



HAL
open science

La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie)

Colette Darsac

► **To cite this version:**

Colette Darsac. La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT : . tel-00528821

HAL Id: tel-00528821

<https://theses.hal.science/tel-00528821>

Submitted on 22 Oct 2010

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

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



Ex. n°1 DARSAC
C.

THÈSE

présentée à
L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

par

Colette DARSAC

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

21 MARS 1983

La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie)

*Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie
paléogéographie, micropaléontologie*

Thèse soutenue le 24 mars 1983 devant la commission d'examen

- | | | |
|-----------------------|------------------------------------|--------------|
| M. J. DEBELMAS | Professeur, Grenoble | } Président |
| Mme A. ARNAUD-VANNEAU | Chargée de recherche CNRS Grenoble | |
| M. H. ARNAUD | Maître-Assistant, Grenoble | } Examineurs |
| M. B. KUBLER | Professeur, Neuchâtel | |
| M. B. DOUDOUX | Professeur, Chambéry | |
| M. J. CHAROLLAIS | Professeur, Genève | |
| M. M. GIDON | Professeur, Grenoble | |

Direction : A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

Colette DARSAC

27 MARS 1983

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie)

*Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie
paléogéographie, micropaléontologie*

Thèse soutenue le 24 mars 1983 devant la commission d'examen

M. J. DEBELMAS	Professeur, Grenoble	} Président
Mme A. ARNAUD-VANNEAU	Chargée de recherche CNRS Grenoble	
M. H. ARNAUD	Maître-Assistant, Grenoble	} Examineurs
M. B. KUBLER	Professeur, Neuchâtel	
M. B. DOUDOUX	Professeur, Chambéry	
M. J. CHAROLLAIS	Professeur, Genève	
M. M. GIDON	Professeur, Grenoble	

Direction : A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD

GRENOBLE

10417067

C'est avec un réel plaisir que je dédie ce travail

à Philippe,

à mes Parents,

à mes frères et soeurs,

à mes amis(es).

JURA

BRUGES



AVANT - PROPOS

Ce travail effectué dans le cadre d'un contrat D.C.R.S.T., est l'aboutissement de deux années et demie de recherches effectuées au sein du laboratoire "géologie structurale et sédimentaire" de l'Institut Dolomieu de Grenoble.

Cette étude a été menée en étroite collaboration avec:

Le laboratoire de Géologie de Neuchâtel qui par son aide scientifique, technique et matérielle a conduit à la réalisation des analyses en diffraction X;

La Société S.N.E.A.(P.) qui a permis la réalisation des planches couleur;

La Société ESSO qui a contribué à la publication de ce mémoire.

C'est avec un réel plaisir que je souscris à la tradition qui veut qu'un mémoire débute par des remerciements adressés à tous ceux qui ont participé à la réalisation de ce travail:

Mr H. ARNAUD, Maître - Assistant à l'Institut Dolomieu et Mme ARNAUD - VANNEAU, Chargée de Recherche au C.N.R.S., qui m'ont proposé et confié ce sujet. Ils ont su m'initier à la sédimentation sur les plate-formes carbonatées et ont guidé avec beaucoup d'intérêt la rédaction de ce texte par leurs nombreuses remarques et critiques constructives. Je les remercie de leur dévouement.

Mr J. DEBELMAS, Professeur à l'Institut Dolomieu, qui a bien voulu me faire l'honneur de présider ce jury.

Mr B. KUBLER, Professeur à l'Université de Neuchâtel, qui avec beaucoup de gentillesse m'a conseillé et guidé dans l'élaboration de la partie minéralogique.

Mr B. DOUDOUX, Professeur à l'Université de Chambéry, qui au tout début de ce travail m'a accompagnée sur le terrain.

Mr J. CHAROLLAIS, Professeur à l'Université de Genève, qui m'a aimablement communiqué des lames minces de la collection de N. STEINHAUSER afin de compléter l'étude du secteur.

Mr M. GIDON, Professeur à l'Université de Grenoble, pour avoir accepté de faire partie de ce jury.

Mr P. DONZE (Lyon), Mr H. BARTENSTEIN (R.F.A.), Mr F.A. MIDDLEMISS (Londres), Mr B. CLAVEL (Genève), Mr J.P. THIEULOY (Maître - Assistant à l'Institut Dolomieu), Mr J. REMANE (Neuchâtel) qui ont effectué les déterminations de la macro- et microfaune.

Je tiens à remercier tout particulièrement J.P. THIEULOY qui a toujours su me conseiller utilement et B. CLAVEL qui a accepté de se déplacer pour discuter des problèmes posés par la coupe du Val de Fier (Est).

Je tiens aussi à remercier tous les chercheurs et enseignants qui m'ont aidés et tout particulièrement Mr APRAHAMIAN pour ses conseils et Mr C. KERCKHOVE pour m'avoir toujours manifesté beaucoup de sympathie.

Je n'oublierai pas :

Le personnel technique de l'Institut Dolomieu ainsi que celui de l'Université de Chambéry.

Mmes N. REVOL et C. MEUGNIOT qui avec beaucoup de gentillesse ont effectué la dactylographie de ce texte.

Et bien sûr, tous mes amis (es) (géologues ou non) qui m'ont aidés directement ou indirectement dans ce travail, qu'ils sachent que je n'oublierai pas les bons moments passés ensemble et l'amitié qu'ils m'ont offerte durant ces derniers mois. Je remercierai tout particulièrement Pierre qui par son aide amicale m'a permis de soutenir cette thèse dans les délais.

Et surtout un grand merci à Philippe, qui malgré la distance qui nous sépare a su m'apporter l'aide et le soutien nécessaire; merci à mes parents, mes frères, mes soeurs, aux parents de Philippe, qui ont su, chacun à leur manière, m'apporter la chaleur dont j'avais besoin.

R E S U M E

L'étude du Berriasio-Valanginien a permis de définir et de dater les grandes étapes de l'évolution de la plate-forme carbonatée du Jura méridional et du massif subalpin des Bauges.

L'étude sédimentologique a conduit à une reconstitution des milieux de dépôt qui se subdivisent en quatre domaines paléogéographiques : le bassin, la plate-forme externe (talus et bordure), la plate-forme interne et l'ensemble marginolittoral. Chacun de ces ensembles est représenté par des faciès particuliers.

L'étude minéralogique a permis, d'une part de définir l'environnement minéralogique (argiles, quartz, goethite...), et ses variations qui sont, non seulement locales mais régionales, d'autre part de comparer les roentgénofaciès (classes de diffractogrammes) avec les microfaciès. Cette comparaison a mis en évidence une relation entre la nature du sédiment et son association minéralogique, et un parallélisme entre évolution minéralogique et évolution des microfaciès ; ainsi la notion d'apparition synchrone d'une argile donnée est remise en question.

L'étude stratigraphique a permis de situer les limites Berriasien moyen-Berriasien supérieur, Berriasien-Valanginien, Valanginien inférieur-Valanginien supérieur, Valanginien-Hauterivien.

Du point de vue séquentiel, la série étudiée, montre quatre séquences principales limitées par autant d'horizons de discontinuité majeurs, constituant une mégaséquence en général transgressive dans le Jura, cyclique dans les Bauges.

Des corrélations entre, d'une part les différentes coupes étudiées, et d'autre part la Chartreuse et la Provence, ont été établies.

Du point de vue paléogéographique quatre grandes étapes ont été mises en évidence au cours de l'évolution de la plate-forme, le début de chaque étape correspondant à un approfondissement des milieux de dépôts.

Au Berriasien moyen-supérieur, la plate-forme jurassienne subit un mouvement de bascule : la région du NW s'enfonce alors que la région du SE remonte.

Au Valanginien supérieur, l'approfondissement du milieu, important et général, marque ainsi la disparition temporaire de la plate-forme jurassienne.

L'étude micropaléontologique a mis en évidence les principales espèces benthiques de la plate-forme berriasio-valanginienne, et a permis de donner leur paléoécologie. Cette dernière est assez semblable à celle de la plate-forme urgonienne, à l'exception du groupe des trocholines qui se substitue à celui des orbitolinidés.

MOTS CLES

Berriasien ; Valanginien ; Jura ; massif subalpin des Bauges ; plate-forme carbonatée ; sédimentologie ; évolution séquentielle ; corrélations ; minéralogie ; stratigraphie ; paléogéographie ; foraminifères benthiques ; carbonates.

- ABSTRACT -

The Berriasian and Valanginian evolution of the carbonate platform of the southern Jura and the Bauges subalpine massifs (France) has been studied in detail and the major stages have been defined and dated.

Sedimentology. The depositional environment comprises the basin the external platform (comprising slope and margin), and the littoral margin. Each environment is represented by several facies.

Mineralogy. The mineralogical parageneses (clary minerals, quartz, goethite..) vary, both locally and regionally. The "roentgenofacies" (types of X ray diagrams) can be correlated with the microfacies. This renders questionable the concept of minerals acting as time markers, i. e. appearing everywhere at the same time.

Stratigraphy. The limits between the Middle Berriasian, U. Berriasian, L. Valanginian, U. Valanginian and Hauterivian are defined. Four main sequences separated by major discontinuities form one big megasequence. This megasequence is generally transgressive in the Jura, and cyclic in the Bauges. Correlations have been established with the neighbouring Chartreuse massif and with SE France (Provence).

Paleogeography. The four stages start and end with a sudden deepening of the water. During the Middle and U. Berriasian the platform is tilted, the NW part deepens whereas the SE part lifted up. During the U. Valanginian a considerable, extensive deepening causes the temporary disparition of the platform.

Micropaleontology. The principal benthic species of the platform during both Berriasian and Valanginian times have been studied and they have been fitted in their paleoecologic context. The latter is quite similar to the Urgonian one but for trocholinae substituting for the Urgonian orbitolinae.

- KEY WORDS -

Berriasian, Valanginian, Jura, Bauges subalpine massif, carbonate platform, sedimentology, sequential evolution, correlations, mineralogy, stratigraphy, paleogeography, benthic foraminifera, carbonates.

=====

PLAN DETAILLE

CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE

	pages
I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE	11
II - CADRE STRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE	11
A - Cadre stratigraphique	11
B - Cadre paléogéographique	13
III - CADRE STRUCTURAL	13
IV - LOCALISATION DES COUPES ET AFFLEUREMENTS BERRIASO-VALANGINIENS	14
V - HISTORIQUE	17
A - Les étages du Néocomien inférieur - Définitions et variations	17
A.1 - Le Néocomien	17
A.2 - Le Berriasien	17
A.3 - Le Valanginien	18
A.4. Le problème des limites des étages du Néocomien	19
A.4.1. La limite Jurassique-Crétacé	19
A.4.2. La limite Berriasien-Valanginien	19
A.4.3. La limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur	22
1) Dans le bassin vocontien	22
2) Dans le Jura	22
A.4.4. La limite Valanginien-Hauterivien	25
A.5. Conclusion	25
B - Les zonations du Berriasien et du Valanginien	25
B.1 - Les zonations en faciès de bassin	26
B.2 - Les zonations en faciès de plate-forme	26
B.3 - Conclusion	26
C - Historique des recherches sur les séries de plate-forme du Jura et des chaînes subalpines	27
C.1 - Charles LORY et ses conceptions futuristes	27
C.2 - Fin du XIX ^e - début de XX ^e siècle	27
C.3 - La seconde moitié du XX ^e siècle	29
D - Conclusion	29

CHAPITRE II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I - PRESENTATION DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	33
A - Méthode de l'étude	33
A.1 - Sur le terrain	33
A.1.1. Le choix des coupes	33
A.1.2. L'échantillonnage	33
A.2. Au laboratoire	33
A.2.1. Les prélèvements marneux	33
A.2.2. Les échantillons	33
1) Les surfaces polies	33
2) Les lames minces	34
A.3. Le conception du profil théorique de la plate-forme berriasio-valanginienne	35
A.3.1. La terminologie	35
A.3.2. Reconstitution des paléo-environnements	35
B. Description des faciès	38
II - ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE	39
A - Faciès de bassin	39
A.1 - Faciès pélagiques	39
A.2 - Faciès hémipélagiques	39
A.2.1. Les faciès à spicules de spongiaires	39
1) Les biomicrites à spicules de spongiaires	40
2) Les biopelmicrites à échinodermes et spicules de spongiaires	40
3) Les biomicrites à biopelmicrites à échinodermes	41

