : p. 279
Récif, reef, riff : p. 287, fig. 132
Rectocythere aff. *juglandiformis* : p. 324, fig. 103
Renalcis : p. 278, 279
Renversement de subsidence : p. 24, 376, 377, fig. 5, 186
Reprise de sédimentation argovienne : p. 24, 156, 159, fig. 5, 186
Réseau trophique : p. 235, fig. 114
Rhabdocidaris : fig. 110, 111
Rhabdocidaris caprimontata : p. 172, 353, fig. 79, 109, 165
Rhabdocidaris nobilis : p. 353, fig. 109, 165
Rhabdotites, Rhabdotites mortenseni : p. 354, 356, fig. 109, 116, 166, 167, 168
Rhaxella : p. 335
Rhaxes : p. 170
Rheophax : p. 215, 315, fig. 100
Rhizocorallium : p. 295, 299, fig. 8, 138, 139, 140, pl. 28, fig. 8
Rhyncholites, *Rhyncholithes lochensis* : p. 226
Rhynchonella pectunculoides : p. 308, 310, 348, 352, fig. 107, 162
Rhynchonella rivelensis : p. 347, 350, fig. 107
Rhynchonella trilobata : p. 348, fig. 107
Rhynchonellidae : fig. 160
Rides de courant, ripple marks : p. 36, 38, 42, 43, fig. 8, 10, 12, 13, pl. 30, fig. 1, 3, pl. 31, fig. 3-5
Rioultina, Rioultina virdunensis : p. 206, 207, 212, fig. 93, 95, 98, pl. 11, fig. 5-7, pl. 12, fig. 3, 4
Rotaliina : p. 218, fig. 100, 101
Roumanie : p. 275, fig. 128
Rythmes complexes : p. 90-106
Rythmes élémentaires : p. 82-90
Salinité : p. 243
Schuleridea : p. 322, 324, fig. 155
Schuleridea minuta : fig. 103
Schuleridea triebeli : p. 220, 322, fig. 103, 148
Scriniodinium galeritum : p. 87, fig. 31, 116
Sediment pile : fig. 132
Sentusidinium brevispinosum : fig. 31
Sentusidinium echinatum : fig. 31
Sentusidinium pilosum : p. 87, fig. 31
Sentusidinium rioultii : fig. 31, 116
Sentusidinium verrucosum : fig. 31, 116
Séquence condensée : p. 136, fig. 59
Séquence de Bouma : p. 36, 41
Séquence dilatée : p. 136, fig. 59
Séquence inférieure : p. 24, 29, 103, 150, 365, fig.5, 43
Séquence klupfélienne : p. 91, 103, fig. 43
Séquences négatives : p. 92, fig. 43
Séquences positives : p. 92, fig. 43
Séquence supérieure : p. 24, 31, 104, 160, 365, 376, fig. 5, 43
Serpula (Cycloserpula) cingulata : p. 204, fig. 93, 95, 98, pl. 10, fig. 11
Serpula (Cycloserpula) flaccida : p. 204, 212, fig. 93, 95, 98, pl. 10, fig. 6, pl. 12, fig. 6
Serpula (Cycloserpula) gordialis : p. 204, 212, fig. 93, 95, 96, 98, pl. 10, fig. 7
Serpula (Cycloserpula) munsteri : p. 204, 207, fig. 93, 95, 96, 98, pl. 10, fig. 8
Serpula (Cycloserpula) sp. 1 : p. 204, fig. 93, 95, 98, pl. 10, fig. 13
Serpula (Dorsoserpula) lumbricalis : p. 204, fig. 95, 98
Serpula (Dorserpula) sp. 2 : p. 204, 212. fig. 93, 95, 96, 98, pl. 10, fig. 9, pl. 12, fig. 3, 7
Serpula (Pentaserpula) ornata : p. 228
Serpula (Tetraserpula) deshayesi : p. 204, fig. 95, 98, pl. 11, fig. 2
Serpula (Tetraserpula) quadrisulcata : p. 228, 359, pl. 22, fig. 7, pl. 33, fig. 6, 7, pl. 35, fig. 4
Serpula (Tetraserpula) sp. 3 : p. 204, 207, fig. 93, 95, 98, pl. 11, fig. 1
Serpula (Tetraserpula) tricarinata : p. 204, 207, fig. 95, 96, 98, pl. 10, fig. 12, pl. 12, fig. 8
Serpula (Tetraserpula) trochleata : p. 204, 207, fig. 95, 96, 98, pl. 10, fig. 10
Serpules, Serpulidae : p. 202, 211, 359, fig. 21, 93, 94, 95, 96, 98, 160, pl. 10-12
Seuil de la Haute Chaîne : p. 24, 103, 175, 375, fig. 5
Shell bank : fig. 132
Silice : p. 260, 261, fig. 21
Sinosura wolburgi : p. 358
Siphodendron girardoti : p. 295
Sirmiodinium oxfordianum : p. 87, fig. 31, 116
Skolithos : p. 298
Slump scar : p. 68, fig. 23
Somalirhynchia moeschi : p. 308, 310, 348, 352, fig. 107, 162
Souabe : p. 263, fig. 125
Sphaeraster scutatus : p. 226, fig. 109
Spheciospongia vesparia(um) : p. 213, 282
Sphérite : p. 71, pl. 36, fig. 1
Spicules : p. 124, 195, 260, 325, fig. 21, 78, 124, pl. 17, fig. 32

Spirillina elongata : p. 218, 319, fig. 101, 110, 111, 116
Spirillina polygyrata : p. 218, 319, fig. 101, 110, 111, 116
Spirillina tenuissima : p. 218, 319, fig. 101, 110, 111, 116
Spirillines, Spirillinidae : p. 218, 238, 319, fig. 101, 102, 116, 149-154, 155
Spondylopecten : fig. 105
Spondylus : p. 206, fig. 95, 105
Spongiaires : p. 179-201, 334-338
Spongitien : p. 113
Sporadopyle favrei : p. 185, fig. 83
Sporadopyle flabellum : p. 185, fig. 83
Sporadopyle germinata : p. 185, fig. 83
Sporadopyle obliqua : p. 186, 206, fig. 83, pl. 9, fig. 5, pl. 11, fig. 3
Sporadopyle tenuis : p. 186, fig. 83, pl. 9, fig. 8
Stauractines : p. 210
Stauroderma : p. 210
Stauroderma birmensdorfensis : p. 183, 197, fig. 83, pl. 7, fig. 3, pl. 8, fig. 1
Stauroderma depressa : p. 183, fig. 83
Stauroderma vasa : p. 183, fig. 83
Stegoconcha : fig. 105
Stellerides : p. 358
Stephanolytron caytonense : fig. 31, 116
Stephanophyllia : p. 228
Sterrasters : p. 170, 335, pl. 32
Stichopitidae : p. 354
Stomatopora : fig. 93, 98
Stomatopora corallina : p. 204, fig. 95, pl. 10, fig. 3
Storm deposit : p. 41
Stratification ondulée : p. 69, 96, fig. 24, 25, pl. 38, fig. 3, 4, pl. 39, fig. 4-7
Stratification sphéritique : p. 71, pl. 36, fig. 1
Stratigraphic reef : fig. 132
Strioterebra : fig. 106
Stromatactis : p. 279
Stromatolithes : p. 132, 268, 279, 285
Structure authiclastique : p. 63
Structure cryptalgaire : p. 133
Structure engrenée : p. 49, pl. 41, fig. 2
Structure grumeleuse : p. 50
Structure péloïdale : p. 131, 284, pl. 15, fig. 4, 6
Structure punctique : p. 49, pl. 41, fig. 4
Structure serrée : p. 49, pl. 41, fig. 1, 3, 5, 7
Subdelloidina, Subdelloidina haeusleri : p. 131, 213, 215, 316, fig. 100, pl. 19, fig. 3, 4
Suisse : p. 277
Suspensivores : p. 233, fig. 114, 115
Systematophora fasciculigera : fig. 31
Systematophora lunctispina : fig. 31, 116
Taux de sédimentation : p. 246, 300, 318, fig. 118, 141, 145, 146
Teichichnus : p. 298, fig. 138
Tellimya : fig. 106
Température : p. 243
Tempestite : p. 41
Teneur en $CaCO_3$: p. 65, 82, 88, 90, 138, 141, 158, 162, 246, fig. 30, 32, 33, 62, 72, 75, 81, 118
Tentilenticulina : p. 321
Terebella lapilloides : p. 204, 207, fig. 95, 98, pl. 10, fig. 14
"Terebratula" choffati : fig. 107
Térébratules, Terebratulidae : fig. 110, 111, 160
Terre alémanique : p. 46
Terre ardennaise (ou ardenno-rhénane) : p. 47, 108, 249
Tetrapora suevica : p. 228, fig. 110, 111
Textularia, Textularia jurassica : p. 215, 315, fig. 100, 116
Textulariina : p. 215, fig. 100
Texture bafflestone : p. 138
Texture bindstone : p. 138
Texture boundstone : fig. 21
Texture grainstone : p. 75, fig. 21, 27, 29
Texture mudstone : p. 72, 78, fig. 21
Texture packstone : p. 72, 79, fig. 21, 26, 29
Texture wackestone : p. 72, 79, fig. 21, 26, 29
Thalassinoides : p. 37, 65, 94, 96, 158, 172, 177, 178, 255, 262, 295-303, 346, 365, fig. 8, 10, 63, 116, 122, 135, 139, 140, 141, 160, pl. 28, fig. 3-6
Thécidées, Thecideacea : p. 206, 208, fig. 94, 95, 96
Theelia, Theelia cf. *heptalampra* : p. 354, fig. 109, 116, 168
Theeliidae : p. 354
Thurammina : p. 131, 213, 214, pl. 19, fig. 9
Thurammina papillata : p. 213, 215, 316, fig. 100
Thurammina tuberosa : p. 213, 215, 316, fig. 100
Tisoa : p. 298
Tolypammina, Tolypammina vagans : p. 131, 213-215, 316, fig. 99, 100, pl. 19, fig. 5, 7, 8, pl. 42, fig. 8, 9
Tool casts : p. 37, pl. 31, fig. 7, 8
Traction carpet : p. 37
Tremadictyon crateridormis : p. 183, fig. 83
Tremadictyon reticulatum : p. 183, fig. 83, pl. 7, fig. 5
Trichites : fig. 104
Trigonellina, Trigonellina minima : p. 226, 349, 351, fig. 107, 111
Trigonia, trigonies : p. 346, fig. 8, 106, 160, pl. 30, fig. 2
Trigonia reticulata : fig. 106
Triplasia kimeridensis : p. 215, 316, 352, fig. 100
Tristix acutangulus : p. 321, fig. 101, 116
Trochammina, Trochammina inflata : p. 215, 315, fig. 100, 116
Trochidae : fig. 106
Trochobolus cylindratus : p. 189, fig. 84
Trochobolus dentatus : p. 189, 197, fig. 84, pl. 9, fig. 6
Tubéroïdes : p. 58, 146, fig. 19, 20, 21, 66, 142, pl. 15, fig. 5, pl. 16
Turbidité : p. 245, fig. 118
Vaginulina macilenta : p. 319, fig. 101, 116
Valvulina lobata : p. 213, 214, 215, 316, fig. 100, pl. 19, fig. 1, 2

Veneridae : fig. 105
Vernionella : p. 324, fig. 103
Verrucocoelia bonjouri : p. 184, fig. 83
Verrucocoelia gregaria : p. 184, fig. 83
Verrucocoelia cf. *major* : p. 185, 194, 195, 197, fig. 83, pl. 9, fig. 10
Verrucocoelia ramosa : p. 185, fig. 83, pl. 9, fig. 7
Verrucocoelia verrucosa : p. 185, 197, fig. 83, pl. 9, fig. 11
Vertébrés : p. 228
Wavy bedding : p. 69, 96, 98, fig. 24, 25, pl. 38, fig. 3, 4, pl. 39, fig. 4-7
Yonne : p. 270
Zeilleria ledonica : p. 347, 349
Zitellina, Zitellina cf. *orbis* : p. 226, 349, fig. 107, 110
Zonation bathymétrique : p. 232, 269, 299, 313, 324, 338, 356, fig. 127, 140, 157, 167
Zoophycos : p. 71, 293, 299, 300, fig. 134, 139, 140

INDEX DES AFFLEUREMENTS

A - PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS ETUDIES

Ne sont répertoriés ici que les coupes et gisements cités dans le texte, signalés sur les cartes ou illustrés. Le but de cet index est double :

- situer ces affleurements ;
- assurer la liaison entre les informations données dans ce travail et celles données dans le travail précédent de R. ENAY (1966).

Sont indiqués, pour chacun de ces affleurements :

- Le code (en 3 lettres) permettant la localisation sur les différentes cartes du présent travail (voir fig. 3 en particulier).
- Le nom de la localité correspondante.
- Le numéro de référence correspondant au fichier "Gisements" du Département des Sciences de la Terre - Université de LYON (CHEVALIER et DAVID, 1968).
- Les formations oxfordiennes concernées. Sont soulignées les formations actuellement bien exposées (totalement ou partiellement).
- Le ou les renvois aux figures du présent travail. On rappelera que la figure 169 donne une image synthétique des principales coupes et les corrèle.
- Le ou les renvois éventuels au texte (description de la coupe) ou aux figures (localisation, logs) de R. ENAY ou lorsque cela a été jugé utile, d'autres auteurs.

AND - ANDELOT-EN-MONTAGNE
5 090 39 009 01
Marnes à Creniceras renggeri → Couches de Birmensdorf, Calcaires hydrauliques → Couches du Geissberg.
Fig. 3, 149, 151, 152, 169.
R. ENAY (1966) : p. 156-159, fig. 40.
J. MAGNE & G. MASCLE (1964).

APR - APREMONT
5 090 01 011 09
Marnes à Creniceras renggeri → Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 36, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 168, 169.
R. ENAY (1966) : p. 134-137, fig. 31, 32.

ARB - CIRQUE DES ARBOUX
5 090 39 228 02
Marnes à Creniceras renggeri → Couches du Geissberg, Calcaires lités, Couches du Morillon (en incluant la coupe complémentaire du ruisseau du Sauget = SAU).
Fig. 3, 27, 34, 153, 154, 169 .
R. ENAY (1966) : p. 150-151, fig. 38, 55.

ARC - ARNANS-CUVERGNAT
5 090 01 020 04
Marnes à Creniceras renggeri , Couches de passage, Calcaires hydrauliques → Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 7, 79, 150, 151, 161, 169.
R. ENAY (1966) : p. 192-298, fig. 47, 51, 54, 55.

ARD - CROIX D'ARANDAS
5 090 01 013 04
Calcaires lités.
Fig. 3, 154.
R. ENAY (1966) : p. 79, fig. 16.

ARM - ARC-SOUS-MONTENOT
5 090 25 026 02
Marnes à Creniceras renggeri → Calcaires hydrau-

liques inférieurs.
Fig. 3, 149, 150, 169.
R. ENAY (1966) : p. 160-163, fig. 42, 43.

ARP - CIRQUE DES ARPINES
5 090 01 104 07
Couches de Birmensdorf → Calcaires pseudo-lithographiques.
Fig. 3, 77, 151, 152, 169, pl. 5, fig. 1, 3.
R. ENAY (1966) : p. 127-128.

ARV - RUISSEAU D'ARVIERES
5 090 01 218 05
Marnes à Creniceras renggeri → Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 169.
R. ENAY (1966) : p. 113-116, fig. 27, 28.

BEN - BENONCES
5 090 01 037 02
Couches à sphérites, Couches de Birmensdorf, Calcaires lités.
Fig. 3, 70, 150, 151, 169, pl. 6, fig. 4, pl. 37, fig. 3.
R. ENAY (1966) : p. 83.

BIL - LA BILLAUDE
5 090 39 545 02
Marnes à Creniceras renggeri → Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 149, 151, 152, 153, 169.
R. ENAY (1966) : p. 166-169, fig. 45, 47, 55.
L. A. GIRARDOT (1888).

BTH - COL DU BERTHIAND
5 090 01 214 03
Couches d'Effingen → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 36, 38, 154, 169.

CAR - COMBE D'ARNANS
5 090 01 020 03
Couches d'Effingen → Calcaires lités.
Fig. 3, 25, 36, 39, 152, 153, 154, 169, pl. 36, fig. 3, 8, pl. 38, fig. 1, 3, pl. 39, fig. 4, 5.
R. ENAY (1966) : p. 198-199, fig. 54, 55.

CDD - LA-CHAUX-DU-DOMBIEF
5 090 39 131 02
Couches de Birmensdorf → Couches d'Effingen, Couches du Geissberg.
Fig. 3, 34, 151, 152, 153, 169, pl. 36, fig. 2, 7.
R. ENAY (1966) : p. 143-144, fig. 36.

CEF - CEFFIA
5 090 39 082 01
Couches de passage → Calcaires hydrauliques.
Fig. 3, 79, 169.
R. ENAY (1966) : p. 190-191, fig. 47, 51, 53.

CHA - CHAMPFROMIER
5 090 01 081 03
Marnes à Creniceras renggeri → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 36, 151, 152, 153, 154, 169, pl. 1, fig. 6.
R. ENAY (1966) : p. 129-134, fig. 30, 31.

CHM - TUNNEL DE CHAMOISE
5 090 01 101 02
Fig. 3.
P. BIENFAIT (1981).

CHN - LE CHANAY
5 090 01 416 02
Marnes à Creniceras renggeri → Couches d'Effingen.
Fig. 3, 151, 152, 169, pl. 1, fig. 4, pl. 4, fig.8.
R. ENAY (1966) : p. 100, 102-103, fig. 20, 21.

CHR - CHARETTE
5 090 38 320 01
Couches à sphérites, Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 150, 169.
R. ENAY (1966) : p. 58-59, fig. 5.

CHT - GRAND-CHATEL/PETIT-CHATEL
5 090 39 561 01
Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3.

CLB - GRAND COLOMBIER
5 090 01 118 04
Couches d'Effingen → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 154, 169.

CLE - CLEON
5 090 01 119 03
Marnes à Creniceras renggeri → Calcaires lités.
Fig. 3, 149.
R. ENAY (1966) : p. 120.

CLS - GRAND COLOMBIER (sommet)
5 090 01 453 09
Couches d'Effingen → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 169.

COL - LES COLLANDRONS
5 090 39 068 02
Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 153, 169.
R. ENAY (1966) : p. 146.

COR - CHATILLON-DE-CORNELLE
5 090 01 056 10
Marnes à Creniceras renggeri, Couches à

sphérites, Couches de Birmensdorf → Calcaires lités.
Fig.3, 70, 72, 73, 81, 149, 150, 151, 152, 154, 169, pl. 1, fig. 1, pl.3, fig. 3, pl. 5, fig. 8, pl. 6, fig. 6, 7, pl. 36, fig. 1.
R. ENAY (1966) : p. 118.

CPR - CRET POURRI
5 090 39 125 06
Pseudobrèche ferrugineuse → Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités (en incluant la coupe complémentaire du Pontet : PON).
Fig. 3, 24, 37, 152, 153, 154, 169, pl. 1, fig. 5, pl. 38, fig. 4.
R. ENAY (1966) : p. 138-142, fig. 31, 33, 34, 35.

CRD - CIRQUE DE COLLIARD
5 090 01 274 01
Couches de Birmensdorf → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 169.
R. ENAY (1966) : p. 121-122, fig. 31.

CRL - CORLIER
5 090 01 056 11
Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, pl. 1, fig. 7, pl. 36, fig. 4, pl. 39, fig. 6, 7.

CSA - CHATILLON-SUR-AIN
5 090 39 109 02
Calcaires hydrauliques, Couches d'Effingen.
Fig. 3, 7, 79, 151, 152, 169.
R. ENAY (1966) : p. 171-175, fig. 46, 47.

DAU - LAC DAUPHIN
5 090 38 054 06
Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 23, pl. 39, fig. 1, 2, 3.

EVO - EVOSGES
5 090 01 155 01
Couches de Birmensdorf → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 151, 154, 169, pl. 2, fig. 5, pl. 4, fig. 1.
R. ENAY (1966) : p. 103-105, fig. 20, 21, 23, 31.

FCL - COL DE LA FAUCILLE
5 090 01 173 03
Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3.

GER - GERMAGNAT
5 090 01 172 03
Couches de passage → Couches du Geissberg.
Fig. 3, 150.
R. ENAY (1966) : p. 199-200.

GIR - CREUX DU GIRON
5 090 39 328 02
Marnes à Creniceras renggeri → Calcaires hydrauliques → Calcaires lités.
Fig. 3, 6, 7, 30, 33, 36, 78, 79, 81, 149, 150, 151, 152, 153, 169.
R. ENAY (1966) : p. 175-177, fig. 47, 48, 51, 55.

HIL - SAINT-HILAIRE-DE-BRENS
5 090 38 392 01
Argile bariolée de St Hilaire, Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 151, 169.
R. ENAY (1966) : p. 57-58, fig. 4, 5.

LAR - CARRIERE DU LARMONT
5 090 25 462 01
Couches de Birmensdorf
Fig. 3, 151.
R. ENAY (1966) : p. 152.

LHT - GRANGE DES ORGIERES - LIGNE A HAUTE TENSION
5 090 39 125 09
Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 151.

LON - LONGECOMBE
5 090 01 222 02
Marnes à Creniceras renggeri → Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 149, 151, 169.
R. ENAY (1966) : p. 119-120.

MAC - MACONNOD
5 090 01 060 05
Marnes à Creniceras renggeri → Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 149, 150, 151, 169.

MAR - MARIGNY-SUR-AIN
5 090 39 313 01
Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 153, 169.
R. ENAY (1966) : p. 170, fig. 55.

MCP - MARCHAMP
5 090 01 219 01
Couches de Birmensdorf → Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 152, 153, 154, 169, pl. 6, fig. 2.

MEY - CHARTREUSE DE MEYRIAT
5 090 01 441 03

Marnes à Creniceras renggeri, Couches à sphérites, Couches de Birmensdorf → Calcaires lités.
Fig. 3, 70, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 169, pl. 4, fig. 6.
R. ENAY (1966) : p. 108-112, fig. 25, 26.

MOI - MOIRANS-EN-MONTAGNE
5 090 39 333 01
Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 34, 36, 40, 154, 169.

MOL - MOLINGES
5 090 39 339 01
Calcaires lités.
Fig. 3.

MRL - COLLINE DE MONTREAL
5 090 01 012 08
Couches d'Effingen, Couches du Geissberg.
Fig. 3, 152, 153, 169.
R. ENAY (1966) : p. 100-102, fig. 21.

MTG - MONTAGNIEU
5 090 01 255 01
Marnes à Creniceras renggeri, Couches à sphérites, Couches de Birmensdorf, Calcaires lités.
Fig. 3, 150, 151, 169.
R. ENAY (1966) : p. 76-78, fig. 14.

NAN - NANTEY
5 090 39 382 01
Calcaires lités.
Fig. 3, 26, 169.
R. ENAY (1966) : p. 187-188, fig. 55.

ONZ - ONOZ
5 090 39 394 01
Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 34, 36, 153, 169, pl. 21, fig. 1, 2, pl. 38, fig. 5, 6.

OUT - OUTRIAZ
5 090 01 282 02
Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 70, 151, 169, pl. 6, fig. 8.

PIA - LES PIARDS
5 090 39 417 02
Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 39, 169, pl. 36, fig. 5, 6.
R. ENAY (1966) : p. 144.

PLB - MONT-DE-PLOMB
5 090 01 013 05
Couches de Birmensdorf, Couches d'Effingen, Calcaires lités.
Fig. 3, 151, 152, 153, 169.
R. ENAY (1966) : p. 78-80, fig. 15, 16.

PON - LE PONTET
5 090 39 125 07
Pseudobrèche ferrugineuse, Couches de Birmensdorf, (= base de la coupe du Crêt Pourri = CPR).
Fig. 3, 45a, 47 a-b, 48A, 68, 69, 70, 73, 91, 151, 169 (in CPR), pl. 1, fig. 2, pl. 2, fig. 2, 4, 6, pl. 3, fig. 2, 6, 7, pl. 4, fig. 2, 7, pl. 6, fig. 1, 3, 5.
R. ENAY (1966) : p. 138-142, fig. 33, 34, 35, 58, 67.

RES - RESINAND
5 090 01 012 16
Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 47c, 151, pl. 3, fig. 5.

RIV - MONT-RIVEL
5 090 39 097 03
Marnes à Creniceras renggeri → Calcaires hydrauliques → Couches du Geissberg, Calcaires lités, Couches du Morillon.
Fig. 3, 8, 27, 28, 79, 149, 150, 151, 153, 154, 169, pl. 1, fig. 2, 8, pl. 30, fig. 1, 2, 3.
R. ENAY (1966) : p. 170-171.

ROC - COL DE LA ROCHETTE
5 090 01 185 10
Couches de Birmensdorf.
Fig. 3, 151.

ROF - RUISSEAU DE RONDE FONTAINE
5 090 25 157 02
Oolithe ferrugineuse de Pontarlier, Couches de Birmensdorf-Calcaires lités.
Fig. 3, 154, 169.
R. ENAY (1966) : p. 151-152.

ROT - ROTHONAY
5 090 39 468 03
Calcaires lités.
Fig. 3.

ROU - ROUGEMONT
5 090 01 012 07
Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques.
Fig. 3, 169.
R. ENAY (1966) : p. 105-106, fig. 22, 23.

SAM - SAMOGNAT
5 090 01 392 01
Calcaires lités, Couches du Morillon.
Fig. 3, 169.

SAP - SAPIN PRESIDENT
5 090 39 522 02
Calcaires lités.
Fig. 3, 169.

SAU - RUISSEAU DU SAUGET
5 090 39 228 01
Marnes à Creniceras renggeri → Couches de Birmensdorf, Couches d'Effingen (= base de la coupe du Cirque des Arboux = ARB).
Fig. 3, 149, 151, 152, 169 (in ARB).
R. ENAY (1966) : p. 148-150, fig. 38.

SAV - SAVIGNA
5 090 39 506 01
Couches de passage, Calcaires hydrauliques, Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 36, 39, 150, 152, 154, 161, 169, pl. 37, fig. 1, 2, pl. 38, fig. 2, 7
R. ENAY (1966) : p. 180-186, fig. 47, 50, 51, 55.

SCC - SAINT-CHAMP-CHATONOD
5 090 01 341 03
Calcaires pseudolithographiques, (Calcaires d'Aranc).
Fig. 3.

SEI - SEILLONAZ
5 090 01 400 01
Couches de Birmensdorf.
Fig. 3.

TRE - TREPT
5 090 38 515 10
5 090 38 515 03
Couches de Birmensdorf, Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 48B, 62A, 75, 110, 116, 152, 153, 154, 169, pl. 3, fig. 1.
R. ENAY (1966) : p. 60, 62-64, fig. 6, 9, 31.

VER - MOULIN DE VERTAMBOZ
5 090 39 556 01
Couches de passage, Calcaires hydrauliques inférieurs.
Fig. 3, 150.

VIA - VIADUC DE VILLARDS D'HERIA
5 090 39 561 02
Calcaires lités, Couches du Morillon.
Fig. 3, 26, 169, pl. 38, fig. 8.

VIC - CARRIERES VICAT
5 090 38 054 02
Couches d'Effingen → Calcaires lités.
Fig. 3, 45b, 46, 62 B-C, 63, 153, 154, 169, pl. 2, fig. 1, 3, pl. 3, fig. 4, pl. 4, fig. 3, 4, 5, pl. 5, fig. 4, 5, 7.
R. ENAY (1966): p. 60-68, fig. 7, 9, 31.

VIR - VIRIEU-LE-GRAND
5 090 01 452 04
Couches de Birmensdorf - Couches du Geissberg, Calcaires lités.
Fig. 3, 151, 152, 153, 154, 169, pl. 5, fig. 2, 6.
R. ENAY (1966) : p. 89-91.

B - PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DE BIOHERMES A SPONGIAIRES

Le but n'est pas ici de faire un inventaire exhaustif, mais seulement de situer les affleurements les plus intéressants contenant des biohermes à spongiaires.

La présentation des affleurements se fera par formations et, pour chacune d'entre elles, par régions. Le découpage régional est celui proposé par R. ENAY (1966). Un code en 3 lettres (voir index des principaux affleurements étudiés p. 423) permet de renvoyer aux éventuelles coupes décrites dans le texte et permet la localisation sur les cartes. Le numéro de référence correspondant au fichier "Gisements" du Département des Sciences de la Terre (Université de Lyon) est fourni.

I - LES BIOHERMES A SPONGIAIRES DES COUCHES DE BIRMENSDORF

1) Dans l'Ile Crémieu

TREPT (Isère) - TRE
5 090 38 515 10

SAINT-HILAIRE-DE-BRENS (Isère) - HIL
5 090 38 392 01

2) Dans le Massif de Portes-Molard Dedon

MONTAGNIEU (Ain) - MTG
5 090 01 255 01

BENONCES (Ain) - BEN
5 090 01 037 02

BUTTE DE VERCRA (Ain)
5 090 01 233 02

ORDONNAZ (Ain)
5 090 01 280 01

MARCHAMP (Ain) - MCP
5 090 01 219 01

MONT DE PLOMB (Ain) - PLB
5 090 01 013 05

SEILLONNAZ (Ain) - SEI
5 090 01 400 01

3) Dans les chaînons orientaux

VIRIEU-LE-GRAND (Ain) - VIR
5 090 01 452 07

4) Entre les Hopitaux et la Cluse de Nantua

LONGECOMBE (Ain) - LON
5 090 01 222 05

COL DE MONTRATIER (Ain)
5 090 01 056 12

LE CHANAY (Ain) - CHN
5 090 01 416 02

OUTRIAZ (Ain) - OUT
5 090 01 282 02

EVOSGES (Ain) - EVO
5 090 01 155 03

CHARTREUSE DE MEYRIAT (Ain) - MEY
5 090 01 441 03

RESINAND (Ain) - RES
5 090 01 012 16

MACONNOD (Ain) - MAC
5 090 01 060 05

CHATILLON-DE-CORNELLE (Ain) - COR
5 090 01 056 10

COL DE LA ROCHETTE (Ain) - ROC
5 090 01 185 10

5) Dans la Haute-Chaîne entre Nantua et Morez

APREMONT (Ain) - APR
5 090 01 011 09

LE PONTET - Saint-Claude (Jura) - PON
5 090 39 125 07

CHAMPFROMIER (Ain) - CHA
5 090 01 081 05

LA CHAUX-DU-DOMBIEF (Jura) - CDD
5 090 39 131 03

GRANGE DES ORGIERES - LIGNE A HAUTE TENSION (Jura) - LHT
5 090 39 125 09

6) Dans la Haute-Chaîne entre Morez et Pontarlier

RUISSEAU DU SAUGET - Foncine-le-Haut (Jura) - SAU
5 090 39 228 01

RUISSEAU DE RONDE FONTAINE - La Cluse-et-Mijoux (Jura) - ROF
5 090 25 157 02

CARRIERE DU LARMONT - Passage d'Entre-portes (Jura) - LAR
5 090 25 462 02

II - LES BIOHERMES A SPONGIAIRES DES CALCAIRES LITES

1) Dans l'Ile Crémieu

CARRIERE DE MONTBRON - TREPT (Isère) TRE
5 090 38 515 03

CARRIERE "VICAT" - MONTALIEU (Isère) VIC
5 090 38 054 02

CARRIERE "ALLARD et NICOLLET" - BOUVESSE-QUIRIEU (Isère) - VIC
5 090 38 054 01

2) Dans le Massif de Portes-Molard Dedon

MONTAGNIEU (Ain) - MTG
5 090 01 255 01

ORDONNAZ (Ain)
5 090 01 280 01

MARCHAMP (Ain) - MCP
5 090 01 219 01

MONT-DE-PLOMB (Ain) - PLB
5 090 01 013 05

BENONCES (Ain) - BEN
5 090 01 037 02

3) Entre les Hopitaux et la Cluse de Nantua

EVOSGES (Ain) - EVO
5 090 01 155 01

ROUGEMONT (Ain) - ROU
5 090 01 012 07

PLANCHES

PLANCHE 1

1 - La base de la série oxfordienne à Chatillon-de-Cornelle (Ain). Remarquer le ressaut topographique très net formé par les Couches de Birmensdorf.
rgr : Marnes à *Creniceras renggeri* - sph : Couches à sphérites - brm : Couches de Birmensdorf - efg : Couches d'Effingen.

2 - Les Couches de Birmensdorf au Pontet vers Saint-Claude (Jura).

3 - Les Calcaires hydrauliques supérieurs au Mont Rivel à Champagnole (Jura).

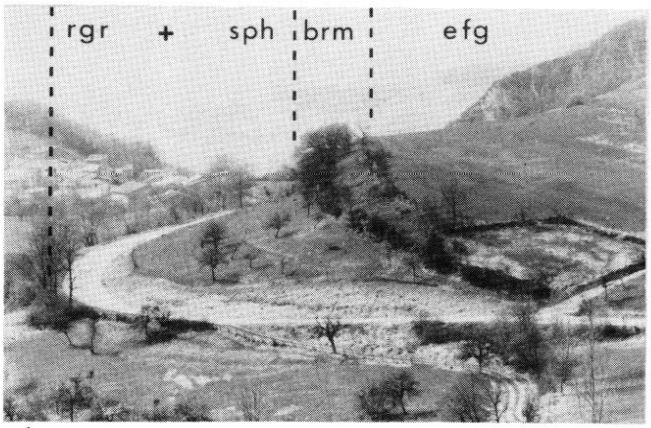
4 - Les Couches d'Effingen au Chanay vers Saint-Rambert (Ain).

5 - Les Couches du Geissberg au Crêt Pourri vers Saint-Claude (Jura). Noter la présence des 2 barres calcaires caractéristiques très bien individualisées.

6 - Les Calcaires lités au Cirque des Avalanches à Champfromier (Ain).

7 - Les Calcaires pseudolithographiques vers Corlier (Ain).

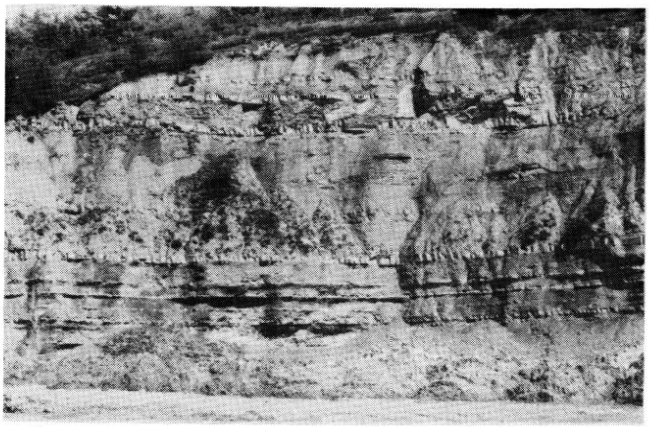
8 - Les Calcaires lités (faciès septentrional) et la barre calcaire surincombante des Couches du Morillon au Mont Rivel à Champagnole (Jura).



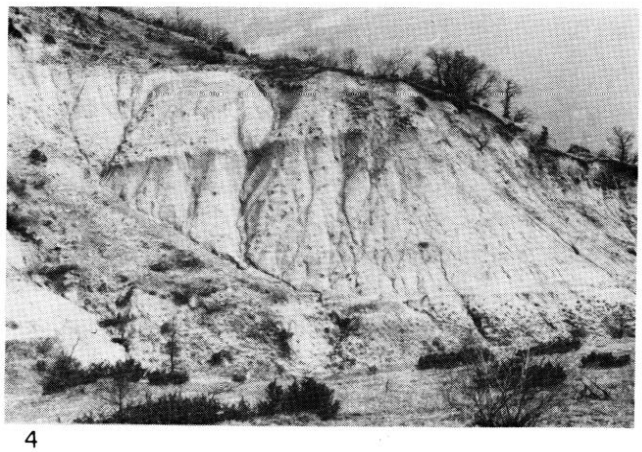
1



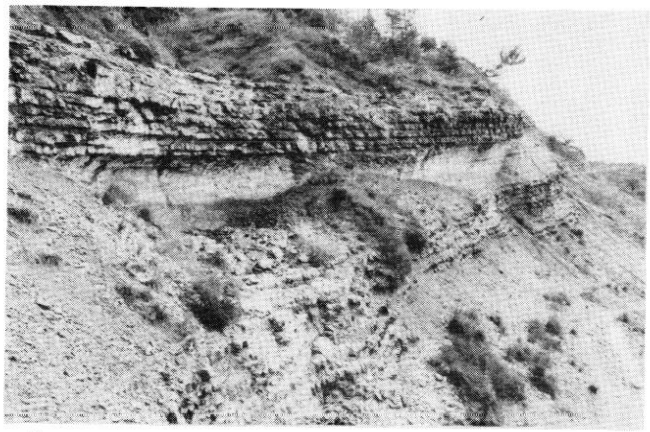
2



3



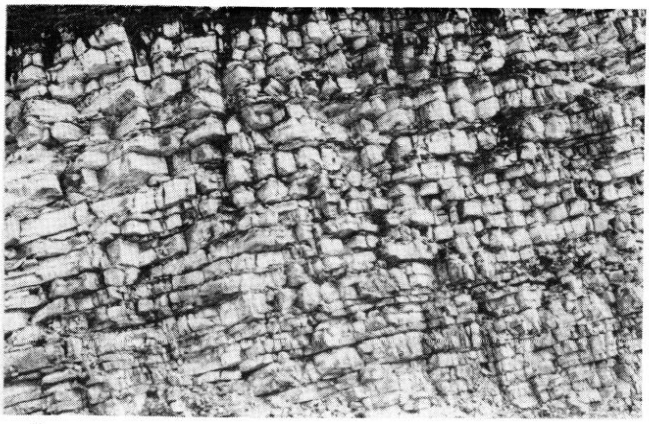
4



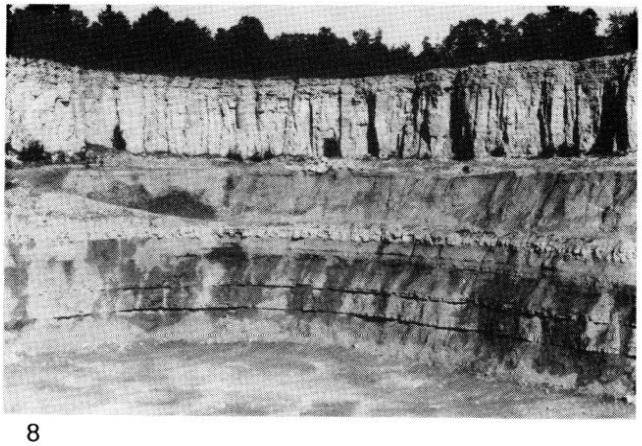
5



6



7



8

PLANCHE 2

1 - Répartition des biohermes à spongiaires dans les Calcaires lités de l'Ile Crémieu. Front de taille méridional de la carrière à ciment Vicat de Montalieu. Remarquer :
   1. juste au sommet de la zone d'éboulis, 4 petits biohermes élémentaires centrés sur les 2 mêmes bancs calcaires
   2. dans la partie médiane de la série visible, 3 biohermes complexes lenticulaires
   3. au toit de ces biohermes complexes un niveau nettement plus marneux renfermant 2 gros bancs calcaires
   4. au sein de ce niveau marneux, la disparition progressive vers la gauche du 2ème gros banc calcaire
   5. dans la série calcaire surincombante, l'absence de biohermes.

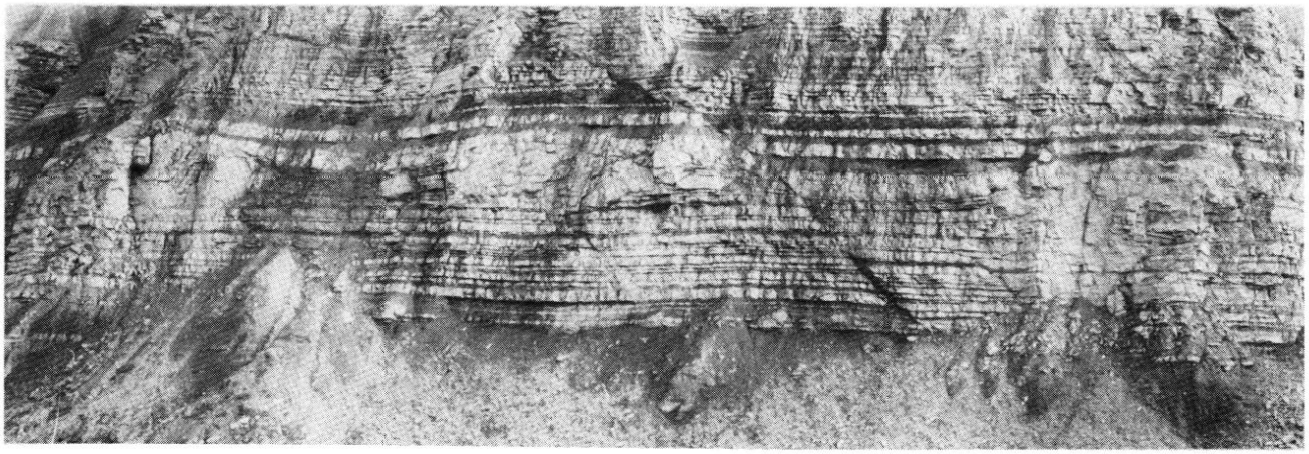
2 - Biohermes complexes en champignon. Couches de Birmensdorf - Le Pontet - Saint-Claude (voir fig. 48 A).

3 - Bioherme élémentaire type (B9) - Calcaires lités - Carrière Vicat - Bouvesse-Quirieu (voir fig. 45 B, 46).