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 Fax 04 76 51 40 58
 Mail: phaloux@univ-grenoble.fr

	Pages
A.2.2. Les faciès à échinodermes et petits foraminifères	41
1) Les biomicrites à biosparites à échinodermes	41
2) Les biopelmicrites à biopelsparites à échinodermes et petits foraminifères.....	43
3) Les biopelsparites fines à échinodermes et quelques plus gros éléments.....	43
A.2.3. Les faciès à débris grossiers de bryozoaires et échinides	44
1) Les biomicrites à gros débris de bryozoaires, échinides et bivalves	45
2) Les biosparites à gros débris de crinoïdes et bryozoaires.....	45
A.2.4. Les faciès très riches en échinodermes	46
A.3. Agencement des différents faciès de bassin	46
A.4. Interprétation des dépôts	48
A.5. Conclusion	49
B. <u>Faciès de plate-forme</u>	51
B.1. Ensemble de plate-forme externe (Faciès externes)	51
B.1.1. Les biosparites du talus externe à éléments arrondis par usure	51
1) Les biosparites à petits débris assez bien classés	51
2) Les biosparites fines comportant quelques éléments plus gros	52
3) Les biosparites à éléments usés et assez bien classés.....	53
B.1.2. Les biosparites à biomicrites à gros débris	54
1) Les biosparites à gros bioclastes et petits éléments (micritiques et bioclastiques)	54
2) Les biosparites à rudistes et gros débris de cnidaires.....	54
3) Les biomicrites à biomicrosparites à rudistes	55
B.1.3. Les biosparites à biomicrosparites à organismes infralittoraux plus fréquents	56
1) Les biomicrosparites à biosparites à faune infralittorale et circalittorale.....	56
2) Les biosparites à rudistes et éléments arrondis par usure	57
B.1.4. Les bioosparites et oobiosparites	58
1) Les bioosparites à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux.....	58
2) Les oobiosparites à bioclastes infralittoraux dominants	59
B.1.5. Les "faciès de transgression"	60
B.1.6. Agencement des différents faciès de la plate-forme externe	62
1) Le sommet du talus externe	62
2) La bordure	64
B.1.7. Interprétation des dépôts	74
1) Passage des faciès de bassin aux faciès de plate-forme externe.....	74
2) La bordure	74
3) Passage des faciès de bordure aux faciès de plate-forme interne	75
B.1.8. Conclusion	76
B.2. Ensemble de plate-forme interne (faciès internes).....	76
B.2.1. Sous ensemble de la plate-forme interne avec encore des débris d'échinodermes	78
1) Les biomicrosparites à biosparites à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux	78
2) Les biomicrosparites à petits débris	79
3) Les biosparites grossières à gros foraminifères (essentiellement <u>Pseudocyclamina</u> et <u>Trocholina</u>)	80
4) Les biomicrites à biosparites à nombreuses trocholines	81
5) Les biomicrites à biosparites à microfaune abondante et diversifiée	82
B.2.2. Sous-ensemble de plate-forme interne sans débris d'échinoderme	83
1) Les biomicrites à foraminifères et algues	83
2) Les biomicrosparites à biosparites à oncolites et petits éléments	84
3) Les biosparites à biomicrosparites à gros oncoïdes	85
B.2.3. Agencement des différents faciès de la plate-forme interne	86
1) Passage des faciès de plate-forme externe à ceux de la plate-forme interne	86
2) La plate-forme interne	86

	Pages
3) Passage des faciès de la plate-forme interne à ceux de l'ensemble marginolittoral	88
4) Conclusion	90
B.2.4. Interprétation des dépôts	90
B.2.5. Conclusion	92
B.3. Ensemble marginolittoral	94
B.3.1. Faciès de marais maritimes	94
B.3.2. Faciès de plage	96
1) Les biosparites à keystone-vugs	96
2) Les biosparites à ciment asymétrique et microcavernes	96
B.3.3. Agencement des faciès de l'ensemble marginolittoral	97
B.3.4. Interprétation des dépôts	100
B.3.5. Conclusion	101
III - CONCLUSION	101
CHAPITRE III - ETUDE MINERALOGIQUE ET MINERALOSTRATIGRAPHIQUE	
I - INTRODUCTION	121
II - RECONNAISSANCE DES MINERAUX : LEURS PRINCIPALES TENDANCES EVOLUTIVES	121
A - <u>Méthodes analytiques</u>	121
B - <u>les minéraux accessoires</u>	122
B.1. Le quartz	122
B.2. Goethite, pyrite, lépidocrocite	122
C - <u>Les minéraux argileux</u>	122
C.1. Les smectites	122
C.2. Les Interstratifiés	123
C.3. L'Illite et sa cristallinité	123
C.4. La kaolinite	129
C.5. La chlorite	129
D. <u>Les tendances évolutives</u>	129
D.1. La séquence A	129
D.2. La discontinuité 1	129
D.3. la séquence B	130
D.4. La discontinuité 2	130
D.5. La séquence C	130
D.6. La discontinuité 3	131
D.7. La séquence D	131
E. <u>Conclusion</u>	131
III - LES DIFFERENTES CLASSES DE DIFFRACTOGRAMMES (ROENTGENOFACIES) ET LEUR REPARTITION SUR LA PLATE-FORME	133
A - <u>Méthode employée</u>	133
B - <u>Description des différents roentgénofacies (classés de diffractogrammes)</u>	137
B.1. Premier groupe : les classes A à D (talus externe).....	137
B.1.1. La classe A	137
B.1.2. La classe B	138
B.1.3. La classe C	138
B.1.4. La classe D	138
B.2. Deuxième groupe : les classes E à G (bordure)	138
B.2.1. La classe E	138
B.2.2. La classe F	138
B.2.3. La classe G	140
B.3. Troisième groupe : les classes H à K (plate-forme interne)	140
B.3.1. La classe H	140
B.3.2. La classe I	142
B.3.3. La classe J	142

	Pages
B.3.4. La classe K	144
C - Répartition des différents minéraux sur la plate-forme	144
C.1. Le talus externe	144
C.2. La bordure	144
C.3. La plate-forme interne	146
D - Courbe d'évolution des roentgénofaciès	149
E. Remarques	149
E.1. Apport de la minéralogie à la sédimentologie	151
E.2. Apport de la sédimentologie à la minéralogie	151
E.3. Apport de l'analyse des roentgénofaciès à la méthode d'étude classique par le calcul des pourcentages relatifs	151
IV - CONCLUSION	152

CHAPITRE IV - ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE

I - INTRODUCTION	157
A - Principaux caractères de la série étudiée	157
B - Méthodes de datations paléontologiques et corrélations	158
B.1. Les datations paléontologiques	158
B.2. Corrélations séquentielles	160
B.3. Corrélations minéralogiques	161
II - ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES	161
A - Datations paléontologiques	161
A.1. Ammonites	162
A.2. Brachiopodes	162
A.3. Oursins	162
A.4. Ostracodes	162
A.5. Calpionelles	163
A.6. Algues	163
A.7. Foraminifères	164
A.7.1. Lenticulines	164
A.7.2. Foraminifères benthiques de la plate-forme	164
B - Comptages statistiques de certains organismes	166
B.1. Trocholines	166
B.2. Pfenderines	166
B.3. Lenticulines	167
B.4. Echinodermes	167
C. Conclusion	167
D. Comparaison avec les régions voisines et corrélations avec les travaux antérieurs... ..	170
D.1. Corrélations avec les régions voisines	170
D.2. Corrélations avec les travaux antérieurs	174
D.2.1. Formations de N. STEINHAUSER	174
D.2.2. Formations de M. MOUTY	176
III - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE	178
A - Description stratigraphique	178
A.1. Horizons de discontinuité	178
A.1.1. Horizon de discontinuité 0	178
A.1.2. Horizon de discontinuité 1	178
A.1.3. Horizon de discontinuité 2	181
A.1.4. Horizon de discontinuité 3	181
A.1.5. Horizon de discontinuité 4	182

	Pages
A.2. les séquences	183
A.2.1. Assises sous-jacentes à la séquence A - Berriasien moyen	183
A.2.2. Séquence A - Berriasien moyen - Berriasien supérieur	183
A.2.3. Séquence B - Berriasien supérieur - Valanginien basal	186
A.2.4. Séquence C - Valanginien inférieur	188
A.2.5. Séquence D - Partie sommitale du Valanginien inférieur - Valanginien supérieur	190
B - Evolution paléogéographique	190
B.1. Séquence A - Berriasien moyen - Berriasien supérieur	190
B.2. Séquence B - Berriasien supérieur - Valanginien basal	196
B.3. Séquence C - Valanginien inférieur	200
B.4. Séquence D - sommet du Valanginien inférieur - Valanginien supérieur	200
IV - CONCLUSION	200
CHAPITRE V - ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE	
I - INTRODUCTION	207
II - DESCRIPTION	207
A - Foraminifères à test simple agglutiné	207
A.1. Tests biloculaires à loge tubulaire droite	207
<u>Earlandia ? brevis</u>	207
A.2. Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée	207
<u>Glomospira watersi, Citaella ? favrei</u>	207
A.3. Tests multiloculaires unisériés dont la partie jeune enroulée est importante (supérieure à deux tours de spires) et la partie adulte souvent déroulée : formes involutes	208
A.3.1. Ouverture basale	208
<u>Haplophragmoides joukowskyi, Nautiloculina bronnimanni et N. cretacea</u>	208
A.3.2. Ouverture aréale	209
<u>Charentia cf. cuvillieri, Charentia nana</u>	209
A.3.3. Ouvertures multiples	209
<u>Mayncina sp. A, M. sp. B</u>	209
A.4. Tests multiloculaires bisériés dont l'enroulement initial peut être planispiralé	210
<u>Textularia cf. tetragonica</u>	210
A.5. Tests multiloculaires trochospiralés	210
A.5.1. Test trisérié ou multisérié pouvant devenir bisérié et parfois unisérié	210
1) Test trisérié	210
<u>Verneuilina cf. polonica</u>	210
2) Test trisérié ou quadrisérié puis bisérié à ouverture basale	210
<u>Gaudryina tuchaensis, Dorothis cf. hauteriviana, Dorothis cf. metaeformis</u>	210
3) Test trisérié puis bisérié à ouverture en fente longitudinale	211
<u>Belorussiella sp.</u>	211
A.5.2. Test multisérié trochospiralé	211
<u>Arenobulimina corniculum, Dobrogelina ovidi ?</u>	211
A.6. Tests multiloculaires discoïdaux dont l'enroulement initial est planispiralé	211
<u>Ammocycloloculina erratica</u>	211
B - Foraminifères à test complexe agglutiné	212
B.1. Tests à structure pseudo-alvéolaire, multiloculaires unisériés dont la partie jeune est enroulée et la partie adulte souvent déroulée	212
<u>Melathrokerion cf. valserinensis</u>	212
B.2. Tests à structure alvéolaire, multiloculaires unisériés dont la partie jeune est enroulée (supérieure à un tour de spire) et la partie adulte souvent déroulée	212
B.2.1. Ouverture aréale	212
<u>Everticyclammina cf. hedbergi, Feurtillia frequens</u>	212
B.2.2. Ouverture en crible	213
<u>Pseudocyclammina cf. lituus, P. sp. A et P. sp. à test arénacé</u>	213
<u>Choffatella pyrenaica</u>	213
B.3. Tests à structure cloisonnaire, multiloculaires trochospiralés, trisériés pouvant devenir bisériés	213
<u>Pseudotextulariella courtionensis, P. salevensis, P. sp. A</u>	213

B.4. Tests à structure centrale en piliers ou pseudo-piliers, multisériés	
	trochospiralés.. 214
<u>Pfenderina neocomiensis</u>	214
B.5. Tests à structure complexe.....	215
B.5.1 Tests multiloculaires unisériés, flabelliformes.....	215
<u>Eclusia moutyi</u>	215
B.5.2 Tests multiloculaires unisériés coniques débutants parfois par un stade	
	trochospiralé..... 215
<u>Cribellopsis sp., Valdanchella cf. miliani, Orbitolinidae sp.</u>	215
C - Foraminifères à test calcaire porcelané.....	216
C.1. Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée.....	216
<u>Cyclogyra ? sp.</u>	216
C.2. Tests multiloculaires pelotonnés.....	216
<u>Hechtina praeantiqua, Nubeculariidae sp.B, Quinqueloculina robusta ?, Pseudo-</u>	216
<u>triloculina sp., Pyrgo cf. elliptica, Sigmoilina sp., Keramosphera allobrogensis.</u>	217
D - Foraminifères à test calcaire perforé.....	217
D.1. Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée.....	217
<u>Conicospirillina basiliensis, Trocholina sp.A1, I. sp.A2, I. sp.A3, I. sp.B</u>	219
<u>I. sp.C, I. cf. alpina, I. cf. chouberti, I. elongata, Neotrocholina valdensis,</u>	220
<u>Neotrocholina sp.</u>	221
D.2. Tests multiloculaires trochospiralés de forme globuleuse.....	221
<u>Polymorphinidae gen. ind.</u>	221
D.3. Tests multiloculaires unisériés rectilignes.....	224
<u>Lenticulina</u>	224
III - PALEOECOLOGIE	224
A - Composition des populations des différents ensembles de la plate-forme	224
A.1. Le bassin et le talus externe	224
A.2. La bordure de la plate-forme	226
A.3. La plate-forme interne, partie externe	226
A.4. La plate-forme interne, partie interne	228
A.5. Les milieux confinés des marais maritimes	228
B - Facteurs agissant sur la répartition de la microfaune	228
IV - CONCLUSION	230
VI - CONCLUSION GENERALE	253
ANNEXE fig. 78 à 111.....	263
BIBLIOGRAPHIE.....	305
LISTE DES FIGURES.....	315
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	318
INDEX SYSTEMATIQUE DE LA PARTIE MICROPALÉONTOLOGIQUE.....	319

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE

I - LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE

II - CADRE STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

III - CADRE STRUCTURAL

IV - LOCALISATION DES COUPES ET AFFLEUREMENTS BERRIASO-VALANGINIENS

V - HISTORIQUE

INTRODUCTION GENERALE

I- LOCALISATION GEOGRAPHIQUE (fig. 1 et 4)

Le secteur étudié, situé aux environs d'Aix-les-Bains, au Nord de Chambéry, s'étend sur deux massifs géographiquement et géologiquement bien définis :

- le Jura à l'Ouest,
- le massif subalpin des Bauges à l'Est.

Ces deux entités sont bien individualisées au Nord de Chambéry, par la dépression périnolassique qui s'ouvre largement vers le Nord.

II- CADRE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

A- CADRE STRATIGRAPHIQUE

Le Jura et le massif subalpin des Bauges montrent chacun une lithostratigraphie particulière.

Le Jura est caractérisé par une série berriaso-valanginienne (les faciès "purbeckiens" non compris), d'épaisseur variant de 60 m à l'Ouest de Belley (Saint Germain les Paroisses), à 115 - 130 m plus à l'Est (Billième, Molard de Vions, Pierre Châtel, Val de Fier, La Chambotte).

Cette série correspond, habituellement à un ensemble de trois barres calcaires assez massives, séparées par deux niveaux plus marneux.

Elle repose sur des calcaires plus finement lités et intercalés de quelques niveaux marneux, les faciès "purbeckiens", qui n'affleurent pas fréquemment. Le sommet de cet ensemble (calcaires roux) est caractérisé par des assises plus tendres, souvent masquées par la végétation.

Le massif subalpin des Bauges est caractérisé par une série bien plus épaisse (environ 300 m au Revard : faciès dauphinois (fig. 4) qui montre de bas en haut :

- des marnes et calcaires argileux d'une épaisseur moyenne de 50 mètres ;
- des bancs de calcaires plus réguliers, dont des calcaires à rudistes, constituant une seule grosse barre calcaire (environ 125 mètres) ;

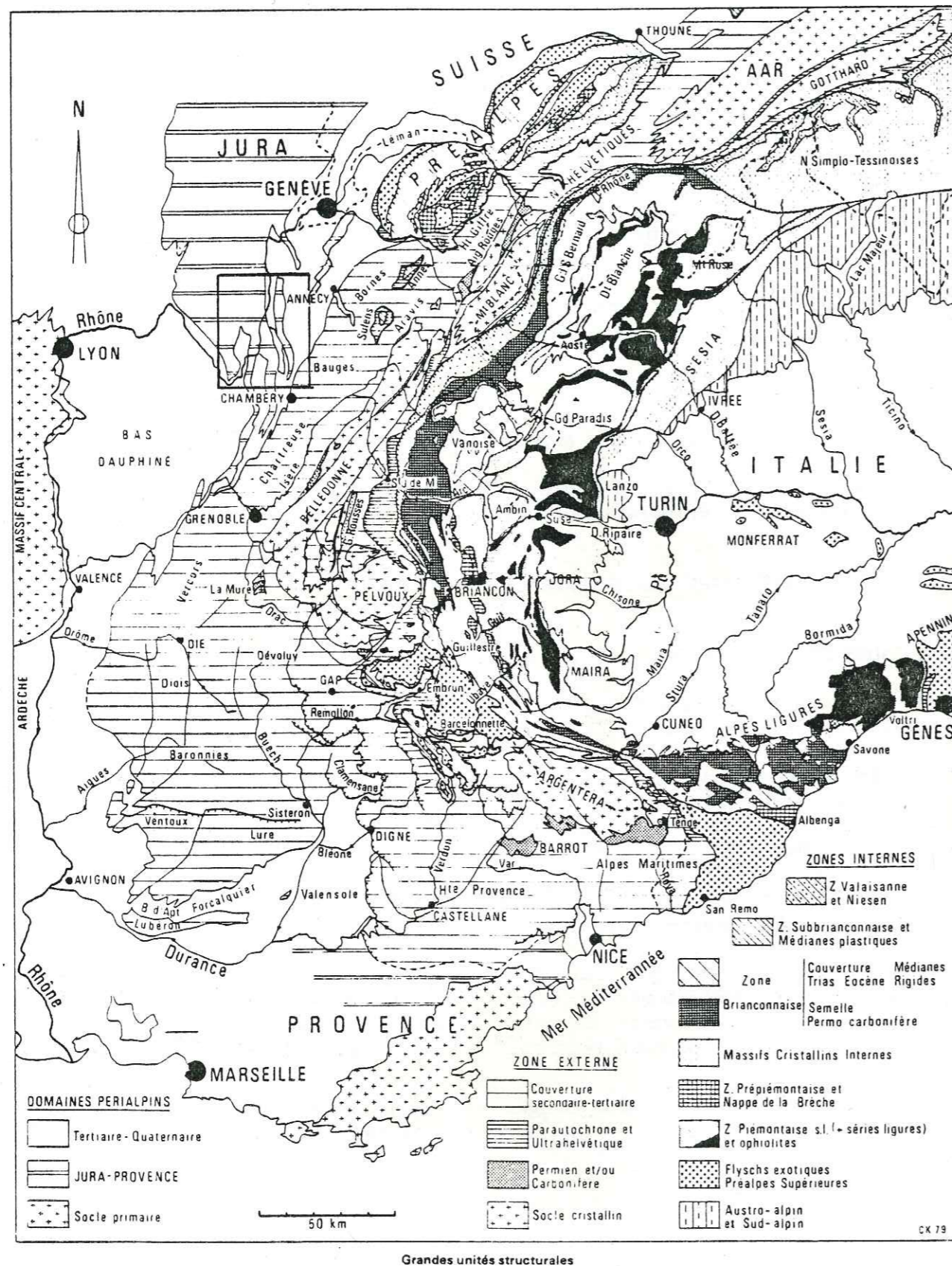


Fig. 1 : Localisation géographique du secteur étudié dans le cadre géologique des Alpes occidentales (d'après C. KERCKHOVE, 1979).

- un passage plus tendre souvent en partie masquée par la végétation (environ 50 m) ;

- des calcaires roux à lentilles siliceuses, d'une épaisseur moyenne de 70 m.

Cet ensemble repose sur des bancs calcaires argileux intercalés de niveaux marneux, de signification très différente des faciès "pur beckiens" du Jura dont ils sont les équivalents (Chapitre "Stratigraphique § I.A).

B- CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE (fig.2)

De la fin du Jurassique à l'Aptien inférieur inclus, la paléogéographie du SE de la France reste sensiblement la même.

Trois domaines s'individualisent :

- au Nord, la plate-forme carbonatée jurassienne (ou subalpine);
- au centre, le bassin vocontien, appendice occidental de la mer alpine ;
- au Sud, la plate-forme carbonatée provençale.

Au Crétacé inférieur, les faciès de plate-forme progradent vers le centre du bassin vocontien au Berriasien-Valanginien inférieur, et rétrogradent au Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur.

III- CADRE STRUCTURAL (fig.3)

Le Jura et le massif subalpin des Bauges constituent deux ensembles structuraux différents par :

- le style tectonique : des plis NNW-SSE et N-S pour le Jura, et des plis SSW-NNE pour le massif subalpin des Bauges ;
- la lithologie comme nous l'avons vu précédemment (§ II.A).

Bien que différents dans leurs structures, ces deux massifs ont subi les mêmes phases tectoniques :

- une phase précoce oligocène, qui amorce les premiers plissements,
- une phase majeure fini-miocène - début pliocène, qui est responsable de l'essentiel de la structuration actuelle.

Le Jura méridional

Il montre d'Ouest en Est deux entités géographiques :

- le faisceau occidental du Bugey : structures anticlinales et synclinales de direction NNW-SSE, bordées par des accidents majeurs longitudinaux ; les anticlinaux, coffrés, montrent une tendance au déversement vers l'Ouest.

- le Jura savoisien, qui est représenté par les anticlinaux du Mont Tournier, Gros Foug - La Chambotte, Mont du Chat et du Grand Colombier, qui constituent la terminaison méridionale du Jura. Ces anticlinaux sont également déversés vers l'Ouest.

Au Sud de Chambéry, les chaînons jurassiens s'infléchissent vers l'Ouest, et prennent une direction N-S avant de se fondre dans les chaînes subalpines (massif de la Chartreuse).

Le massif subalpin des Bauges

Il est représenté par des plis d'axe SSW-NNE, déversés vers le NW.

Sa bordure Ouest correspond à un pli faille, chevauchant la dépression périmolassique, et forme ainsi le front du "chevauchement subalpin principal".

L'ampleur de ce chevauchement reste à définir ; pour certains auteurs (DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. et TARDY M. 1982), elle serait de plusieurs kilomètres et affecterait tout le massif des Bauges, faisant ainsi largement reposer les terrains du domaine subalpin sur ceux du domaine jurassien.

IV - LOCALISATION DES COUPES ET AFFLEUREMENTS BERRIASO-VALANGINIENS (fig.5)

La figure 5 permet de localiser toutes les coupes étudiées, ainsi que les affleurements berriaso-valanginiens.

Pour compléter les données obtenues par l'étude des coupes de la Chambotte, de Billième, de St Germain les Paroisses, du Val de Fier (côté Est et Ouest), et du Revard, le matériel des coupes de Pierre Châtel et du Molard de Vions, aimablement communiqué par N. STEINHAUSER et J. CHAROLLAIS (Faculté de Géologie de Genève), a été réexaminé. Les conclusions de cette étude seront intégrées dans cette synthèse régionale.

Cette dernière a pu être effectuée grâce au prélèvement de 1140 échantillons, et la réalisation de 1040 surfaces polies, 765 lames minces auxquelles s'ajoutent 300 lames minces de la collection de N. STEINHAUSER (Faculté de Géologie de Genève), 80 lavages, 207 analyses minéralogiques effectuées à l'Université de Géologie de Neuchâtel, sous la direction de B. KUBLER, et 1500 photos de foraminifères.