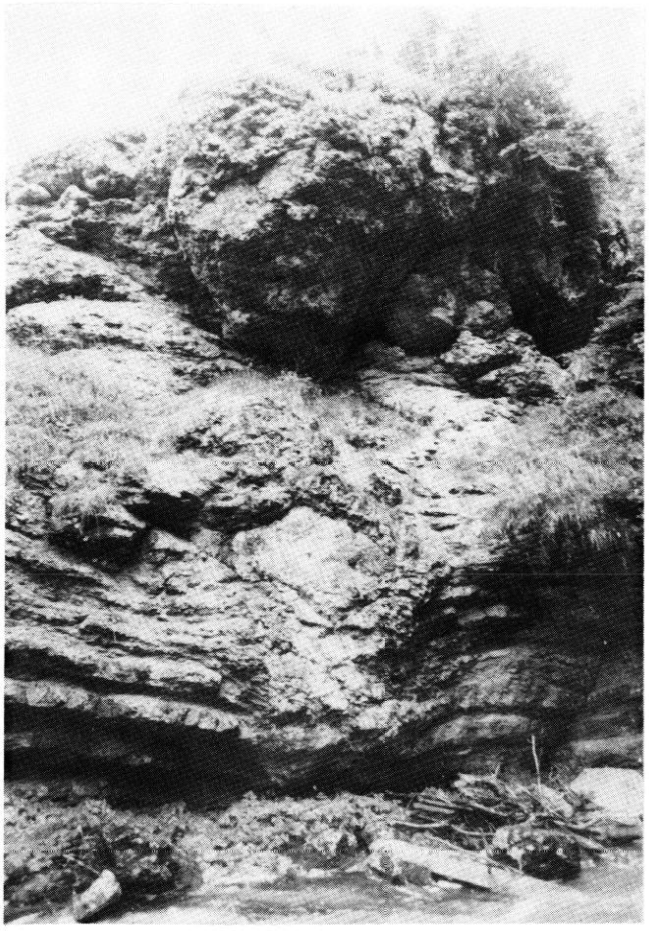
4 - Bioherme complexe en dôme - Couches de Birmensdorf - Le Pontet - Saint-Claude (voir fig. 47 B).

5 - Bioherme élémentaire. Calcaires lités - Evosges.

6 - Bioherme élémentaire. Couches de Birmensdorf - Le Pontet - Saint-Claude (voir fig. 45 A).



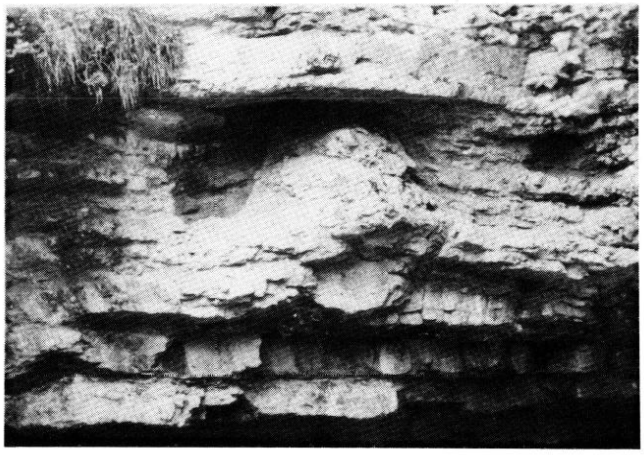
1



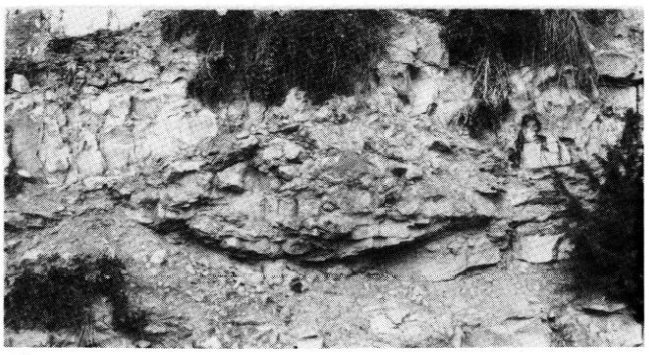
2



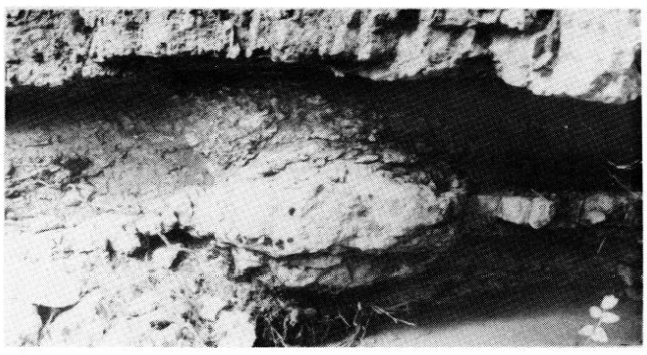
3



4



5



6

PLANCHE 3

1 - Biohermes complexes en champignon. Calcaires lités - Carrière de Montbron - Trept (voir fig. 48 B).

2 - Talus de la route entre le Pontet et la Main-morte au-dessus de Saint-Claude. Remarquer le contraste entre les zones construites et les zones stratifiées. Couches de Birmensdorf.

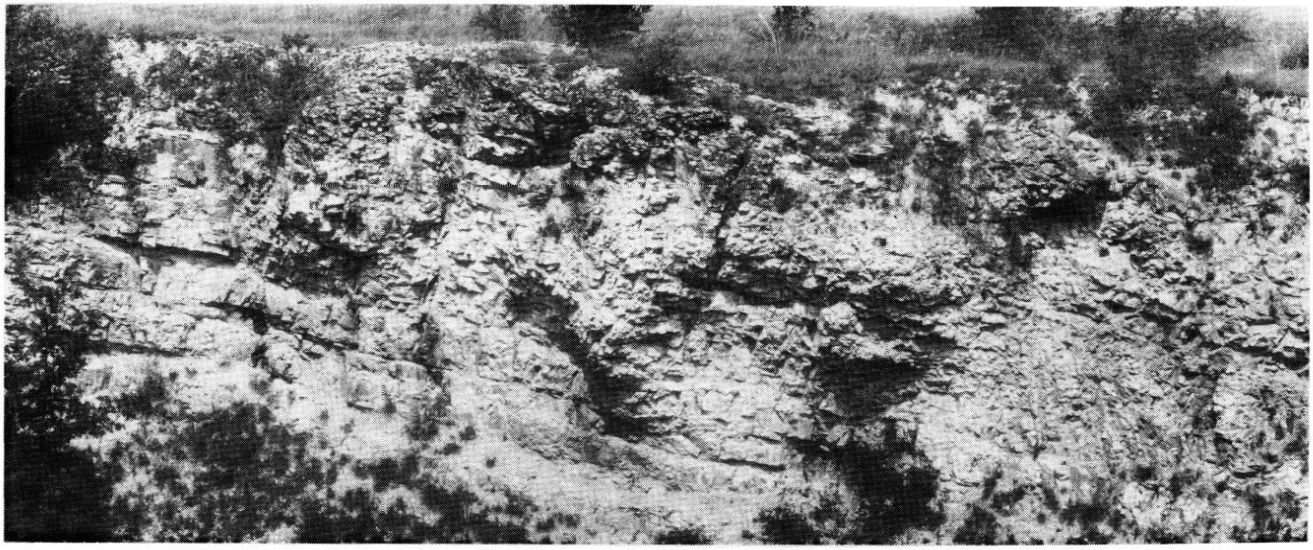
3 - Talus de la route entre Chatillon-de-Cornelle et Corlier. Remarquer, au sein de la série stratifiée, la présence de 2 biohermes complexes. Couches de Birmensdorf.

4 - Front de taille de la carrière Vicat de Montalieu. Bioherme complexe. Le cliché montre particulièrement bien les rapports entre la série normale stratifiée et la masse construite du bioherme. Calcaires lités.

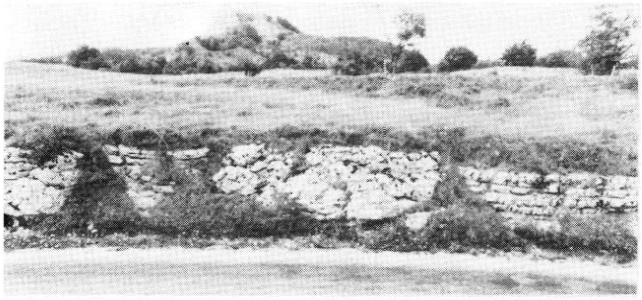
5 - Bioherme complexe lenticulaire de type stratifié. Noter que les éléments majeurs de la stratification traversent la masse construite (voir fig. 47 C). Couches de Birmensdorf. Résinand.

6 - Bioherme complexe lenticulaire de type stratifié. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

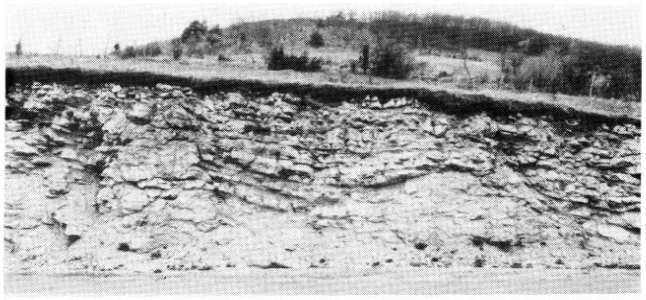
7 - Bioherme complexe lenticulaire de type massif. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.



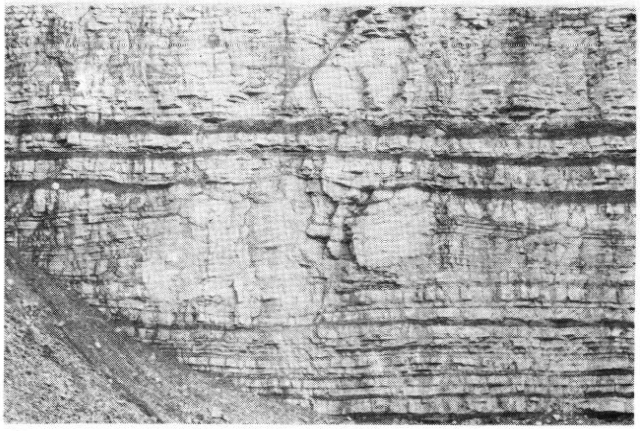
1



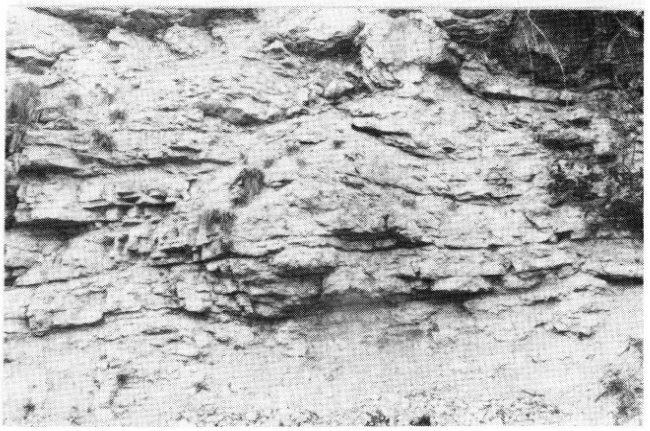
2



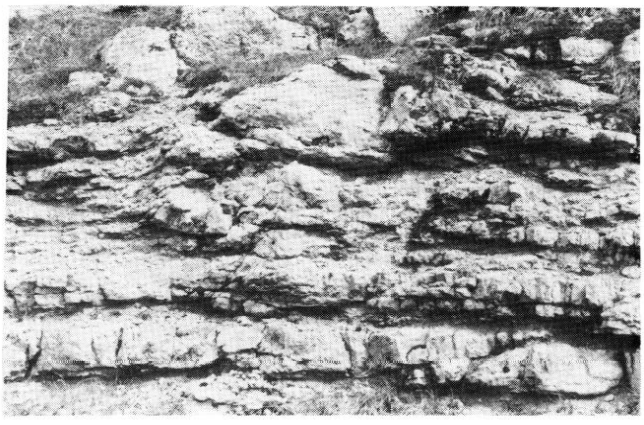
3



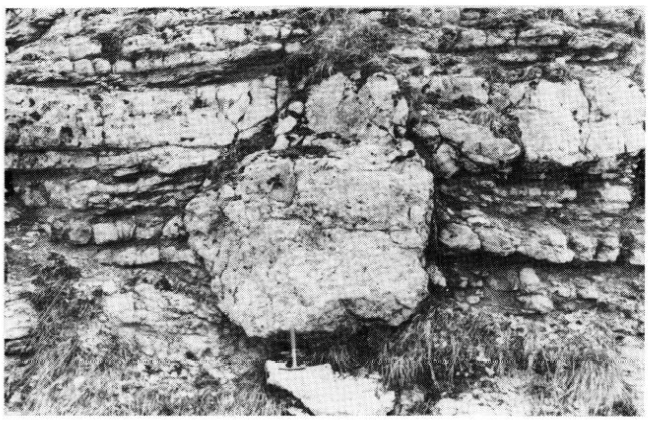
4



5



6



7

PLANCHE 4

1 - Biohermes complexes. Noter que les deux biohermes sont "coiffés" par un banc calcaire anormalement épais (40/50 cm). Couches de Birmensdorf. Evosges (EVO).

2 - Biohermes complexes en dômes. Extrême sommet des Couches de Birmensdorf. Ces biohermes furent directement ensevelis par les marnes des Couches d'Effingen. Le Pontet - Saint-Claude (PON).

3 - Surface sommitale d'un bioherme. Remarquer la parfaite individualisation de cette surface ainsi que son relief légèrement mamelonné. Bioherme élémentaire. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu (VIC).

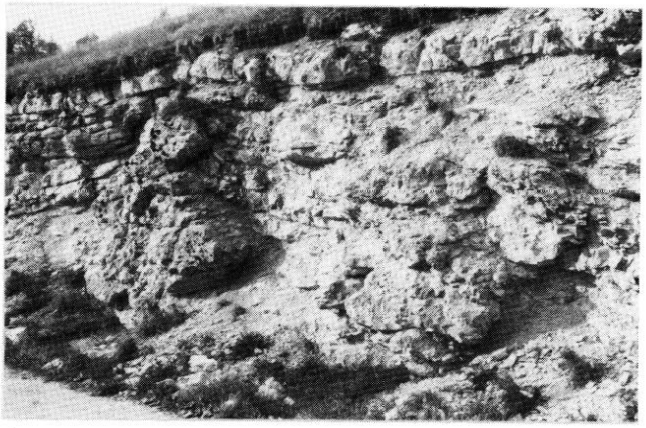
4 - Détail de la surface précédente. La présence de nombreuses perforations et de valves adhérentes d'Ostréidés prouve qu'il s'agit d'une surface durcie.

5 - Détail du sédiment observé immédiatement au toit de la surface précédente. Remarquer la grande abondance de brachiopodes (térébratules et zelleiries).

6 - Grande éponge cupuliforme retournée. Série normale stratifiée. Environnement immédiat d'un bioherme. Couches de Birmensdorf. Meyriat (MEY).

7 - Autre exemple semblable. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude (PON).

8 - Autre exemple semblable. Couches de Birmensdorf. Le Chanay (CHN). Noter la très grande taille de ce spécimen (diamètre supérieur à 100 cm).



1



2



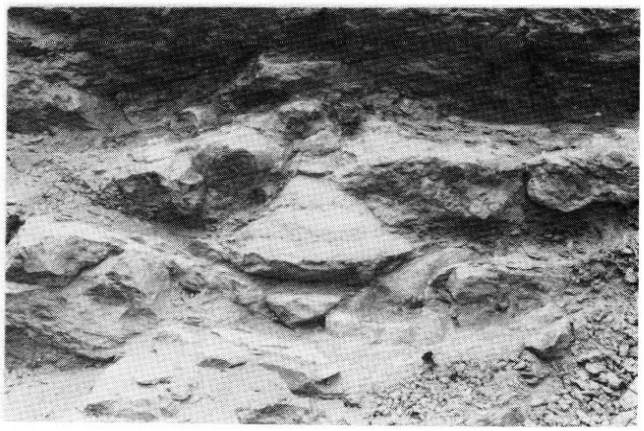
3 — 20 cm



4 — 2 cm



5



6



7



8

PLANCHE 5

1 - Faciès stratifié grumeleux à spongiaires de la Haute Chaîne. Noter l'aspect condensé de la série, dû notamment à l'extrême réduction des interbancs marneux. Couches de Birmensdorf. Cirque des Arpines (ARP).

2 - Faciès stratifié grumeleux à spongiaires dans l'aire d'extension des biohermes. Noter l'aspect plus dilaté de la série dû à un bon développement des interbancs marneux. Les éléments clairs que l'on observe dans ces derniers sont, en grande partie, des momies d'éponges. Couches de Birmensdorf. Virieu-le-Grand (VIR).

3 - Détail de la surface supérieure d'un banc calcaire. Faciès stratifié grumeleux à spongiaires de la Haute Chaîne. Les ammonites et surtout les éponges (spécimen bien conservé en haut, à gauche) y sont abondantes. Couches de Birmensdorf. Cirque des Arpines (ARP).

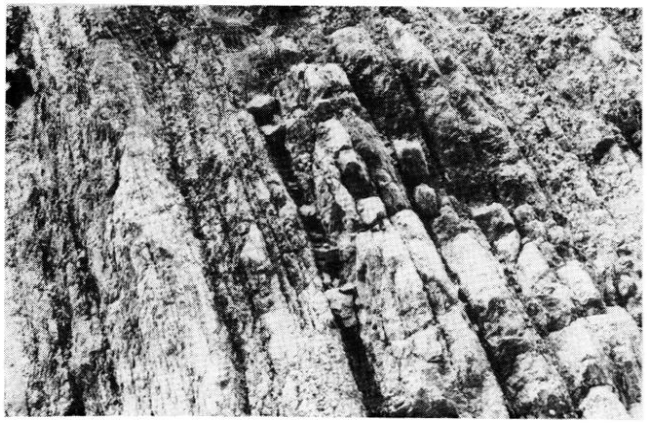
4 - Détail de la surface supérieure d'un interbanc marneux. Faciès stratifié grumeleux à spongiaires dans l'aire d'extension des biohermes. Les éponges y sont particulièrement bien conservées et s'extraient assez facilement de leur encaissant. Calcaires lités. Carrière Vicat. Montalieu (VIC).

5 - Vue partielle, en section, du même niveau. Il s'agit du niveau-type du faciès grumeleux à spongiaires (niveau 13) principalement développé dans l'Ile Crémieu. Calcaires lités. Carrière Vicat. Montalieu (VIC).

6 - Vue en section d'un niveau de même faciès dans les Couches de Birmensdorf. Virieu-le-Grand (VIR). Noter que les éponges cupuliformes sont retournées (flèches).

7 - Vue, en section, d'un fragment du "Banc de fer" (banc 14). Noter l'abondance des éponges (sections foncées) et leur concentration en trois niveaux inégaux et distincts (la flèche indique la polarité). Calcaires lités. Carrière Vicat. Montalieu (VIC).

8 - Vue, en section, d'un banc calcaire de l'environnement immédiat d'un bioherme. Noter que les deux éponges que l'on peut y observer sont retournées (zones de fixation indiquées par les flèches). Couches de Birmensdorf. Châtillon-de-Cornelle (COR).



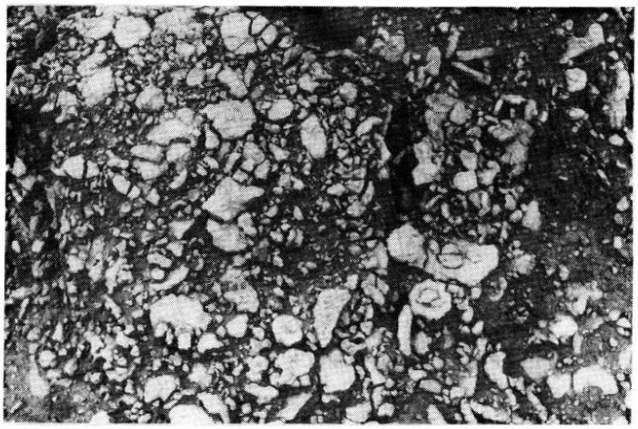
1



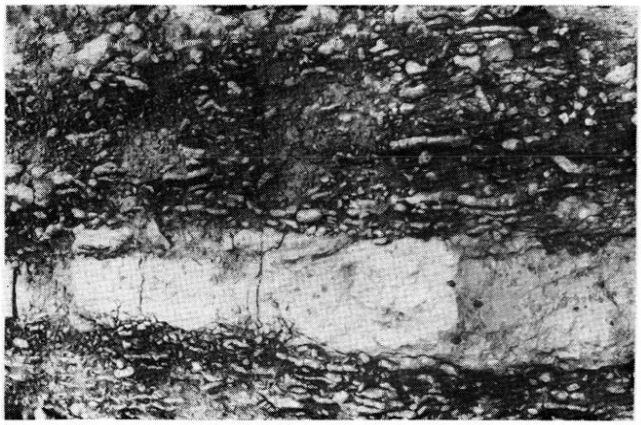
2



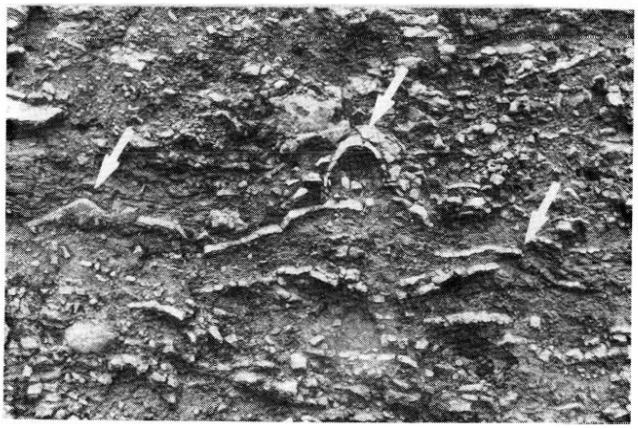
3 10 cm



4 10 cm



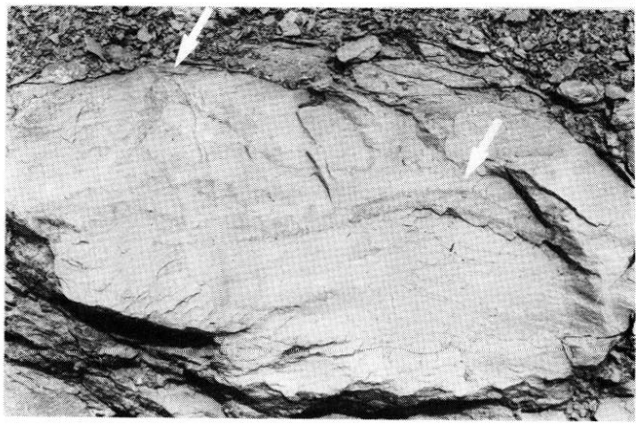
5 10 cm



6 10 cm



7 10 cm



8 10 cm

PLANCHE 6

1 - Petit bioherme en champignon dont la pointe basale, partiellement masquée par la végétation (flèche) correspond à une grosse éponge pionnière. Couches de Birmensdorf. Secteur Le Pontet - La Main-Morte - Saint-Claude (PON).

2 - Vue, en contre-plongée, d'une partie de la surface inférieure d'un bioherme. Remarquer l'abondance de grosses éponges pionnières cupuliformes (flèches). Couches de Birmensdorf. Marchamp (MCP).

3 - Eponge pionnière. Remarquer sur sa surface inférieure, bien exposée, l'épifaune caractéristique dominée ici par des serpules. Couches de Birmensdorf. Secteur Le Pontet - La Main-Morte - Saint-Claude (PON).

4 - Eponge pionnière. Couches de Birmensdorf. Bénonces (BEN).

5 - Eponge pionnière (flèche) à la base d'un bioherme. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude (PON).

6 - Eponge pionnière. Couches de Birmensdorf. Chatillon-de-Cornelle (COR).

7 - Eponge pionnière à la base d'un bioherme. Noter le contraste remarquable entre le faciès construit interne et supérieur à l'éponge et le faciès micritique latéral externe à l'éponge. Couches de Birmensdorf. Chatillon-de-Cornelle (COR).

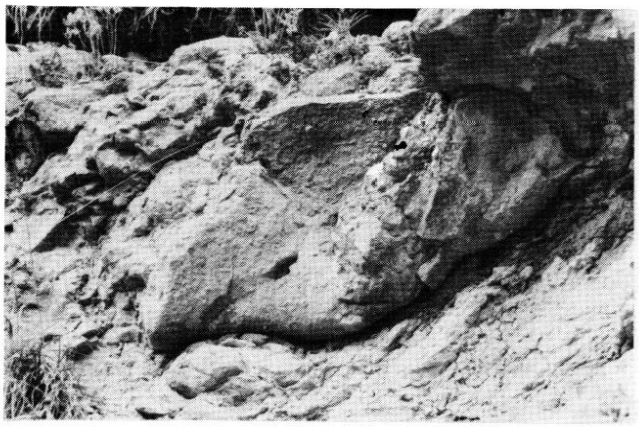
8 - Eponge pionnière isolée. "Bancs limites". Couches de Birmensdorf. Outriaz (OUT).



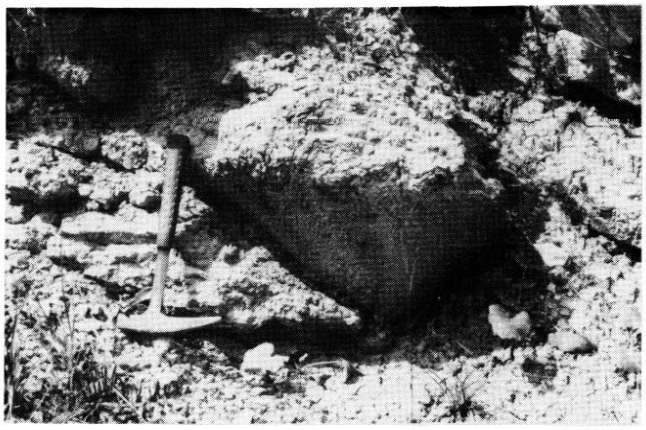
1



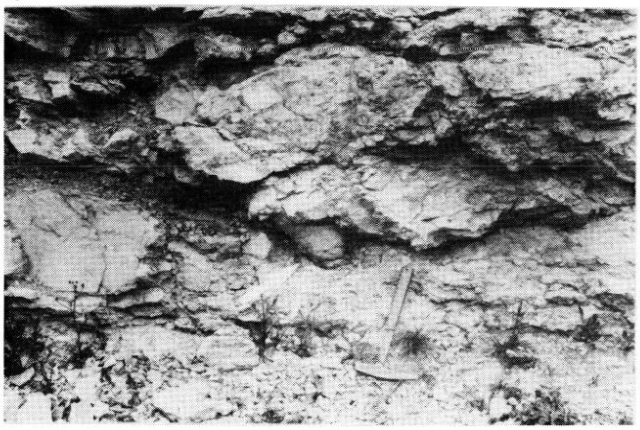
2



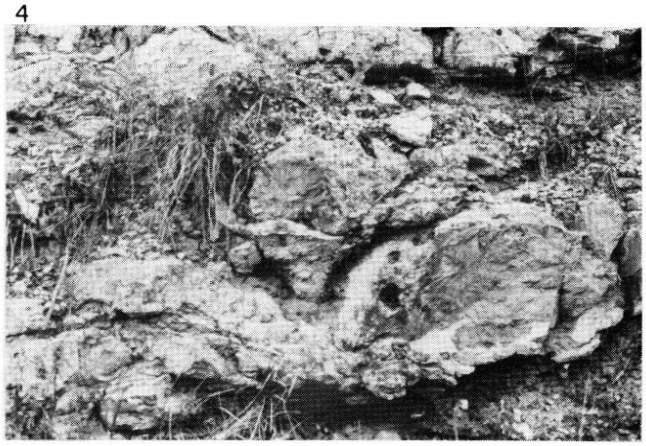
3



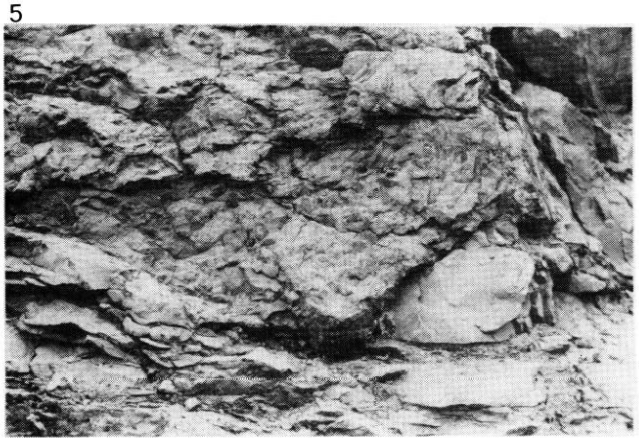
4



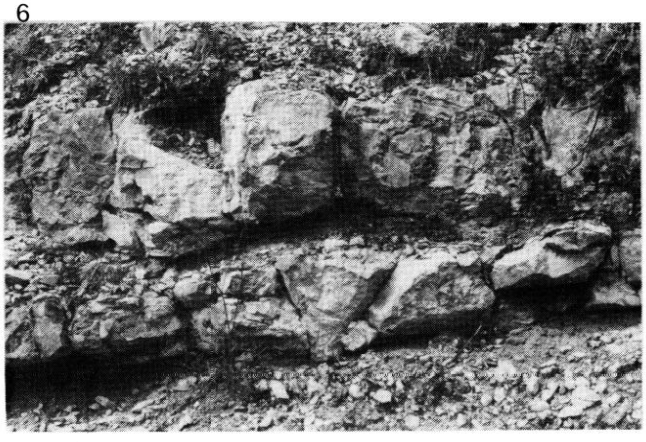
5



6



7



8

PLANCHE 7

1A- Eponge en position biologique. Face supérieure tournée vers le haut, avec encroûtement stromatolithique à nubéculinelles (peu développé). Calcaires lités. Montalieu (VIC).

1B- Même spécimen. Face inférieure tournée vers le bas, avec épifaune à serpules, bryozoaires et thécidées.

2A- Eponge retournée. Face inférieure tournée vers le haut, avec encroûtement stromatolithique à nubéculinelles (un peu plus développé). Calcaires lités. Montalieu (VIC).

2B- Même spécimen. Face supérieure, tournée vers le bas, avec épifaune à serpules, bryozoaires et thécidées.

3 - *Stauroderma birmensdorfensis* OPPLIGER, 1915 (spécimen fragmentaire, face inférieure). Calcaires lités. Trept (TRE).

4 - *Discophyma dolata* (ETALLON, 1860) (spécimen fragmentaire). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

5 - *Tremadictyon reticulatum* (GOLDFUSS, 1833) (spécimen fragmentaire). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

6 - *Porospongia marginata* (MUNSTER) (spécimen fragmentaire). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

7 - *Craticularia* sp. (spécimen fragmentaire). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (PON).



1A

2 cm



1B

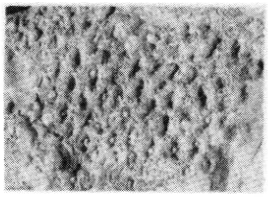


2A

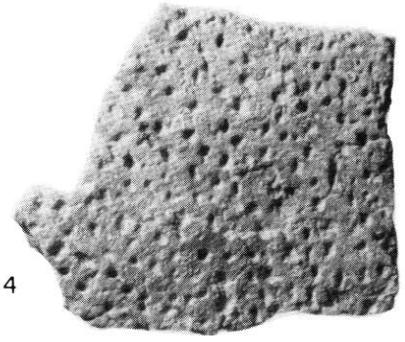
2 cm



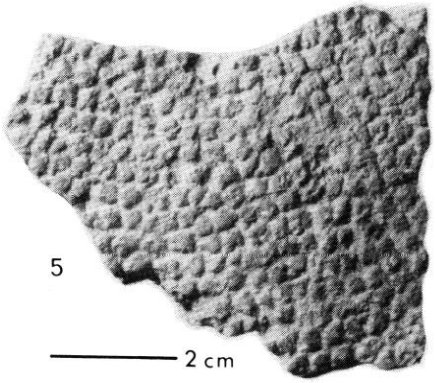
2B



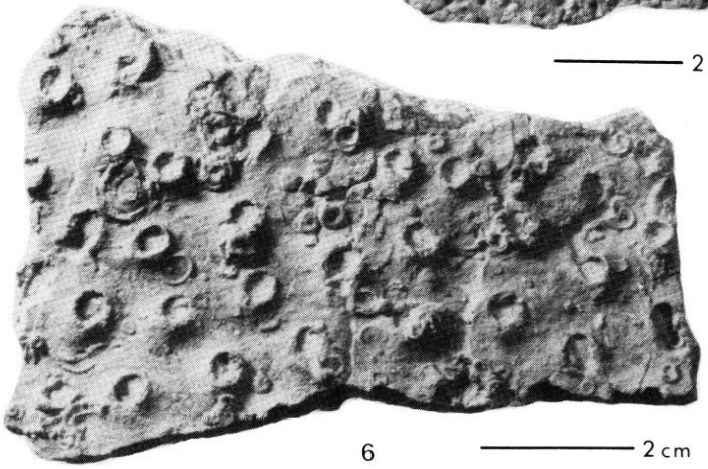
3 2 cm



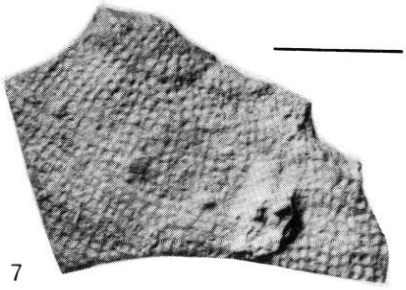
4 2 cm



5 2 cm



6 2 cm



7 2 cm

PLANCHE 8

1 - *Stauroderma birmensdorfensis* OPPLIGER, 1915 (face supérieure). Calcaires lités. Montalieu (VIC).

2 - *Craticularia parallela* (GOLDFUSS, 1833). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (PON).

3 - *Discophyma etalloni* (OPPLIGER, 1907) (face supérieure). Calcaires lités. Montalieu (VIC).

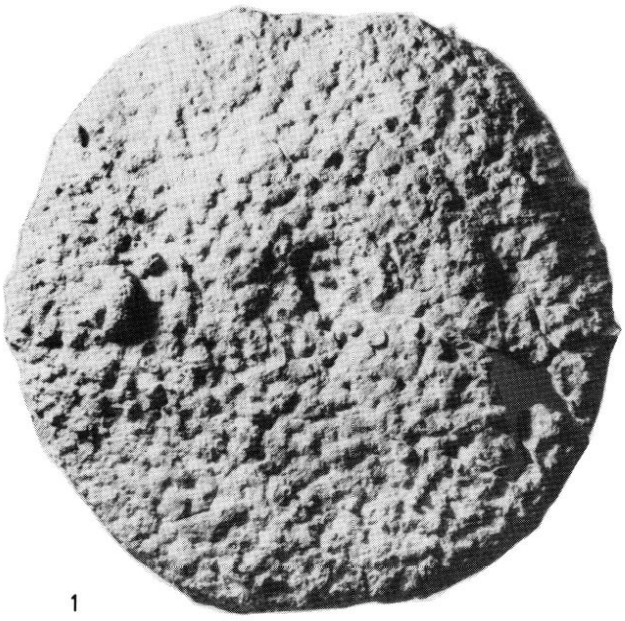
4 - *Cypellia verrucosa* OPPLIGER, 1915. Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (PON).

5 - *Craticularia rollieri* OPPLIGER, 1915. Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (PON).

6 - *Cypellia rugosa* (GOLDFUSS, 1833). Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

7 - *Pachyteichisma lopas* (QUENSTEDT, 1858) (face supérieure). Calcaires lités. Montalieu (VIC).

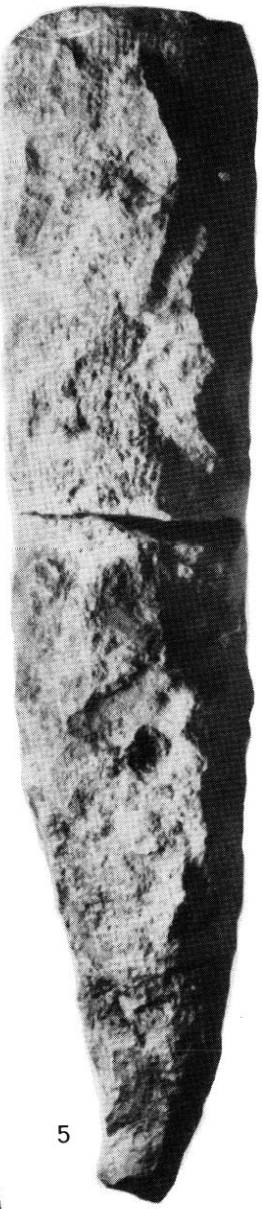
(Echelle identique pour toute la planche)



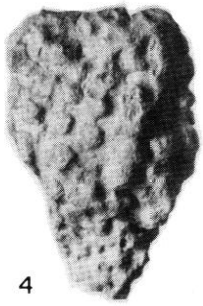
1



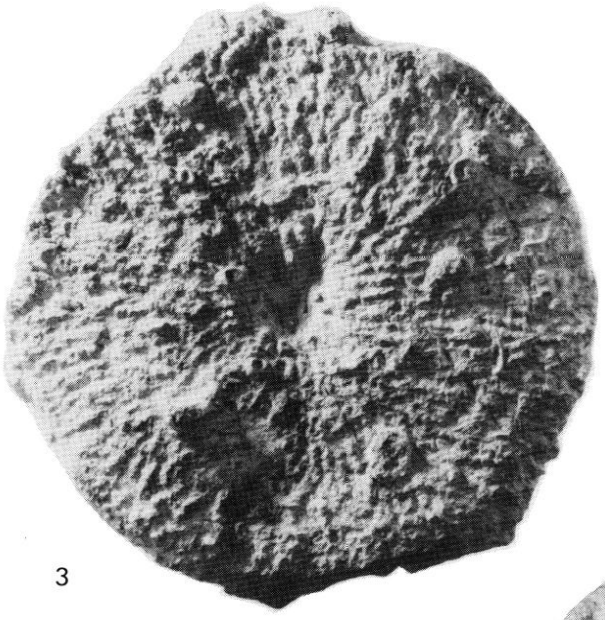
2



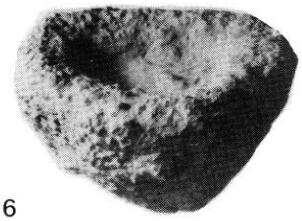
5



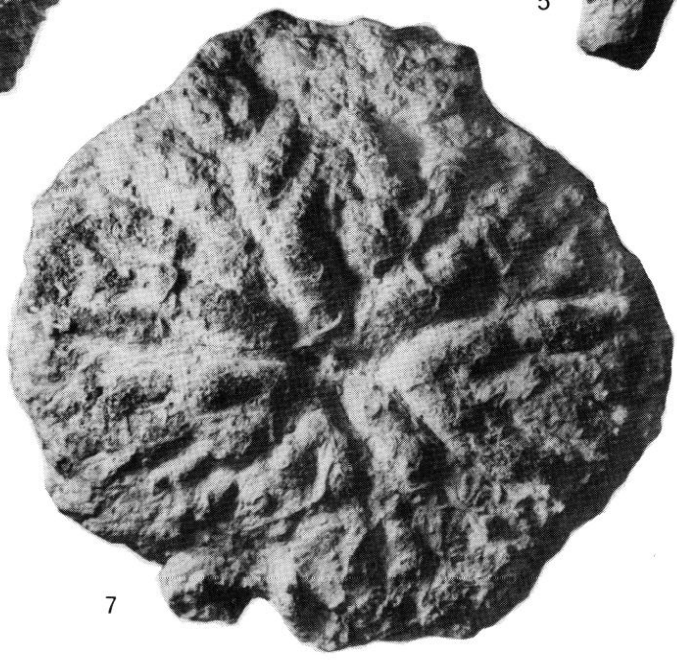
4



3



6



7

10 cm

PLANCHE 9

1 - *Pachyteichisma gresslyi* (ETALLON, 1858). Spécimen vu de côté. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

2 - *Pachyteichisma gresslyi* (ETALLON, 1858). Autre spécimen vu de dessus. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

3 - *Camerospongia reflexa* (ETALLON, 1860). Couches de Birmensdorf. Mont de Plomb (PLB).

4 - *Baccispongia cidariformis* QUENSTEDT, 1878. Calcaires lités. Trept (TRE).

5 - *Sporadopyle obliqua* (GOLDFUSS, 1833). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

6 - *Trochobolus dentatus* KOLB, 1910. Couches de Birmensdorf. Le Chanay (CHN).

7 - *Verrucocoelia ramosa* OPPLIGER, 1915. Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

8 - *Sporadopyle tenuis* OPPLIGER, 1915. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

9 - *Cypellia prolifera* ZITTEL, 1878. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

10 - *Verrucocoelia* cf. *major* (SOLLAS, 1883). Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

11 - *Verrucocoelia verrucosa* (GOLDFUSS, 1833). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

(Echelle identique pour toute la planche)

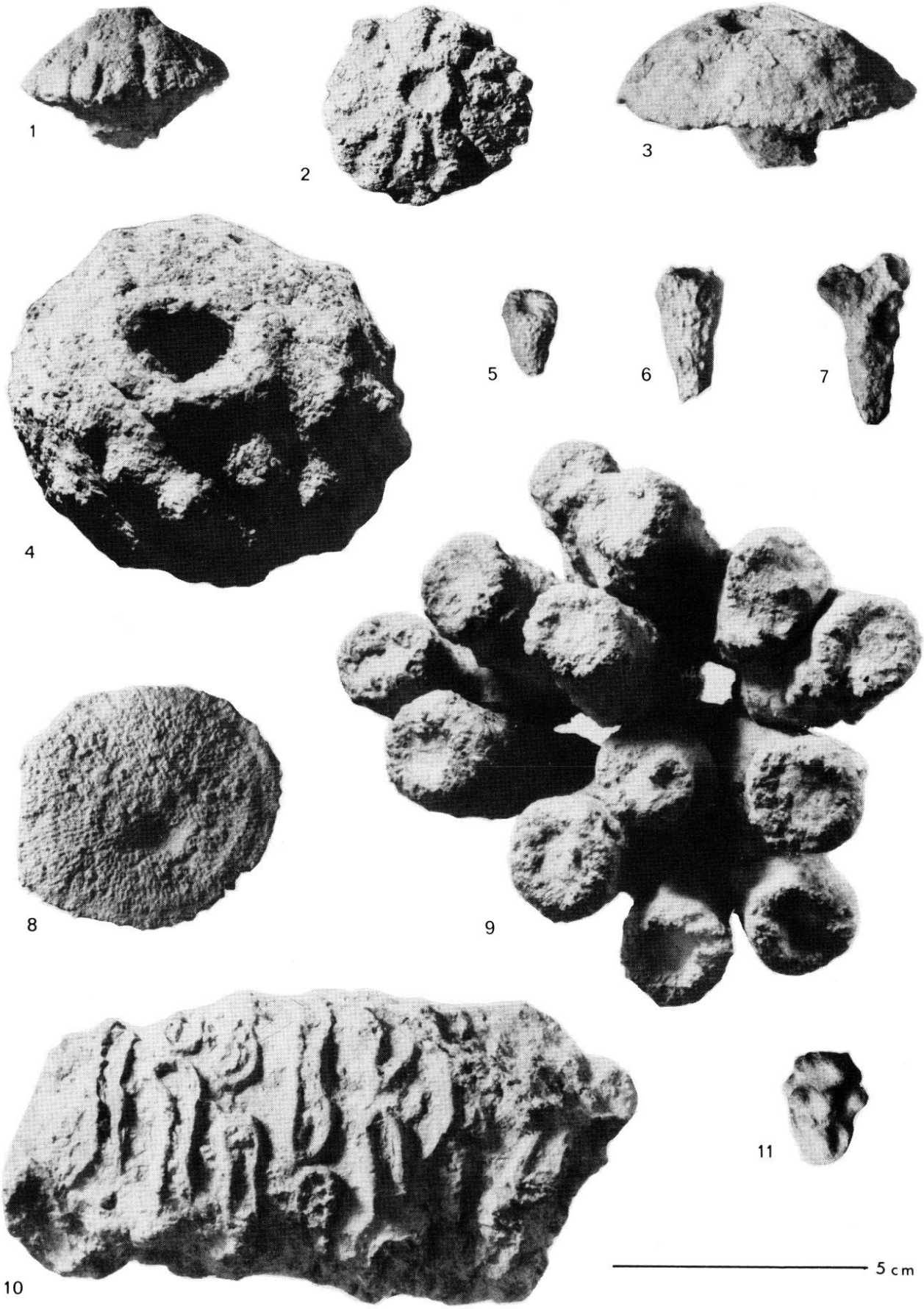

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
5 cm

PLANCHE 10

1 - *Ceriocava corymbosa* (LAMOUROUX, 1821) forme *"Flabellotrypa"* WALTER, 1969. Calcaires lités. Trept (TRE).