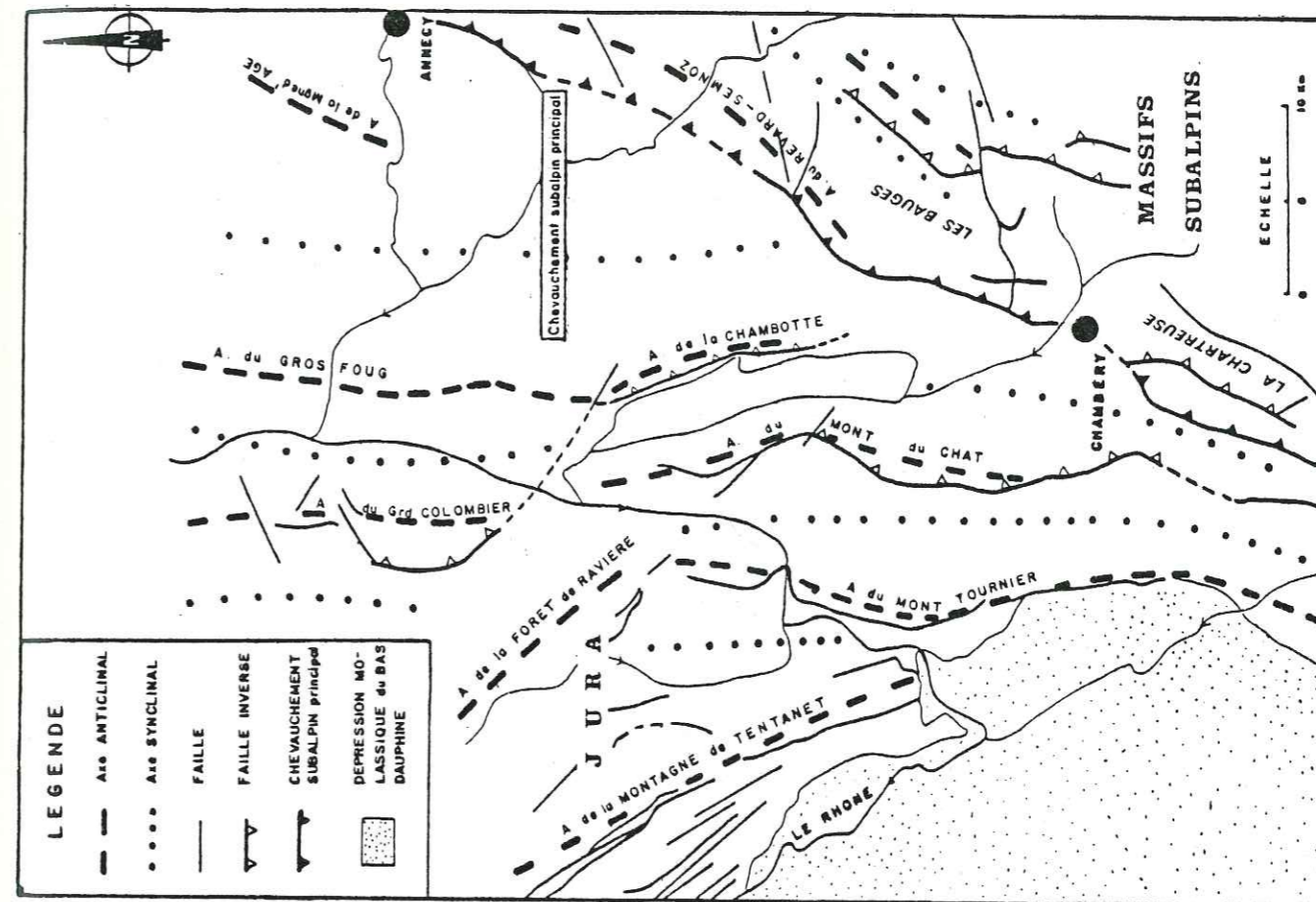


Fig. 3 : Cadre structural de la région étudiée.

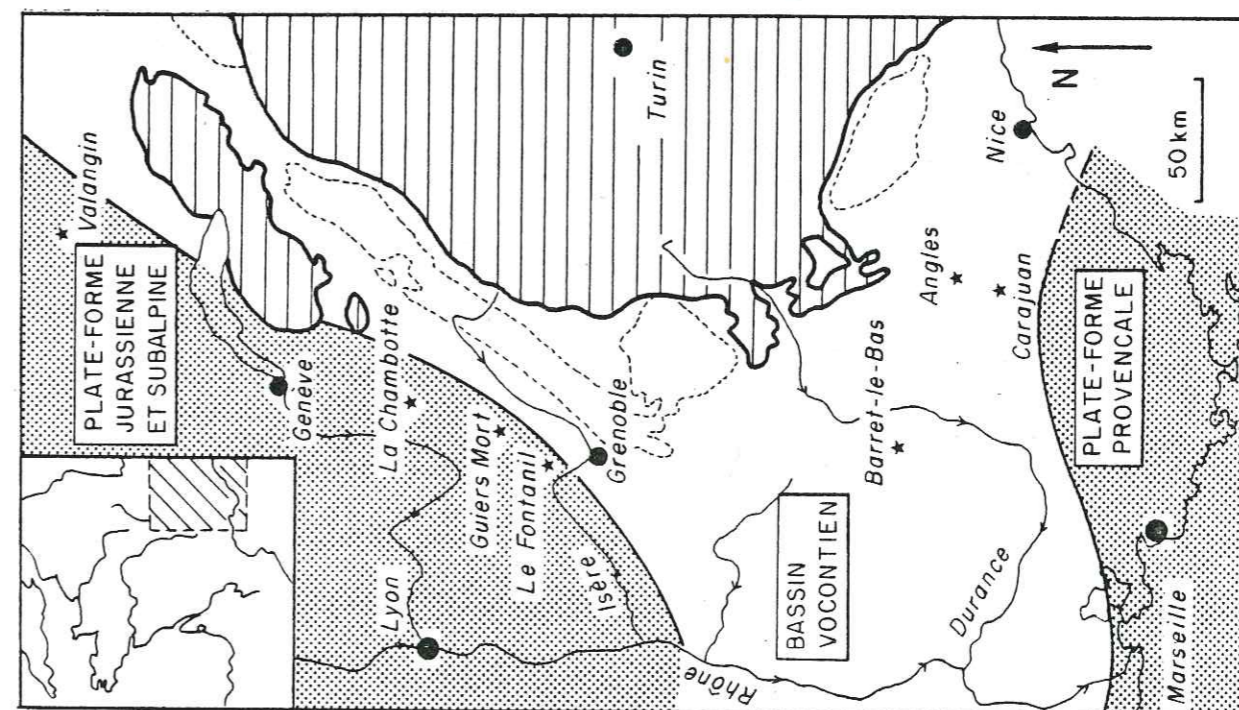


Fig. 2 : Cadre paléogéographique du SE de la France au Néocomien (niveau représenté : Valanginien inférieur) (d'après H. ARNAUD 1982). En blanc : faciès de bassin, en gris : faciès de plate-forme, en hachures horizontales : zones internes alpines.

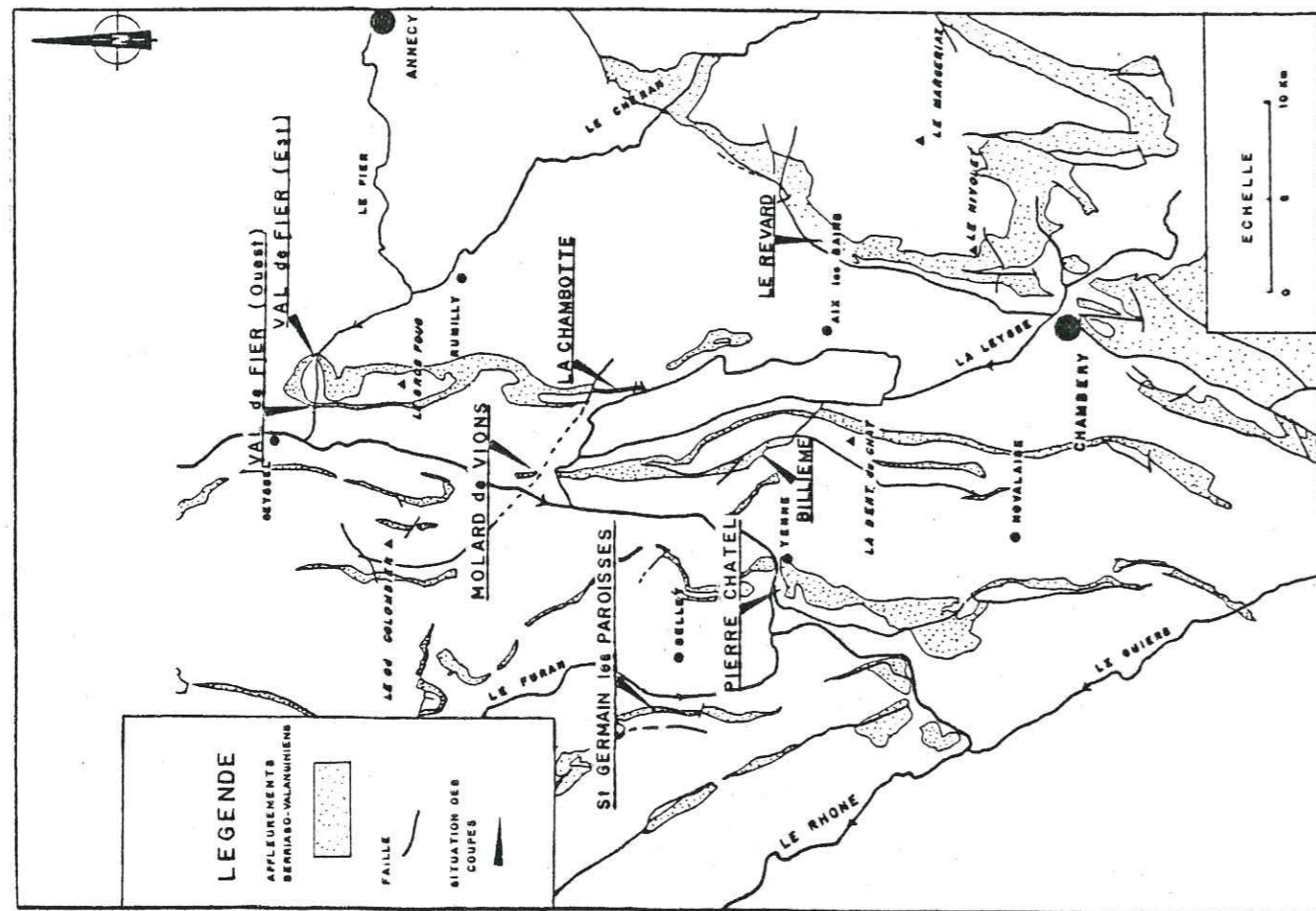


Fig. 5 : Carte de localisation des coupes et des affleurements berriasio-valanginiens.

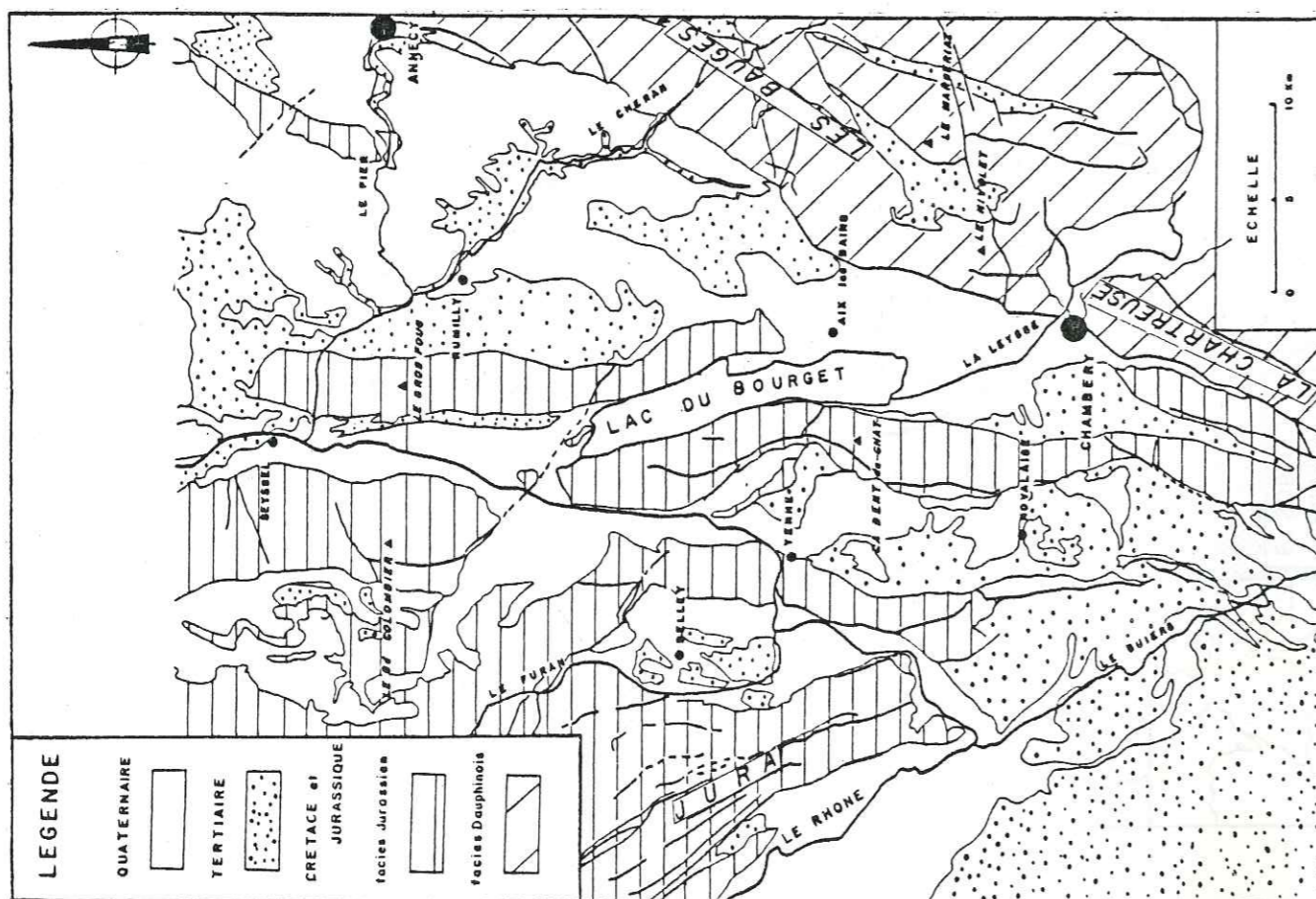


Fig. 4 : Carte géologique simplifiée de la région étudiée.

V - HISTORIQUE

A - LES ETAGES DU NEOCOMIEN INFERIEUR - DEFINITIONS ET VARIATIONS

Le problème des corrélations stratigraphiques posé par les stratotypes du Néocomien sont nés historiquement du choix de ces derniers, dans des faciès et des régions différentes :

- faciès de plate-forme du Jura neuchâtelois pauvres en Ammonites, pour le Valanginien et l'Hauterivien;
- faciès de bassin de l'Ardèche, riches en céphalopodes, pour le Berriasien.

A.1- Le Néocomien

Le terme "Néocomien" a été créé en 1836 par THURMANN, qui proposait de donner ce nom aux assises sus-jacentes au Portlandien (du Purbeckien au Cénomaniens compris). Après de multiples variations dans la signification de ce terme, variations résumées dans un tableau par R.F. RUTSCH et R. BERTSCHY (1955), RENEVIER (1873) limita son extension aux étages Berriasien, Valanginien et Hauterivien. C'est ce point de vue qui est actuellement admis depuis le colloque sur le Crétacé inférieur (1963). Lors de celui-ci, de nombreux géologues auraient été favorables à l'élimination de ce terme qui ne repose sur aucune description d'un stratotype. D'autres, par contre, notamment R. BARBIER, A. LOMBARD et W. BARTHEL souhaitaient le maintien de ce terme stratigraphique en raison de son intérêt pratique dans les séries peu différenciées.

A.2- Le Berriasien

La découverte des calcaires de Berrias est due à DEMALBOS et E. DUMAS (1846) qui en font l'étage inférieur du Néocomien.

COQUAND définit une "faune berriasienne" en 1869 puis, en 1871, crée une nouvelle unité stratigraphique: le "Berriasien". Dès cette date le gisement de Berrias acquiert la valeur de localité-type du Berriasien, sous-étage du Valanginien.

En 1901, BAUMBERGER fait du Berriasien l'équivalent du Valanginien inférieur du Jura. En 1903, il propose même d'utiliser ce terme de préférence à "Valanginien inférieur", attribuant donc au terme "Berriasien" une idée d'âge et non pas de lithofaciès.

Dès le début du XXe siècle jusqu'en 1963, deux points de vue s'opposent :

. Pour certains, le Berriasien serait un sous-étage équivalent du Valanginien inférieur ou de l'Infra-Valanginien: COQUAND (1869), BAUMBERGER et MOULIN (1899), HAUG (1911), KILIAN (1907-1920), GIGNOUX et MORET (1946), J. SORNAY (1957).

. Pour d'autres, le Berriasien est un étage indépendant, surmonté d'un Valanginien s. str.: RENEVIER (1874; 1897), BAUMBERGER (1903-1910), ARKELL (1936), MAZENOT (1939), WRIGHT (1957) et BUSNARDO (1963).

C'est cette dernière solution qui fut retenue par le Colloque sur le Crétacé inférieur pour des raisons tant paléontologiques que lithologiques.

Les critères paléontologiques

Le Berriasien est caractérisé par l'abondance d'une faune issue du Tithonique supérieur et assez bien individualisée par rapport à celle du Valanginien (BUSNARDO).

Les critères lithologiques

Dans certaines régions (SE de la France par exemple), la lithologie très typique du Berriasien permet de le distinguer aisément des assises encadrantes, ce qui est susceptible de faciliter la résolution de bon nombre de problèmes pratiques, notamment cartographiques (argument avancé par J. FLANDRIN et J. SIGAL).

Bien que ces derniers ne soient pas réellement convaincants, l'ensemble de ces critères a été jugé suffisamment déterminant pour que le Berriasien soit considéré, depuis 1963, comme un étage distinct du Valanginien.

Remarque: Le Purbeckien: Le Purbeckien est considéré comme un ensemble de sédiments où sont représentés les trois faciès, lacustre, lagunaire et marin. Ce terme n'a donc pas une signification d'étage, mais représente simplement un ensemble de faciès caractéristiques, qui fut tantôt placé au sommet du Jurassique, tantôt à la base du Crétacé.

Dans son étude des "couches de passage du Jurassique au Crétacé (Purbeckien) dans le Jura français" DONZE (1958) conclut qu'"en l'absence d'Ammonites, la stratigraphie du Purbeckien pose des problèmes particuliers".

Jusqu'à présent, ces problèmes n'ont pas été résolus de manière satisfaisante.

A.3- Le Valanginien

Le terme "Valanginien" a été créé par DESOR en 1853 pour désigner les couches calcaires situées sous les "Marnes d'Hauterive". Il le présenta comme l'étage inférieur du Néocomien.

A. JACCARD (1869) admet une subdivision en "Valanginien inférieur" et "Valanginien supérieur", basée sur des variations lithologiques et paléontologiques.

Ce n'est qu'en 1901 que E. BAUMBERGER introduit le terme de "Berriasien" pour la partie inférieure du stratotype de Valangin, celui de Valanginien étant alors réservé à la partie supérieure.

A.4- Le problème des limites des étages du Néocomien

A.4.1- La limite Jurassique-Crétacé

Par sa position entre le Jurassique et le Crétacé, le Berriasien se trouve au centre de nombreuses discussions sur les limites de ces deux systèmes, discussions qui sont encore d'actualité.

W. KILIAN (1910) et G. MAZENOT (1939) d'abord, puis les participants du Colloque sur le Crétacé inférieur (1963) ont préconisé que la limite Jurassique-Crétacé, confondue avec la limite Tithonique-Berriasien, soit fixée entre la zone à jacobi et la zone à grandis.

En 1973, LE HEGARAT constate cependant que cette limite, délicate à saisir, n'a en outre pas de signification paléontologique particulière tant pour les calpionelles que pour les ammonites. En effet, ces faunes ne montrent aucun renouvellement important, mais seulement une augmentation ou une diminution des représentants de chaque genre. En ce qui concerne les calpionelles, cette limite passe d'ailleurs au milieu de la zone à calpionella (zone B).

Il en résulte que cette limite Jurassique-Crétacé n'était pas satisfaisante, ce qui conduisit les participants du Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973) à proposer plusieurs solutions (Mémoires du B.R.G.M. "colloque sur la limite Jurassique - Crétacé, Lyon, Neuchâtel, 1973, n°86, 1975, tableau p. 380) dont aucune ne fut entérinée.

En 1979, Ph.J. HOEDEMAEKER propose cependant de situer la limite Jurassique-Crétacé à la base de la zone à occitanica, qui coïncide avec la principale variation de faune d'Ammonites, et avec la base de la zone à calpionella elliptica, ce qui revient à remonter cette limite (fig.6).

Conclusion

Les attributions stratigraphiques au Berriasien doivent donc être interprétées avec beaucoup de méfiance en raison, d'une part des variations des conceptions historiques des auteurs (la même couche peut être berriasienne, valanginienne inférieure ou infra-valanginienne selon l'époque et l'auteur), et d'autre part des vicissitudes de la limite Portlandien (Tithonique)-Berriasien (une assise de la zone à jacobi peut être selon l'époque rangée dans le Jurassique ou au contraire dans le Crétacé).

Aucune des propositions postérieures au Colloque sur le Crétacé inférieur n'ayant été retenue par l'ensemble de la communauté géologique, je conserverai dans ce travail une limite Jurassique - Crétacé placée entre la zone à jacobi et la zone à grandis (fig.6).

A.4.2- La limite Berriasien-Valanginien

Depuis la première zonation établie en 1898 par P. LORY, les espèces du genre Kilianella ont été le plus souvent employées pour la caractérisation du Valanginien inférieur.

- Kilianella pexiptycha par LORY et PAQUIER (1900).
- Kilianella roubaudiana de W. KILIAN (1907-1913) à LE HEGARAT (1965) (fig.6).

La zone à roubaudiana, terme le plus largement utilisé, fut retenue comme unité standard dans les conclusions du Colloque sur le Crétacé inférieur (1963).

La limite du Berriasien-Valanginien est donc placée historiquement entre la zone à boissieri et la zone à roubaudiana.

Les trois apports fondamentaux en ce qui concerne l'établissement précis de cette limite du Berriasien-Valanginien ont été ceux de MAZENOT (1939), LE HEGARAT (1968-1973) et THIEULOY (1979).

MAZENOT (1939) soupçonnait déjà l'existence d'une "zone mal identifiée" à mélange de faunes berriasiennes et valanginiennes (zone à K. aff. pexiptycha et Th. aff. pertransiens entre les zones à boissieri et à roubaudiana. (fig.6).

LE HEGARAT (1968-1973) révisa la faune du stratotype de Berrias et définit ainsi une sous-zone à pertransiens dans la zone à roubaudiana et une zone intermédiaire à faune de passage entre celle du Berriasien et celle du Valanginien, correspondant à la zone à Kilianella aff. pexiptycha et Thurmanniceras aff. pertransiens de MAZENOT qu'il place dans le Valanginien. Cet auteur descend ainsi la limite Berriasien-Valanginien par rapport aux définitions antérieures (fig.6).

THIEULOY et al. (1979) nomme zone à otopeta dans cette sous-zone à faune de passage entre celle du Berriasien et celle du Valanginien. Par ailleurs, cet auteur fait débiter le Valanginien dès l'apparition de Thurmanniceras otopeta et clavithurmanniceras foraticostata. Il descend donc un peu la limite Berriasien-Valanginien par rapport aux définitions antérieures (fig. 6) et précise qu'il n'existe aucune césure fondamentale dans l'évolution des faunes, aucune explosion d'espèces entre le Berriasien et le Valanginien.

HOEDEMAEKER (1982) proposa, pour la région de Caravaca (Espagne) une sous-zone à tirnovella alpillensis qui est corrélée avec la sous-zone à callisto. Cette dernière ne montre que des ammonites et calpionelles berriasiennes, alors que sa sous-zone à tirnovella alpillensis renferme des formes valanginiennes (dont des Kilianella), de sorte qu'HOEDEMAEKER place cette sous-zone à alpillensis dans le Valanginien. Si les corrélations sont correctes, elles suggèreraient que la sous-zone à callisto soit placée dans le Valanginien (fig. 6).

Compte-tenu de la localisation géographique de la région étudiée, je me référerai uniquement, d'une part à la conception historique des étages, et d'autre part aux zonations et limites de zones précisément définies dans les coupes publiées des stratotypes du Berrias, de Barretle-Bas et d'Angles.

En ce qui concerne les ostracodes, DONZE (1967) proposa pour la limite Berriasien-Valanginien, l'utilisation de Protocythere paquieri qui se situe très exactement au passage Berriasien-Valanginien, ainsi que Protocythere mazenoti (fig. 7).