2 - *Ceriocava corymboca* (LAMOUROUX, 1821) forme *"Flabellotrypa"* WALTER, 1969. Calcaires lités. Trept (TRE).

3 - *Stomatopora corallina* (d'ORBIGNY, 1850). Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

4 - *Ceriocava corymbosa* et *Plagioecia orbiculata* (GOLDFUSS, 1826). Calcaires lités. Trept (TRE).

5 - *Plagioecia allaudi* (SAUVAGE, 1888). Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC) (plusieurs colonies superposées).

6 - *Neuropora spinosa* (LAMOUROUX, 1821) sur *Serpula (Cycloserpula) flaccida* GOLDFUSS, 1831 - Calcaires lités. Trept (TRE).

7 - *Serpula (Cycloserpula) gordialis* (SCHLOTHEIM, 1820). Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

8 - *Serpula (Cycloserpula) munsteri* PARSCH, 1956. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

9 - *Serpula (Dorsoserpula)* sp. 2. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

10 - *Serpula (Tetraserpula) trochleata* MUNSTER, 1831. Couches de Birmensdorf. Evosges (EVO).

11 - *Serpula (Cycloserpula) cingulata* MUNSTER, 1831. Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

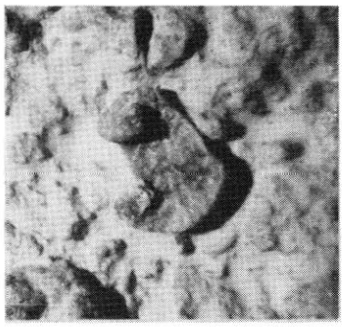
12 - *Serpula (Tetraserpula) tricarinata* GOLDFUSS, 1831. Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

13 - *Serpula (Cycloserpula)* sp. 1. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

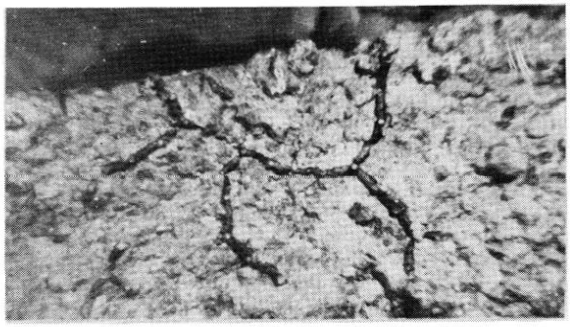
14 - *Terebella lapilloides* MUNSTER, 1831. Couches de Birmensdorf. Chatillon-de-Cornelle (COR).



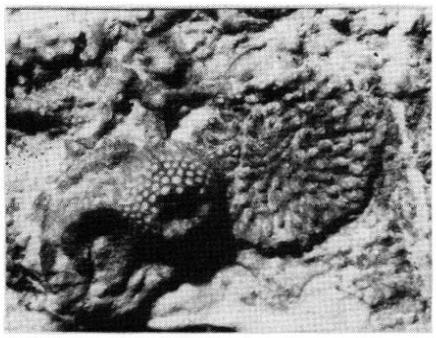
1 — 5 mm



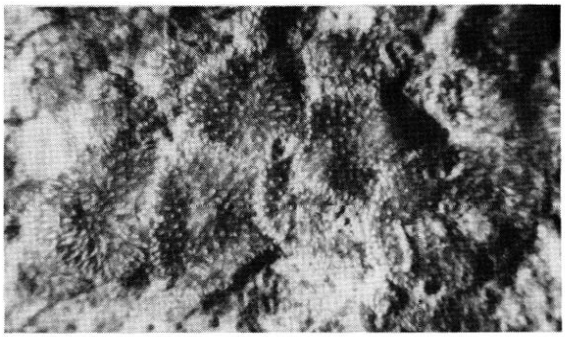
2 — 5 mm



3 — 5 mm



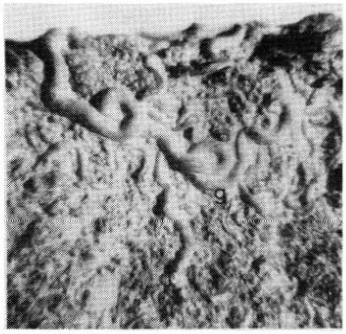
4 — 5 mm



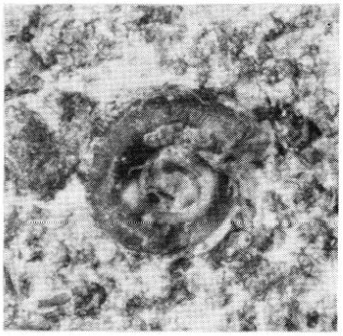
5 — 5 mm



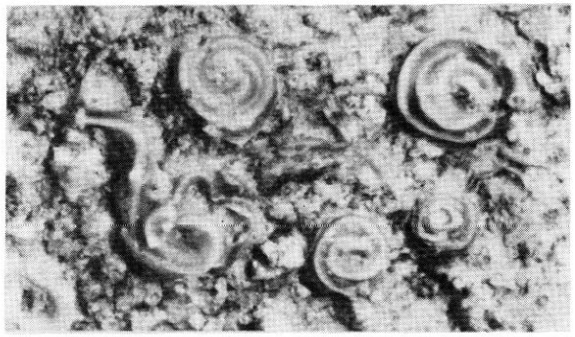
6 — 2 mm



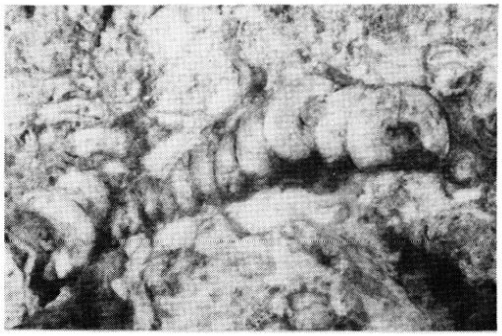
7 — 5 mm



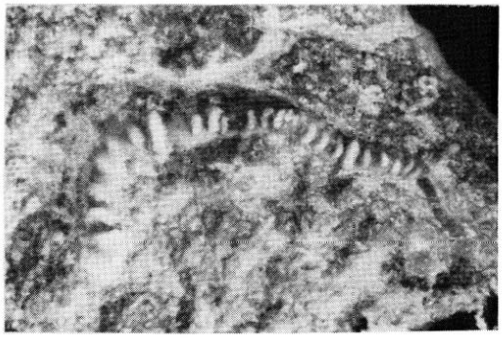
8 — 5 mm



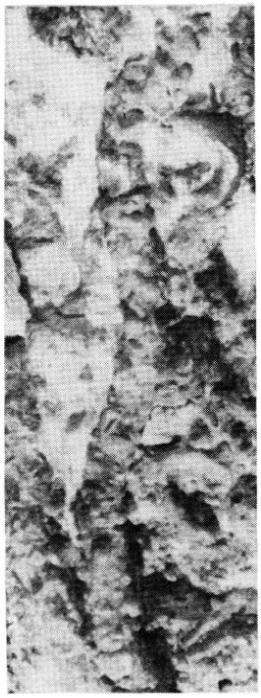
9 — 5 mm

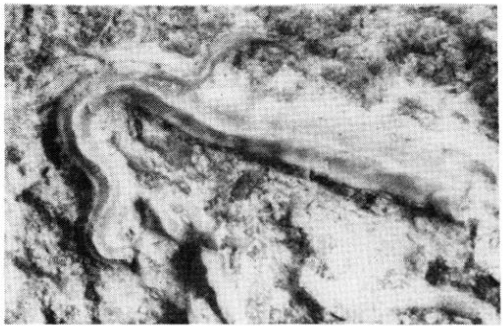


10 — 5 mm

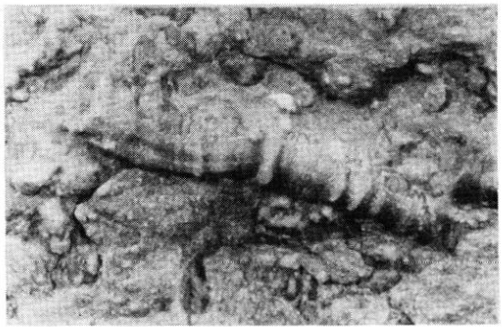


11 — 5 mm





12 — 5 mm



13 — 5 mm

14 — 5 mm

PLANCHE 11

1 - *Serpula (Tetraserpula)* sp. 3. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

2 - *Serpula (Tetraserpula) deshayesi.* Calcaires lités. Trept (TRE).

3 - *Sporadopyle obliqua* (GOLDFUSS, 1833). Calcaires lités. Trept (TRE).

4 - *Crania porosa* MUNSTER, 1831. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

5 - *Rioultina virdunensis* (BUVIGNIER, 1852). Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

6 - *Rioultina virdunensis* (BUVIGNIER, 1852). Calcaires lités. Trept (TRE).

7 - *Rioultina virdunensis* (BUVIGNIER, 1852) fixé sur un tube de serpule. Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

8 - Moule interne de Perisphinctidé encroûté par la même épifaune. Remarquer le trajet du bryozoaire branchu (flèche) guidé par le dessin de la ligne de suture. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

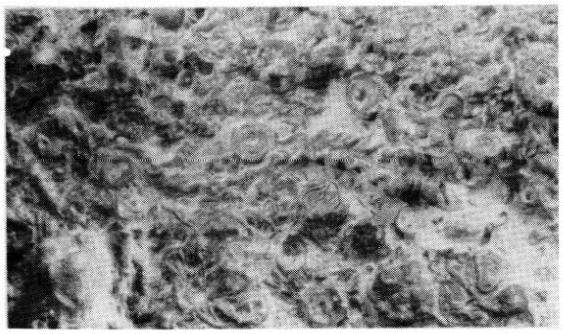
9 - Rostre de bélemnite encroûté par la même épifaune. Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu (VIC).

10 A, B, C - *Neuropora spinosa* (LAMOUROUX, 1821). Calcaires lités. Trept (TRE).

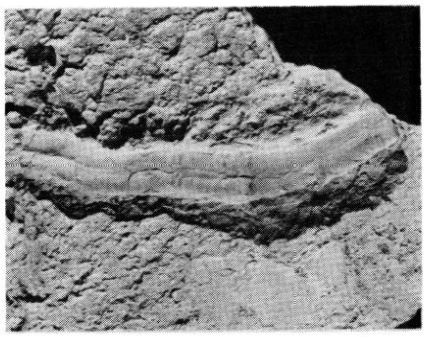
11 - Aspect typique du peuplement de la face tournée vers le bas d'une éponge. Calcaires lités. Trept (TRE).

12 - *Rioultina virdunensis* fixée en bordure d'oscule de *Porospongia marginata.* Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).

13 - *Plagioecia* sp. fixée en bordure d'oscule de *Porospongia marginata.* Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (LHT).



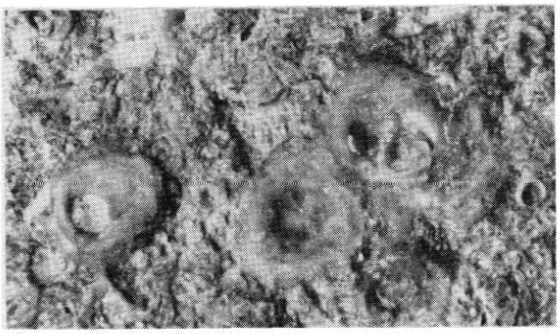
1 — 5 mm



2 — 5 mm



3 — 5 mm



4 — 5 mm



5 — 2 mm



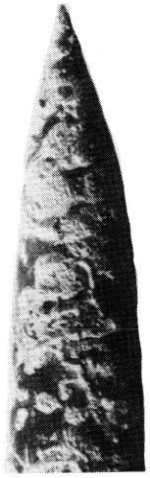
6 — 2 mm



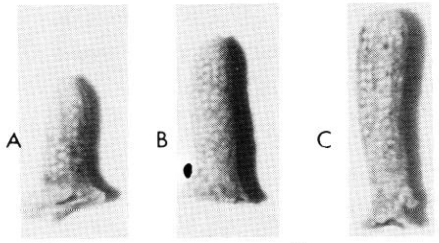
7 — 2 mm



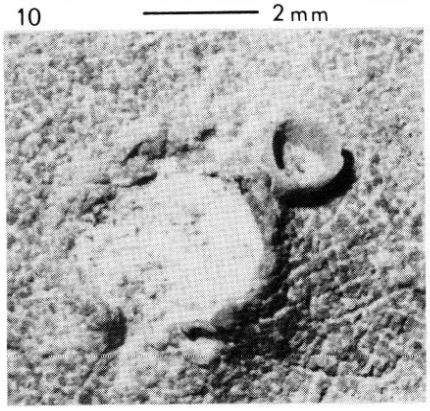
8 — 10 mm



9 — 5 mm



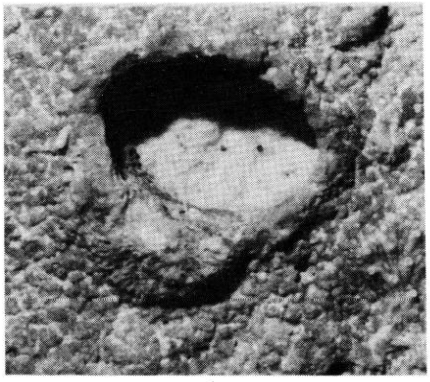
10 — 2 mm



12 — 2 mm



11 — 10 mm



13 — 2 mm

PLANCHE 12

1 - Aspect de l'encroûtement de la face tournée vers le haut des éponges. Noter le relief mamelonné. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

2 - Détail du même échantillon. Remarquer l'abondance des nubéculinelles (flèche).

3 - *Porospongia marginata* faiblement colonisée *(Rioultina virdunensis, Serpula (Dorsoserpula)* sp. 2, *Plagioecia* sp). Remarquer la bonne conservation du réseau spiculaire cortical et la présence de deux oscules. Couches de Birmensdorf. Outriaz (OUT).

4 - Peuplement à *Rioultina virdunensis.* Calcaires lités. Montalieu (VIC).

5 - Peuplement à *Ceriocava corymbosa.* Calcaires lités. Montalieu (VIC).

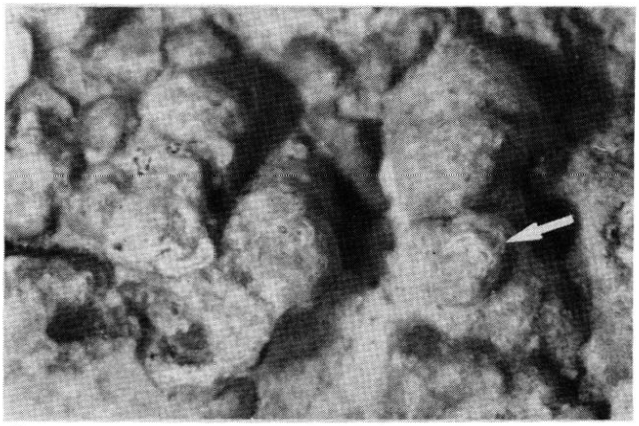
6 - Peuplement à *Serpula (Cycloserpula) flaccida.* Calcaires lités. Montalieu (VIC).

7 - Peuplement à *Serpula (Dorsoserpula)* sp. 2. Calcaires lités. Montalieu (VIC).

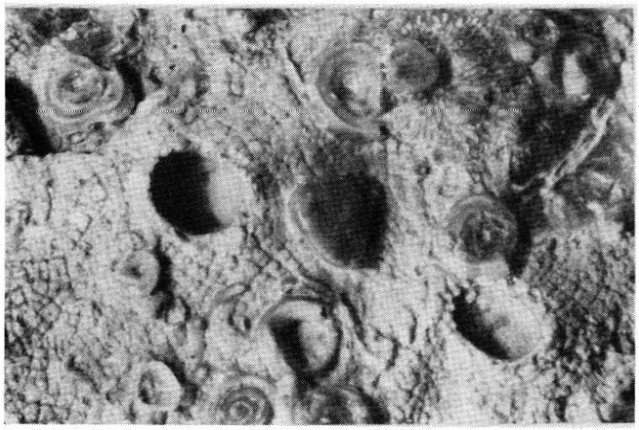
8 - Peuplement à *Serpula (Tetraserpula) tricarinata.* Couches de Birmensdorf. Saint-Claude (PON).



1 — 5 mm



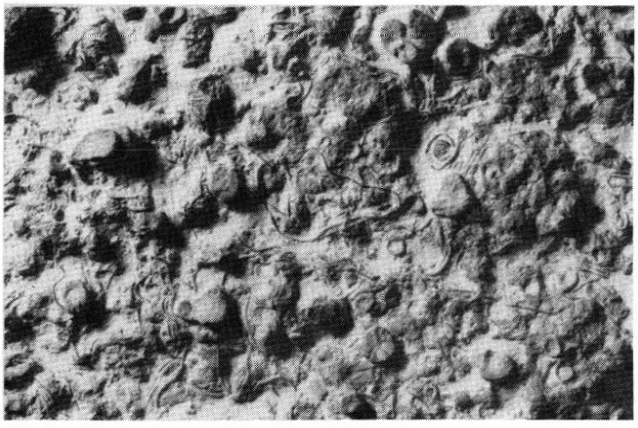
2 — 2 mm



3 — 5 mm



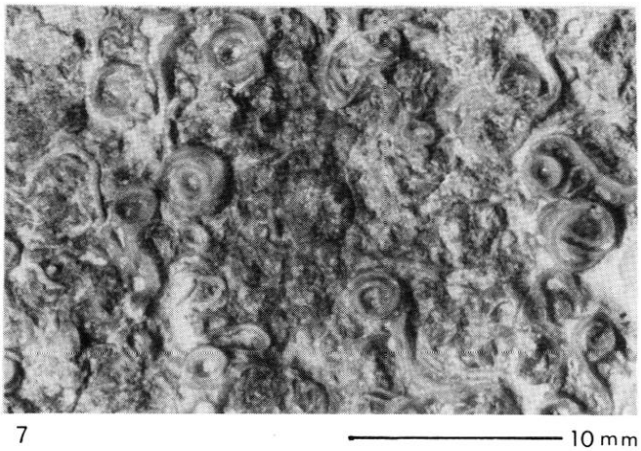
4 — 5 mm



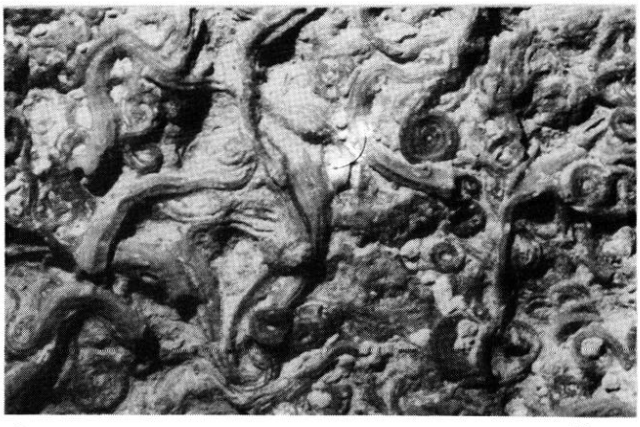
5 — 10 mm



6 — 10 mm



7 — 10 mm



8 — 10 mm

PLANCHE 13

1 - Structure de la roche construite. Eponges avec encroûtements stromatolithiques de type columnaire (la flèche indique la véritable polarité). Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude (voir fig. 55).

2 - Structure de la roche construite. Eponges avec encroûtements stromatolithiques de type nuageux. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu (voir fig. 56).

3 - Structure de la roche construite. Eponges avec encroûtements stromatolithiques de type massif. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude (voir fig. 54).

4 - Structure de la roche construite. Eponges avec encroûtements stromatolithiques columnaires à nuageux. Couches de Birmensdorf. Maconnod.

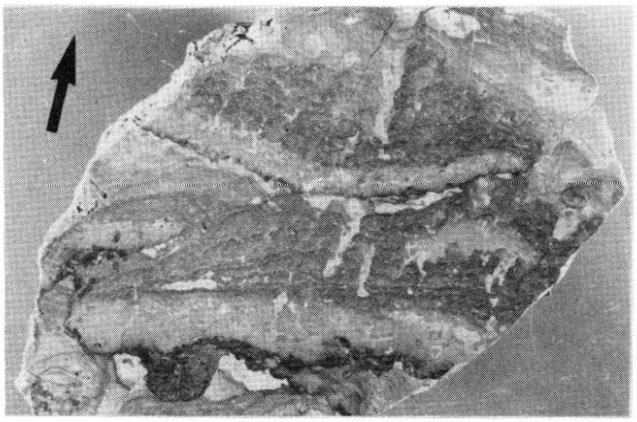
5 - Structure de la roche construite. Encroûtement stromatolithique épais, laminé et plus ou moins diffus. Couches de Birmensdorf. Châtillon-de-Cornelle.

6 - Structure de la roche construite. Noter l'abondance d'éponges cupuliformes en position biologique. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

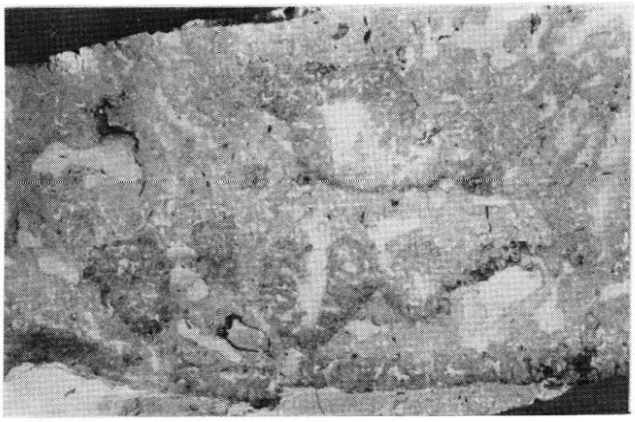
7 - Structure de la roche construite. Noter la gradation de teintes entre les trois constituants majeurs (sp : éponge, st : encroûtement stromatolithique, m : matrice micritique). Couches de Birmensdorf. Châtillon-de-Cornelle.

8 - Structure de la roche construite. Couches de Birmensdorf. Châtillon-de-Cornelle.

fig. 1-4 : surfaces polies d'échantillons prélevés dans des biohermes.
fig. 5-8 : cassures fraîches de roche observées en place dans des biohermes.



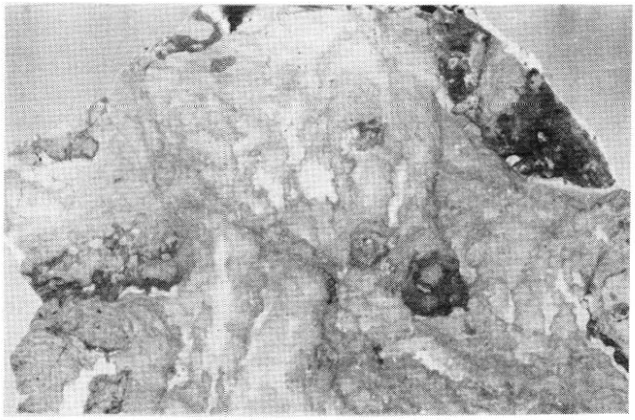
1 5cm



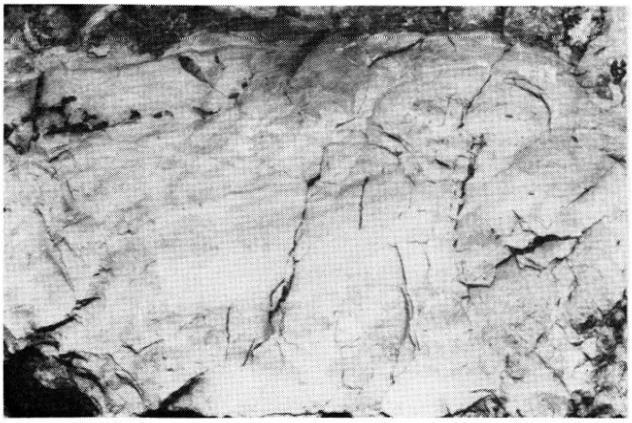
2 5cm



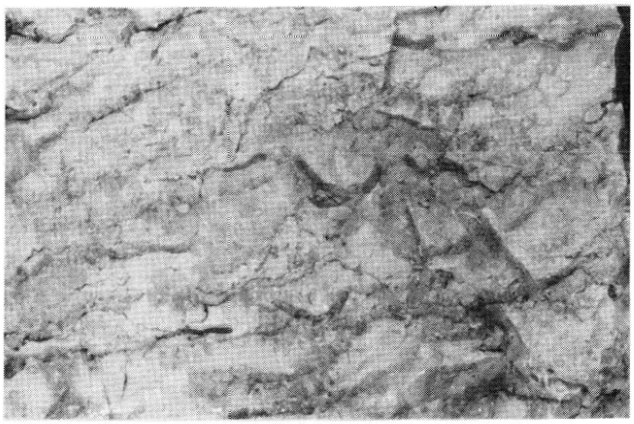
3 5cm



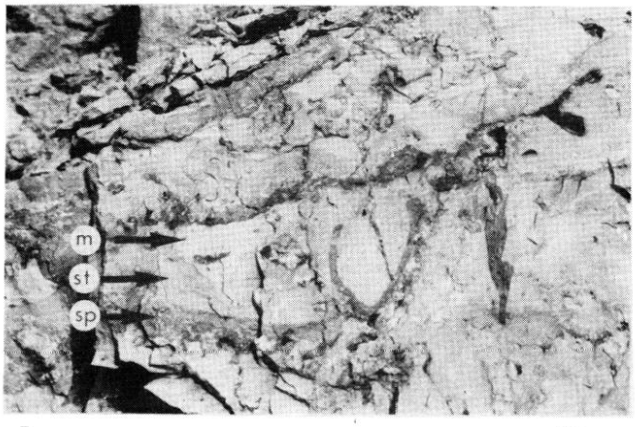
4 5cm



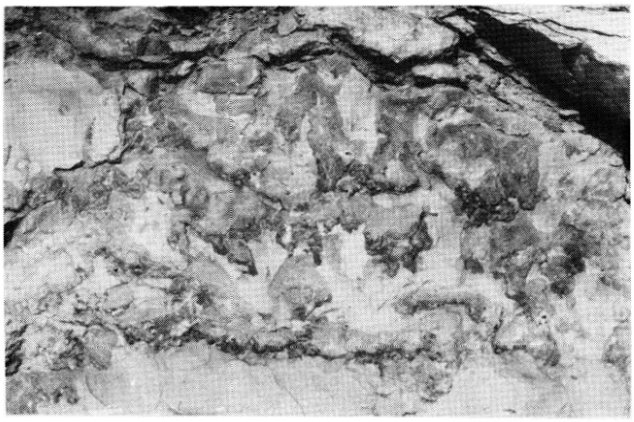
5 10cm



6 10cm



7 10cm



8 10cm

PLANCHE 14

1 - Eponge en assiette supportant un encroûtement stromatolithique laminé, à nubéculinelles et de type columnaire (LNC). Surface polie. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

2 - Eponge en coupe supportant un encroûtement stromatolithique peu à non laminé, riche en nubéculinelles (taches blanches) et de type nuageux (NN). Surface polie. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

3 - Détail d'un encroûtement stromatolithique de type LNC montrant 2 espaces intercolumnaires comblés par de la micrite et des tubéroïdes. Ces derniers proviennent vraisemblablement de la destruction partielle de l'encroûtement. Surface polie. Même échantillon que fig. 1.

4 - Encroûtement stromatolithique laminé, sans nubéculinelles et de type columnaire (LC). Noter la dissymétrie et le grand développement vertical des colonnes. Surface polie. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

5 - Détail du contact entre une éponge et son encroûtement stromatolithique. Remarquer le réseau spiculaire de l'éponge (*Hexactinosa*) et la lamination de l'encroûtement soulignée par les nubéculinelles (taches blanches). Surface polie. Même échantillon que fig. 1.

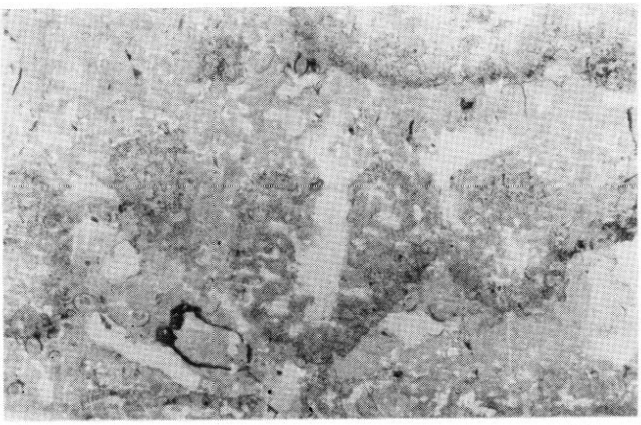
6 - Détail d'un encroûtement stromatolithique dissymétrique de type LC. La limite de chaque colonne se marque par la présence d'un mur net et sombre sur la droite et par un effilochement progressif sur la gauche. Ce phénomène, très rarement observé, indiquerait l'existence locale d'un courant permanent de la droite vers la gauche. Surface polie. Même échantillon que la fig. 4.

7 - Eponge montrant sur sa face tournée vers le bas une épifaune sessile à serpules et sur sa face tournée vers le haut un encroûtement stromatolithique non laminé, sans nubéculinelles et de type nuageux (N). Le développement vertical des divers "nuages" de l'encroûtement indique la véritable polarité. Surface polie. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

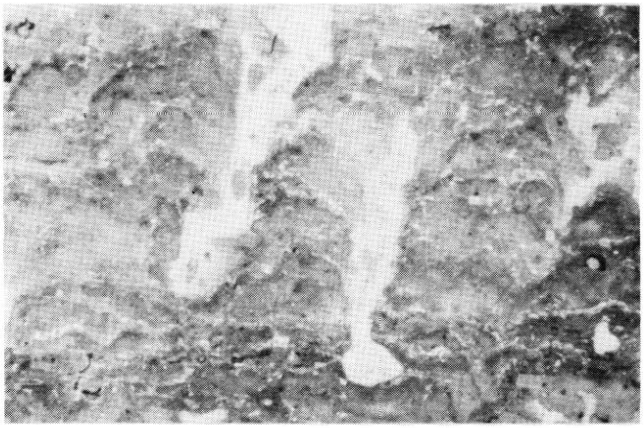
8 - Encroûtement stromatolithique laminé, à nubéculinelles et de type massif (LNM). Surface polie. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.



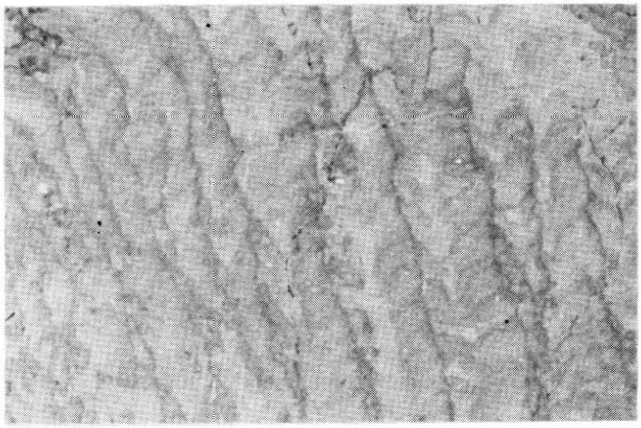
1 — 10 mm



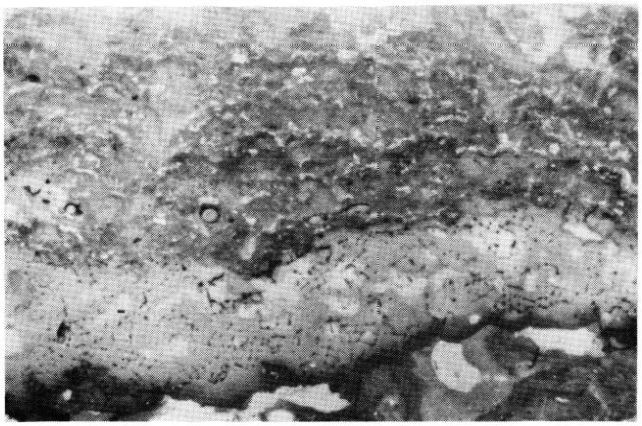
2 — 10 mm



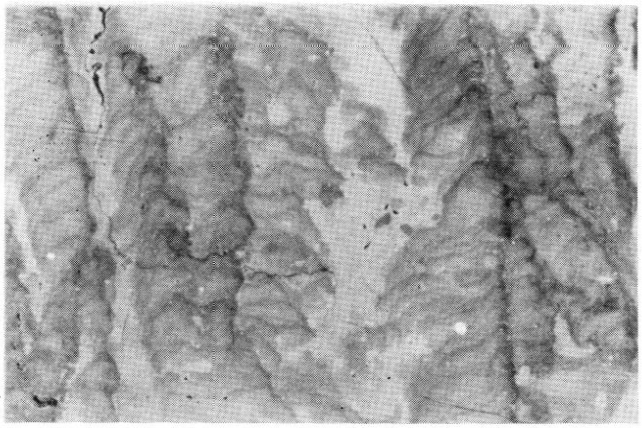
3 — 10 mm



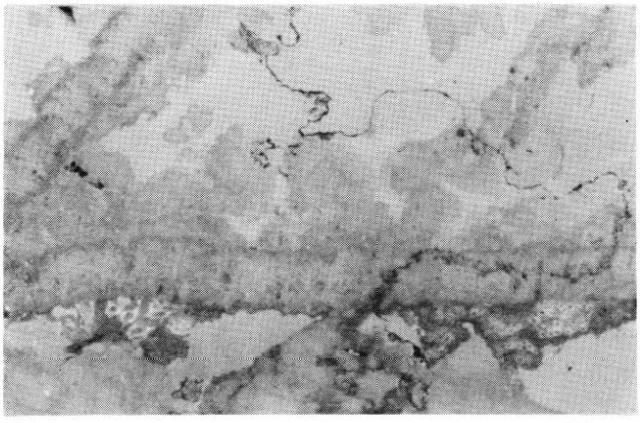
4 — 10 mm



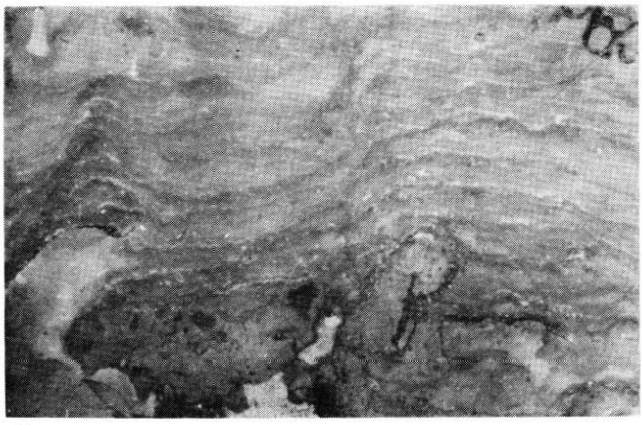
5 — 10 mm



6 — 10 mm



7 — 10 mm



8 — 10 mm

PLANCHE 15

1 - Détail d'un encroûtement stromatolithique dissymétrique de type LC. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

2 - Détail d'un encroûtement stromatolithique massif envahi par de nombreux organismes sessiles divers. Leur présence, et notamment celle de la serpule à section triangulaire visible à droite, est la preuve d'une certaine fermeté du substrat. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

3 - Détail d'un encroûtement stromatolithique de type LNM. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

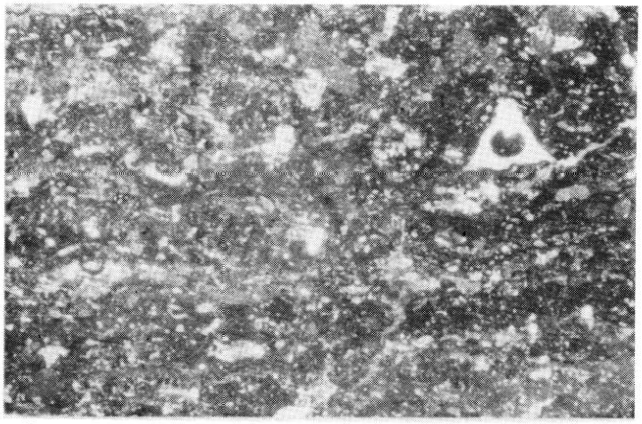
4 - Détail d'un encroûtement stromatolithique symétrique de type LC. Lame mince. Calcaires lités. Carrière de Montbron. Trept.

5 - Détail d'un encroûtement stromatolithique de type LM. Remarquer la concentration de tubéroïdes au toit d'une lamine. Ceux-ci proviennent vraisemblablement de la désagrégation partielle du tapis algaire sous-jacent et ont été incorporés dans l'encroûtement lors du stade de croissance suivant. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

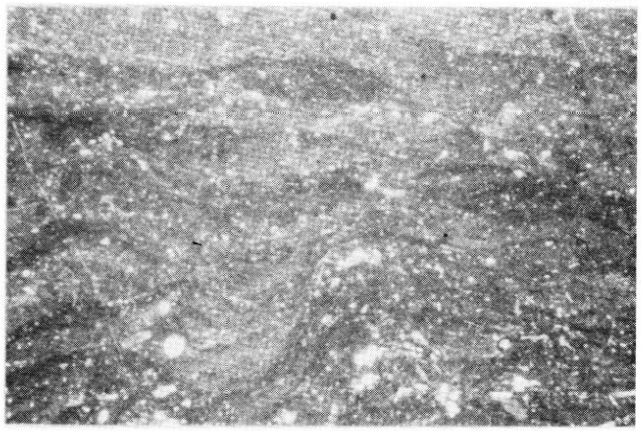
6 - Vue plus rapprochée de l'encroûtement présenté en fig. 4 montrant sa microstructure de type peloïdal .