TIT. pars	BERRIASIEN		VALANGINIEN		HAUT, (pars)	ETAGES Ss-et.
	"Purb."		INFERIEUR	SUPERIEUR		
		Hoplites boissieri et Holcostephanus negreli	Hoplites periplychus Duvallia lata et	Hoplites cf longinodum Sagroceras verrucosum		LORY 1898
Jacobi	B. grandis	Hoplites boissieri et Holcostephanus negreli	Duvallia conica et Kilianella roubaudiana	Sagroceras verrucosum et Duvallia emeri	Acanthodiscus radiatus H. castellan.	KILIAN 1906-1913
	B. paramacil. B. grandis	B. boissieri D. dalmasi	K aff peript. Th aff petr.	Neocomies neocomiensis		MAZENOT 1939
	B. grandis	Subthurmannia boissieri	Roubaudiana	Verrucosum	"Lytticoceras" Acanthodiscus radiatus	COLLOQUE SUR CRET. INF. 1969
Jacobi	Grandis	OCCIT. BOISS. Callisto Picteti Paramimoun. Dalmasi Privasens. Subalpina	Zone à faune de passage Roubaudiana Ss-zone Pertrans. Pertransiens			LE HEGARAT 1968-1973
		Callisto	Otopeta	Verrucosum Trinodosum Callidiscus Radiatus		THIEULOY et al 1979
Jacobi	Grandis	alpillensis Picteti Paramimounum Oecitanea	Pertransiens "Sr. trezanensis-Th (K.) periplychum"	Verrucosum Trinodosum Callidiscus Radiatus		HOEDEMAEKER 1982

Fig. 6 : Historique de la biozonation du Berriasien et du Valanginien dans le SE de la France et en Espagne (HOEDEMAEKER).

Conclusion

L'évolution des données sur la limite du Berriasien-Valanginien a permis de caractériser du point de vue biostratigraphique la "zone mal identifiée", à mélange de faune berriasienne et valanginienne.

La limite choisie dans ce travail sera celle définie dans l'hypostrototype du Valanginien d'Angles entre la zone à boissieri et celle à otopeta (BUSNARDO, THIEULOUY, MOULLADE, 1979 (fig.6).

A.4.3- La limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur

1) Dans le bassin vocontien

La zone à campylotoxum, attribué auparavant au Valanginien supérieur a été replacé dans le Valanginien inférieur. Cette nouvelle interprétation chronostratigraphique restituée au Valanginien inférieur une certaine extension verticale, et réduit celle du Valanginien supérieur.

La zone à Saynoceras verrucosum qui recouvrait tout le Valanginien supérieur, ne caractérise désormais plus que l'extrême base de celui-ci (MOULLADE et THIEULOUY, 1967), et permet ainsi de situer avec exactitude la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur. La soudaine apparition du Saynoceras verrucosum et son apparition avec Valangites nucleus, Neohoploceras submartini et Karakaschiceras sp. constituent un marqueur pour le NE de l'Europe retrouvée aussi bien en Allemagne (au N.) en Angleterre (à l'E.) qu'en Tunisie (RAWSON, 1982).

Ces apparitions de nombreuses espèces s'accompagnent de migrations importantes qui traduisent les facilités accrues de communications entre bassins éloignés; ce caractère paléogéographique, lié à un épisode transgressif majeur permettant une grande universalité des bons marqueurs, semble particulièrement bien choisi pour la définition de la limite Valanginien inférieur et Valanginien supérieur.

Toutefois HOEDEMAEKER (1982) place encore la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur en dessous de la zone à campylotoxum (fig. 6).

En ce qui concerne les ostracodes, le Valanginien inférieur est marqué par Protocythere paquieri, Protocythere helvetica et Protocythere saxonica, alors que le Valanginien supérieur renferme Protocythere pustulata. (fig.7).

2) Dans le Jura

Les anciens auteurs avaient probablement divisé le Valanginien de Neuchâtel en deux ensembles: Valanginien inférieur et Valanginien supérieur sur des critères lithologiques. Or, par la suite, cette limite a été fixée dans le domaine vocontien grâce à des faunes d'ammonites, si bien que les assises du stratotype de Valangin ont été en second lieu datées par rapport à cette zonation vocontienne (DONZE et THIEULOUY, 1975) (fig. 8); ceci a conduit à dater du Valanginien inférieur la plus grande partie du stratotype de Valangin, le Valanginien supérieur étant réduit

TI TH.	BERRIASIEN						VALANGINIEN						HAUT.	FACIES DE BASSIN	
							inférieur			supérieur					Ammonites
	Grandis	Occitanica	Boissieri				Otopeta	Pertansiens	Campylotoxum	Verrucosum	Trinodosum	Callidiscus			
Jacobi		Subalpina	Privasensis	Balmasi	Paranimon.	Callisto Picteti									Calpionelles
	Zone à <u>calpionella</u> (zone B) (pars)			Zone à <u>Tintinnopsella</u> (C)		Zone à <u>calpionellopsis</u> (Zone D)								Ostracodes	
	moitié inf. zone B			moitié supérieure de la zone B		Sous-zone D1		Sous-zone D2		Sous-zone D3		Lorenzella Hugarella dardari libes Calpionel-		Protocythere paquieri	
							Protocythere mazenoti								
							Protocythere helvetica								
							Protocythere pustulata								
							Protocythere triplicata								
							Protocythere "sp. intermédiaire"								
	Crassialaria parvula						Valdemarella miliani pyrenica						PEYBERNES Pyénées 1976 "Parasaskinolina n. sp. 1		
	Calpionella alpina						Pseudotext. comptonensis Keramosphera alobrogensis						AZEMA et al. Médit. occid. 1976 Foraminifères Dasycladacées		
	Anchispirigulina lusitanica						Pseudotext. courtiouren.						Eclusia montyi		
	Trochamgulata						Valdemarella miliani						Eclusia montyi		
	Protopenereplis						Likanella campanensis						"Interval-zone" innomé		
	Triplaporella						Likanella campanensis						Eclusia montyi		
	neocomiensis						Likanella campanensis						Eclusia montyi		
	Clippeina juras.						Likanella campanensis						Eclusia montyi		
	Clippeina jurassica						Likanella campanensis						Eclusia montyi		

Fig. 7 : Corrélations entre les échelles stratigraphiques de référence et les biozonations locales.

ETAGES sous- étages	ZONATIONS D'AMMONITES	VALANGIN (stratotype) Zonation actuelle
VALANGINIEN SUPERIEUR	<i>Callidiscus</i>	Marnes à <i>Astieri</i>
	<i>Trinodosum</i>	Couches de
	<i>Verrucosum</i>	Villers-le-lac
VALANGINIEN INFÉRIEUR	<i>Campylotoxum</i>	?
	<i>Pertransiens</i>	Calcaires roux
	<i>Otopeta</i>	Lacune
BERRIASIEN SUP. MOY. INF.	<i>Boissieri</i>	Unité supérieure gréseuse
	<i>Occitanica</i>	Unité moyenne calcaire
	<i>Grandis</i>	Unité inférieure oolitique "Purbeckien p.p."

Fig. 8 : Datation des assises du stratotype de Valangin, grâce à la zonation d'ammonites du bassin vocontien.

Zonation actuelle d'après P. DONZE et J.P. THIEULOY (1975).

à quelques décimètres de marnes seulement.

A.4.4- La limite Valanginien-Hauterivien

Cette limite demeure invariable dans le SE de la France depuis PAQUIER (thèse PAQUIER, 1900) est marquée conventionnellement par l'apparition d'Acanthodiscus radiatus.

En ce qui concerne les ostracodes, Protocythere triplicata marque le sommet du Valanginien et Protocythere "sp. intermédiaire" (DONZE, 1974) qui apparaît en même temps qu'Acanthodiscus radiatus (fig.7).

A.5- Conclusion

La création de l'étage "Valanginien" (en 1853 par DESOR) précède celle de l'étage "Berriasien" (en 1901 par BAUMBERGER) ce dernier représentant alors la base du Valanginien historique.

Les limites de ces étages ont varié selon l'époque et l'auteur ce qui rend assez complexe les attributions stratigraphiques. Le tableau de la figure 6 schématise les principales étapes de l'établissement des biozonations.

Pour le Berriasien, la zonation utilisée sera celle de LE HEGARAT (1973) (fig. 6).

Pour le Valanginien, la zonation utilisée sera celle de THIEULOY et al. (1979), préconisée par le Colloque de Munich (RAWSON, 1982).

De ce fait, les limites d'étages et de sous-étages seront les suivantes:

. La limite Jurassique-Crétacé (Tithonique-Berriasien) est placée entre la zone à jacobi et la zone à grandis.

. La limite Berriasien-Valanginien se situe à la base de la zone à otopeta (THIEULOY et al., 1979), c'est-à-dire à la base de la zone à mélange de faune berriasienne et valanginienne citée par MAZENOT (1939), LE HEGARAT (1973).

. La limite valanginien inférieur - Valanginien supérieur correspond à la limite entre la zone à campylotoxum et celle à verrucosum

. La limite Valanginien - Hauterivien est marquée par l'apparition d'Acanthodiscus radiatus.

B- LES ZONATIONS DU BERRIASIEN ET DU VALANGINIEN

Ces zonations sont de deux types:

- les zonations en faciès de bassin;
- les zonations en faciès de plate-forme.

B.1- Les zonations en faciès de bassin (fig. 7)

Elles sont établies grâce aux ammonites (THIEULOY et al.) et aux calpionelles (REMANE), et constituent les échelles stratigraphiques de référence illustrées dans le tableau de la figure 7.

B.2- Les zonations en faciès de plate-forme (fig. 7)

Dans les séries de plate-forme, les ammonites et les calpionelles sont presque ou totalement inexistantes, d'où la nécessité de choisir les foraminifères et les dasycladacées pour établir une biozonation.

Par rapport aux biozonations fondées sur les ammonites et les calpionelles, les biozonations par les foraminifères ou les dasycladacées sont moins précises; dans les domaines de plate-forme carbonatée du Crétacé elles offrent néanmoins l'avantage d'utiliser les organismes les plus fréquents, ce qui permet d'atteindre une précision stratigraphique de l'ordre de l'étage.

Trois biozonations ont été récemment proposées pour les plate-formes du Berriasien et du Valanginien dans le Sud de la France et le domaine méditerranéen occidental (Pyrénées, Corbières, Sardaigne) (fig. 7).

On constate que selon l'auteur, l'époque et la région, l'extension stratigraphique des différentes zones varie pour trois raisons:

- **datations plus ou moins précises** par exemple *Valdanchella miliani* a été rencontrée dans des assises renfermant également des ammonites et des calpionelles (J. AZEMA et al., 1976), ce qui a permis de dater plus précisément la biozone correspondante. Celle-ci appartient donc à la partie moyenne du Valanginien inférieur, c'est-à-dire sensiblement à la zone à *pertransiens*, et correspond ainsi à un marqueur assez sûr du Valanginien inférieur; alors qu'elle fut longtemps considérée comme caractéristique du Valanginien supérieur;
- **région considérée.** Par exemple, *Pseudotextulariella courtionensis* semble limitée au Berriasien supérieur dans les Corbières (JAFFREZO 1980), alors qu'en Sardaigne, elle atteint le Valanginien;
- **faciès représenté** dans la région étudiée, en effet les foraminifères benthiques sont souvent liés au faciès. Par exemple, on rencontrera beaucoup plus facilement *Pseudotextulariella courtionensis* dans des faciès internes, tandis que *Pseudotextulariella salevensis* est plus fréquente dans les faciès plus externes.

C'est pour ces deux dernières raisons qu'une biozonation établie à partir de foraminifères et dasycladacées n'a souvent qu'une valeur locale.

B.3- Conclusion

Des deux types de biozonations, de bassin à partir d'ammonites et de calpionelles ou de plate-forme à partir de foraminifères et de dasycladacées, seul le premier type est susceptible de fournir une échelle stratigraphique de référence, le deuxième ayant surtout une valeur locale.

Dans la région étudiée, caractérisée essentiellement par des faciès de plate-forme (à l'exception de la coupe du Revard où s'observent des faciès plus externes), il ne sera pas possible de dater les séries

par ammonites ou calpionelles, seules les répartitions de foraminifères benthiques seront utilisées habituellement ainsi que parfois quelques ostracodes, brachiopodes et oursins.

C- HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LES SERIES DE PLATE-FORME DU JURA ET DES CHAINES SUBALPINES

Du point de vue historique, les recherches sur les séries de plate-forme du Jura et des chaînes subalpines peuvent se regrouper en trois grandes périodes:

- Charles LORY et ses conceptions "futuristes";
- fin du XIXe - début du XXe siècle;
- la seconde moitié du XXe siècle.