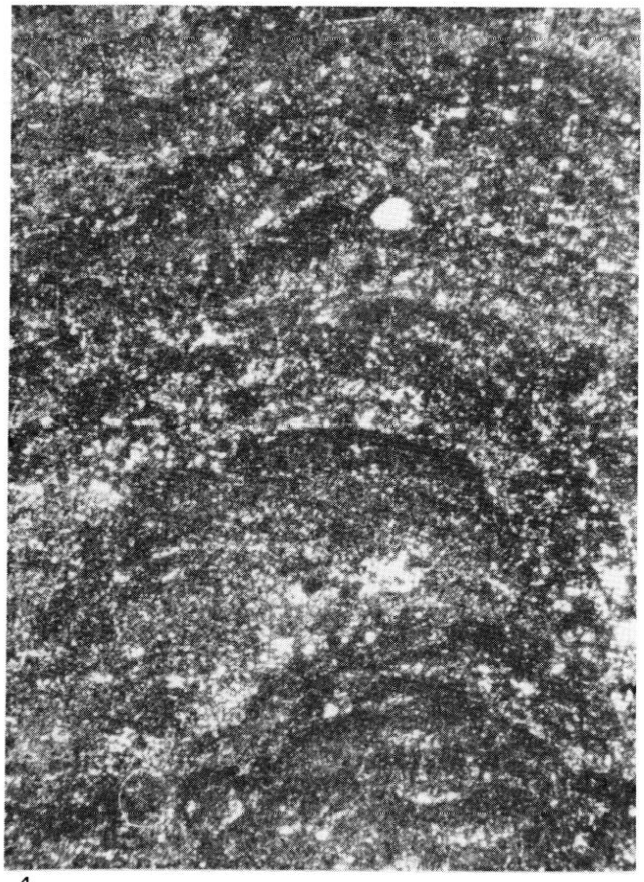
1 — 5 mm



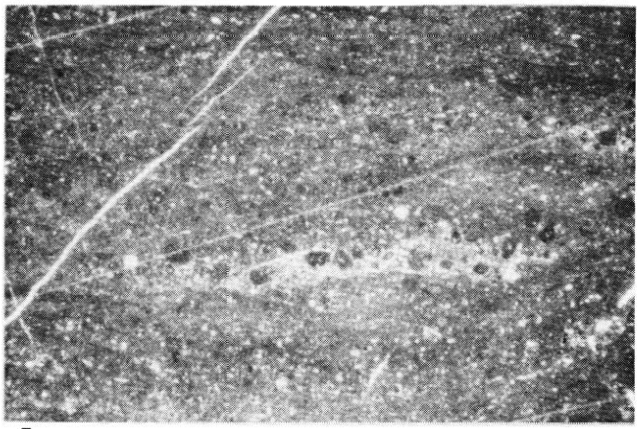
2 — 2 mm



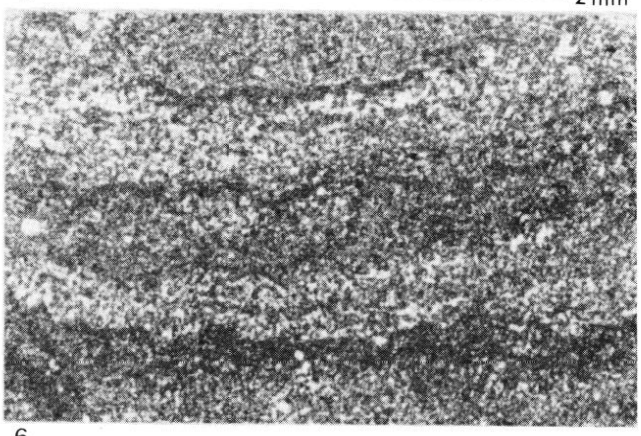
3 — 2 mm



4 — 2 mm



5 — 2 mm



6 — 1 mm

PLANCHE 16

1 - Aspect général du faciès tubéroïdique. Cassure fraîche de roche. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

2 - Aspect général du faciès tubéroïdique. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

3 - Exemple de tubéroïde net. Noter l'existence d'un liseré marginal plus foncé. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

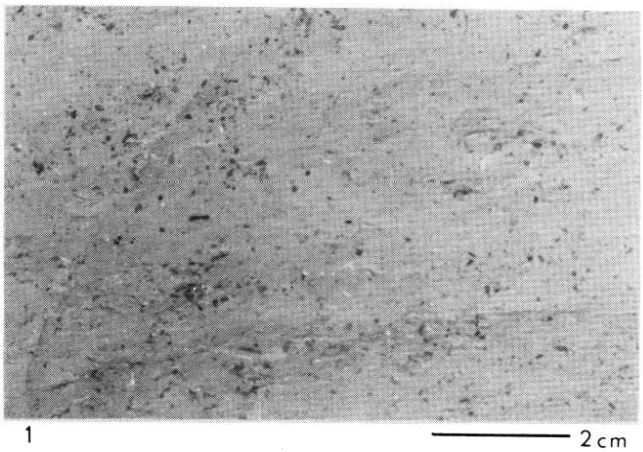
4 - Exemple de tubéroïdes flous. Noter que l'exemplaire de gauche est encroûté par des microorganismes. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

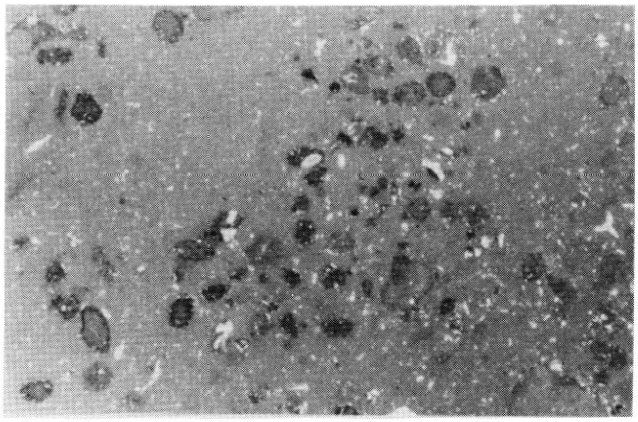
5 - Autre exemple de tubéroïde net. Noter sa coloration uniformément plus foncée ainsi que son encroûtement par des nubéculinelles (caractéristiques dans le quart supérieur droit du cliché). Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Sauget.

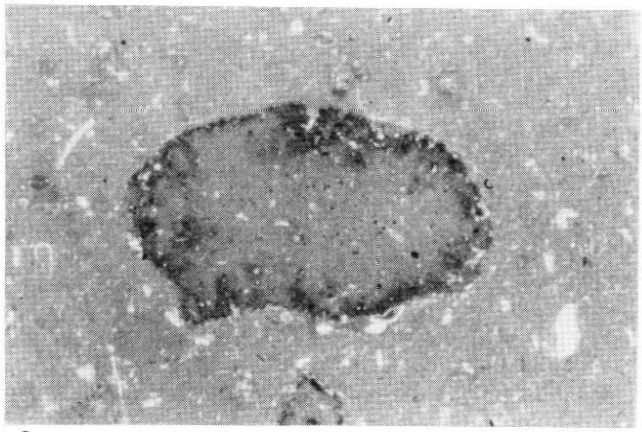
6 - Autre exemple de tubéroïde net encroûté. Ces encroûtements fréquents sont la preuve de la consistance assez ferme des tubéroïdes ainsi que de leur séjour relativement prolongé sur le fond avant enfouissement. Couches de Birmensdorf. Col de la Rochette.

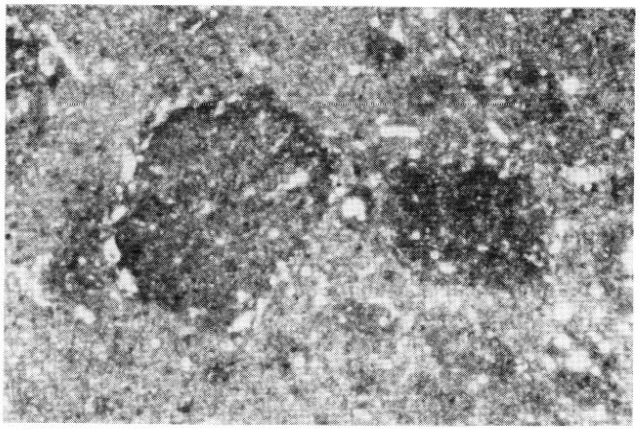
7 - Deux tubéroïdes dont celui de droite montre un réseau spiculaire d'hexactinellide. Ceci lui permet d'être interprété comme résidu de désagrégation d'une éponge. Lame mince. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

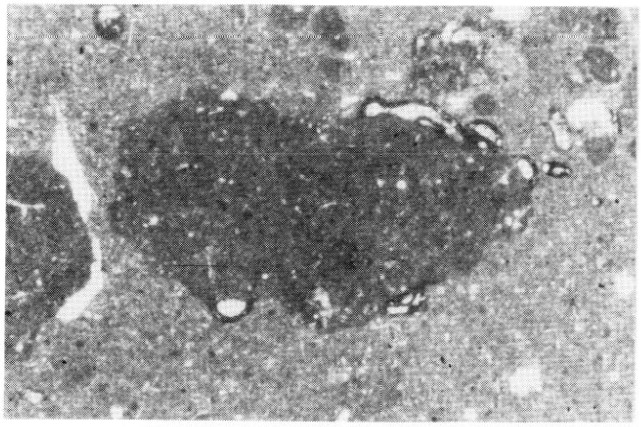
8 - Trois tubéroïdes réunis en agrégat par des nubéculinelles. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

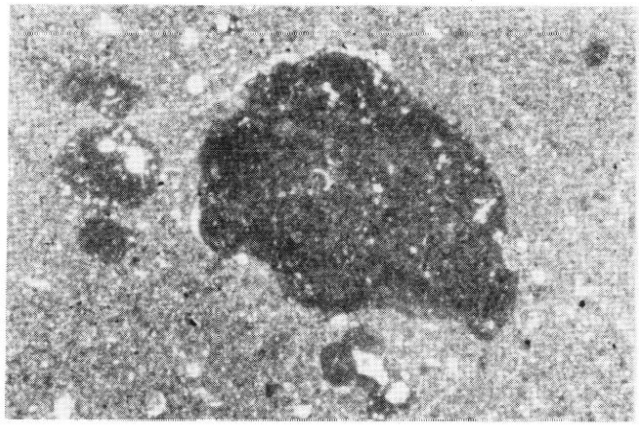

1 — 2 cm

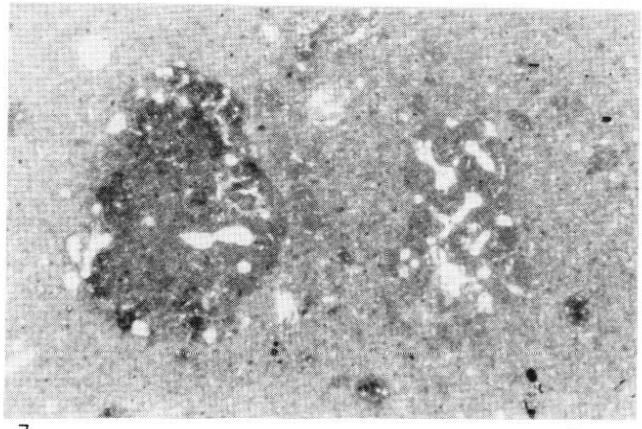

2 — 2 mm


3 — 1 mm


4 — 1 mm


5 — 1 mm


6 — 1 mm


7 — 1 mm

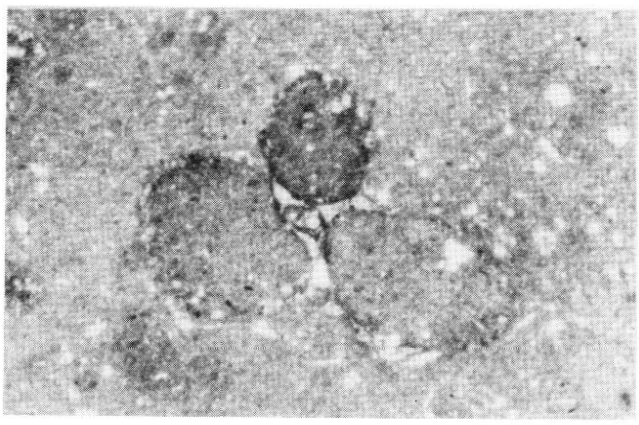

8 — 1 mm

PLANCHE 17

1 - Réseau spiculaire d'hexactinellide (*Hexactinosa*). Remarquer les noeuds spiculaires pleins. Lame mince. Calcaires lités. Montagnieu.

2 - Réseau spiculaire d'hexactinellide (*Lychniscosa*). Remarquer les noeuds spiculaires ajourés (= lychnisques). Lame mince. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

3 - Réseau spiculaire de lithistide. Lame mince. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

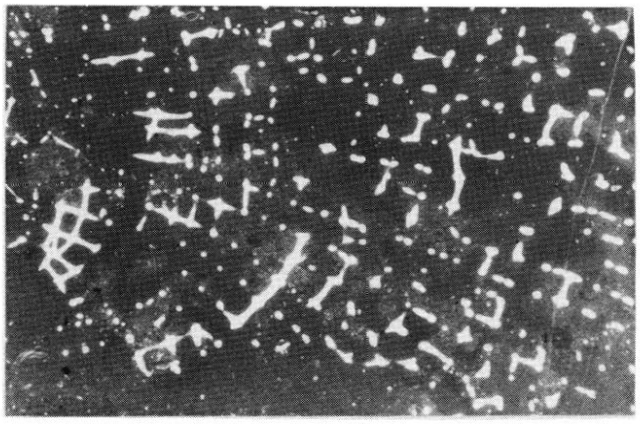
4 - Détail de lychnisques. Remarquer également le remplissage sparitique secondaire des vides laissés après dissolution des spicules. Lame mince. Calcaires lités. Champfromier.

5 - Réseau spiculaire d'éponge calcaire (Pharétrone). Lame mince. Calcaires lités. Samognat.

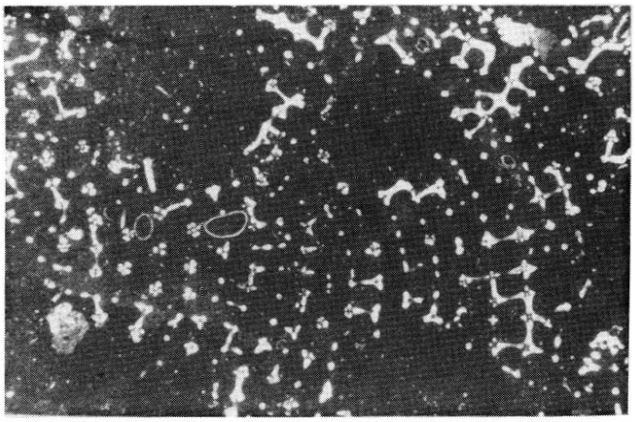
6 - Réseau spiculaire de *Baccispongia cidariformis.* Lame mince. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

7 - Section d'hexactinellide (*Hexactinosa*) cupuliforme. Noter l'existence de cavités à remplissage géopète (la flèche indique la véritable polarité). Lame mince. Calcaires lités. Trept.

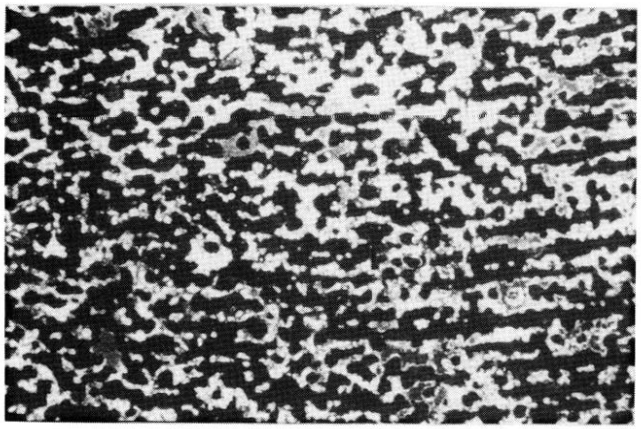
8 - Détail d'une microcavité à remplissage géopète au sein d'une hexactinellide (*Lychniscosa*). Lame mince. Calcaires lités. Champfromier.



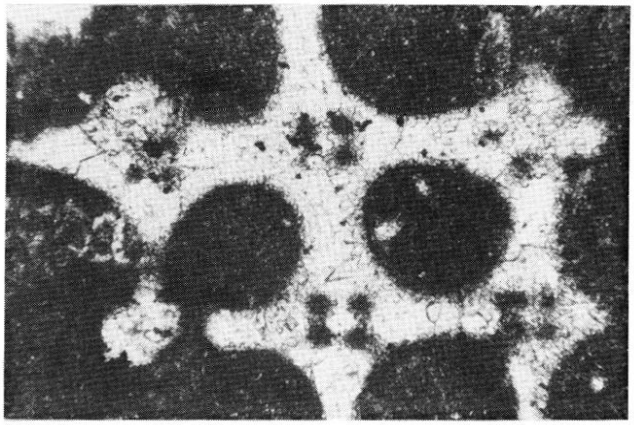
1 —— 2mm



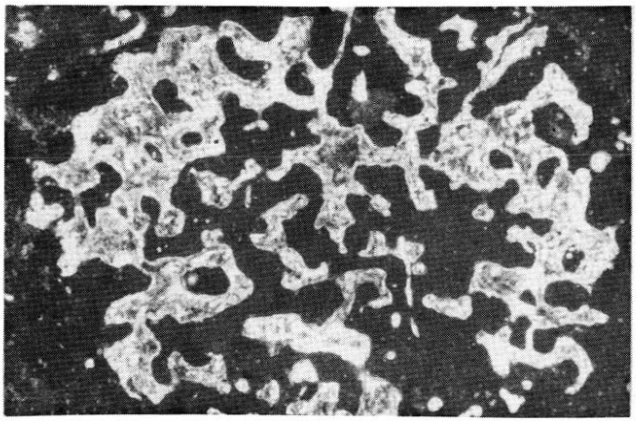
2 —— 2mm



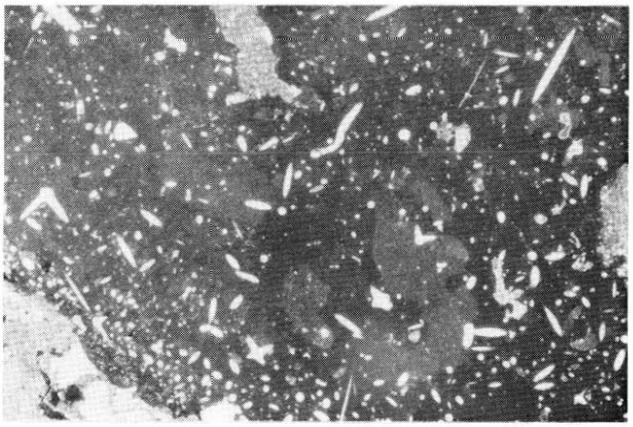
3 —— 2mm



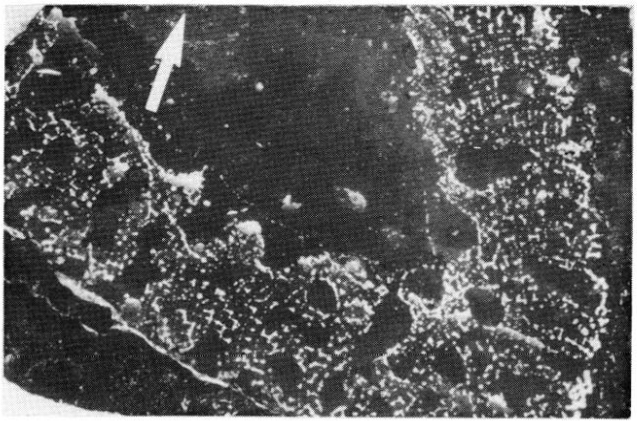
4 —— 0,2mm



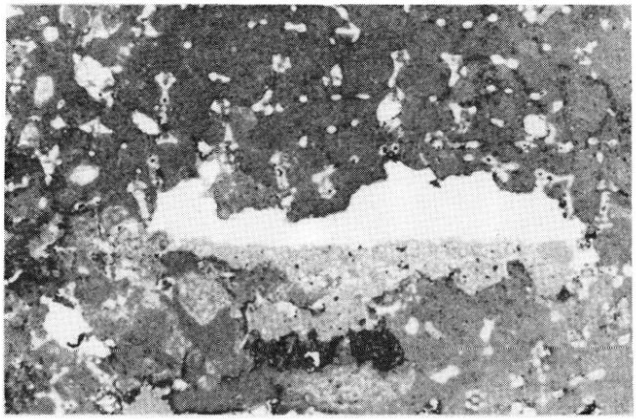
5 —— 1mm



6 —— 2mm



7 —— 5mm



8 —— 2mm

PLANCHE 18

1 - Section partielle d'une éponge (hexactinellide) fortement encroûtée. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

2 - Détail d'un organisme (serpule recristallisée) fixé sur une éponge (hexactinellide). Noter que la fixation s'opère ici directement sur les spicules (flèches). Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

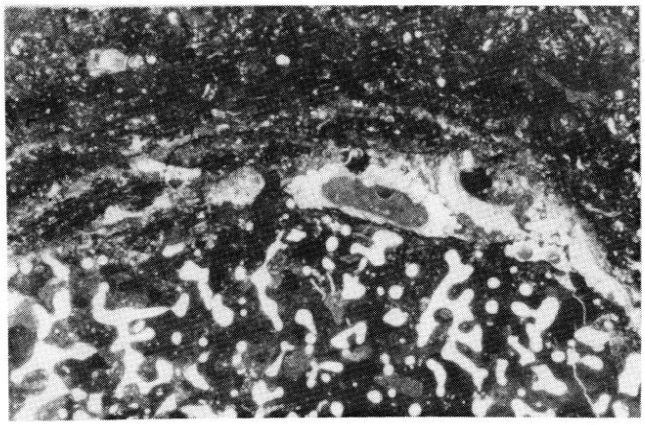
3 - Section typique d'une momie d'éponge montrant :
- le corps de l'éponge (hexactinellide) avec son squelette spiculaire et son système canalifère (Sp.).
- l'encroûtement stromatolithique (de type massif, à peine laminé et peu développé) en partie supérieure (St).
- l'épifaune sessile (grosses serpules) en partie inférieure (Ep).
Lame mince. Calcaires lités. Evosges.

4 - Perforation de bivalve lithophage observée dans la partie sommitale d'un bioherme et recoupant le corps d'une éponge (lithistide). Lame mince. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

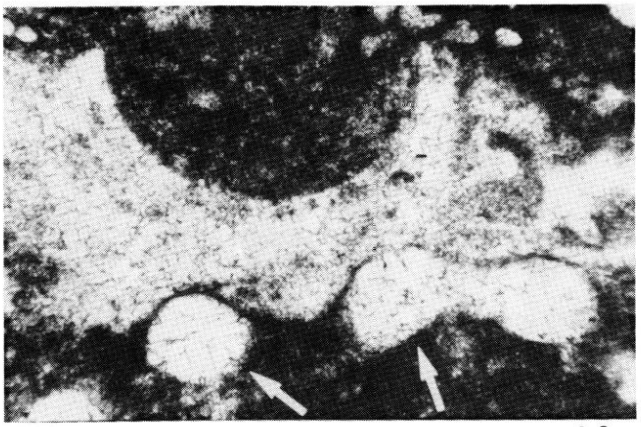
5 - Autre perforation semblable. Lame mince. Même niveau. Même affleurement. La présence de ces perforations prouvent que la lithification des biohermes a précédé leur enfouissement.

6 - Deux perforations de bivalves préférentiellement dolomitisées. Partie sommitale d'un bioherme. Lame mince. Calcaires lités. Trept.

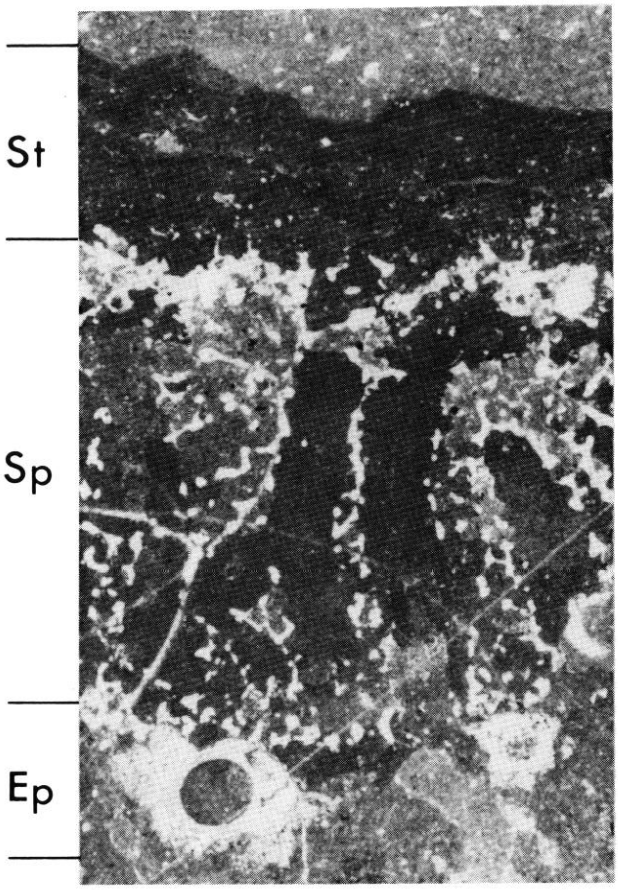
7 - Zone de dolomitisation dévcloppée au sein d'un bioherme au creux d'une éponge cupuliforme. Calcaires lités. Trept.



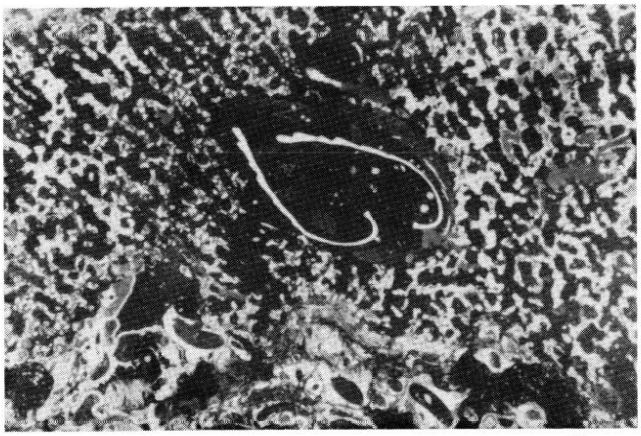
1 — 2mm



2 — 0,2mm



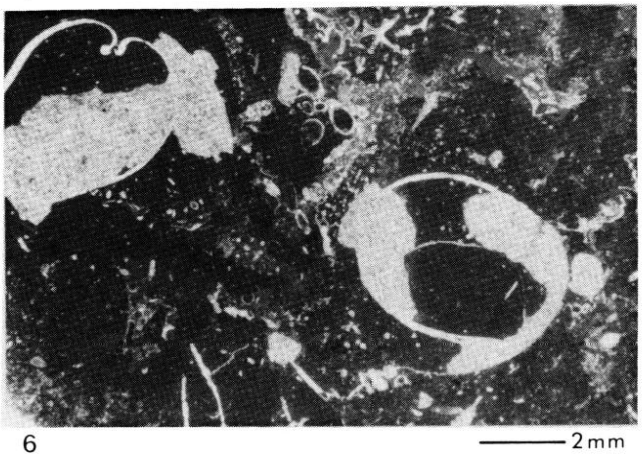
3 — 2mm



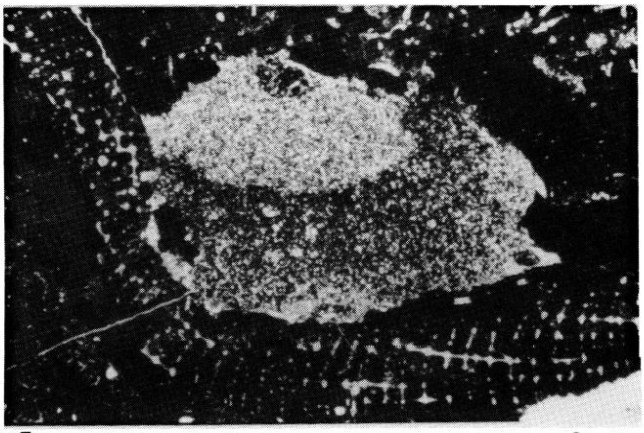
4 — 2mm



5 — 2mm



6 — 2mm



7 — 2 mm

PLANCHE 19

1 - *Valvulina lobata* SEIBOLD, 1960. Spécimen photographié en place dans l'encroûtement stromatolithique d'une éponge. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Col de la Rochette.

2 - *Valvulina lobata* SEIBOLD, 1960. Même environnement. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

3 - *Subdelloidina haeusleri* FRENTZEN, 1944. Spécimen photographié en place dans l'encroûtement stromatolithique d'une éponge. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

4 - *Subdelloidina haeusleri* FRENTZEN, 1944. Spécimen photographié en place dans une éponge (tous les objets clairs situés autour du foraminifère sont des spicules). Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

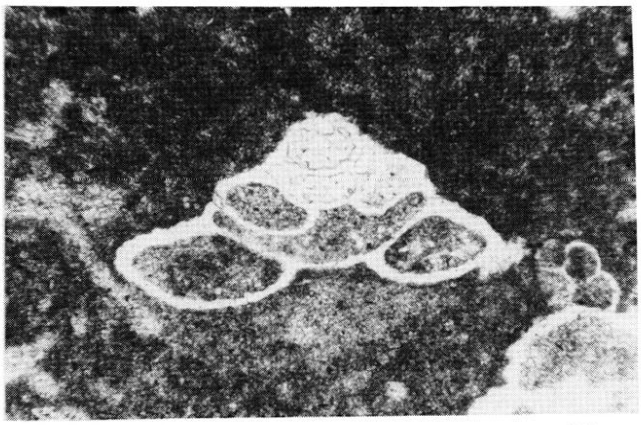
5 - *Tolypammina vagans* (BRADY, 1879). Spécimen photographié en place dans l'encroûtement stromatolithique d'une éponge. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Col de la Rochette.

6 - *Nubeculinella* sp. Spécimen photographié en place dans une éponge, directement fixé sur un spicule. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Mont Rivel. Champagnole.

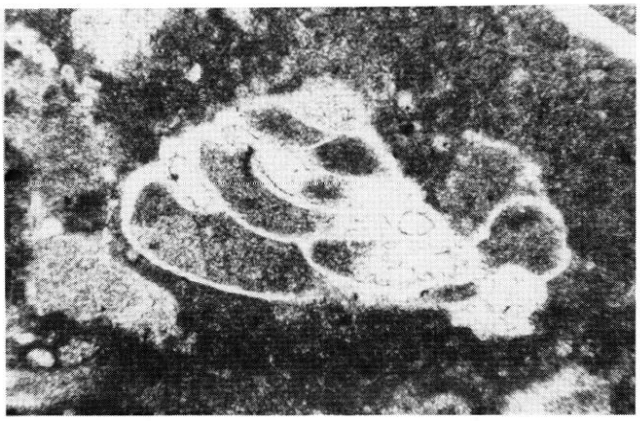
7 - *Tolypammina vagans* (BRADY, 1879). Spécimen photographié en place dans une éponge, directement fixé sur un spicule. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Le Pontet - Saint-Claude.

8 - Faunule à serpules (Sr) et *Tolypammina* (Tl) encroûtant une coquille d'ammonite (Am). Remarquer l'habitat du grand spécimen de *Tolypammina.* Lame mince. Couches de Birmensdorf. Cirque des Arpines.

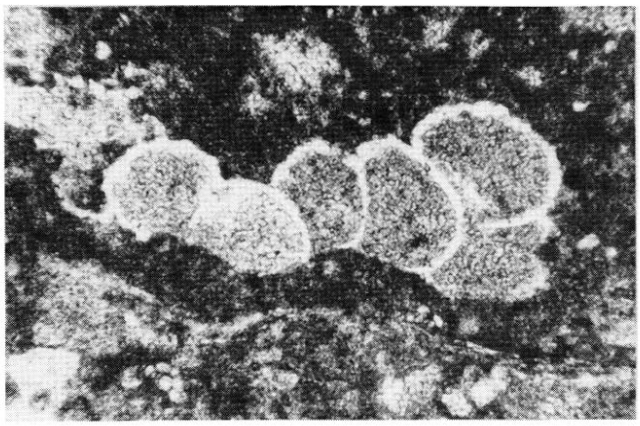
9 - *Thurammina* sp. Spécimen photographié en place dans une éponge, directement fixé sur un spicule. Lame mince. Couches de Birmensdorf. Chatillon-de-Cornelle.



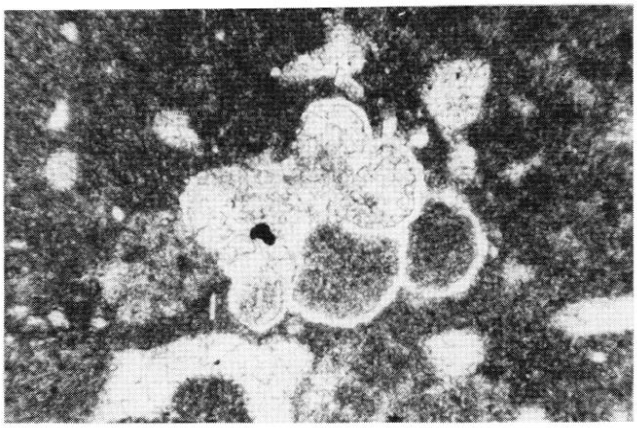
1 —— 0,2mm



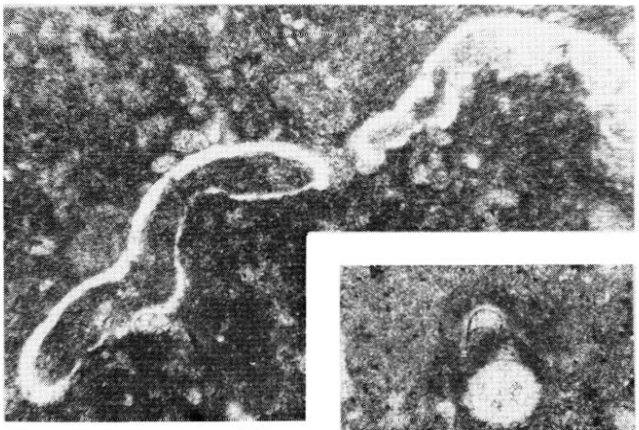
2 —— 0,2mm



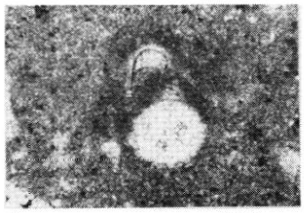
3 —— 0,2mm



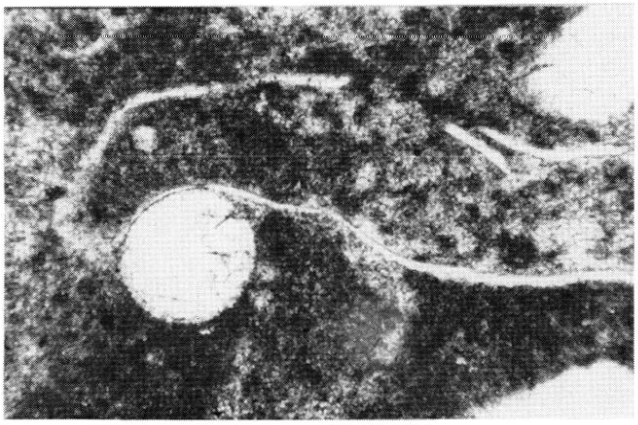
4 —— 0,2mm



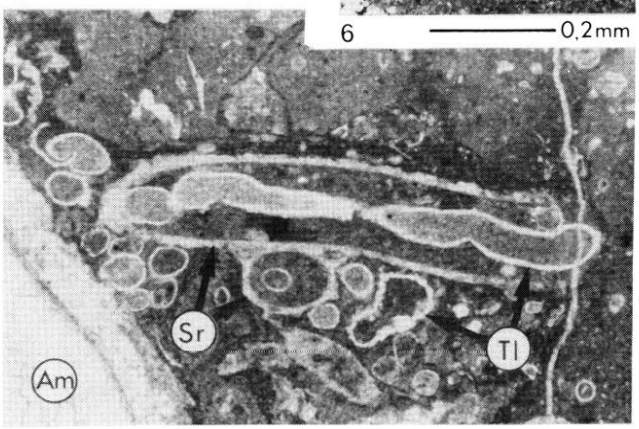
5 —— 0,2mm



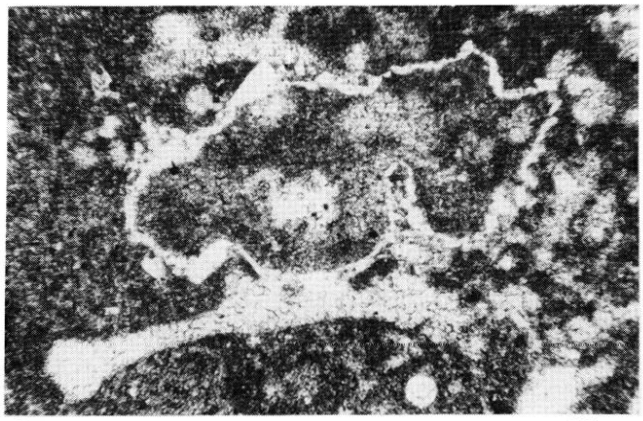
6 —— 0,2mm



7 —— 0,2mm



8 —— 1mm



9 —— 0,2mm

PLANCHE 20

1 - *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877). Lame mince. Calcaires lités. Carrière Vicat. Bouvesse-Quirieu.

2 - *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877). Lame mince. Calcaires hydrauliques supérieurs. Mont Rivel. Champagnole.

3 - *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877). Spécimen photographié en place dans une éponge (hexactinellide). Remarquer comment la morphologie de ces foraminifères se moule sur la disposition des spicules (s). Lame mince. Calcaires lités. Grand Colombier.

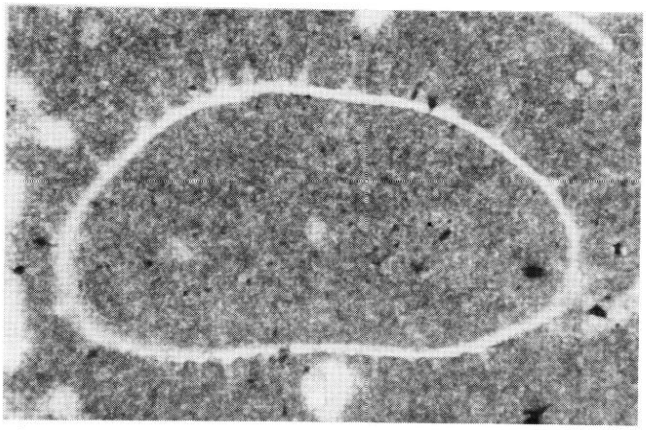
4 - *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877). Détail du test montrant la structure des tubercules. Lame mince. Calcaires lités. Rothonay.

5 - Nubéculaires encroûtant une coquille de bivalve. Faciès oncoïdique à nubéculaires. Lame mince. Calcaires lités. Les Arboux.

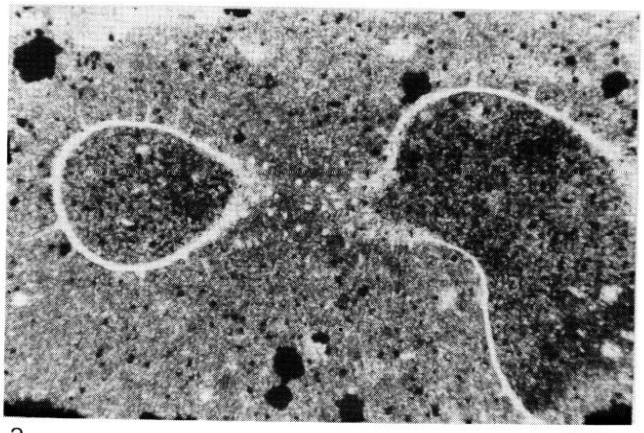
6 - Autre exemple semblable. Lame mince. Calcaires lités. Onoz.

7 - Nubéculaires au sein d'un encroûtement oncoïdique complexe. Lame mince. Calcaires lités. Rothonay.

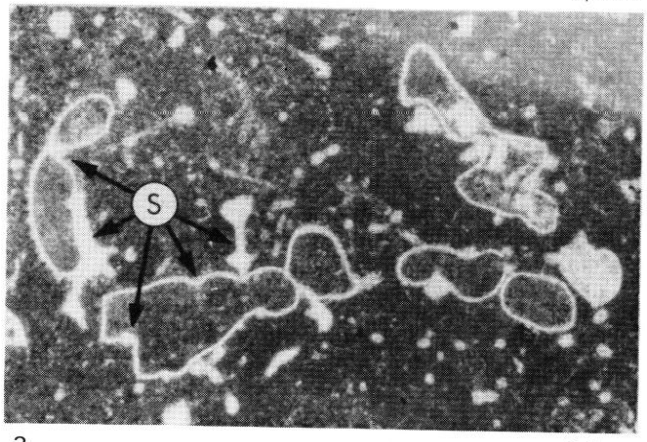
8 - Autre exemple semblable. Lame mince. Calcaires lités. Samognat.



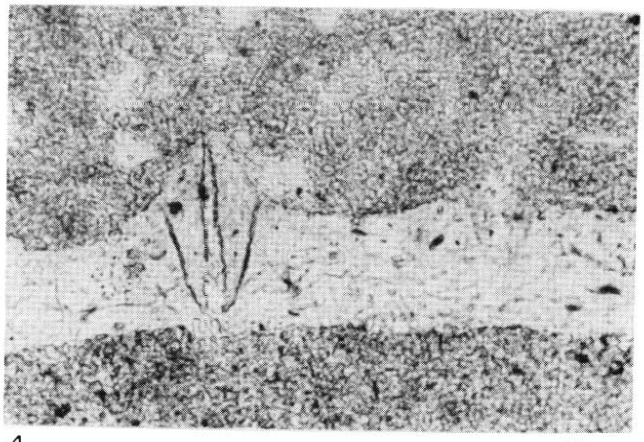
1 — 0,2mm



2 — 0,2mm



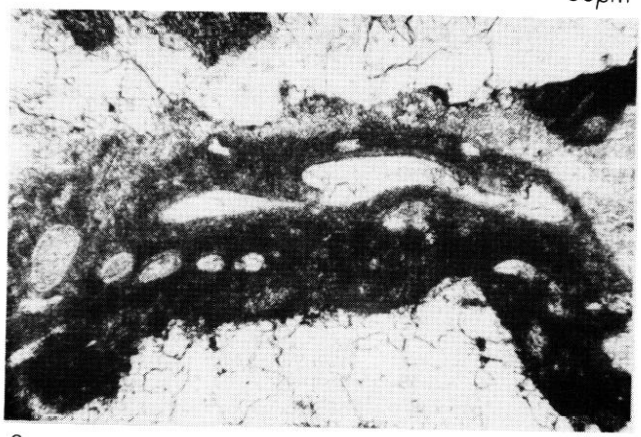
3 — 0,5mm



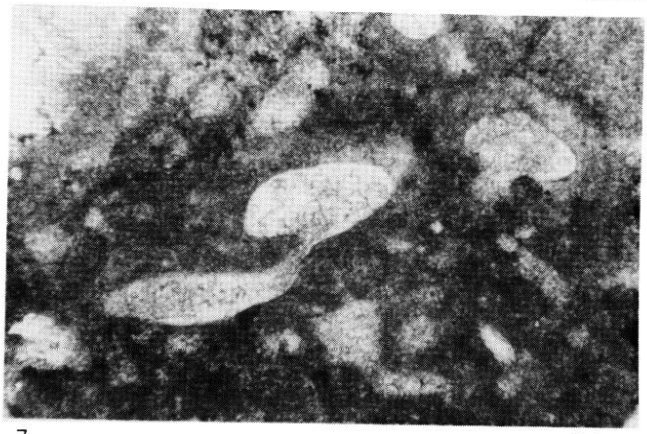
4 — 50µm



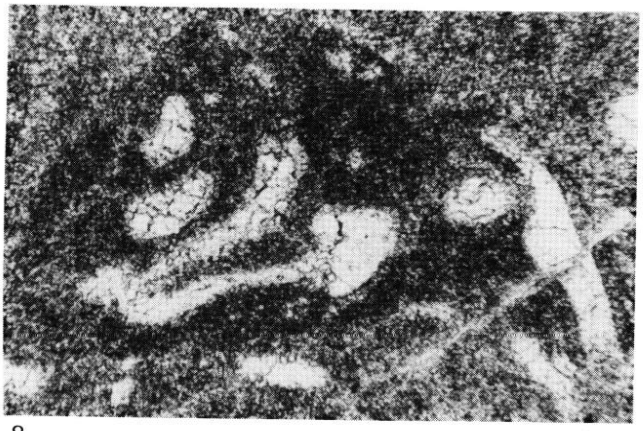
5 — 0,2mm



6 — 0,2mm



7 — 0,2mm



8 — 0,2mm

PLANCHE 21

1 - Vue générale d'un niveau grumeleux à concrétions (faciès oncoïdique à nubéculaires). Calcaires lités. Onoz.

2 - Aspect typique, à l'affleurement, du faciès oncoïdique à nubéculaires. Remarquer le débit noduleux d'autant plus sensible que l'encaissant est plus argileux. Calcaires lités. Onoz.

3 - Petits bivalves (Astartidés) plus ou moins encroûtés illustrant les premières étapes de la formation des oncoïdes à nubéculaires de type lisse. Calcaires lités. Marigny-sur-Ain.

4 - Section médiane d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Remarquer la présence d'un nucléus central et noter que sa forme induit celle de l'oncoïde. Calcaires lités. Arnans - Cuvergnat.

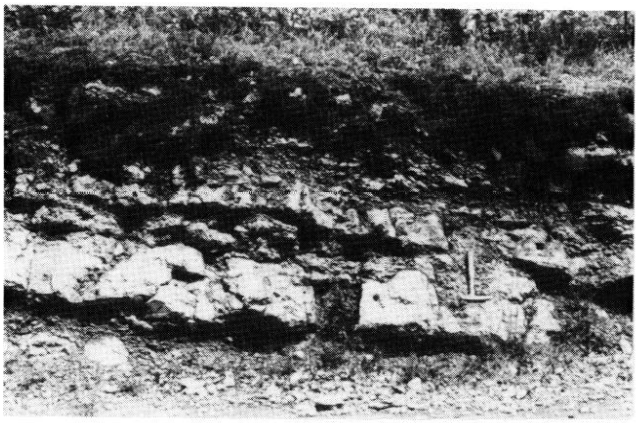
5 - Section médiane d'un gros oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Remarquer la très grande abondance de perforations de lithophages. Noter que le nucléus a totalement disparu suite, vraisemblablement, à d'intenses phénomènes de perforation et de micritisation.

6 a-d - Rhynchonelles plus ou moins encroûtées illustrant les premières étapes de la formation des oncoïdes à nubéculaires de type rugueux. Calcaires lités. Rothonay.

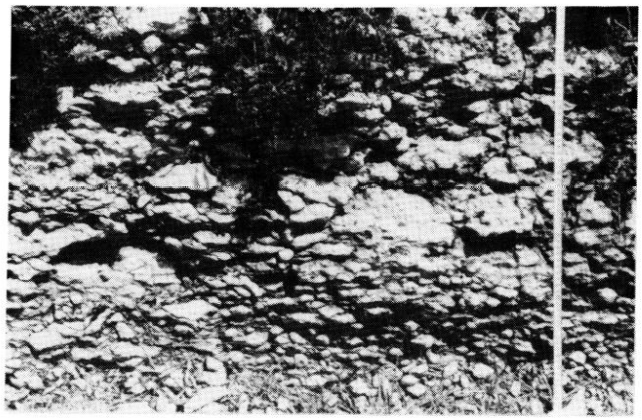
7 a-b - Oncoïdes à nubéculaires à peine ébauchés. Vu la faible importance de l'encroûtement, la nature du nucléus se laisse encore deviner (bivalves, pectinidés). Calcaires lités. Rothonay.

8 - Aspect typique d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Noter la présence (assez fréquente) de serpules. Calcaires lités. Onoz.

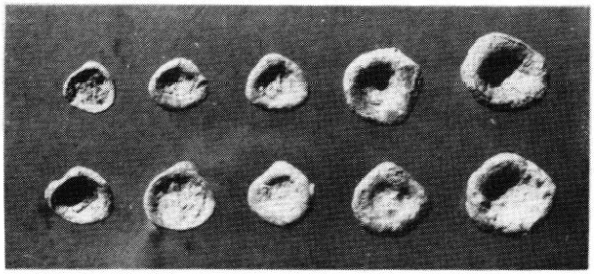
9 - Aspect typique d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Noter l'importance des rugosités. Calcaires lités. Rothonay.



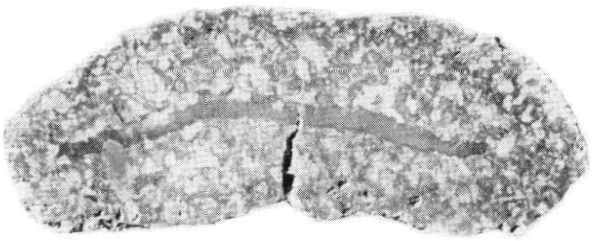
1



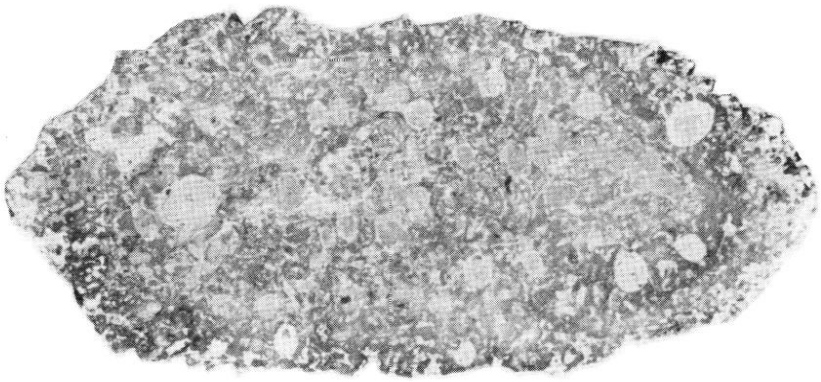
2



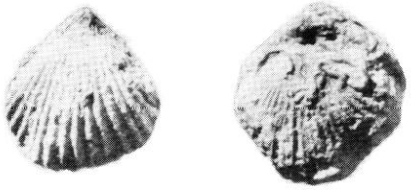
3 — 2cm



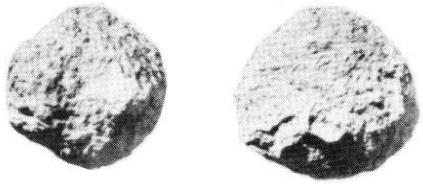
4 — 2cm



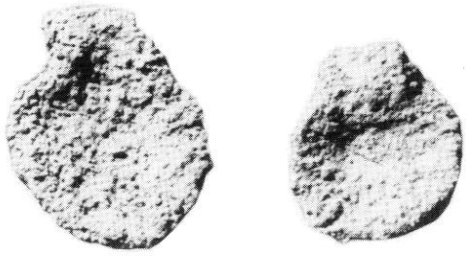
5 — 2cm



6a — 2cm — 6b



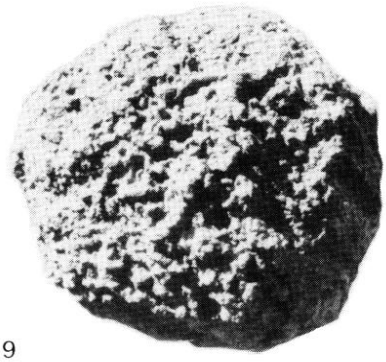
6c — 6d



7a — 2cm — 7b



8 — 1cm



9 — 2cm

PLANCHE 22

1 - Aspect typique du faciès à oncoïdes lisses. Lame mince. Calcaires lités. Marigny-sur-Ain.

2 - Détail d'un oncoïde à nubéculaires de type lisse avec perforation de bivalve lithophage. Lame mince. Calcaires lités. Marigny-sur-Ain.

3 - Oncoïde à nubéculaires de type lisse caractéristique. Noter la régularité de l'encroûtement marquée par une lamination à peine perturbée par les nubéculaires. Noter également l'évolution progressive de la morphologie générale de l'oncoïde, tendant vers une forme sphérique. Lame mince. Calcaires lités. Marigny-sur-Ain.

4 - Détail d'un oncoïde à nubécullaires de type lisse. Noter que chacune des 2 serpules indique un stade de croissance de l'encroûtement. Lame mince. Calcaires lités. Les Arboux.

5 - Détail d'un oncoïde à nubéculaires de type lisse. Ici, chacune des 2 colonies de bryozoaires indique un stade de croissance de l'encroûtement. Lame mince. Calcaires lités. Marigny-sur-Ain.

6 - Oncoïde à nubéculaires de type lisse. La croissance de l'oncoïde a été ici perturbée par l'installation d'une serpule de grande taille. Lame mince. Calcaires lités. Marigny-sur-Ain.

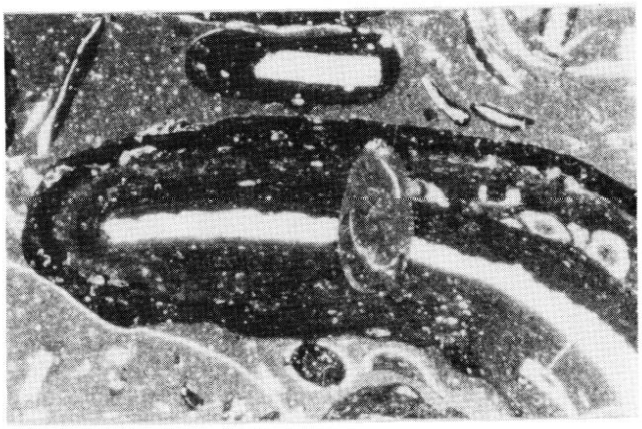
7 - Oncoïde à nubéculaires de type lisse formé autour d'une serpule (*Serpula (Tetraserpula) quadrisulcata*). Lame mince. Calcaires lités. Les Arboux.

8 - Oncoïde à nubéculaires de type lisse formé autour d'un gastéropode. Lame mince. Calcaires lités. Samognat.

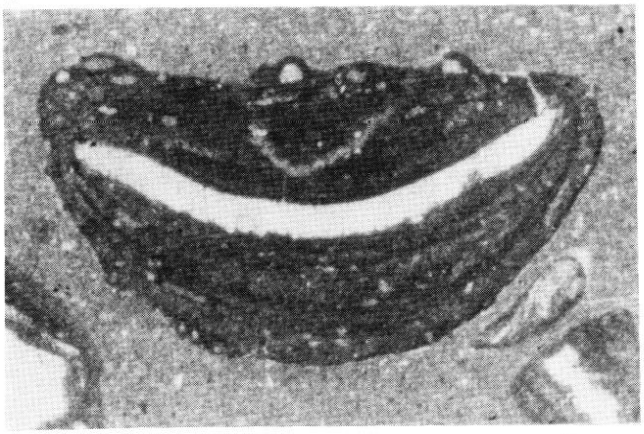
9 - Oncoïde à nubéculaires de type lisse formé autour d'un bryozoaire. Lame mince. Calcaires lités. Samognat.



1 — 5mm



2 — 2mm



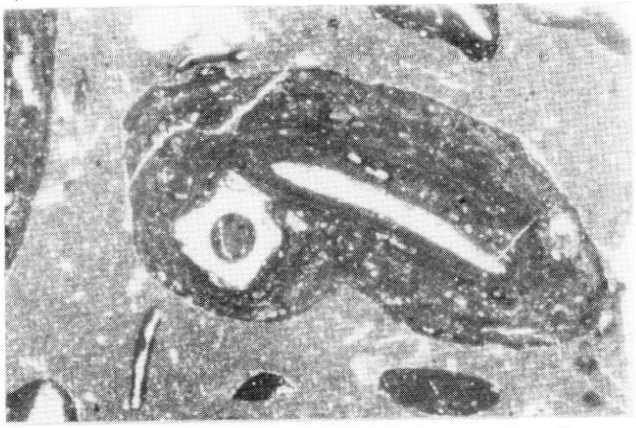
3 — 2mm



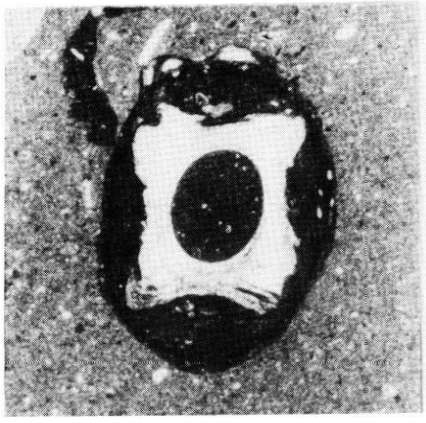
4 — 1mm



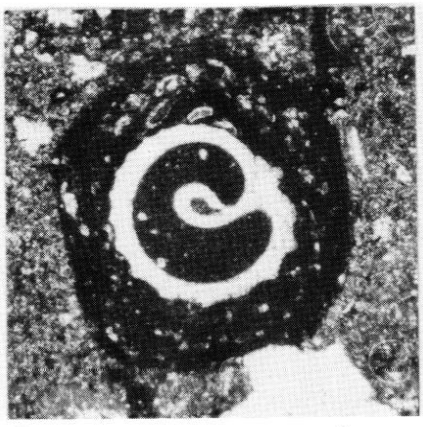
5 — 1mm



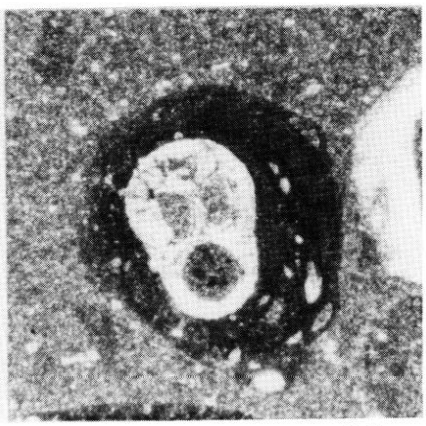
6 — 2mm



7 — 1mm



8 — 1mm



9 — 0,5mm

PLANCHE 23

1 - Oncoïde à nubéculaires de type rugueux caractéristique (de petite taille). Noter l'irrégularité des divers stades de croissance due à la grande variété de formes et de tailles des organismes encroûtants. Lame mince. Calcaires lités. Moirans-en-Montagne.

2 - Autre exemple d'oncoïde à nubéculaires de type rugueux s'apparentant aux "pelotes à serpules". Lame mince. Calcaires lités. Moirans-en-Montagne.

3 - Détail d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Noter la complexité architecturale et l'importance de la participation des serpules. Lame mince. Calcaires lités. Rothonay.

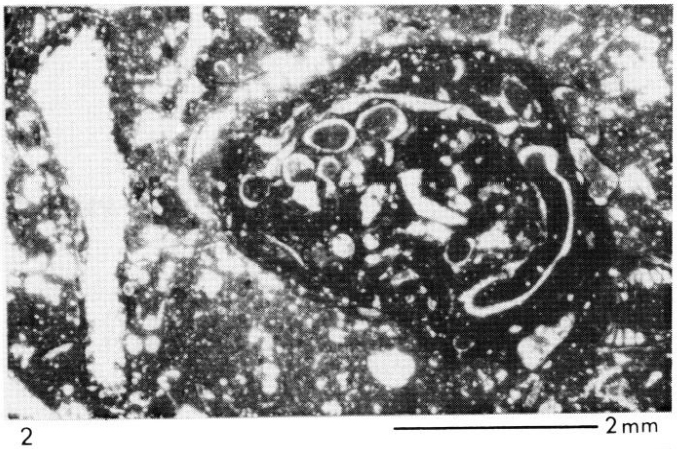
4 - Détail d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Noter que le développement de l'encroûtement à partir du nucléus (bivalve, en bas du cliché) se fait sous forme d'une colonnette de type stromatolithique. Lame mince. Calcaires lités. Nantey.

5 - Détail d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Noter la complexité d'ensemble et la présence de perforations. Lame mince. Calcaires lités. Rothonay.

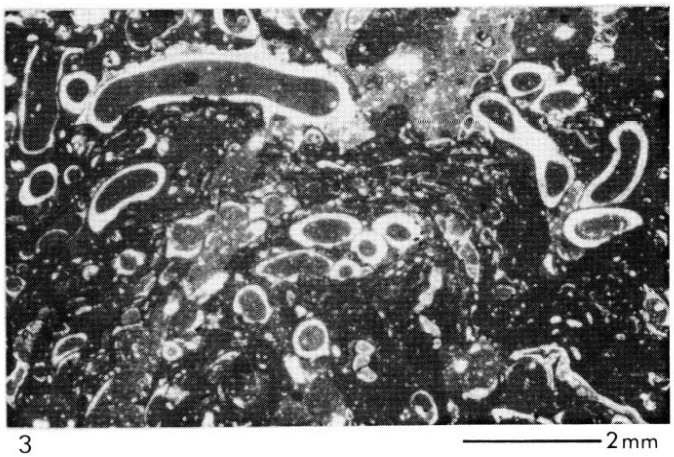
6 - Détail des couches superficielles d'un oncoïde à nubéculaires de type rugueux. Noter l'organisation en colonnettes stromatolithiques. Ces colonnettes sont, en partie, à l'origine des rugosités des oncoïdes. Lame mince. Calcaires lités. Onoz.



1 — 2 mm



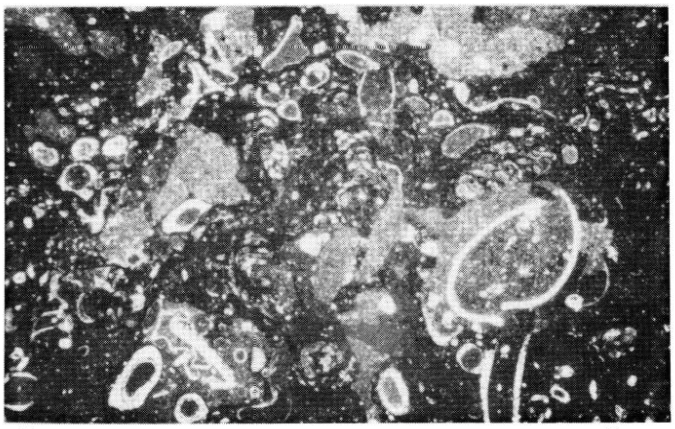
2 — 2 mm



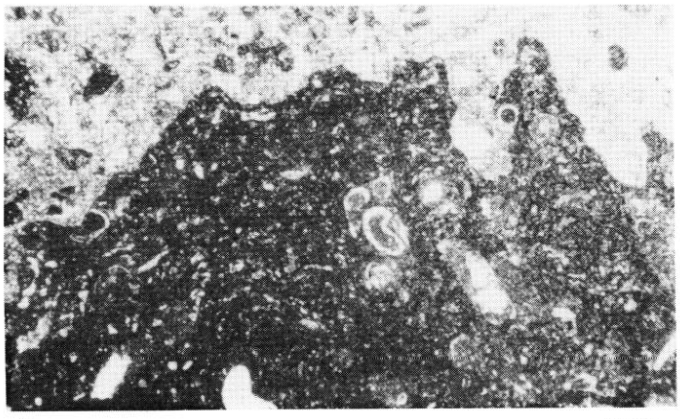
3 — 2 mm



4 — 1 mm



5 — 2 mm



6 — 2 mm

PLANCHE 24

1 - Faciès condensé. Oolithes ferrugineuses. Passées oolithiques de la Pseudobrèche Ferrugineuse. Le Pontet - Saint-Claude.

2 - Faciès condensé. Oolithes sparitiques. Oolithe Ferrugineuse de Pontarlier. Ronde Fontaine.

3 - Faciès oolithico-graveleux. Grainstone à oolithes micritiques et bioclastes. Calcaires pseudolithographiques (faciès de transition avec les Couches du Morillon). Forêt de Montréal.

4 - Faciès oolithico-graveleux. Packstone à oolithes radiaires. Calcaires pseudolithographiques (faciès de transition avec les Couches du Morillon). Col du Berthiand.

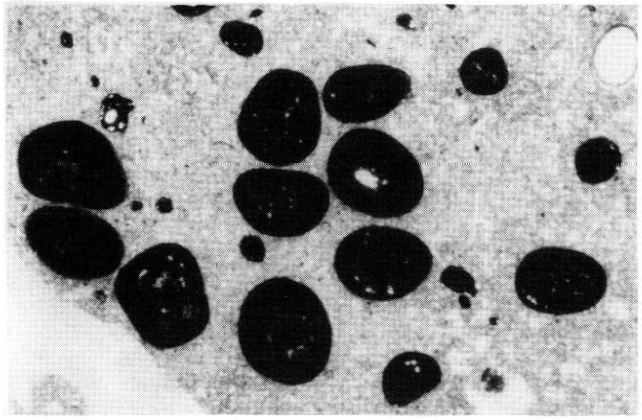
5 - Faciès oolithico-graveleux. Grainstone à oolithes radiaires et intraclastes. Calcaires pseudolithographiques (faciès de transition avec les Couches du Morillon). Col du Berthiand.

6 - Faciès oncolithique. Packstone à oncolithes. Calcaires d'Aranc. Saint-Champ - Chatonod.

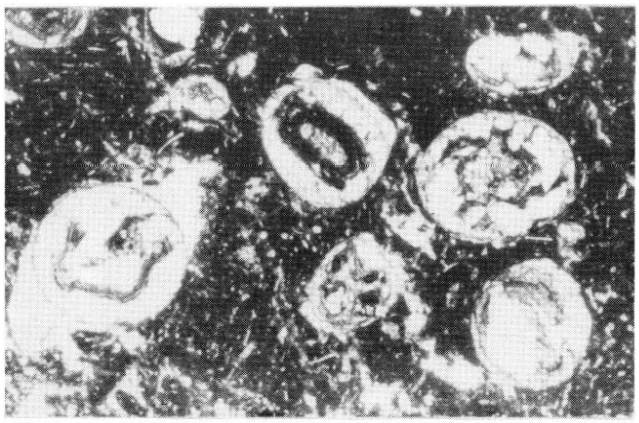
7 - Oolithe radiaire formée autour d'une miliole. Faciès oolithico-graveleux. Calcaires pseudolithographiques (faciès de transition). Forêt de Montréal.

8 - Oolithe radiaire formée autour d'une lenticuline. Faciès oolithico-graveleux. Calcaires pseudolithographiques (faciès de transition). Forêt de Montréal.

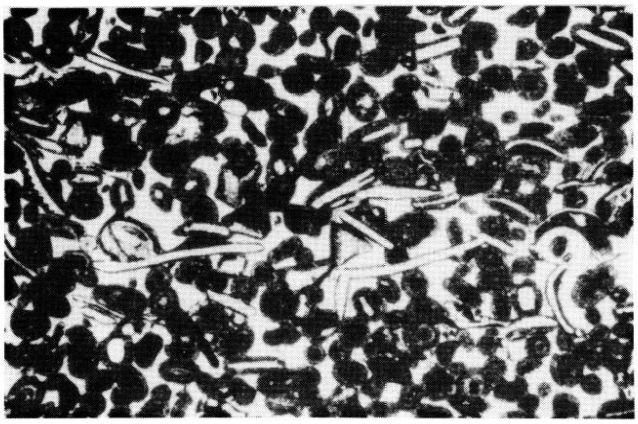
9 - Oolithe radiaire formée autour d'un ostracode. Faciès oolithico-graveleux. Couches du Morillon. Mont Rivel - Champagnole.



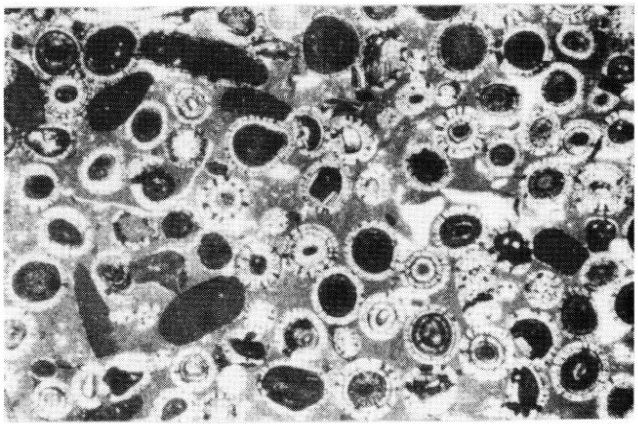
1 —— 2mm



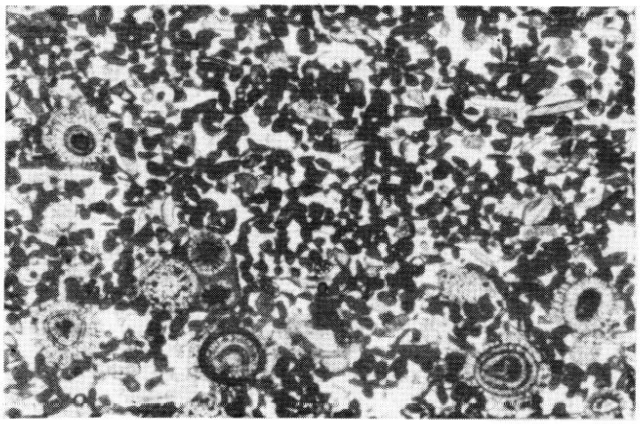
2 —— 2mm



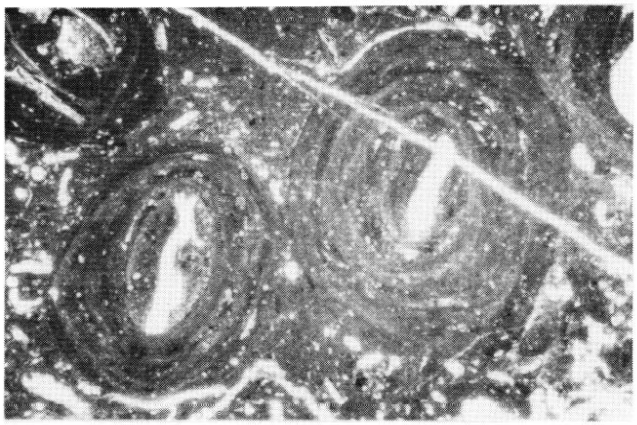
3 —— 2mm



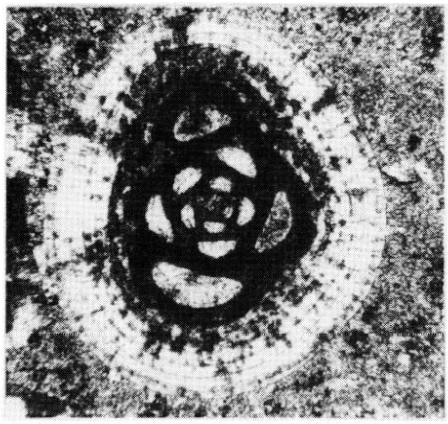
4 —— 2mm



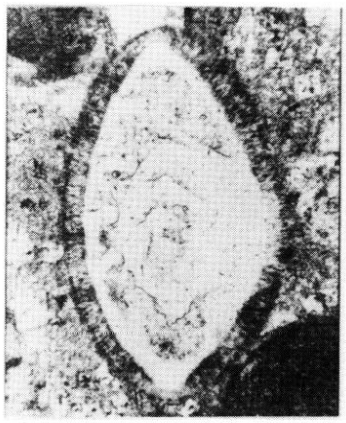
5 —— 2mm



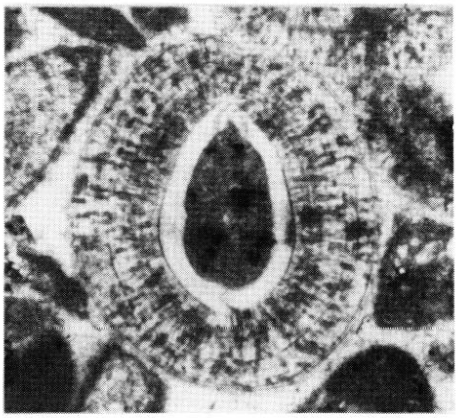
6 —— 2mm



7 —— 0,1mm



8 —— 0,1mm



9 —— 0,1mm

PLANCHE 25

1 a-c - Miniséquence de dépôt dans un banc calcaire d'épaisseur décimétrique. Type I. Calcaires lités (faciès septentrional). Les Arboux (ARB 109).
1a - Base de séquence. Noter la présence de quelques grains de quartz et de grains micritiques plus ou moins arrondis. La forme et la constitution des grains carbonatés en font des pellets correspondant soit à des pseudopellets, soit, plus vraisemblablement, à des pelotes fécales remaniées. Noter que la matrice est une fine microsparite.
1b - Milieu de séquence. Noter la décroissance générale de la taille moyenne des grains. Le granoclassement est évident.
1c - Sommet de séquence. Les grains sont encore plus petits et les pellets se distinguent à peine de la matrice, maintenant micritique. Le faciès "micrite tachetée" est atteint.

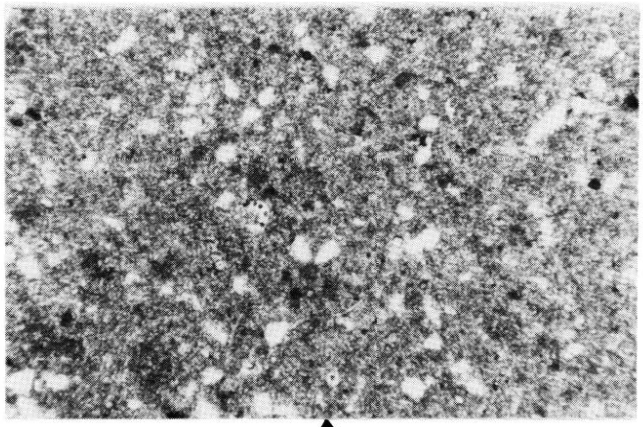
2 - Micrite tachetée typique. Calcaires pseudolithographiques. Corlier.

3 - Détail de la base de la séquence montrée en fig. 1a. Remarquer la limite floue existant entre les grains et le ciment.

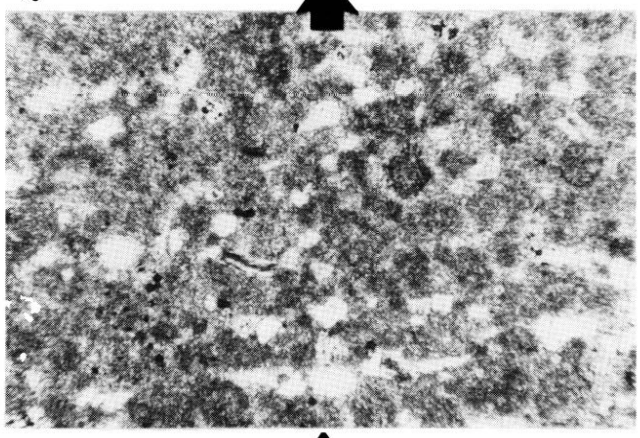
4 - *Coprulus gramanni* GAILLARD, 1978. Section transversale et section longitudinale. Lame mince d'épaisseur supérieure à 30 μm. Calcaires lités. Champfromier.

5 - *Coprulus* sp. Exemplaires particulièrement riches en matière organique. Sections longitudinales. Lame mince d'épaisseur inférieure à 30 μm. Calcaires lités. Champfromier.

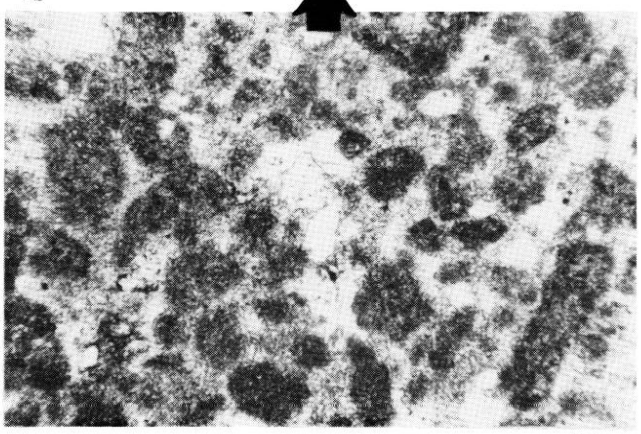
6 - *Coprulus gramanni.* 3 sections transversales, 1 section oblique, 1 section longitudinale. Lame mince d'épaisseur inférieure à 30 μm. Calcaires lités. Savigna.



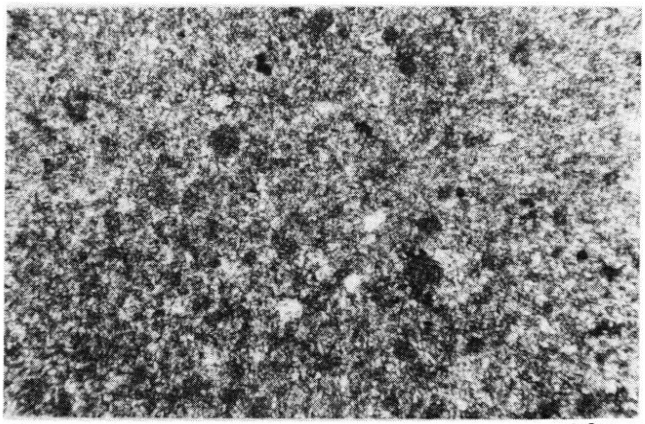
1c



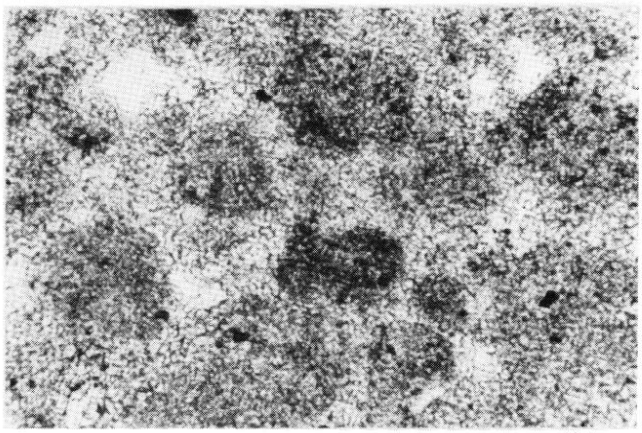
1b



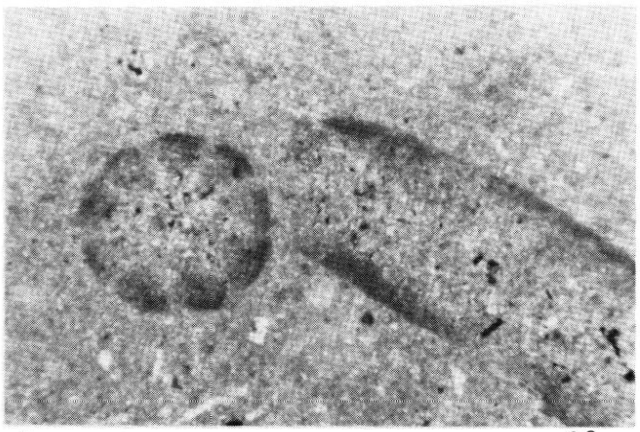
1a — 0.2mm



2 — 0,2mm



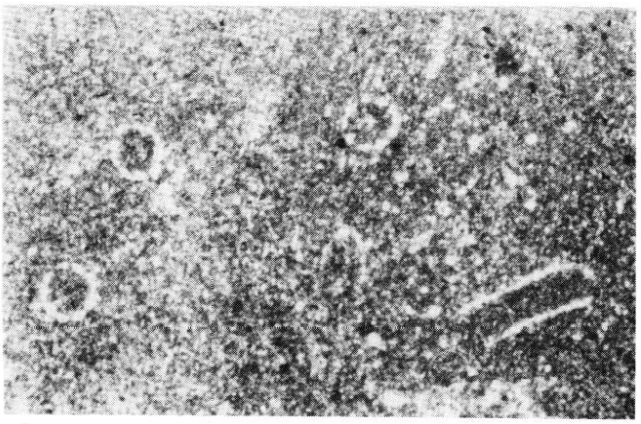
3 — 0,1mm



4 — 0.2mm



5 — 0.5mm



6 — 1mm

PLANCHE 26

1 - Figure de pénétration (?) mise en évidence grâce à une concentration locale de bioclastes crinoïdiques. Calcaires lités. Colliard.

2 - Figure de pénétration perturbant l'ordonnancement de lamines silteuses. Calcaires lités. Saint-Claude. Crêt Pourri.

3 - Calcaire micritique bioturbé et partiellement dolomitisé. Remarquer la dolomitisation plus intense au niveau des galeries (de type *Chondrites*). Calcaires lités. Trept.

4 - Calcaire wackestone assez fortement bioturbé (*Chondrites*). Calcaires lités. Champfromier.

5 - Figures d'interpénétration au contact d'un niveau micritique basal et d'un niveau silteux sommital (lame taillée dans le plan horizontal). Extrême base des Couches de Birmensdorf. Andelot-en-Montagne.

6 - Calcaire micritique parcouru par des galeries de *Chondrites* de gros diamètre. Calcaires hydrauliques. Champagnole. Mont Rivel.

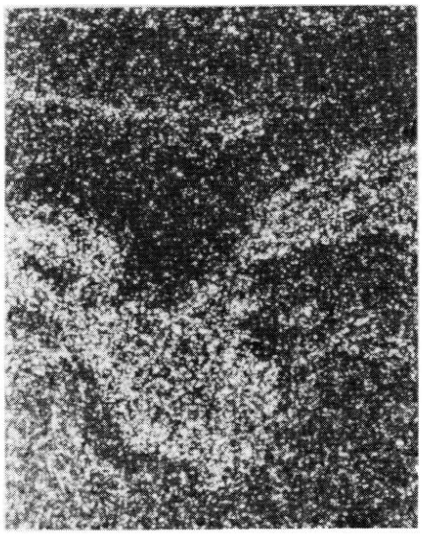
7 - Calcaire bioturbé à spicules de *geodiidae.* Calcaires hydrauliques inférieurs. Moulin de Vertamboz.

8 - Figure de déplacement dans un calcaire wackestone. Remarquer l'ordonnancement en arcs des bioclastes et notamment de ceux qui sont allongés. Ces arcs jalonnent les positions successives de la galerie habitée (voir fig. 133 A). Calcaires lités. Les Piards.

9 - Calcaire wackestone fortement bioturbé mais à figures de bioturbation à peine décelables. Remarquer l'ordonnancement des bioclastes en de multiples arcs en interférence. Calcaires lités. Apremont.



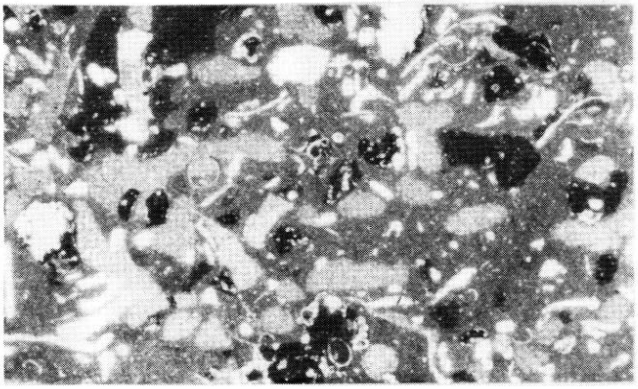
1 — 5 mm



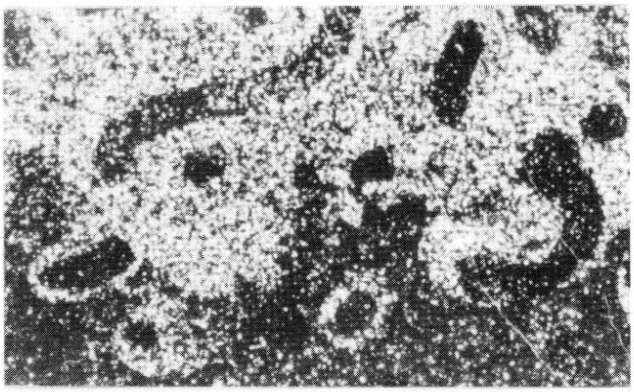
2 — 2 mm



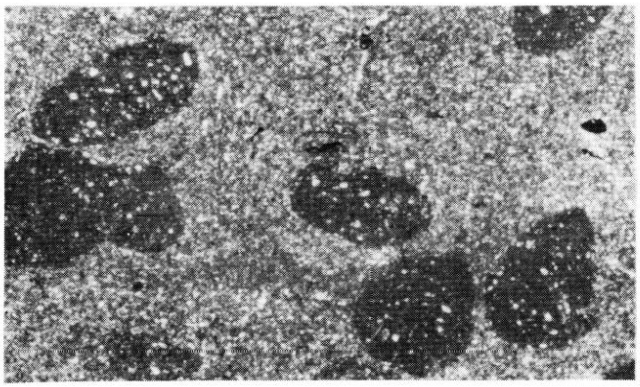
3 — 2 mm



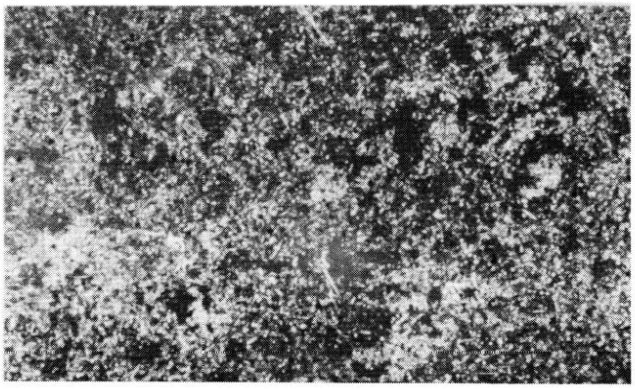
4 — 2 mm



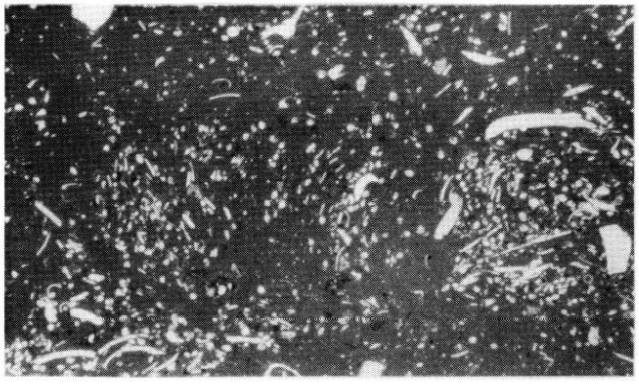
5 — 2 mm



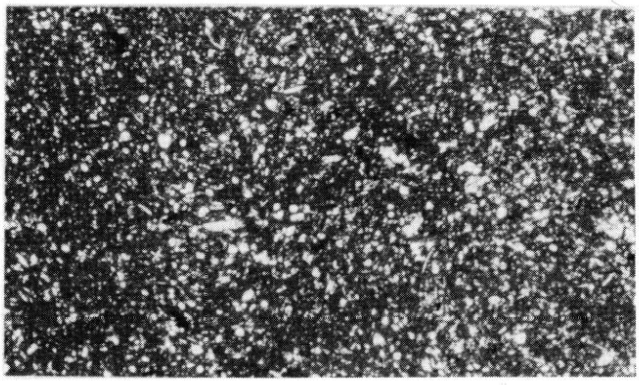
6 — 2 mm



7 — 2 mm



8 — 2 mm



9 — 2 mm

PLANCHE 27

1 - *Chondrites.* Aspect général sur fond micritique (lame mince). Toit des Couches de Birmensdorf. Meyriat.