C.1- Charles LORY et ses conceptions futuristes

C'est à Charles LORY (1861) que l'on doit la reconnaissance de l'essentiel, c'est-à-dire l'existence de trois entités paléogéographiques différentes entre Neuchâtel et Grenoble:

- la plate-forme jurassienne,
- le domaine marin,
- une zone intermédiaire entre les deux domaines précédents, caractérisée par des faciès mixtes (= talus externe).

Ainsi, dès cette époque, un schéma stratigraphique et paléogéographique était-il établi dans son ensemble. Depuis Ch. LORY, ce cadre est resté immuable, bien que notablement précisé par de nombreuses recherches détaillées.

C.2- Fin du XIXe - début du XXe siècle

En 1853, DESOR crée le terme "Valanginien" et en 1898, E. BAUMBERGER et H. MOULIN décrivent la série néocomienne à Valangin. Il faudra attendre cependant l'étude de BAUMBERGER (1901) pour disposer d'une synthèse à l'échelle de la chaîne jurassienne.

En 1911-1913, REVIL fait paraître son ouvrage monumental qui reste un travail de référence pour le stratigraphe des massifs subalpins septentrionaux.

En 1927, FAVRE et RICHARD marquent un tournant dans la stratigraphie du Jura méridional où pour la première fois des recherches détaillées et précises sont publiées sur cette région.

Au cours des années 1930 et 1940, les publications se font très rares et il faut attendre la seconde moitié du XXe siècle pour que l'intérêt se reporte sur cette région. (On trouvera toutefois dans le travail de STEINHAUSER, 1969, un tableau récapitulatif des nomenclatures comparées du Crétacé inférieur de 1901 à 1969).

E R R A T A

- Trocholina sp.A4 = Trocholina sp.B
- Dans le paragraphe "EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE" p. 190 et pages suivantes, ce qui est appelé discontinuité e correspond en fait à la discontinuité d. Cette remarque est valable aussi bien pour les figures que pour le texte.
- Fig. 21 : il manque l'échelle qui est la même que celle de la figure précédente.
- Planche photographique n° 1 : l'échelle des faciès Peb1 et Peb2 ne correspond pas à 1 mm mais à 0,5 mm.
- Page 133 : Erreur de nomination :
 - 50 % du faciès Peb1 et non 10b ;
 - 36 % du faciès Peol et non 9c ;
 - 17 % du faciès Pil et non 2e.
 - Le faciès 3 à 4 est à annuler.
- Si il existe encore le terme de Trochamminoïdes coronus il est à remplacer par celui de Haplophragmoïdes joukovskyi.
- Dans les figures 15 à 32 : l'évolution des microfaciès doit être lue de gauche à droite ou de droite à gauche quand l'évolution est progressive ; un retour brusque de faciès internes à des faciès plus externes (c'est-à-dire un saut de faciès de droite à gauche) correspond à une perturbation dans l'évolution normale du milieu de dépôt.

CHAPITRE II

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I - PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

II - ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

III - CONCLUSION



ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I- PRESENTATION DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

A- METHODE DE L'ETUDE

A.1- Sur le terrain

A.1.1- Le choix des coupes

Dans le secteur étudié (voir Introduction générale), les coupes ont été choisies en fonction de deux critères:

- un minimum de lacunes d'observation;
- des influences tectoniques réduites.

A.1.2- L'échantillonnage

Il est serré: 221 échantillons pour 117 m de coupes à la Chambotte. Les prélèvements tiennent compte des changements morphologiques et des variations texturales de la roche.

A.2- Au laboratoire

A.2.1- Les prélèvements marneux

Ils sont lavés, tamisés et triés. Les résidus de lavage sont tamisés en six classes granulométriques de dimensions suivantes: 80 μ , 125 μ , 200 μ , 400 μ , 1 mm et < 1 mm. Le tri se fait essentiellement sur les fractions de 200 μ , 400 μ et 1 mm qui s'avèrent les plus riches en microfaune. Celle-ci doit permettre, d'une part une détermination, en particulier pour les lenticulines et les ostracodes, d'autre part une comparaison avec les formes rencontrées en lames minces (§ A.2.2.2°) grâce à des sections orientées dans les plus beaux spécimens (Pseudocyclamina et Choffatella).

A.2.2- Les échantillons

Ils sont étudiés en surfaces polies et en lames minces.

1) Les surfaces polies permettent l'étude de la structure du sédiment à l'échelle pluri-centimétrique. Pour faciliter les comparaisons ultérieures avec d'autres régions, la terminologie de L. HUMBERT (1976, t.1, p. 8-9 et t.2) sera choisie.

Pour cet auteur, "les structures sédimentaires observées appartiennent à dix types fondamentaux subdivisés en deux ou trois sous-types. Chacun des types traduit un degré d'hétérogénéité ou d'homogénéité apparent de la roche".

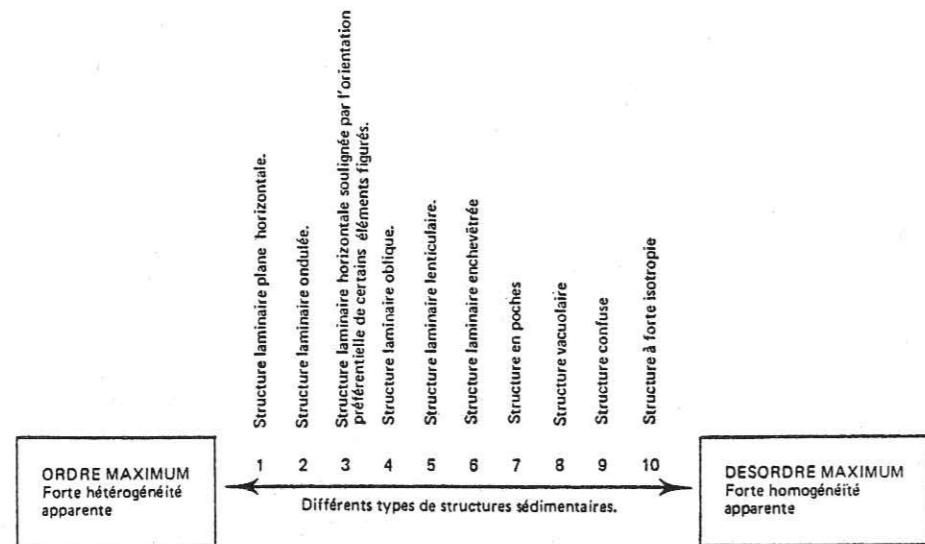


Fig.10 — Ordonnement des divers types de structures sédimentaires en fonction de l'hétérogénéité et de l'homogénéité apparente de la roche.

2) Les lames minces permettent de nombreuses observations.

.Terminologies utilisées pour la description des échantillons

Les deux terminologies utilisées sont celle de FOLK (1959) et celle de DUNHAM (1962):

- la classification de FOLK est fondée sur l'importance relative des différents éléments (allochems) et sur la description du ciment qui est micritique, si la taille des cristaux est inférieure à 4 microns, sparitique si la taille des cristaux est supérieure à 10 ou 50 microns;

- la classification de DUNHAM est résumée dans le tableau de la figure 11.

STRUCTURE DU DEPOT RECONNAISSABLE			
Grains (> 20 μ)		Avec boue (< 20 μ)	Sans boue (< 20 μ)
Jointifs	> 10%	"PACKSTONE"	"GRAINSTONE"
Non jointifs		"WACKESTONE"	
	< 10%	"MUDSTONE"	

Figure 11 : Tableau schématique de la classification des calcaires par R. DUNHAM (1962)

Le tableau suivant indique la correspondance qu'il est possible d'envisager dans la plupart des cas entre la nature sableuse ou vaseuse du sédiment originel et la texture des roches selon la classification de DUNHAM et FOLK.

FOLK	DUNHAM	TYPE DE DEPOT	HYDRODYNAMISME
Micrite et Micrite fossilifère	MUDSTONE	Vase	Nul
Biomicrite	WACKESTONE	Vase sableuse	Très faible
Biosparite	PACKSTONE	Sable vaseux	Faible à modéré
	GRAINSTONE	Sable	Fort

Fig. 12 : Tableau montrant la correspondance entre la classification de FOLK, celle de DUNHAM, le type de dépôt et l'hydrodynamisme

. La taille moyenne des grains constituant le sédiment, est calculée grâce à la méthode préconisée par J.P. MASSE (1976); celle-ci consiste à compter 100 grains, interceptés par une ligne (fil du réticule ou micromètre) de longueur connue, puis à diviser par 100 cette longueur totale interceptée. Ces mesures sont faites sur des faciès à grains jointifs de préférence. Bien que contestable, cette méthode a été employée à titre de comparaison avec les faciès des calcaires urgoniens tant subalpins que provençaux.

. Les bioclastes ont été étudiés:

- d'une manière qualitative: identification des différentes espèces susceptibles d'être rencontrées dans le Berriaso-Valanginien et élaboration d'un fichier photographique.

- d'une manière quantitative:

. pour les *Trocholina*, *Pfenderina* et les lenticulines, un comptage a été effectué pour chaque lame mince;

. pour les échinodermes, un pourcentage a été donné (voir planches annexes à venir).

A.3- La conception du profil théorique de la plate-forme berriaso-valanginienne

A.3.1- La terminologie

La zonation des fonds marins, les domaines paléogéographiques et les grands types de faciès, ont été reportés sur la figure 13 (voir figure page suivante).

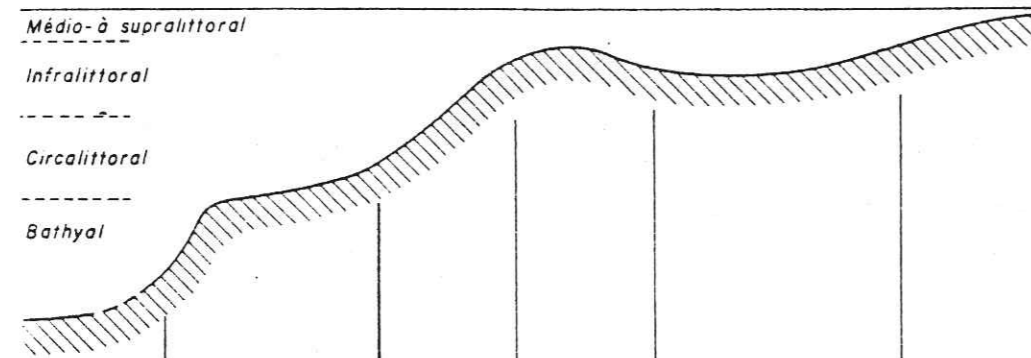
A.3.2 Reconstitution des paléoenvironnements

Un échantillonnage serré des coupes et l'étude systématique des surfaces polies et des lames minces correspondantes, ont permis de définir les différents faciès rencontrés dans la série berriaso-valanginienne. Cette reconnaissance des faciès permet le positionnement de

leur milieu de dépôt sur la plate-forme. Pour la commodité du dessin, on visualisera l'aspect de la plate-forme par une coupe théorique de celle-ci (profil théorique, fig. 14) sur laquelle seront positionnés les faciès rencontrés. Cette reconstitution des paléoenvironnements se fait statistiquement, en utilisant la loi de WALTHER (1893-1894): deux faciès sont considérés comme juxtaposables dans l'espace s'ils se trouvent souvent en superposition verticale dans les séquences élémentaires de plusieurs coupes.

ZONATION DES FONDS MARINS

ENSEMBLE PRELITTORAL	ENSEMBLE DE PLATE-FORME		ENSEMBLE MARGINO-LITTORAL
	Sous-ensemble de plate-forme externe	Sous-ensemble de plate-forme interne	



FACIES PELAGIQUES	FACIES HEMIPELAGIQUES	FACIES EXTERNES	FACIES INTERNES
FACIES DE BASSIN		FACIES DE PLATE - FORME	

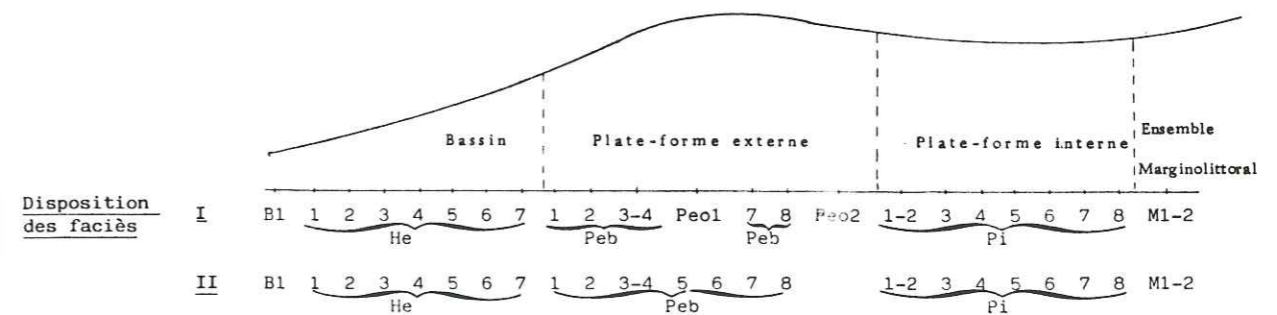
GRANDS TYPES DE FACIES

BASSIN	TALUS EXTERNE	BORDURE PLATE - FORME	DOMAINE INTERNE
--------	---------------	-----------------------	-----------------

DOMAINES PALEO GEOGRAPHIQUES

Fig. 13 Zonation des fonds marins, grands types de faciès et domaines paléogéographiques d'après JM. PERES et J. PICARD (1959), JM. PERES (1961) et JP MASSE (1976).