2 - *Chondrites.* Détail d'une galerie au niveau d'un embranchement (lame mince). Calcaires lités. Molinges.

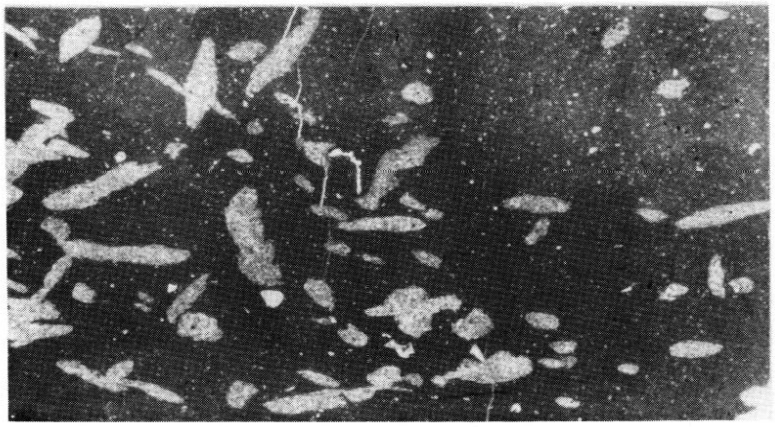
3 - Section transversale d'une portion horizontale d'un terrier incomplètement rempli. Calcaires pseudolithographiques (faciès de transition avec les Couches du Morillon) (lame mince). Coupe du Berthiand.

4 - Association de *Chondrites* et de terriers indéterminés de plus grande section (lame mince). Calcaires lités. Grand Colombier.

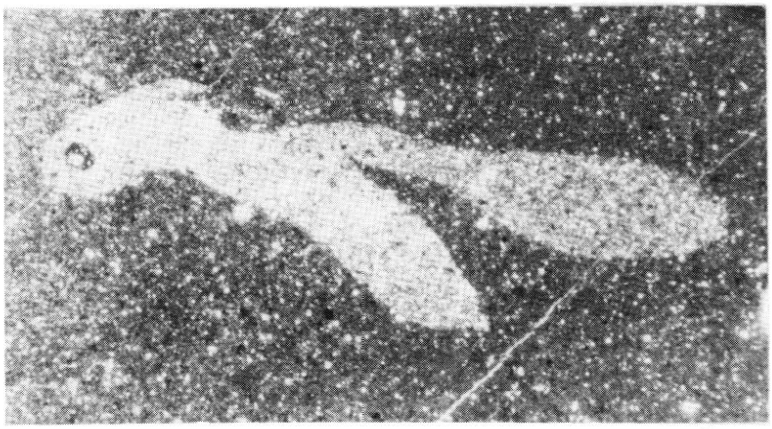
5 - *Chondrites.* Aspect général sur fond silteux (lame mince). Calcaires lités. Les Arboux.

6 - *Coprulus gramanni* GAILLARD, 1978 (résidu de lavage). Couches du Geissberg. Les Arboux.

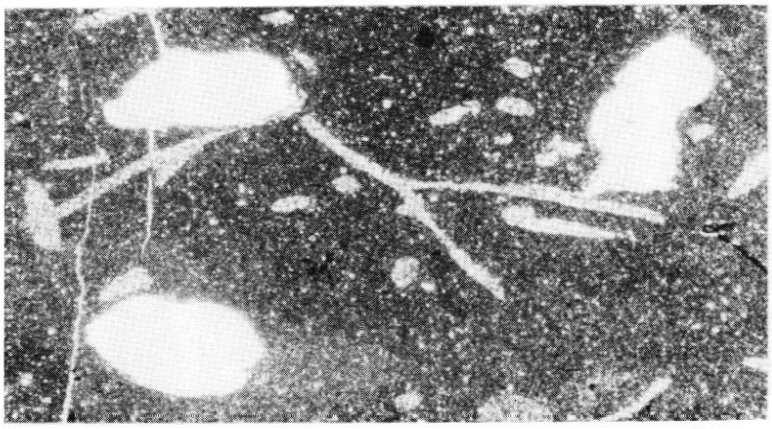
7 - Microcoprolithes pyritisés remplissant un terrier (lame mince). Couches du Geissberg. Champfromier.



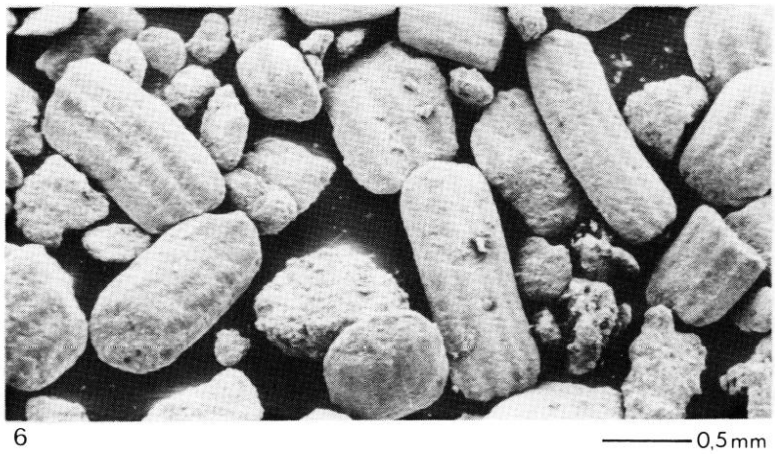
1 — 5mm



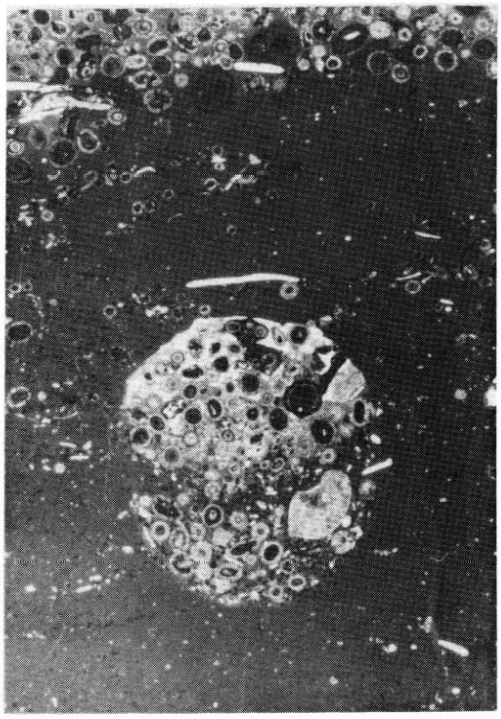
2 — 2mm



4 — 2mm



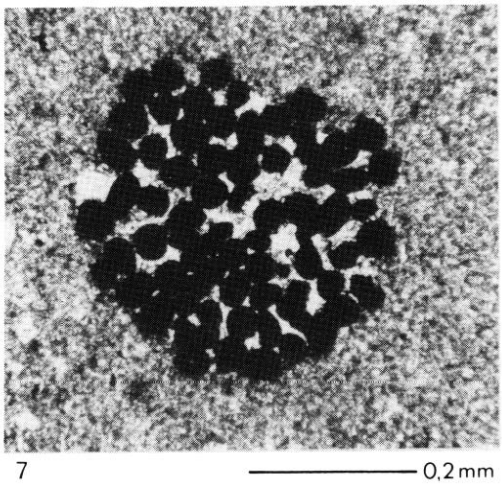
6 — 0,5mm



3 — 5mm



5 — 5mm



7 — 0,2mm

PLANCHE 28

1 - *Chondrites.* Interbanc (marnes feuilletées). Calcaires lités. Carrière Vicat. Montalieu.

2 - *Chondrites.* Interbanc (marnes feuilletées). Calcaires lités. Carrière de Montbron. Trept.

3 - *Chondrites* + *Thalassinoides.* Semelle d'un banc calcaire. Calcaires hydrauliques supérieurs. La Chaux-du-Dombief.

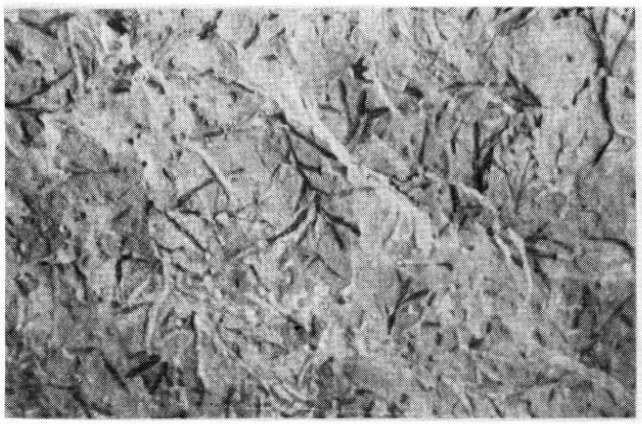
4 - *Thalassinoides.* Le réseau de galerie est ici photographié en place, à la semelle d'un gros banc calcaire. Calcaires lités. Chézery.

5 - *Thalassinoides.* Semelle d'un banc calcaire. Remarquer les striations longitudinales interprétées comme traces de griffures de l'occupant (Crustacé). Calcaires lités. Carrière Vicat. Quirieu.

6 - Rognons de silex à la semelle d'un banc. Comme le montre leur dessin, ces rognons correspondent vraisemblablement à des terriers de type thalassinoides. Calcaires hydrauliques inférieurs (= Calcaires Siliceux). Arc-sous-Montenot.

7 - *Paratisoa contorta* GAILLARD, 1972. Holotype photographié en place. Couche d'Effingen. Saint-Claude. Crêt Pourri.

8 - *Rhizocorallium.* Calcaires bioclastiques. Extrême base des Couches du Morillon. Champagnole. Mont Rivel.



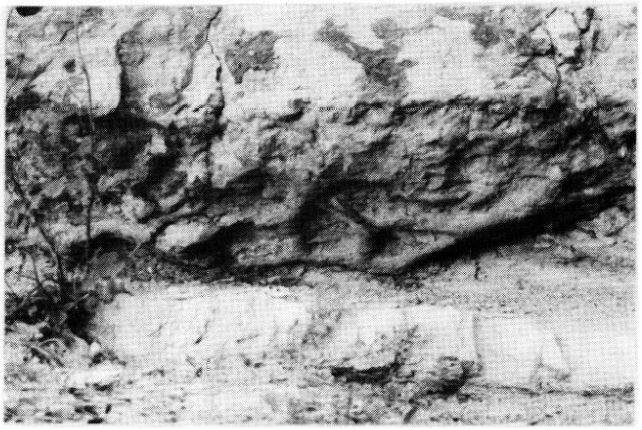
1 —— 2cm



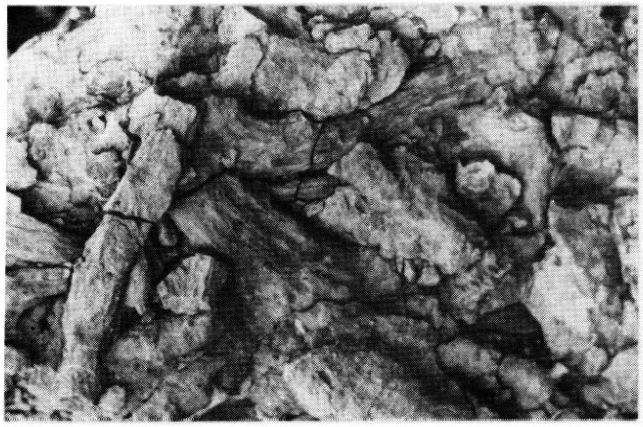
2 —— 2cm



3 —— 5cm



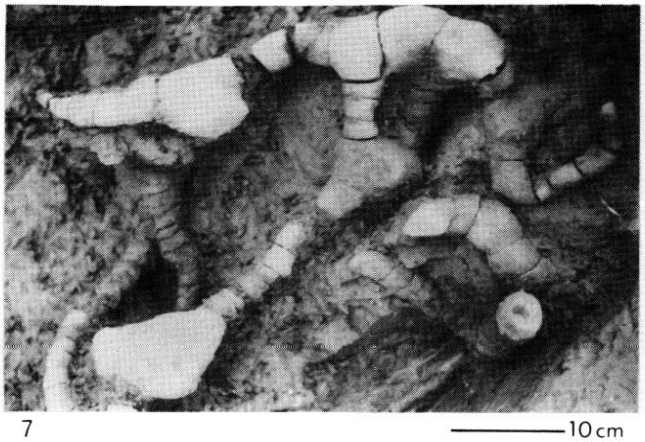
4 —— 10cm



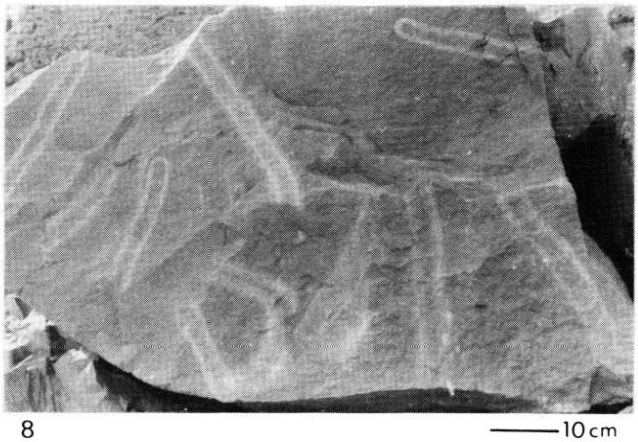
5 —— 5cm



6 —— 10cm



7 —— 10cm



8 —— 10cm

PLANCHE 29

1 - Deux perforations de bivalves lithophages en interférence. Noter que la perforation supérieure contient encore les coquilles de 2 générations de perforants. Ces caractères sont la preuve d'un long séjour du corps perforé sur le fond (lame mince). Faciès oncoïdique à nubéculaires. 3ème niveau à concrétions. Calcaires lités. Samognat.

2 - Section transversale d'une perforation de lithophage. Noter que la paroi de la perforation est occupée par des organismes sessiles (serpules). Ceci prouve également le long séjour du corps perforé sur le fond (lame mince). Même faciès, même niveau. Epy.

3 - Microperforations dans coquille de bivalve. Noter que certaines de ces perforations sont occupées par *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877), foraminifère semblant rechercher les habitats cryptiques (lame mince). Même faciès. 2ème niveau à concrétions. Calcaires lités. Combe d'Arnans.

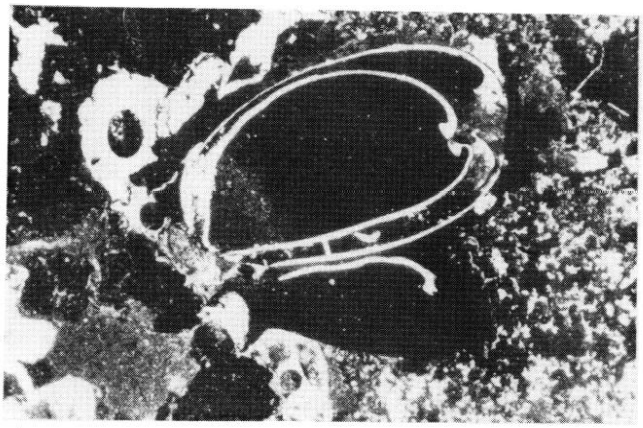
4 - Bioclaste crinoïdique criblé de microperforations (lame mince). Faciès bioclastique. Calcaires lités. Champfromier.

5 - Tubes de serpules microperforés et totalement micritisés. Leur association, dans la même matrice boueuse, avec des tubes semblables mais intacts s'accorde avec l'idée d'un remaniement important (lame mince). Faciès bioclastique. Coulée boueuse. Moirans-en-Montagne (VIA 55 + b) (voir aussi fig. 26 d1, d2).

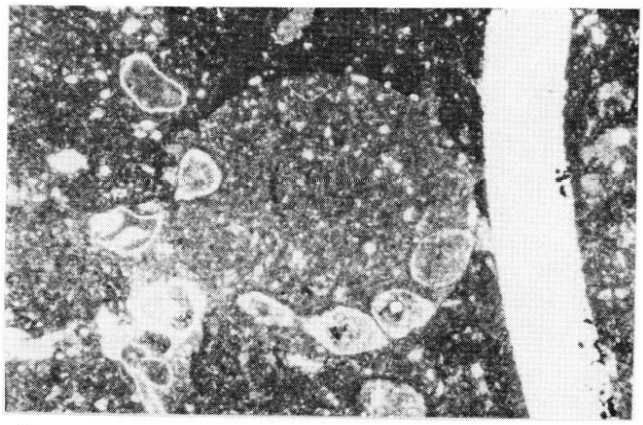
6 - Bioclastes crinoïdiques microperforés et pyritisés superficiellement (lame mince). Faciès bioclastique. Calcaires lités. Grand Colombier.

7 - Détail de la paroi micritisée, microperforée et encroûtée d'un tube de serpule identique à ceux de la fig. 5 (lame mince). Faciès bioclastique. Coulée boueuse. Moirans-en-Montagne.

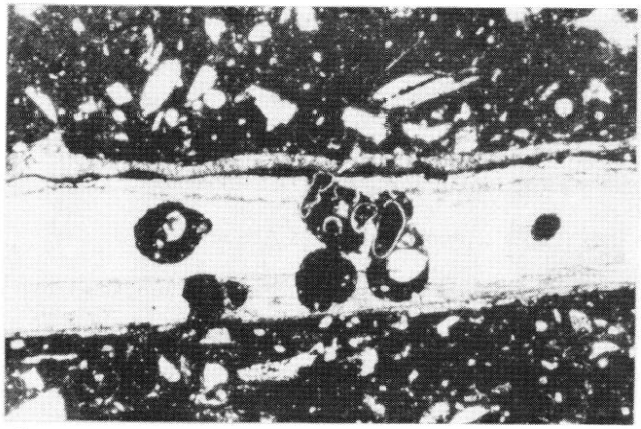
8 - Bioclaste crinoïdique totalement micritisé, microperforé et encroûté (lame mince). Même faciès. Même niveau. (On notera que ces bioclastes très altérés sont également associés à des entroques d'un parfait état de fraîcheur, non visibles sur le cliché).



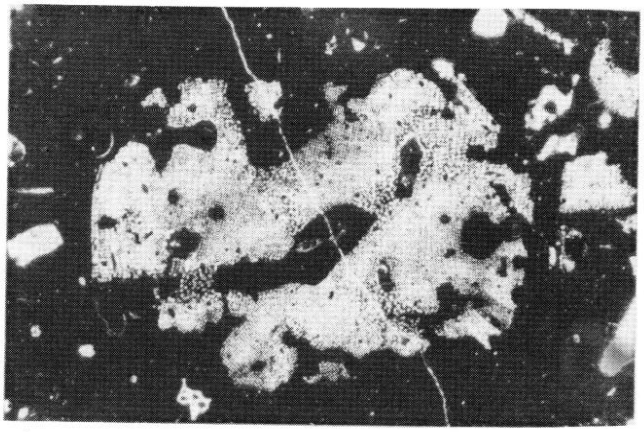
1 —— 1mm



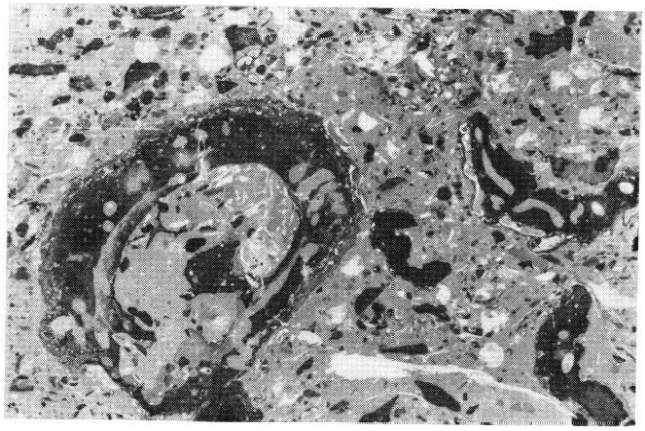
2 —— 1mm



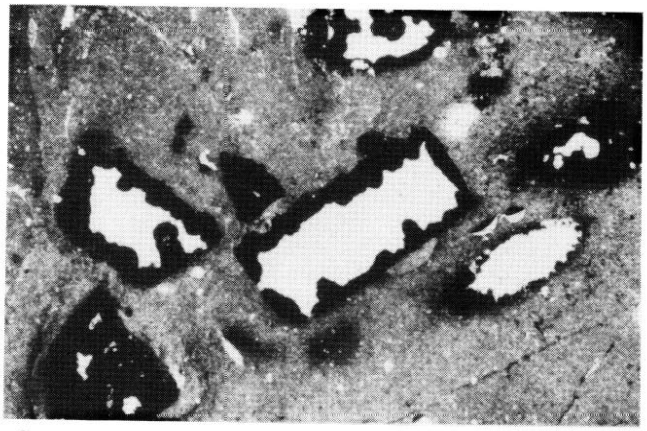
3 —— 1mm



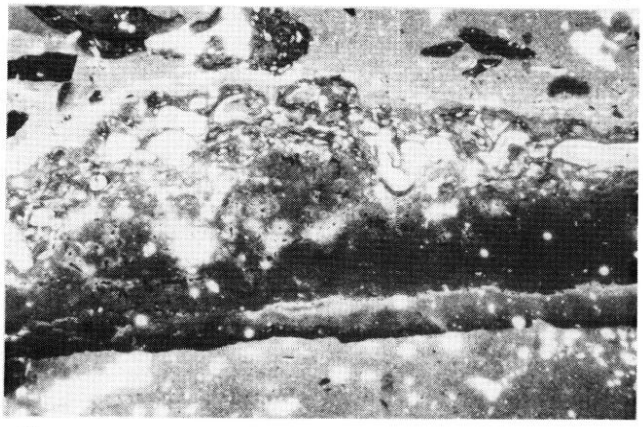
4 —— 1mm



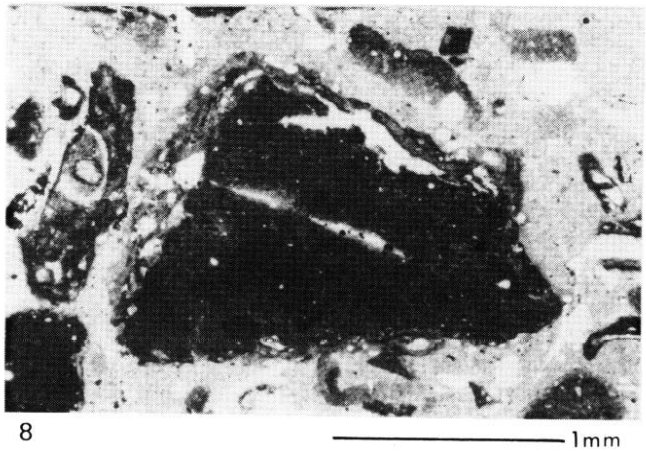
5 —— 5mm



6 —— 1mm



7 —— 1mm



8 —— 1mm

PLANCHE 30

1 - Moulage de chenaux inter-rides observés au niveau d'une passée silteuse au sein d'une assise marneuse. Remarquer la présence de nombreuses géodes de calcite interprétées comme provenant de la décomposition d'organismes piégés dans ces chenaux et rapidement enfouis. Calcaires lités (faciès septentrional). Mont Rivel Champagnole.

2 - Trigonies avec géodes comparables, préférentiellement situées au niveau du crochet. Calcaires lités (faciès septentrional). Mont Rivel. Champagnole.

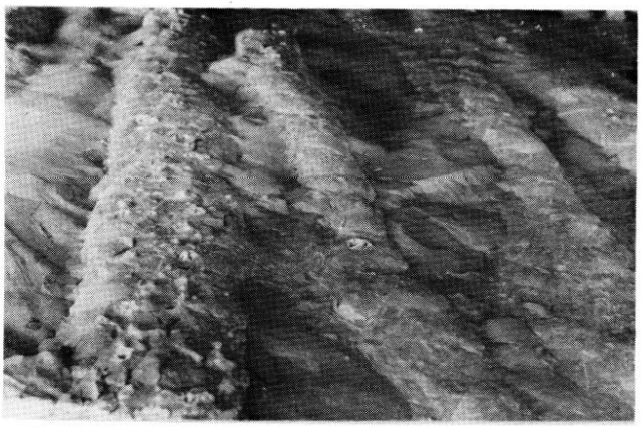
3 - Rides de courant observées à la surface supérieure d'un banc silteux. Calcaires lités (faciès septentrional). Mont Rivel. Champagnole.

4 - Microfaciès d'un banc silteux. Calcaires lités (faciès septentrional). Mont Rivel. Champagnole.

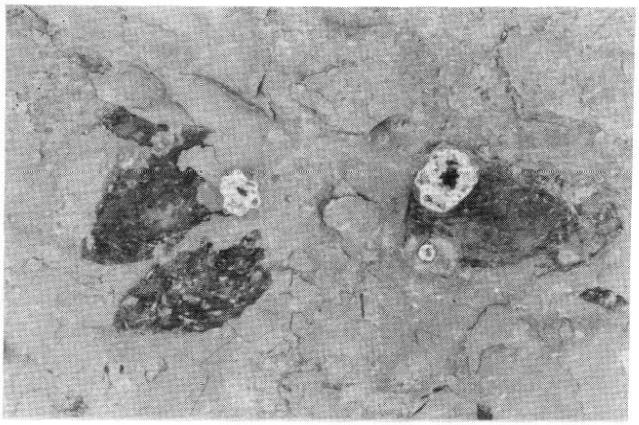
5 - Passées silteuses dans un banc calcaire. Calcaires lités (faciès septentrional). Les Arboux.

6 - Figure de bioturbation évoquant un microchenal d'érosion. Passée silteuse d'un banc calcaire. Calcaires lités (faciès septentrional). Les Arboux.

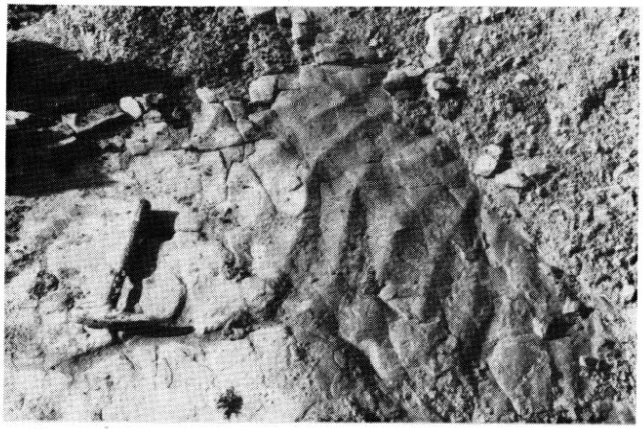
7 - Lit à lamination oblique. Passée à pellets (abondants) et quartz (plus rare) dans un banc calcaire. Calcaires lités. Le Crêt Pourri. Saint-Claude.



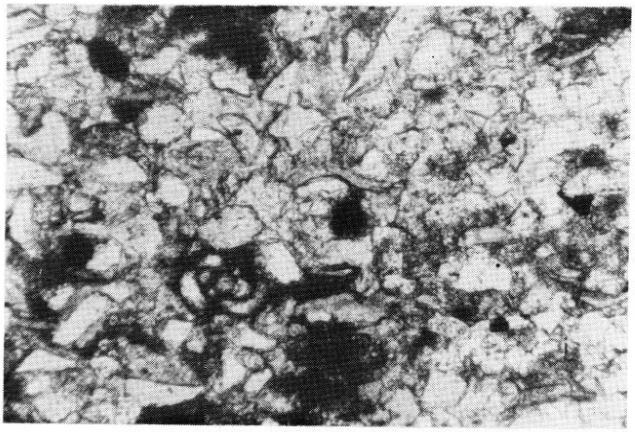
1 — 10 cm



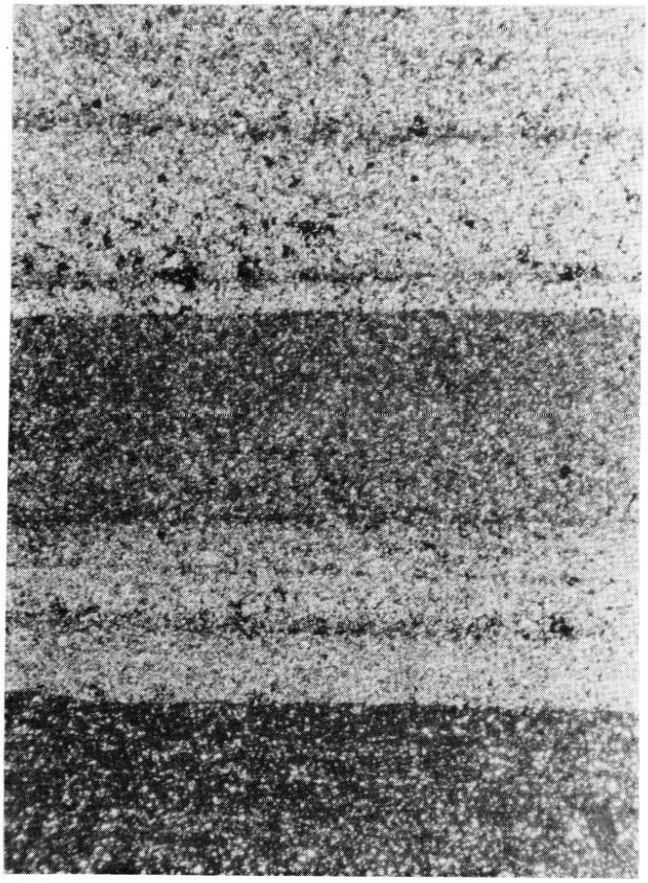
2 — 2 cm



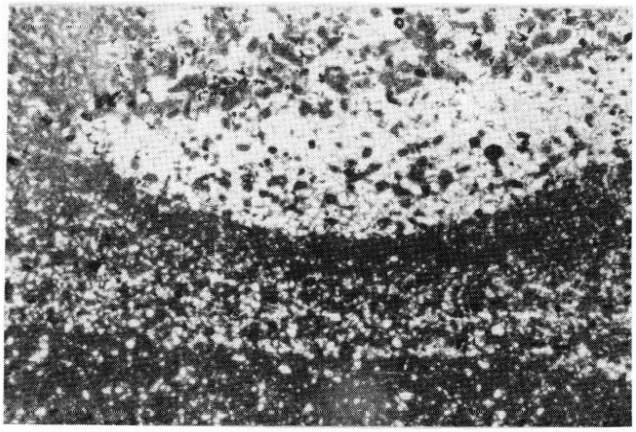
3



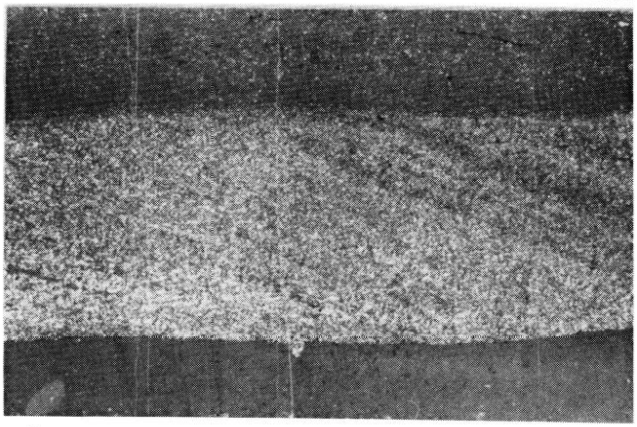
4 — 0,1 mm



5 — 2 mm



6 — 1 mm



7 — 5 mm

PLANCHE 31

1 - Détail de la surface supérieure d'un banc silteux. Noter la présence de rides d'interférence et de traces énigmatiques (? *Chevronichnus* HAKES, 1976). Calcaires lités (faciès septentrional). Mont Rivel. Champagnole.

2 - Vue plus rapprochée du même échantillon. Noter que l'extrémité de l'une des traces correspond à une dépression assez profonde (flèche).

3 - Autre surface supérieure de banc silteux avec rides d'interférence. Même formation, même gisement.

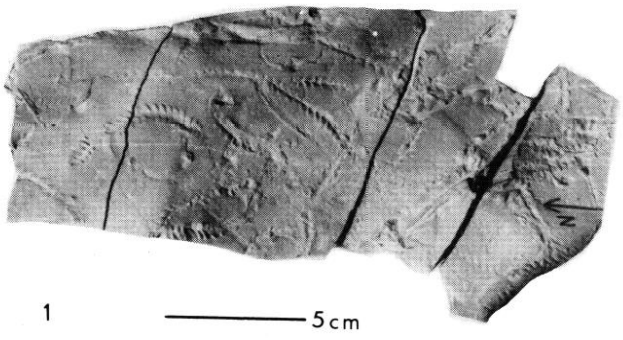
4 - Section verticale d'un banc silteux montrant le terme C d'une séquence granoclassée de tempestite. Même formation. Même gisement.

5 - Section verticale d'un banc silteux montrant plus ou moins distinctement les termes A, B et C de la même séquence de dépôt. Même formation, même gisement.

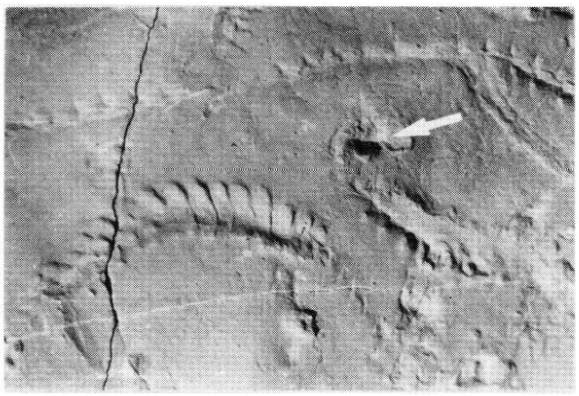
6 - Section verticale d'un banc silteux montrant les termes A et B de la même séquence de dépôt. Noter que la partie supérieure du banc est irrégulièrement tronquée par bioturbation. Même formation, même gisement.

7 - Aspect de la surface inférieure d'un banc silteux. Les 5 crêtes parallèles sont interprétées comme des cannelures d'érosion formées lors d'un court raclage du fond par une ammonite à épines (*Euaspidoceras*) entraînée par un courant. Même formation, même gisement.

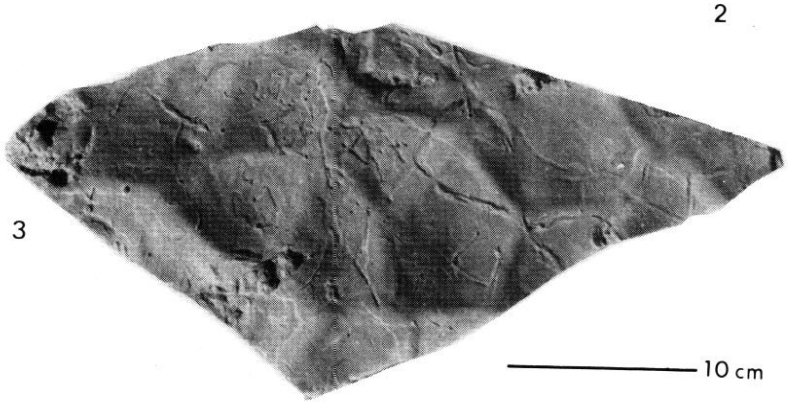
8 - Autre aspect de la surface inférieure du même banc. Noter que la même figure à crêtes interfère avec des figures à pointes. Ces dernières sont interprétées comme simples figures d'impact formées par enfoncement de quelques épines du même genre d'ammonite .



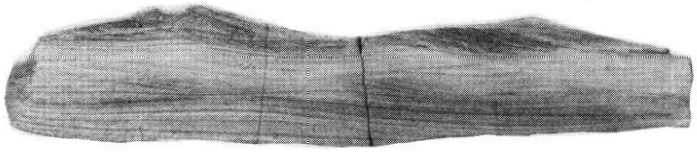
1 5 cm



2 2 cm



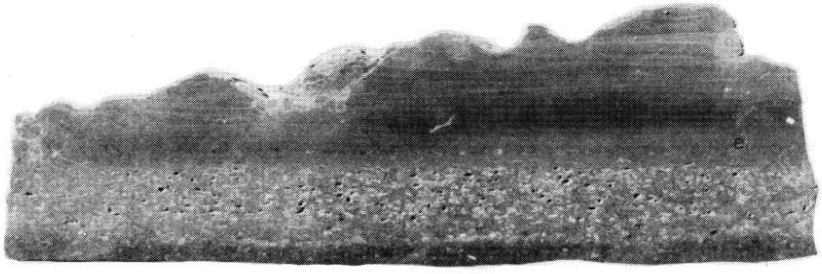
3 10 cm



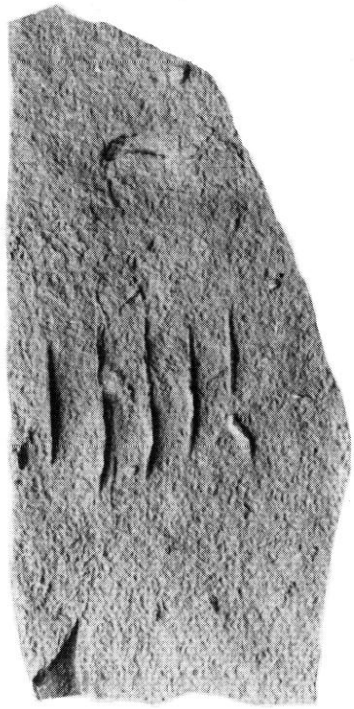
4 5 cm



5 5 cm



6 5 cm



7 5 cm



8 5 cm

PLANCHE 32

1 - Faciès à spicules de *geodiidae.* Remarquer la grande abondance de microsclères subsphériques (sterrasters) et la relative rareté des mégasclères. La section de l'un de ces mégasclères montre qu'il s'agit vraisemblablement de triaènes. Calcaires hydrauliques inférieurs. Savigna.

2 - Même faciès. Même niveau. Arc-sous-Montenot.

3 - Concentration locale de spicules partiellement pyritisés. Couches du Geissberg. Arnans - Cuvergnat.

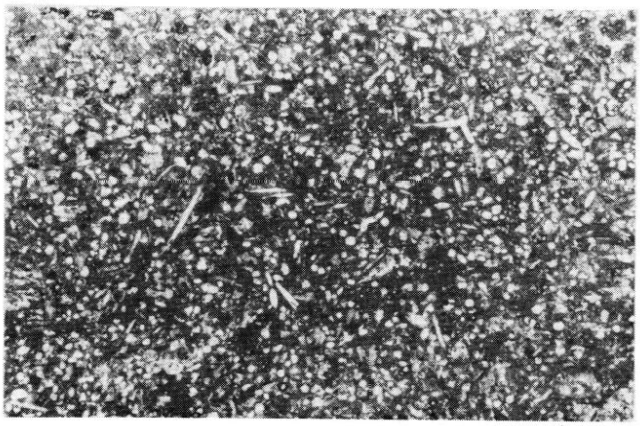
4 - Faciès bioturbé à spicules de *geodiidae.* Calcaires hydrauliques inférieurs. Moulin de Vertamboz.

5 - Faciès à spicules de *geodiidae.* Même niveau. Savigna.

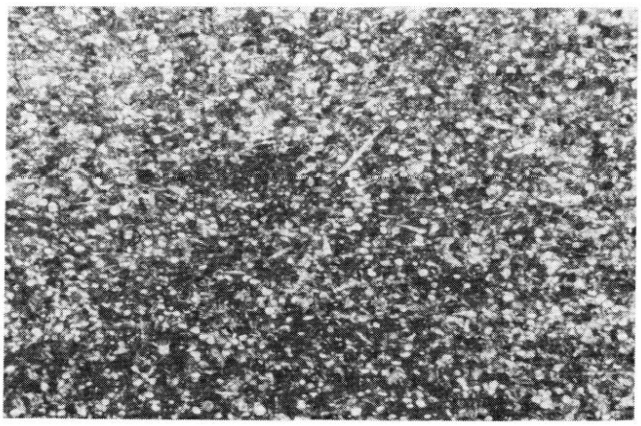
6 - Même faciès. Même niveau. Savigna.

7 - Détail de la fig. 5 - microsclères de type sterraster et mégasclère de type triaène.

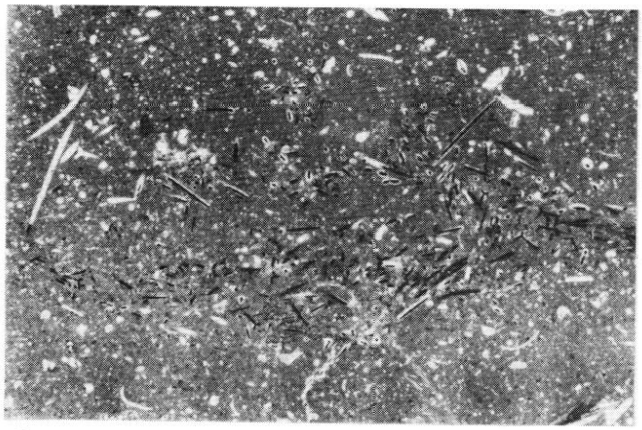
8 - Détail de la fig. 6 - microsclères de type sterraster et mégasclère avec canal axial partiellement conservé .



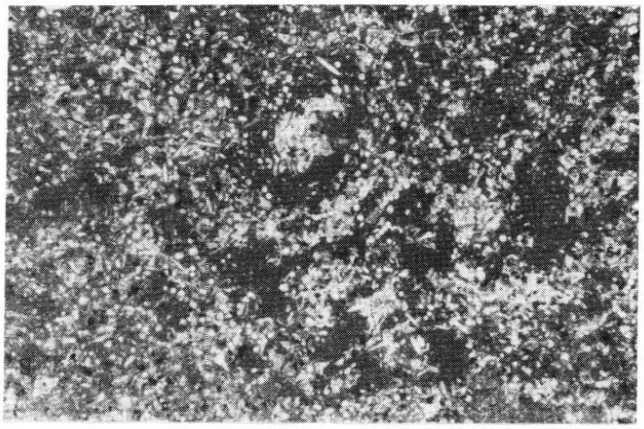
1 ——— 1 mm



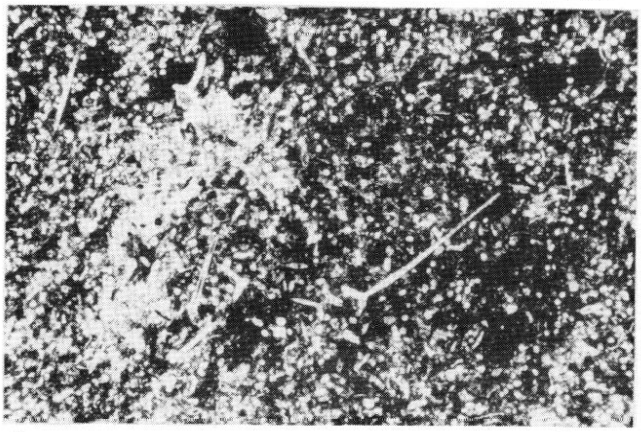
2 ——— 1 mm



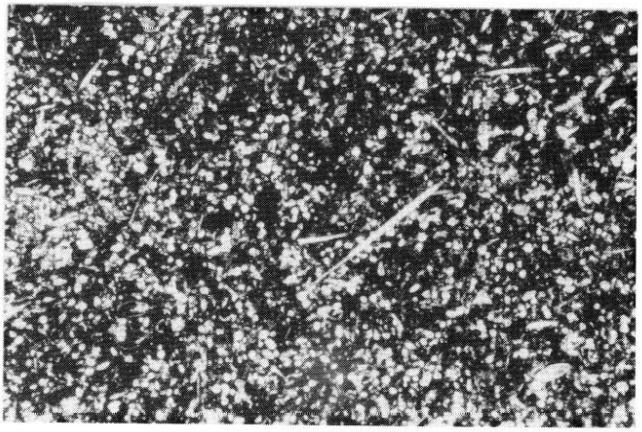
3 ——— 1 mm



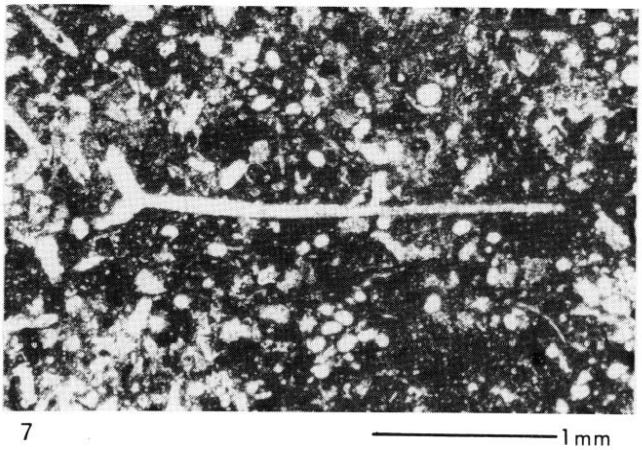
4 ——— 1 mm



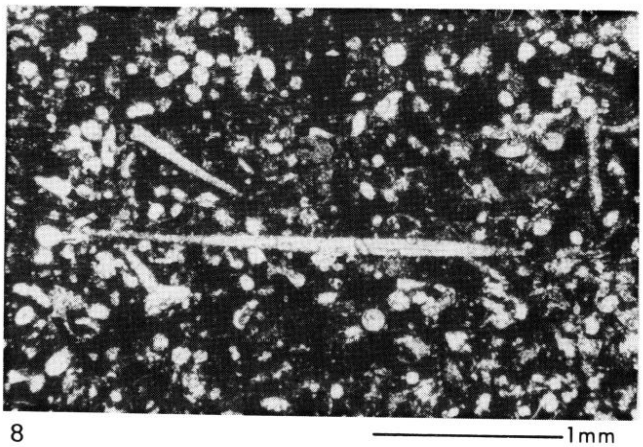
5 ——— 1 mm



6 ——— 1 mm



7 ——— 1 mm



8 ——— 1 mm

PLANCHE 33

1 - Faciès à globigérines. Couches de Birmensdorf. Les Arpines. Ce faciès, caractérisé par une grande concentration en globigérines, se limite aux Couches de Birmensdorf où il se développe surtout dans leur faciès stratifié de la Haute Chaîne. Il indique un milieu franchement externe. Les globigérines à l'état très dispersé se rencontrent çà et là dans les autres formations où elles montrent toujours une préférence pour les domaines oriental et méridional.

2 - *Globigerina* sp. Calcaires lités. Grand Colombier.

3 - *Globigerina* sp. Calcaires lités. Bouvesse-Quirieu.

4 - Faciès à épistomines. Calcaires lités. Banc à Pernes (RIV 105). Mont Rivel. Caractérisé par une pullulation d'épistomines, ce biofaciès se rencontre essentiellement dans les niveaux bioclastiques des Calcaires lités. Il indique déjà un milieu plus interne.

5 - Biofaciès à épistomines. Calcaires lités. Grand Colombier.

6 - *Epistomina* sp. Calcaires lités. Combe d'Arnans.

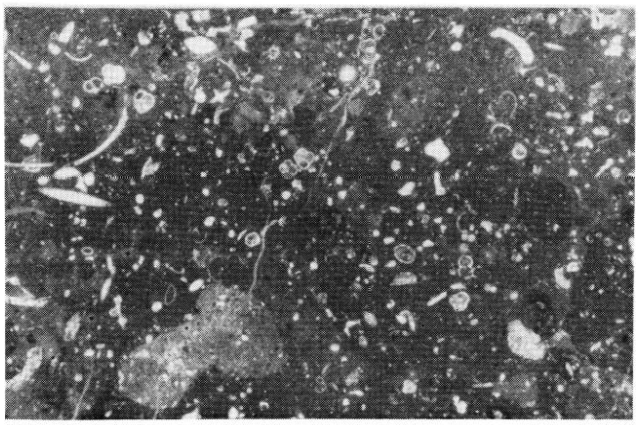
7 - Faciès à épistomines. Calcaires lités. Premier niveau à concrétions. Meussia. (Toutes les petites taches claires sont des épistomines).

8 - Faciès à *Ammobaculites.* Calcaires lités. Passée bioclastique du banc à Pernes (RIV 105). Mont Rivel. Caractérisé par sa richesse en *Ammobaculites* de grande taille (*A. coprolithiformis*), ce faciès se limite aux milieux les plus internes. On notera que les individus représentés ici, à peine reconnaissables, sont des bioclastes assez fortement remaniés et transportés, présentant un état d'usure important.

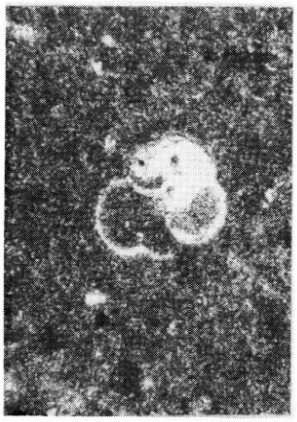
9 - Faciès à *Ammobaculites.* Calcaires lités. Les Arboux. Noter la présence conjointe d'individus ayant agglutiné presque exclusivement des grains de quartz et d'autres ayant agglutiné presque exclusivement des intraclastes. Ces foraminifères, qui n'ont manifestement pas vécu sur le même fond, ont été réunis, après remaniement, dans un même dépôt.

10 - *Ammobaculites* à test constitué essentiellement de grains de quartz. Même niveau.

11 - *Ammobaculites* à test constitué essentiellement d'intraclastes. Même niveau.



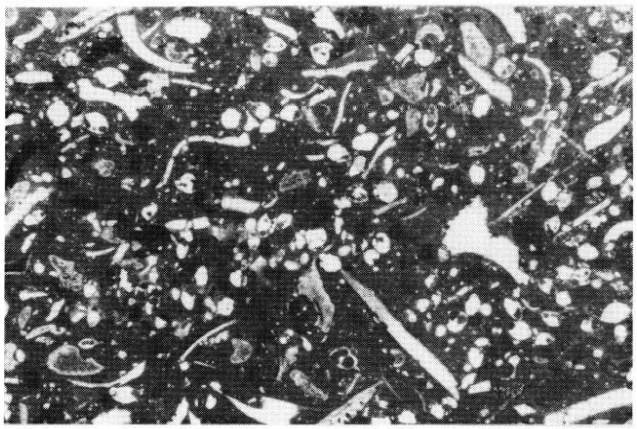
1 —— 1 mm



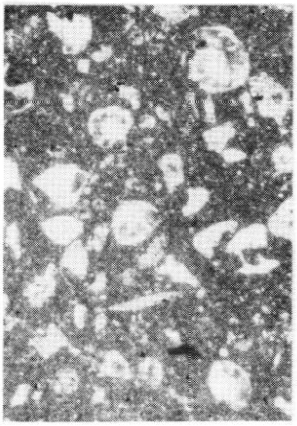
2 —— 0,1 mm



3 —— 0,1 mm



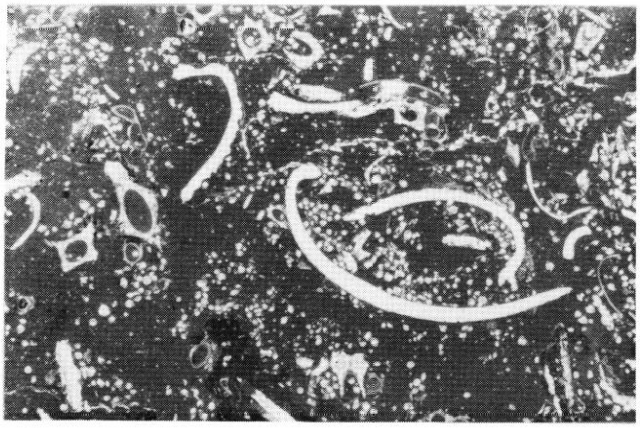
4 —— 1 mm



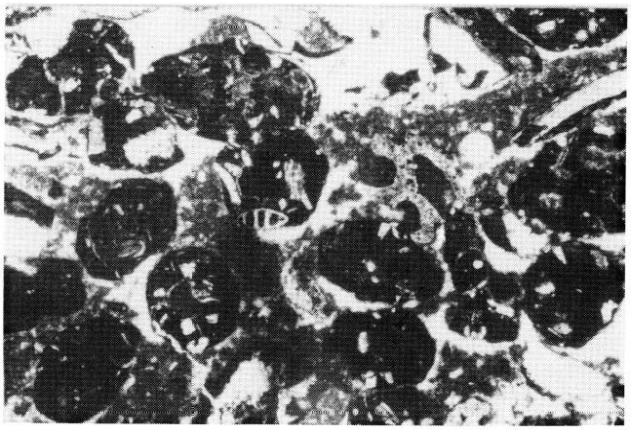
5 —— 0,5 mm



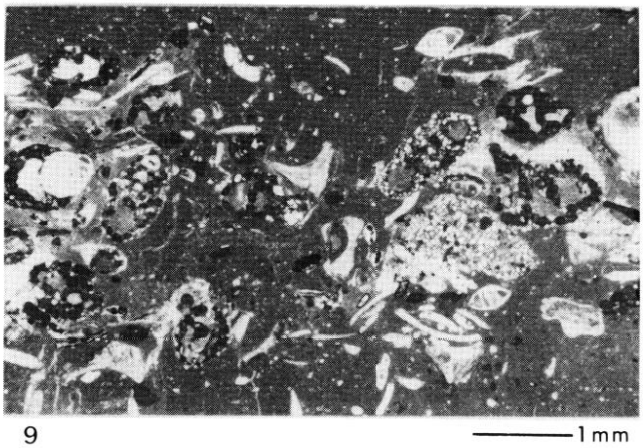
6 —— 0,1 mm



7 —— 5 mm



8 —— 1 mm



9 —— 1 mm



10 —— 0,2 mm



11 —— 0,2 mm

PLANCHE 34

1 - Niveau bioclastique avec effet de toit. Texture de type F (ARB 38). Calcaires lités. Les Arboux (voir fig. 27 a).

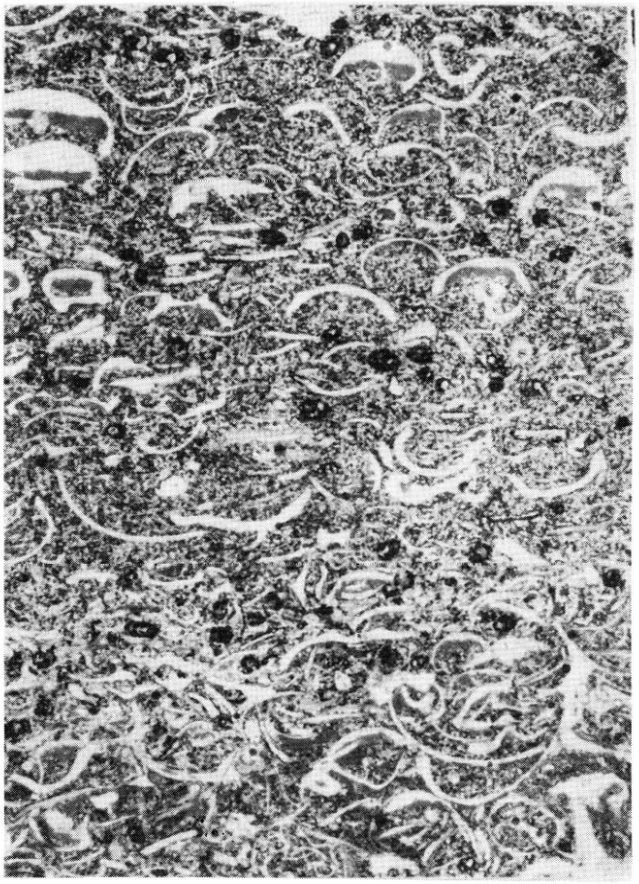
2 - Détail du cliché précédent (voir fig. 27 a3).

3 - Autre détail du cliché 1.

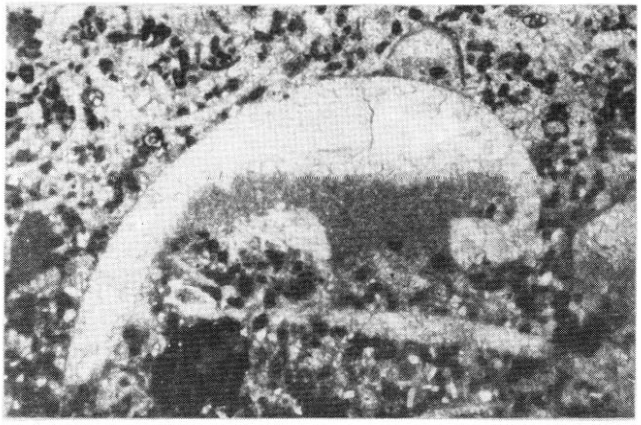
4 - Niveau bioclastique à serpules et gastéropodes avec boue micritique géopète. Texture de type G (RIV 107). Calcaires lités. Mont Rivel. Champagnole (voir fig. 27 b).

5 - Vue détaillée du même niveau. Section transversale de *Serpula (Tetraserpula) quadrisulcata* avec double remplissage :
- remplissage micritique ancien (antérieur à la phase finale de dépôt) sombre, compacte, en croissant, tapissant la paroi interne du tube,
- remplissage micritique récent (datant de la phase finale de dépôt) clair, peu compacté et géopète.

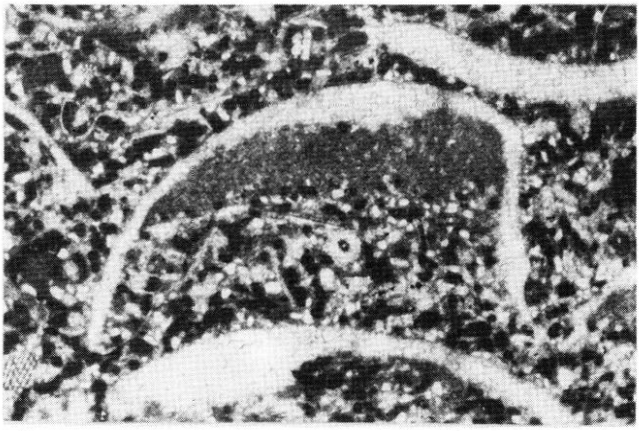
6 - Autre vue détaillée du même niveau ne montrant que le remplissage micritique géopète récent.



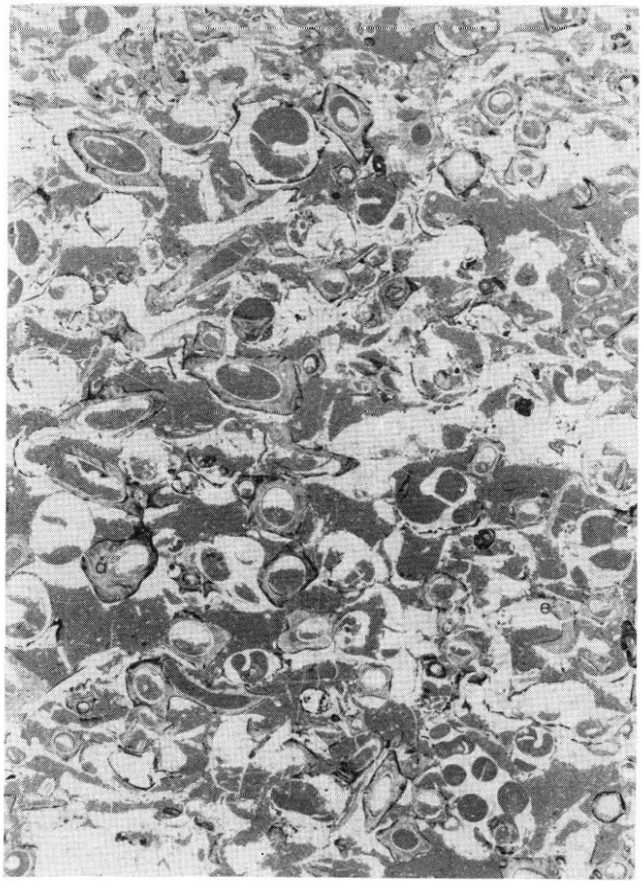
1 — 5 mm



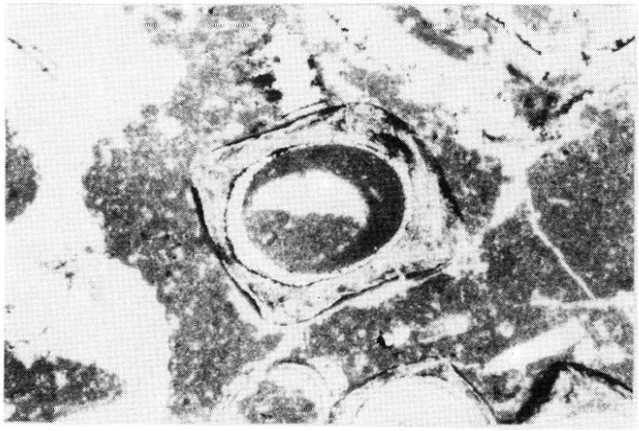
2 — 1 mm



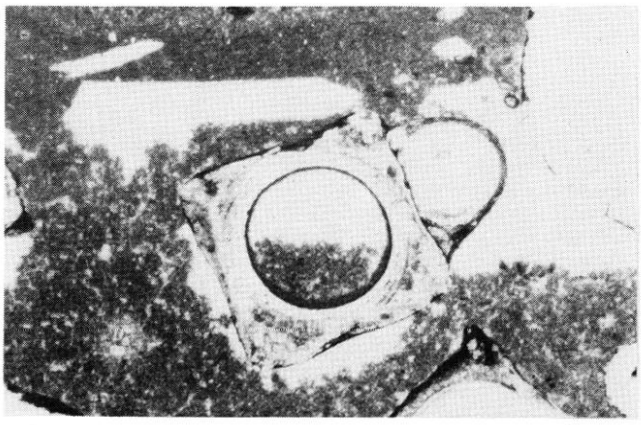
3 — 1 mm



4 — 5 mm



5 — 1 mm



6 — 1 mm

PLANCHE 35

Microfaciès propres aux Calcaires lités de la zone septentrionale.

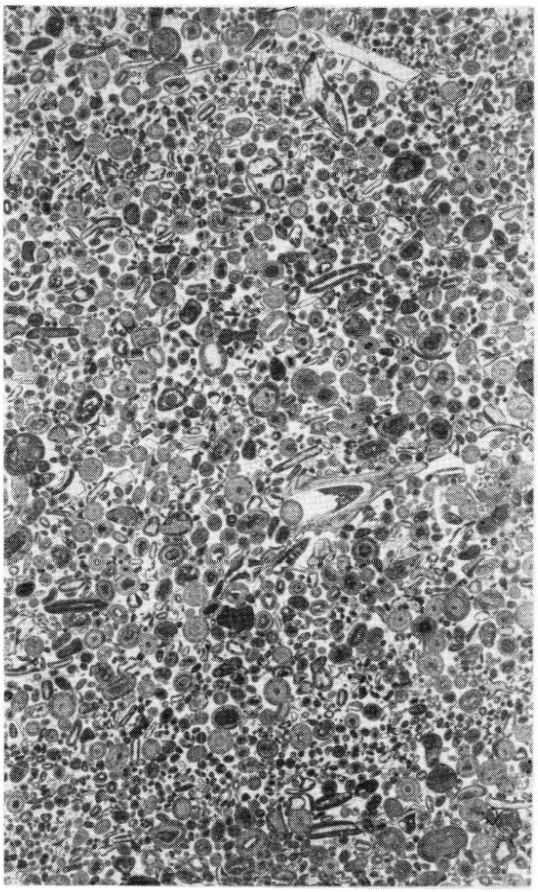
1 - Oosparite (faciès oolithoco-graveleux). Mont Rivel. Champagnole (RIV 121).

2 - Biosparite à gros intraclastes micritiques (faciès oolithico-graveleux). Les Arboux.

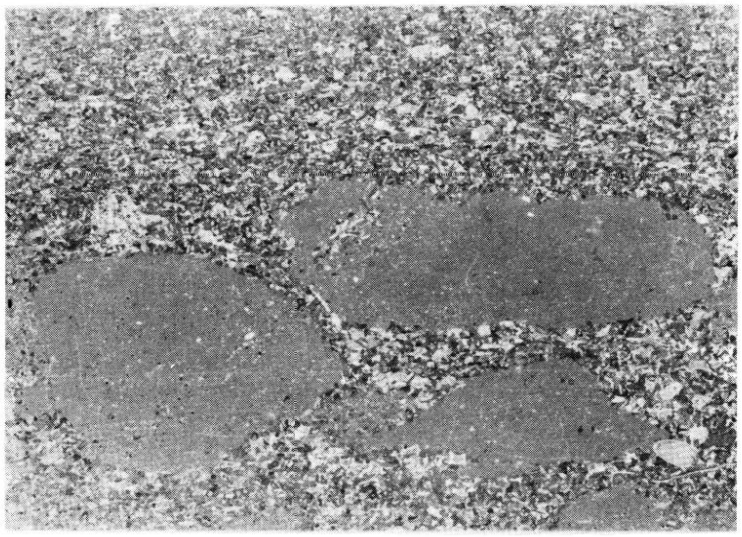
3 - Biosparite à lamination horizontale de courant (faciès oolithico-graveleux). Marigny-sur-Ain.

4 - Biomicrite à serpules (*Serpula (Tetraserpula) quadrisulcata*) et gastéropodes (faciès bioclastique). Mont Rivel. Champagnole. Banc à gastéropodes (RIV 107).

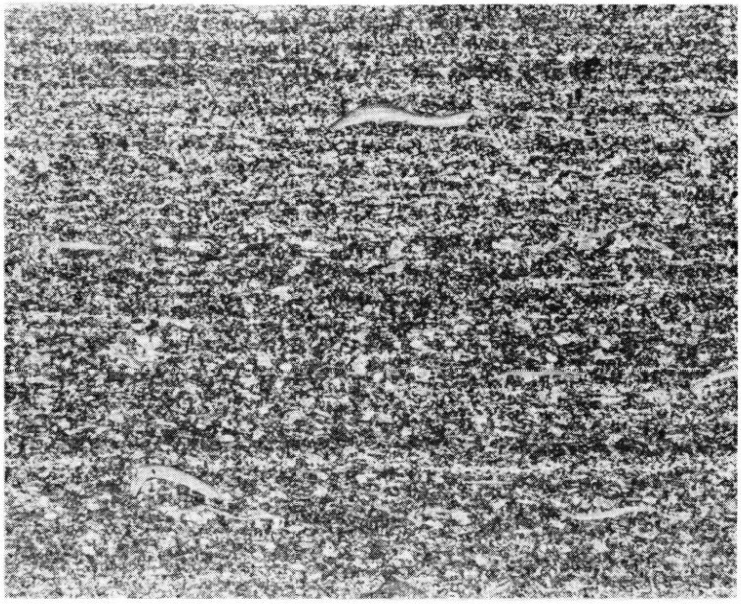
5 - Biomicrite à *Ammobaculites* et bivalves (faciès bioclastique). Mont Rivel. Champagnole. Passée biodétritique du banc à Pernes (RIV 105).



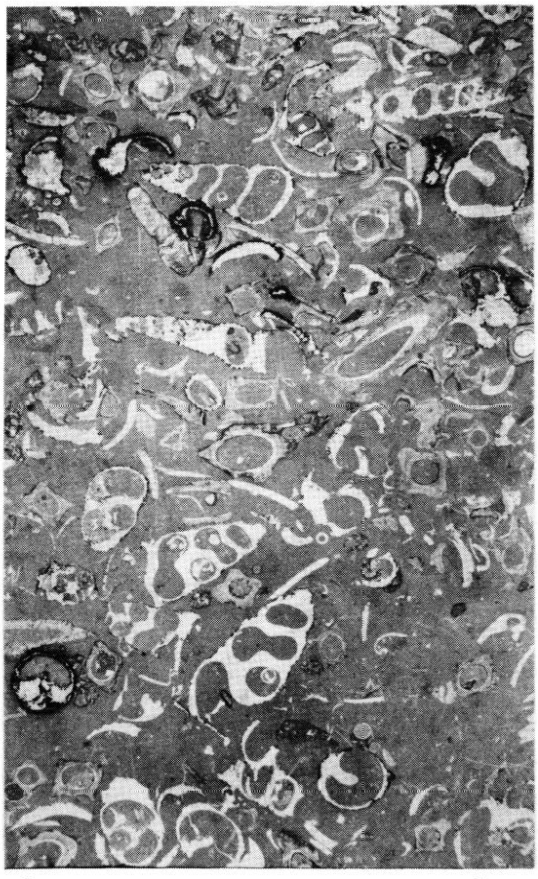
1 ——— 5 mm



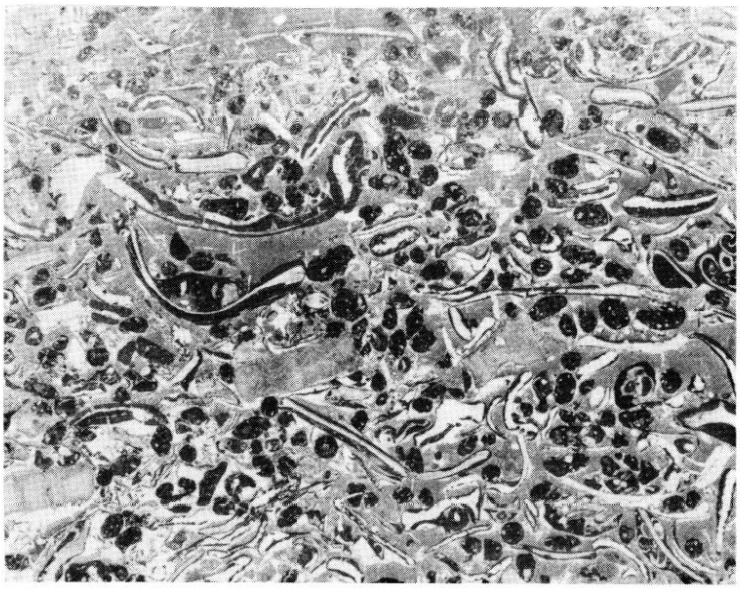
2 ——— 5 mm



3 ——— 5 mm



4 ——— 5 mm



5 ——— 5 mm

PLANCHE 36

1 - Stratification sphéritique. Couches à sphérites. Chatillon-de-Cornelle.

2 - Exemple de banc calcaire passant brutalement aux marnes sous-jacentes (surface de discontinuité à *Thalassinoides* et *Chondrites* non visible sur la photo) et progressivement aux marnes surincombantes. Calcaires hydrauliques supérieurs. La Chaux-du-Dombief.

3 - Stratification typique des Calcaires lités avec alternance régulière de bancs calcaréo-argileux et d'interbancs de marnes feuilletées. Combe d'Arnans.

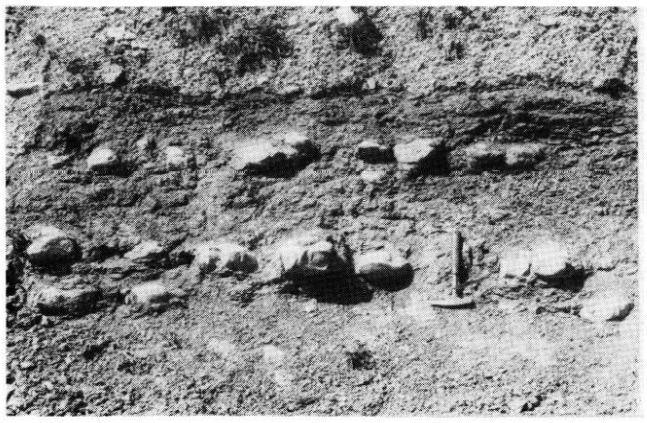
4 - Stratification typique des Calcaires pseudolithographiques avec bancs fortement carbonatés et interbancs réduits à l'état de joints. Chatillon-de-Cornelle.

5 - Faisceau de bancs calcaires à stratification plus ou moins noduleuse annonçant le type de stratification illustré planche 38, fig. 4. Noter que le faisceau débute par un niveau particulièrement riche en fossiles dissouts de type "banc vacuolaire". Couches du Geissberg. Les Piards.

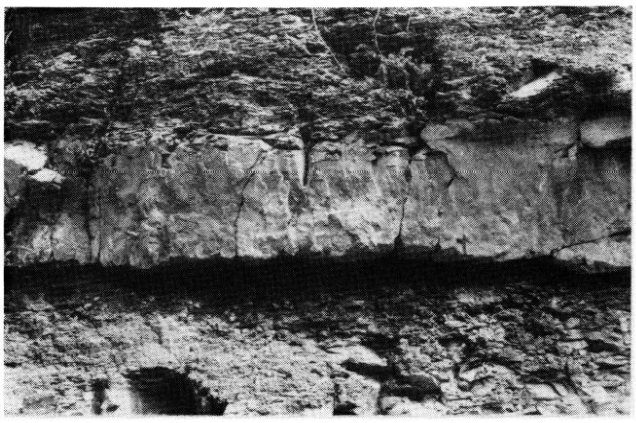
6 - Détail du même banc vacuolaire. Remarquer la concentration des fossiles (Pernes) dans la partie médiane du banc.

7 - Série calcaire dont la stratification confuse est ici due à une intense bioturbation (épaisseur de la série : 1,80 m). Couches du Geissberg. La Chaux-du-Dombief.

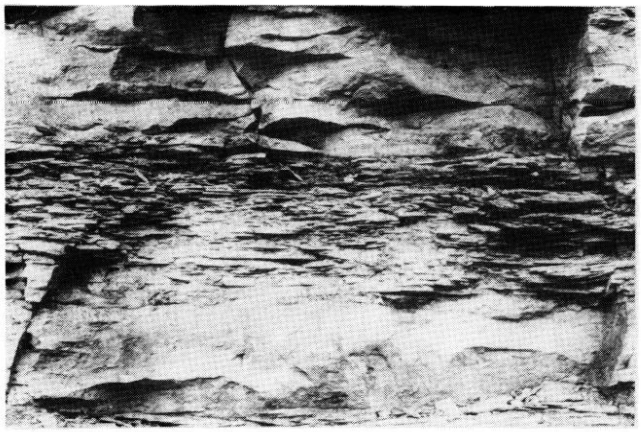
8 - Autre exemple de banc très fortement bioturbé (longueur de la règle : 50 cm). Calcaires lités. Combe d'Arnans.



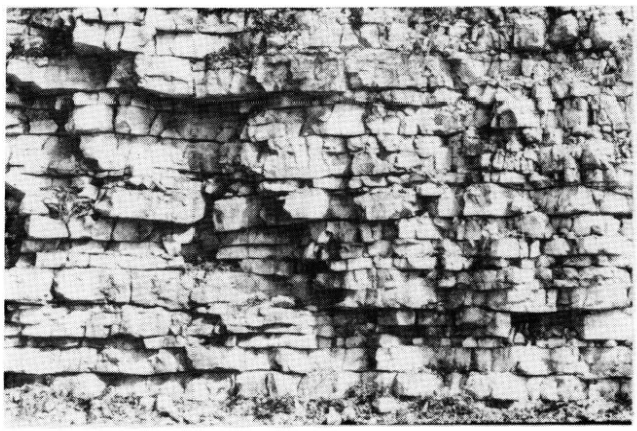
1



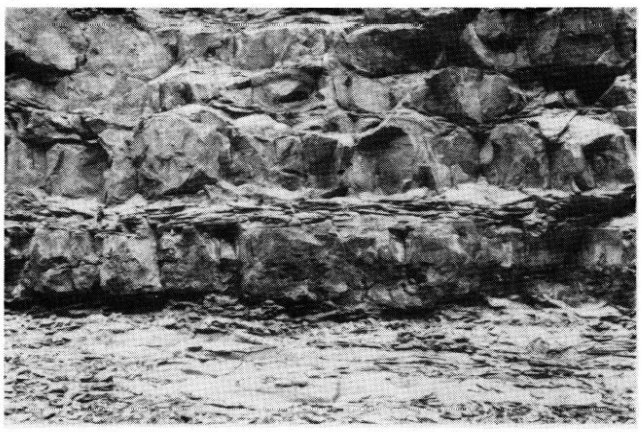
2



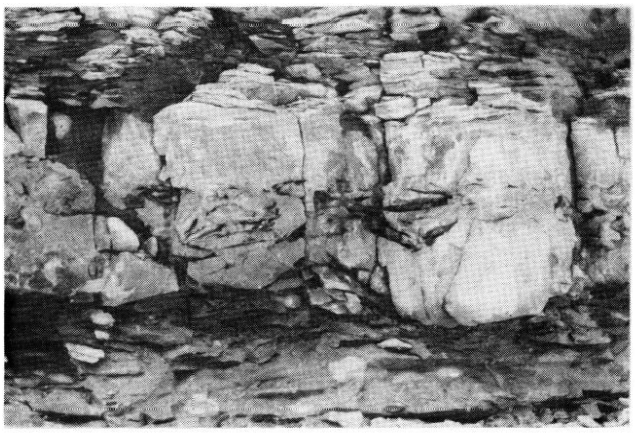
3



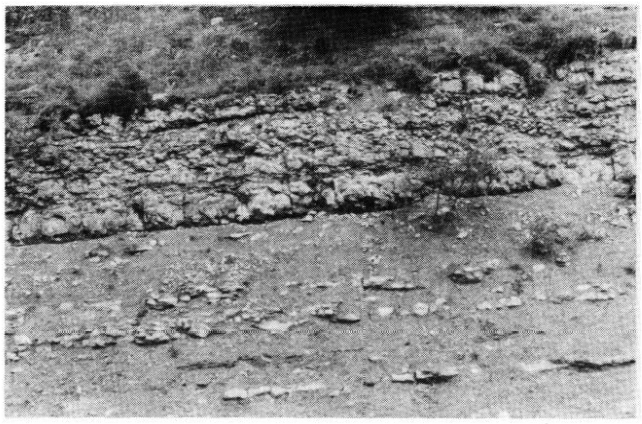
4



5



6



7



8

PLANCHE 37

1 - Exemple de discordance entre deux bancs calcaires. Par disparition progressive de l'interbanc marneux 89, le banc calcaire 90 vient au contact du banc sous-jacent 88. Calcaires lités. Arinthod - Grange Chartru.

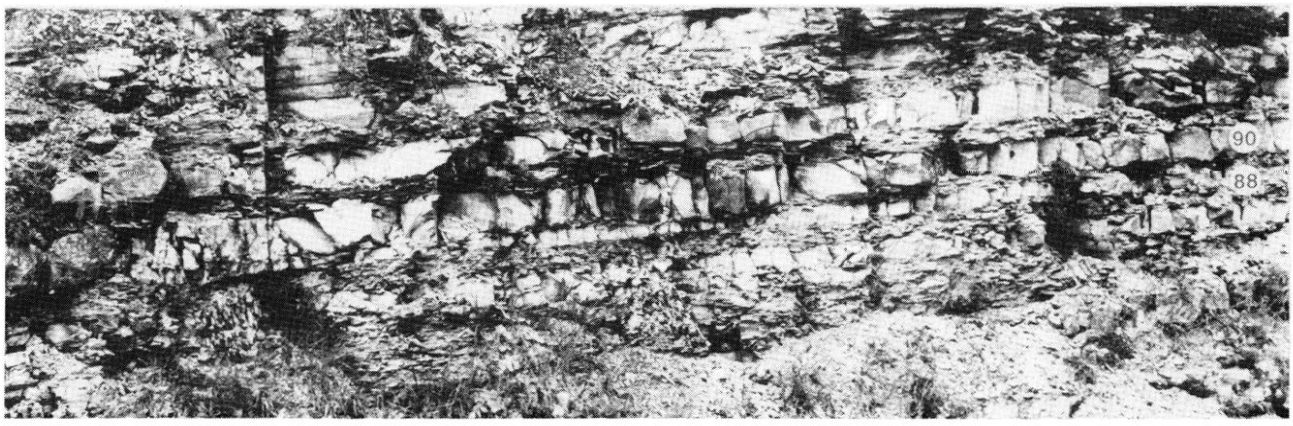
2a - Détail des mêmes bancs. Les 3 niveaux 88, 89 et 90 sont parfaitement individualisés.

2b - Détail des mêmes bancs quelques mètres plus loin.

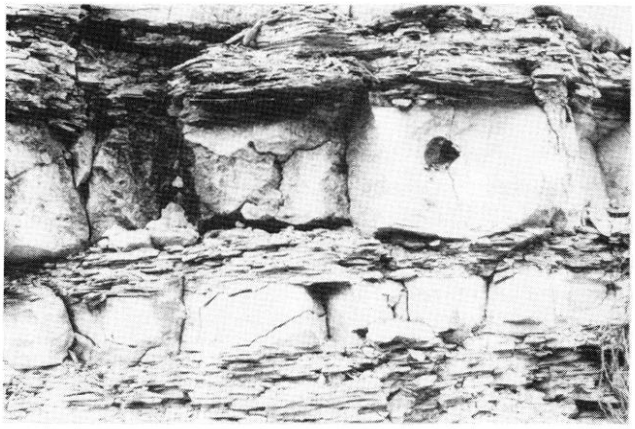
2c - Idem. Le banc 90 est épaissi et l'interbanc 89 très fortement aminci.

2d - Idem. Le banc 90 est accolé au banc 88. L'interbanc 89 n'est plus représenté que par un joint de stratification à peine sensible.

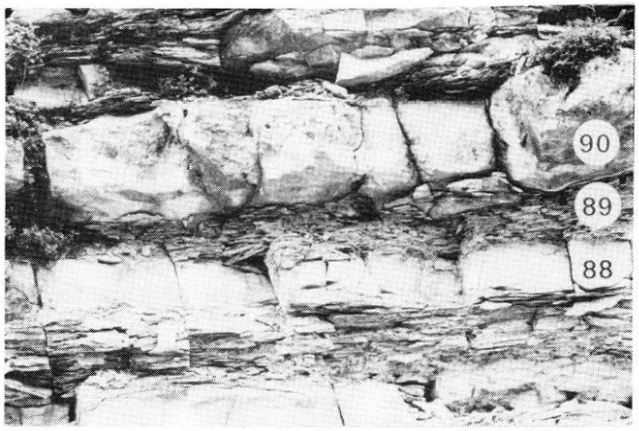
3 - Autre exemple de discordance entre deux bancs calcaires. Ici, le banc supérieur (4) dont l'épaisseur varie très rapidement semble nettement ravinant par rapport au banc inférieur (2). Couches à sphérites. Bénonces.



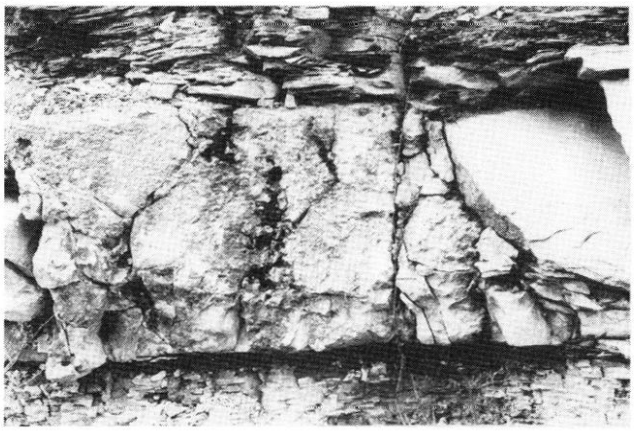
1



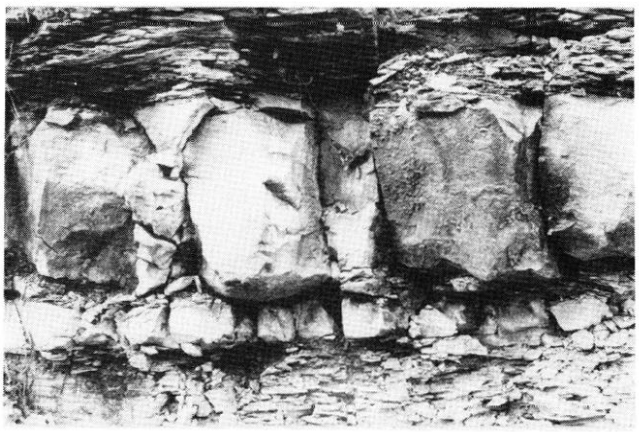
2b



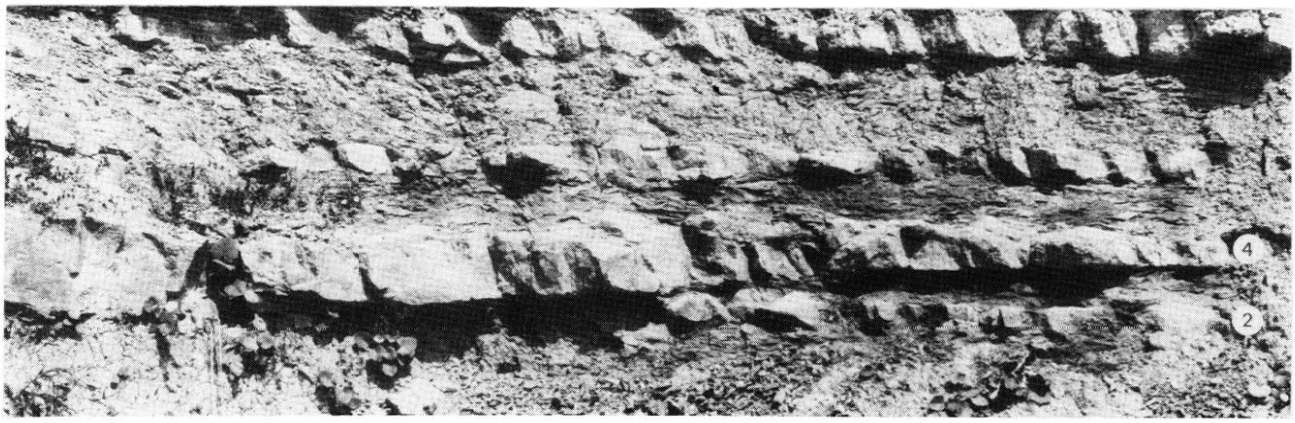
2a



2d



2c



3

PLANCHE 38

1 - Aspect typique de la barre inférieure des Calcaires lités. Combe d'Arnans.

2 - Base de la barre inférieure des Calcaires lités. Remarquer le banc basal de forte épaisseur et fossilifère (= plus sombre) dans sa partie basale uniquement (= banc vacuolaire). Noter également l'absence d'interbancs marneux et la présence de grandes diaclases verticales. Calcaires lités. Savigna. Ruisseau de Valcombe.

3 - Détail de la barre inférieure des Calcaires lités dans sa partie médiane. Remarquer la stratification ondulée (wavy-bedding) assez prononcée due vraisemblablement à des phénomènes de glissements synsédimentaires. Calcaires lités. Combe d'Arnans.

4 - Détail de la stratification de la barre supérieure des Couches du Geissberg. Comme dans le cas précédent on peut noter l'existence d'un wavy-bedding. La différence d'aspect tient à la nature plus argileuse des bancs et à la présence d'interbancs. Saint-Claude - Combe de Tressus.

5 - Base de la barre inférieure des Calcaires lités. Remarquer le contraste entre le banc vacuolaire basal, sombre (très riche en pyrite) et à débit granuleux (bioclastique) et les bancs surincombants clairs et à débit prismatique (exclusivement micritiques). Calcaires lités. Onoz.

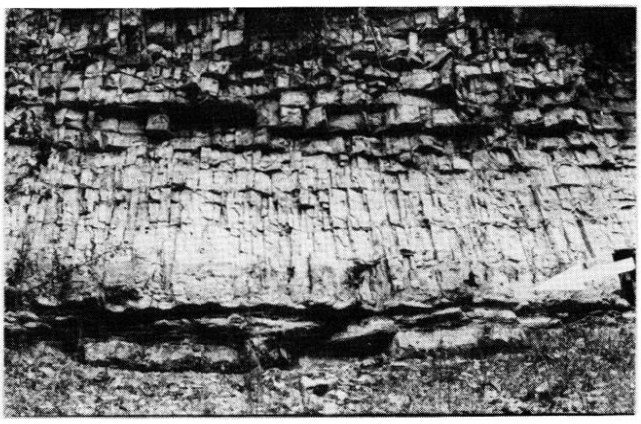
6 - Autre vue du même niveau montrant l'aspect du banc vacuolaire basal. Calcaires lités. Onoz.

7 - Exemple de miniséquence banc bioclastique - banc sublithographique. Le passage entre les deux faciès se fait d'une manière extrêmement brusque par l'intermédiaire d'un simple joint de stratification. Calcaires lités. Arinthod - Grande Chartru (SAV 105-106).

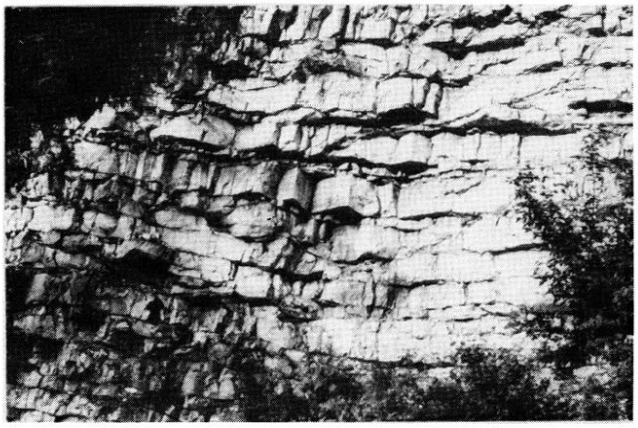
8 - Autre exemple de miniséquence banc bioclastique - banc sublithographique. Calcaires lités. Moirans-en-Montagne. Viaduc du CD 470.



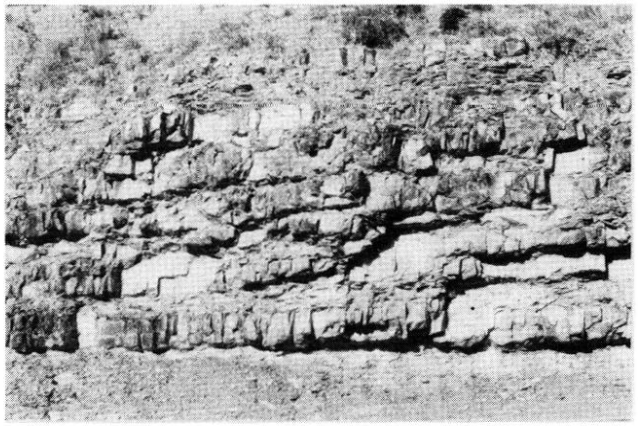
1



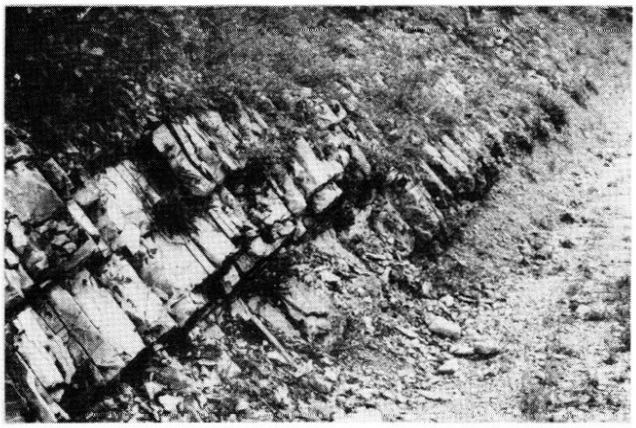
2



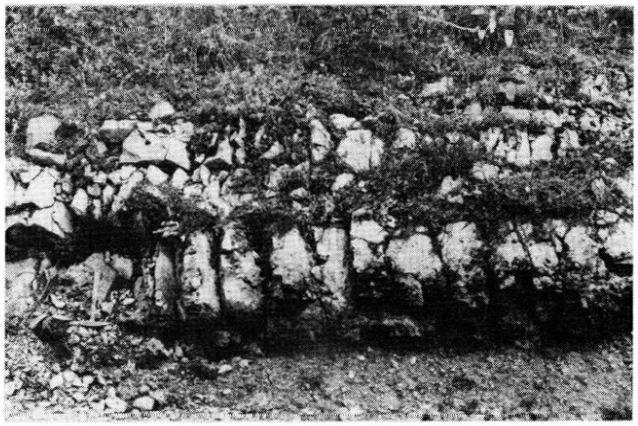
3



4



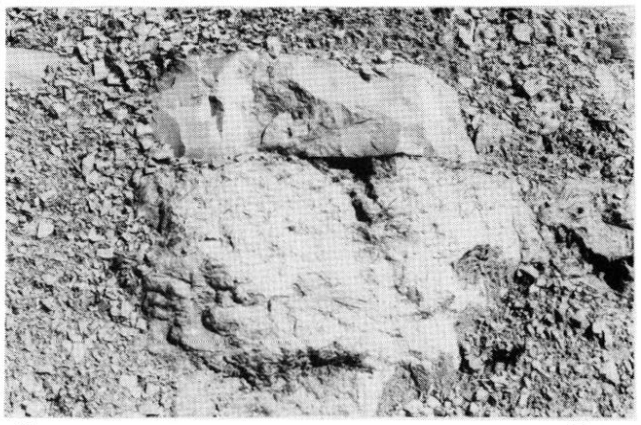
5



6



7 ——— 10 cm



8 ——— 10 cm

PLANCHE 39

1 - Stratification aberrante des Calcaires pseudolithographiques dans la carrière du Lac Dauphin. Bouvesse-Quirieu (voir schéma complémentaire en fig. 12).

2 - Détail de la partie gauche de la fig. 1. Remarquer la discordance très nette entre plusieurs faisceaux de bancs.

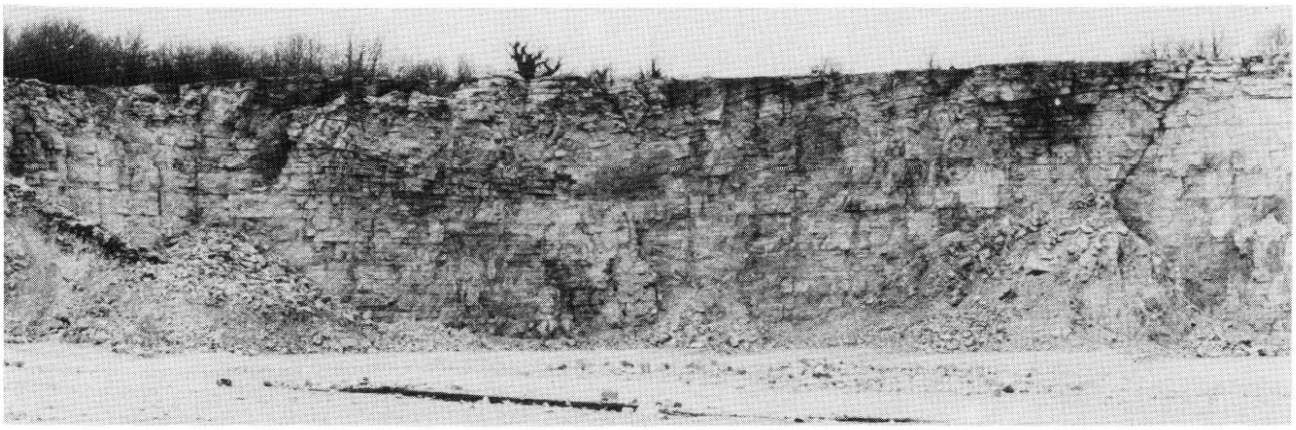
3 - Détail de la partie opposée des mêmes faisceaux discordants. Photo prise à un stade légèrement antérieur de l'évolution du front de taille. Remarquer la disposition particulièrement anarchique de certains bancs.

4 - Détail de la stratification de la barre inférieure des Calcaires lités. Remarquer le wavy-bedding très marqué avec le biseautage de certains bancs. Calcaires lités. Combe d'Arnans.

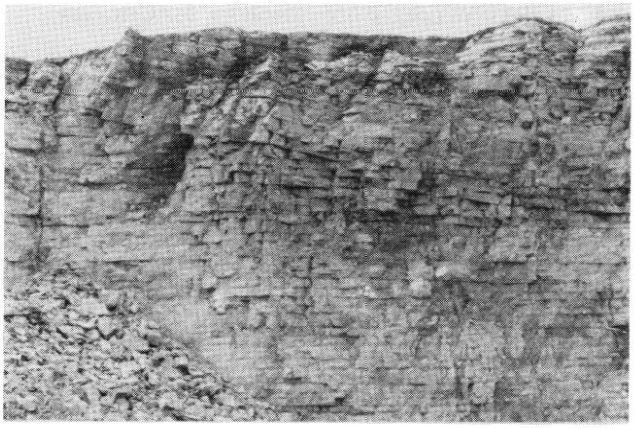
5 - Autre détail de la même formation dans le même affleurement. Noter ici la terminaison d'un banc (45) marquée par une boursouflure centrée sur une grosse ammonite disposée à plat (voir fig. 25).

6 - Détail de la stratification des Calcaires pseudolithographiques. Noter que le petit banc médian amortit les variations d'épaisseur du gros banc surincombant. Châtillon-de-Cornelle.

7 - Amplification du même phénomène avec "poinçonnement" très localisé (figure de charge ? ?). Calcaires pseudolithographiques. Châtillon-de-Cornelle.



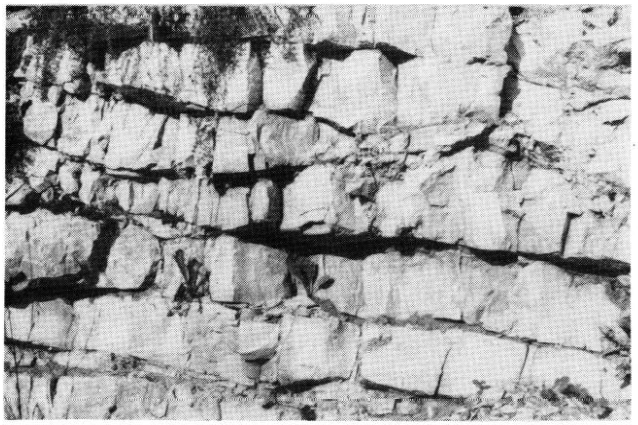
1



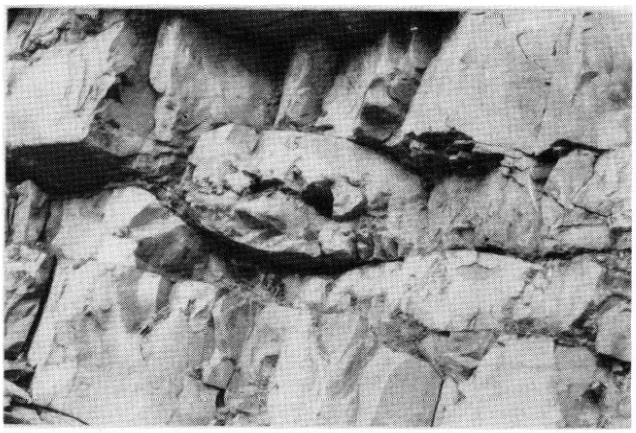
2



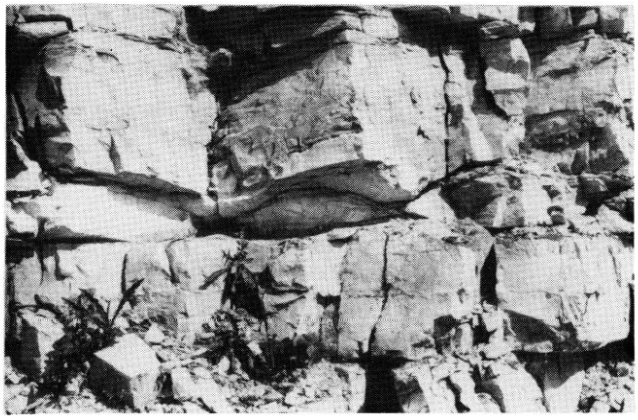
3



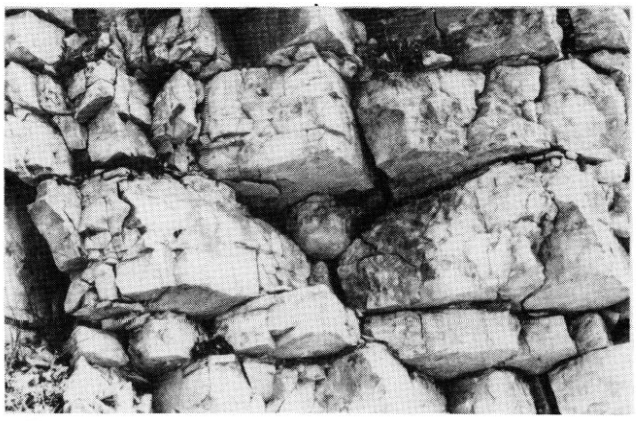
4



5



6



7

PLANCHE 40

1 - Calcaire micritique à empreintes de cristaux d'anhydrite (?) (cassure fraîche de roche). Remarquer l'empreinte cruciforme (flèche). Barre inférieure des Calcaires lités. Combe d'Arnans.

2 - Autre aspect du même faciès (cassure fraîche de roche). Même formation. Même affleurement.

3 - Calcaire micritique à pseudomorphoses d'anhydrite (?) (lame mince). Barre inférieure des Calcaires lités. Châtillon-de-Cornelle.

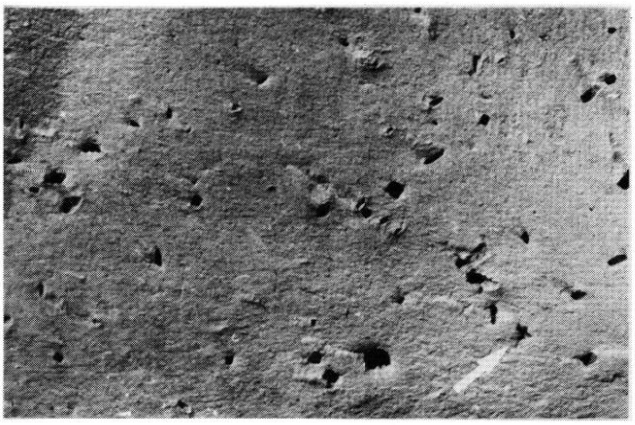
4 - Vue plus rapprochée d'une pseudomorphose du même échantillon.

5 - Pseudomorphoses d'anhydrite (?) (lame mince). Calcaires pseudolithographiques. Carrière du Lac Dauphin. Bouvesse-Quirieu.

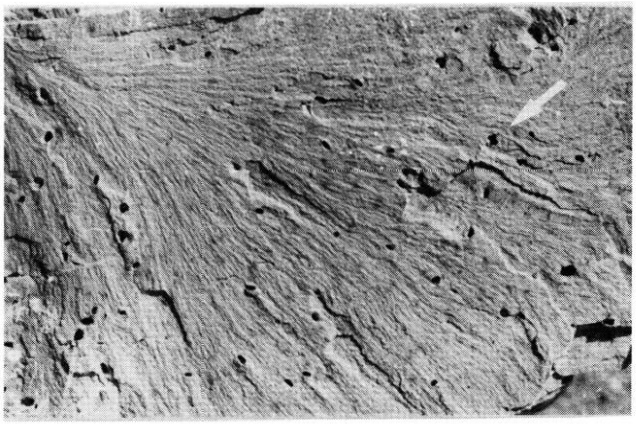
6 - Pseudomorphoses d'anhydrite (?) (lame mince). Calcaires pseudolithographiques. Champfromier.

7 - Calcaire micritique à cristaux de pyrite (lame mince). Calcaires lités. Trept.

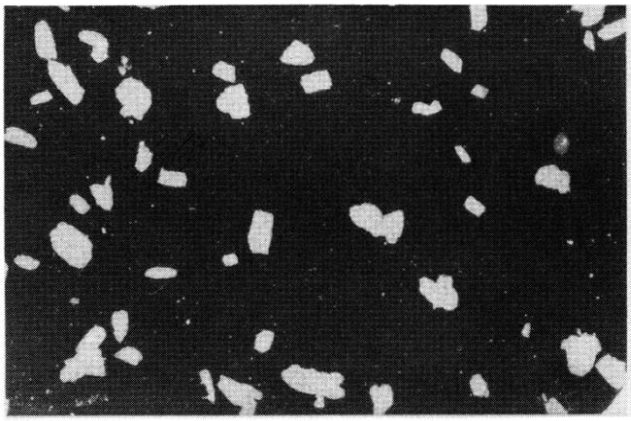
8 - Calcaire micritique à pseudomorphoses d'objets pyritisés et de cristaux de pyrite (?). L'objet arqué situé à droite est une valve de lamellibranche vraisemblablement encroûtée, dans un premier temps, par de la pyrite dont il reste encore quelques vestiges (taches noires). Par analogie, les autres objets, de formes différentes mais de constitution parfaitement identique, peuvent être interprétés comme pseudomorphoses de pyrite. On notera alors la confusion possible entre ces pseudomorphoses et celles attribuées à l'anhydrite (lame mince). Calcaires pseudolithographiques. Grand Colombier.



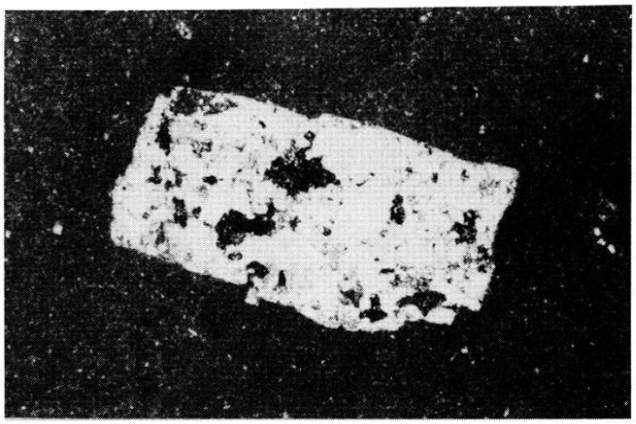
1 — 5mm



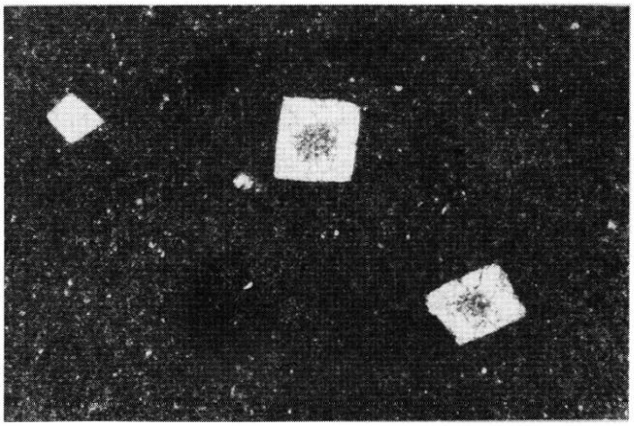
2 — 5mm



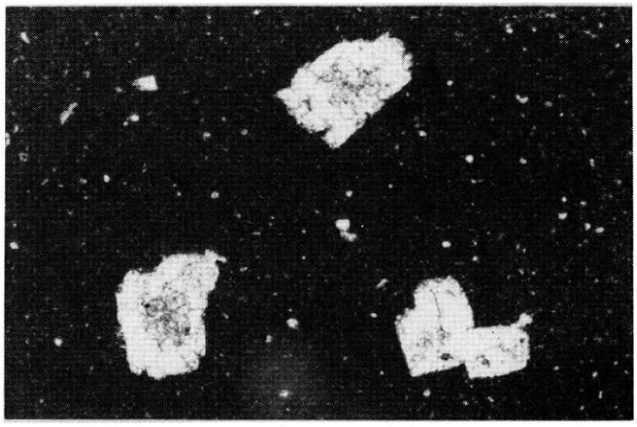
3 — 5mm



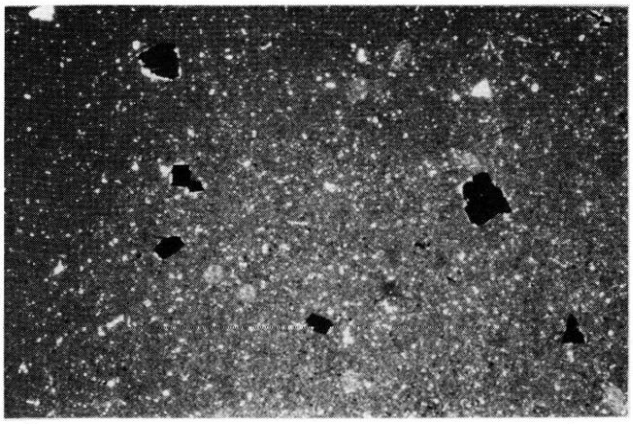
4 — 1mm



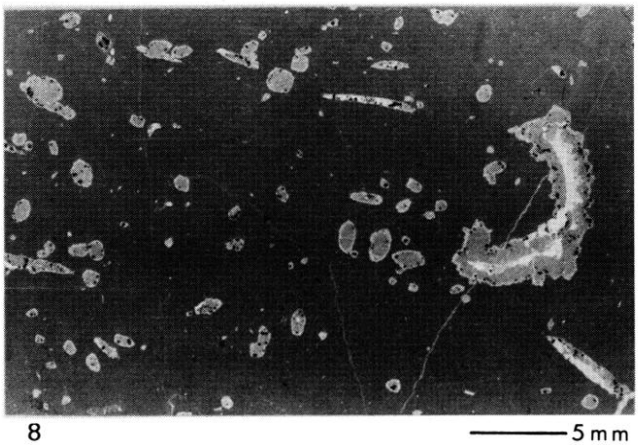
5 — 1mm



6 — 1mm



7 — 1mm



8 — 5mm

PLANCHE 41

1 - Micrite. Structure serrée de grains anhédraux. Rares coccolithes. Calcaires pseudolithographiques. Col du Berthiand.

2 - Micrite. Structure engrenée de grains anhédraux. Banc calcaire. Calcaires lités. Champfromier.

3 - Micrite. Structure serrée de grains anhédraux. Barre inférieure des Calcaires lités. Le Crêt Pourri. Saint-Claude.

4 - Micrite. Structure punctique à serrée de grains anhédraux. Barre inférieure des Calcaires lités. Moirans-en-Montagne.

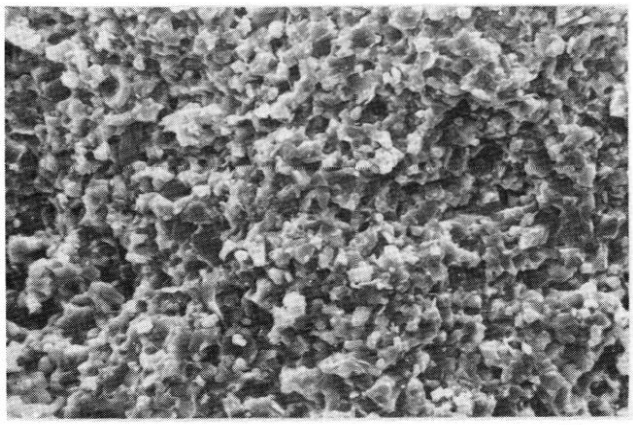
5 - Micrite. Structure serrée de grains anhédraux. Rares coccolithes. Banc calcaire. Calcaires hydrauliques. Meussia (GIR 55).

6 - Micrite argileuse. Structure empatée par les feuillets argileux. Interbanc marneux immédiatement inférieur au banc précédent (GIR 54).

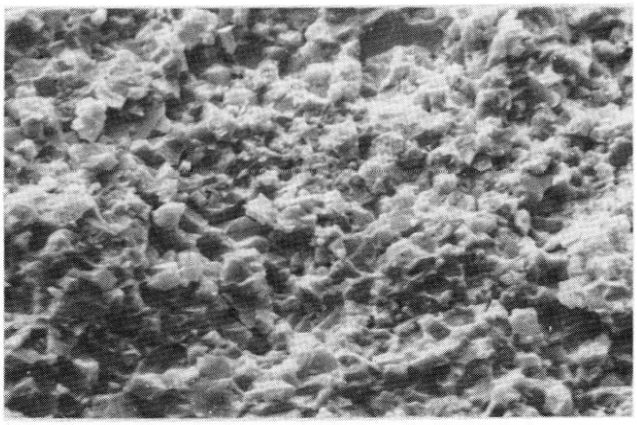
7 - Micrite. Structure serrée de grains anhédraux. Banc calcaire. Calcaires lités. Trept (TRE 16).

8 - Micrite argileuse. Rares coccolithes. L'aspect feuilleté est dû aux minéraux argileux. Interbanc marneux. Calcaires lités. Trept (TRE 13g).

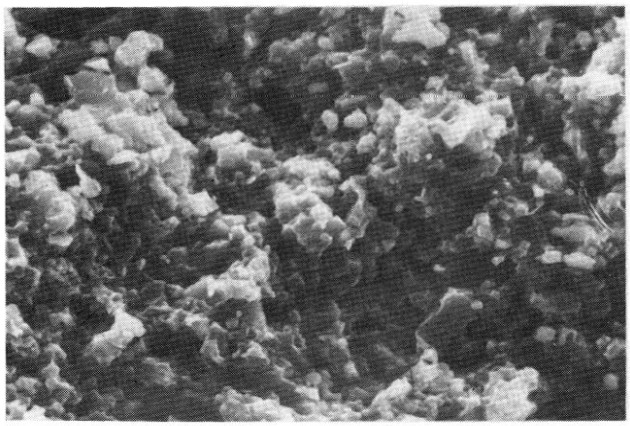
Les photos de cette planche ont été réalisées au Centre de Microscopie appliquée à la Biologie et à la Géologie de l'Université Claude-Bernard, Lyon.



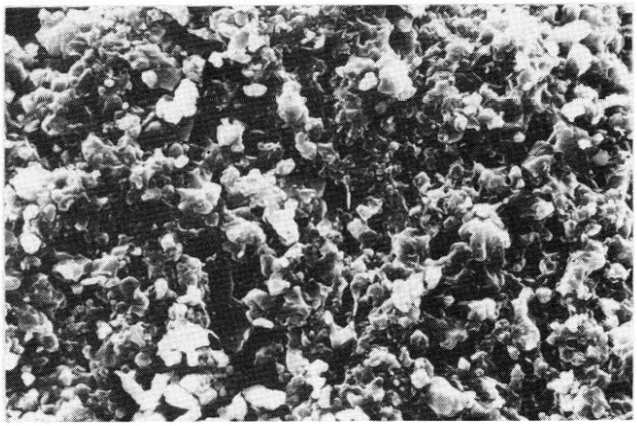
1 ——— 10µm



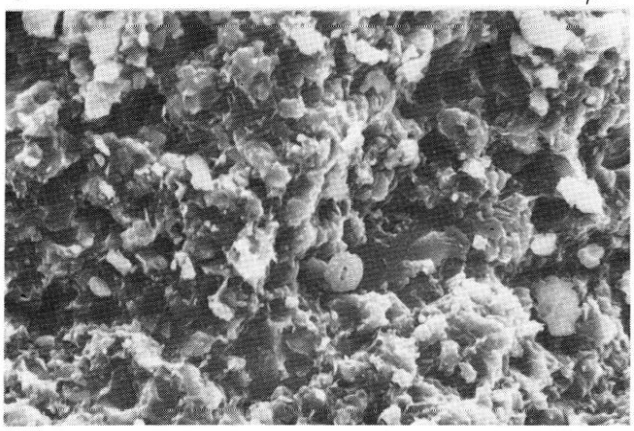
2 ——— 10µm



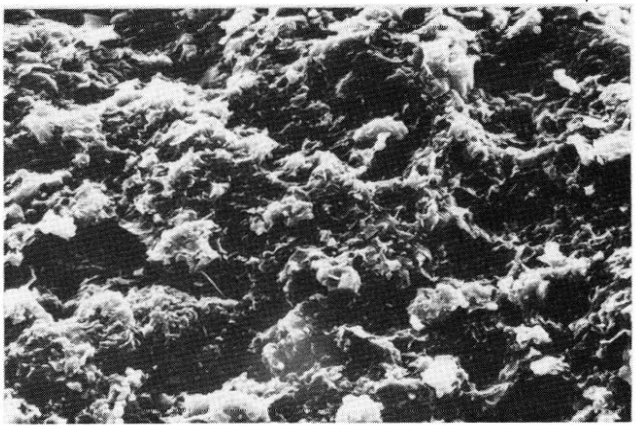
3 ——— 10µm



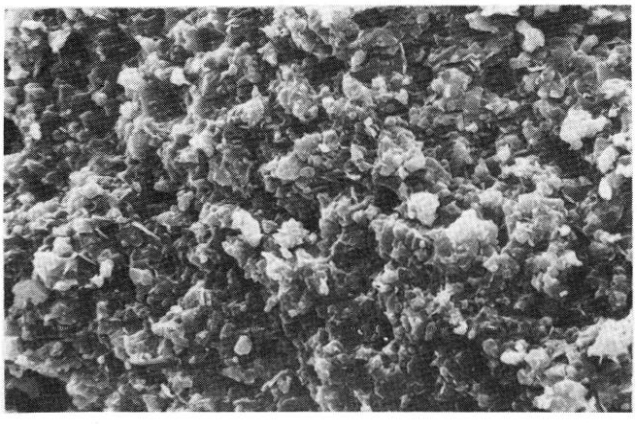
4 ——— 10µm



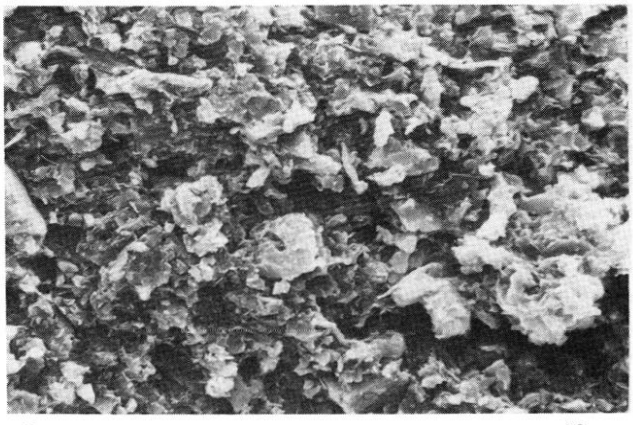
5 ——— 10µm



6 ——— 10µm



7 ——— 10µm



8 ——— 10µm

PLANCHE 42

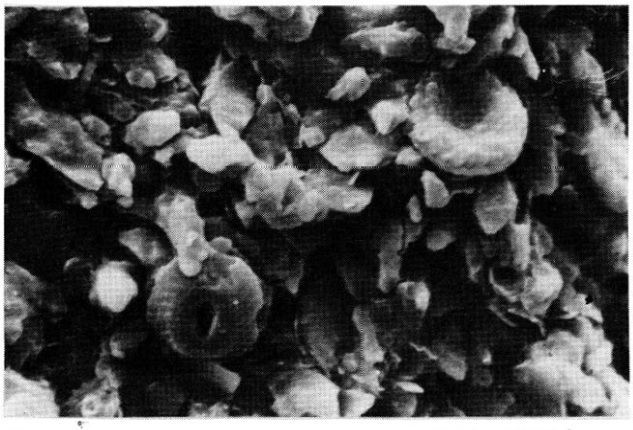
1-4 - Exemples de structures de microcoprolithes (*Coprulus*). Noter l'abondance remarquable des coccolithes.

5-7 - Quelques exemples de coccolithes les plus courants dans les sédiments examinés (*Ellipsagelosphaeraceae*).

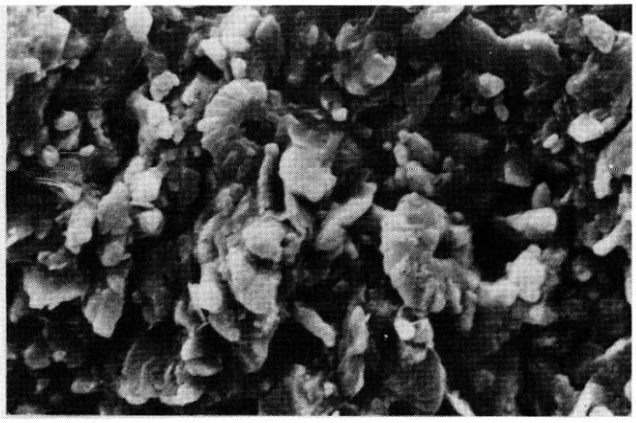
8 - Paroi de *Tolypammina.* La nature arénacée du test, constitué de grains de quartz, apparaît clairement.

9 - Détail du test d'un autre spécimen de *Tolypammina.* Le nourrissage des grains a conduit à la formation de superbes cristaux de quartz bipyramidés.

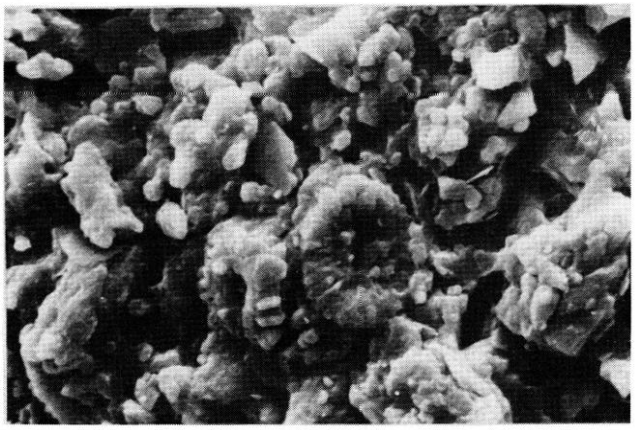
Les photos de cette planche ont été réalisés au Centre de Microscopie appliquée à la Biologie et à la Géologie de l'Université Claude-Bernard, Lyon.



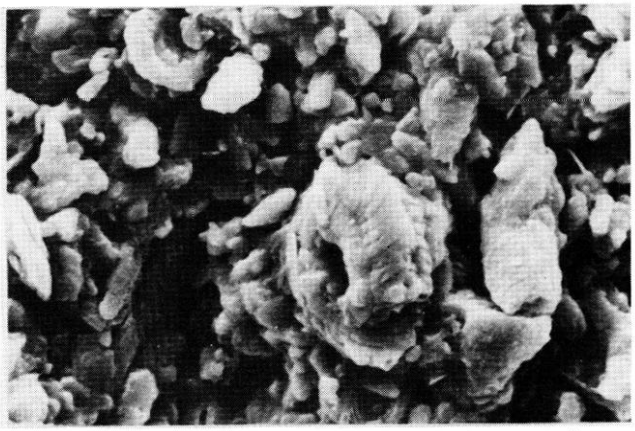
1 4µm



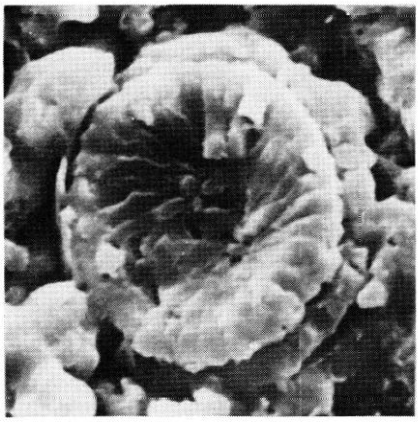
2 4µm



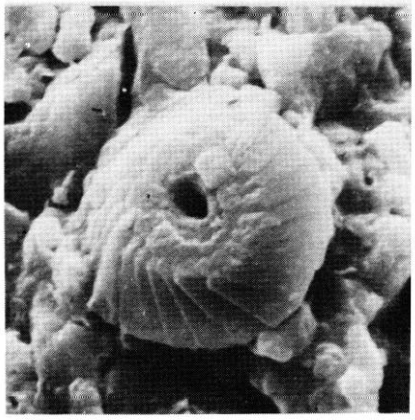
3 4µm



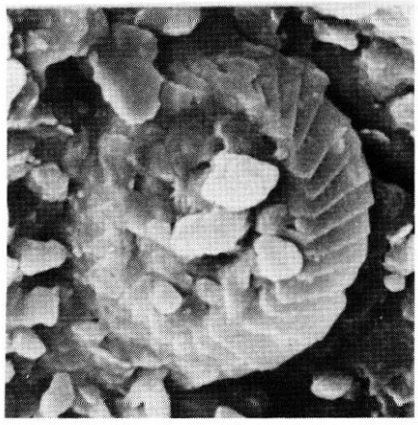
4 4µm



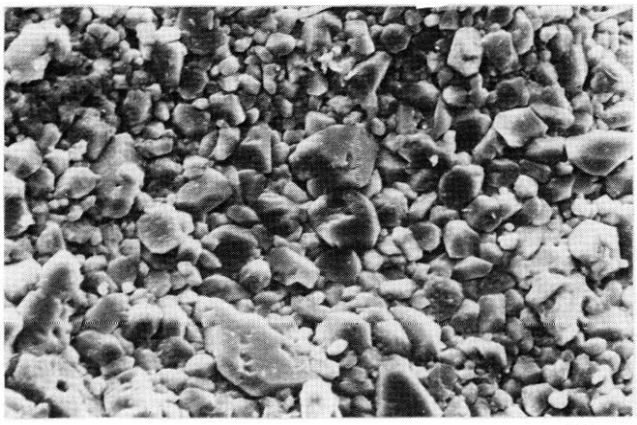
5 2µm



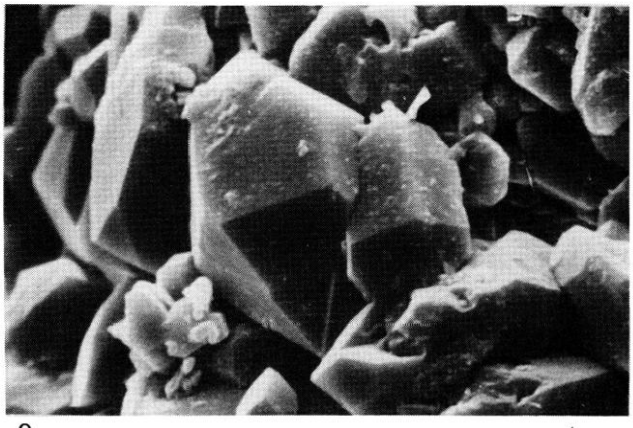
6 2µm



7 2µm



8 10µm



9 4µm