POSITIONNEMENT DES FACIES SUR UNE PLATE-FORME THEORIQUE



I : Faciès observés dans les coupes du Jura ; II : Faciès observés dans la coupe des Bauges (Le Revard).

Les faciès sont représentés par une abréviation sous une coupe très simplifiée de la plate-forme berriaso-valanginienne (pour la description des faciès, se reporter au chapitre II).

Bassin :

B1 biomicrite à calpionelles et spicules de spongiaires ; He1 biomicrite à spicules de spongiaires ; He2 biopelmicrite à échinodermes et spicules de spongiaires ; He3 biomicrite à biopelmicrite à échinodermes ; He4 biomicrite à biosparite à échinodermes ; He5 biopelmicrite à biopelsparite à échinodermes et petits foraminifères ; He6 biopelsparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments ; He7 biomicrite et biosparite à débris grossiers de bryozoaires et échinides.

Plate-forme externe :

Peb1 biosparite à petits débris assez bien classés ; Peb2 biosparite fine comportant quelques éléments plus gros ; Peb3 biosparite à éléments usés et assez bien classés ; Peb4 biosparite à gros bioclastes et petits éléments (micritiques et bioclastiques) ; Peb5 biosparite à rudistes et gros débris de cnidaires ; Peb6 biomicrite à biomicrosparite à rudistes ; Peb7 biomicrosparite à biosparite à faune infralittorale et circalittorale ; Peb8 biosparite à rudistes et éléments arrondis par usure ; Peo1 bioosparite à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux ; Peo2 Oobiosparite à bioclastes infralittoraux dominants.

Plate-forme interne :

- avec encore des débris d'échinodermes : Pi1 biomicrosparite à biosparite à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux ; Pi2 biomicrosparite à petits débris ; Pi3 biosparite grossière à gros foraminifères (essentiellement Pseudocyclamina et Trocholina) ; Pi4 biomicrite à biosparite à nombreuses trocholines ; Pi5 biomicrite à biosparite à microfaune abondante et diversifiée.
- sans débris d'échinodermes : Pi6 biomicrite à foraminifères et algues ; Pi7 biomicrosparite à biosparite à oncolites et petits éléments ; Pi8 biosparite à biomicrosparite à gros oncolides.

Ensemble marginolittoral :

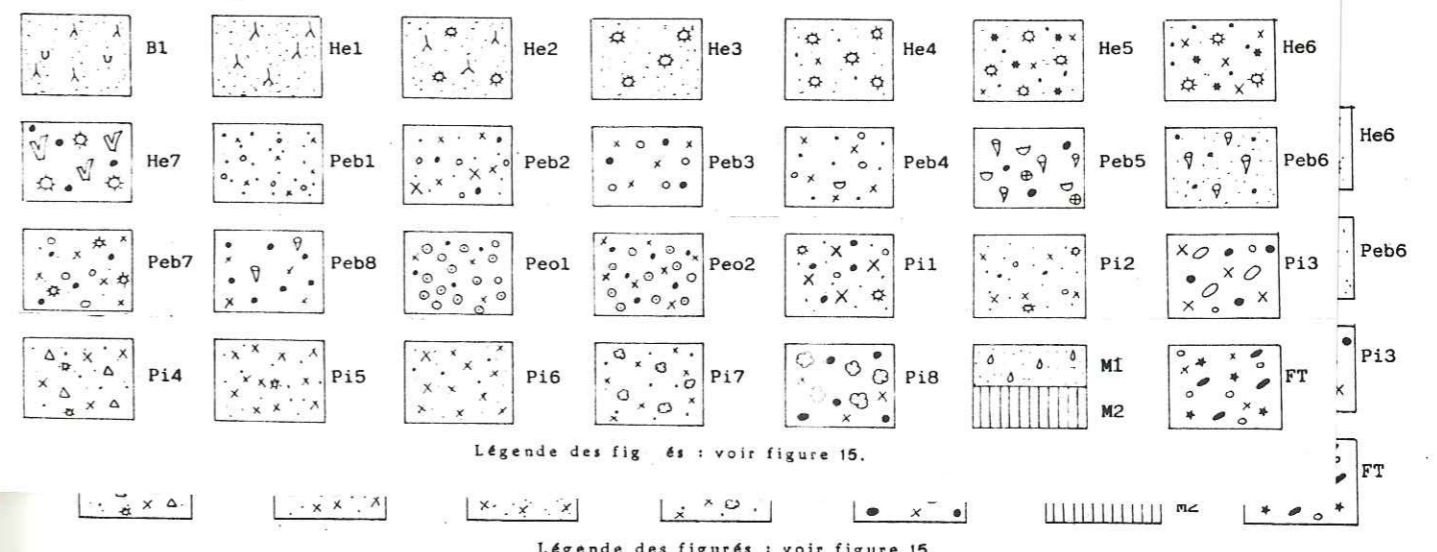
M1 micrite à biophasse réduite (0 à 10%), bird eyes et indices d'induration précoce (faciès de marais maritime).
M2 biosparite à keystone vugs et biosparite à ciment asymétrique et microcavernes (faciès de plage).

Faciès de "transgression" :

FT faciès à mélange de faune infralittorale et circalittorale, à débris rubéfiés et quartz.

CARTOUCHES UTILISEES POUR LA DESCRIPTION DE CHAQUE FACIES

(dans le texte, Chapitre II, et dans le tableau de la figure 35).

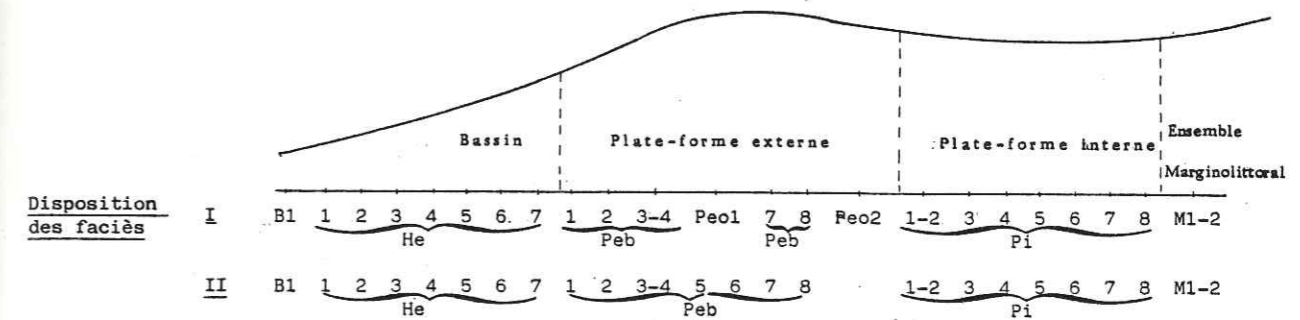


Légende des fig. 35 : voir figure 15.

Légende des figurés : voir figure 15.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
 RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL. (76) 87.46.43

Fig.14: POSITIONNEMENT DES FACIES SUR UNE PLATE-FORME THEORIQUE



I : Faciès observés dans les coupes du Jura ; **II** : Faciès observés dans la coupe des Bauges (Le Revard).

Les faciès sont représentés par une abréviation sous une coupe très simplifiée de la plate-forme berriaso-valanginienne (pour la description des faciès, se reporter au chapitre II).

Bassin :

B1 biomicrite à calpionelles et spicules de spongiaires ; He1 biomicrite à spicules de spongiaires ; He2 biopelmicrite à échinodermes et spicules de spongiaires ; He3 biomicrite à biopelmicrite à échinodermes ; He4 biomicrite à biosparite à échinodermes ; He5 biopelmicrite à biopelsparite à échinodermes et petits foraminifères ; He6 biopelsparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments ; He7 biomicrite et biosparite à débris grossiers de bryozoaires et échinides.

Plate-forme externe :

Peb1 biosparite à petits débris assez bien classés ; Peb2 biosparite fine comportant quelques éléments plus gros ; Peb3 biosparite à éléments usés et assez bien classés ; Peb4 biosparite à gros bioclastes et petits éléments (micritiques et bioclastiques) ; Peb5 biosparite à rudistes et gros débris de cnidaires ; Peb6 biomicrite à biomicrosparite à rudistes ; Peb7 biomicrosparite à biosparite à faune infralittorale et circalittorale ; Peb8 biosparite à rudistes et éléments arrondis par usure ; Peo1 bioosparite à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux ; Peo2 Oobiosparite à bioclastes infralittoraux dominants.

Plate-forme interne :

- avec encore des débris d'échinodermes : Pi1 biomicrosparite à biosparite à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux ; Pi2 biomicrosparite à petits débris ; Pi3 biosparite grossière à gros foraminifères (essentiellement Pseudocyclamina et Trocholina) ; Pi4 biomicrite à biosparite à nombreuses trocholines ; Pi5 biomicrite à biosparite à microfaune abondante et diversifiée.

- sans débris d'échinodermes : Pi6 biomicrite à foraminifères et algues ; Pi7 biomicrosparite à biosparite à oncolites et petits éléments ; Pi8 biosparite à biomicrosparite à gros oncoïdes.

Ensemble marginolittoral :

M1 micrite à biophase réduite (0 à 10%), bird eyes et indices d'induration précoce (faciès de marais maritime).

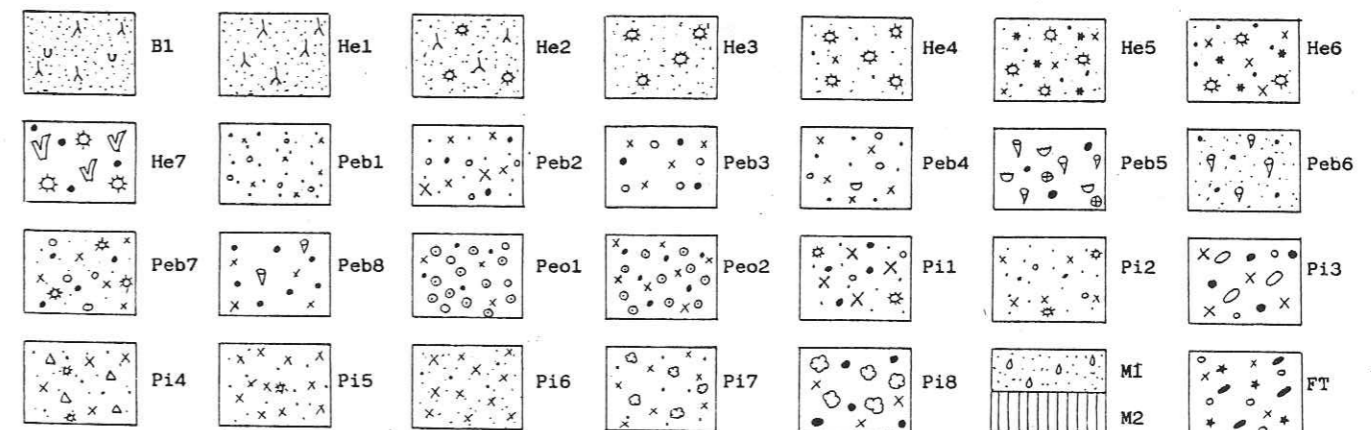
M2 biosparite à keystone vugs et biosparite à ciment asymétrique et microcavernes (faciès de plage).

Faciès de "transgression" :

FT faciès à mélange de faune infralittorale et circalittorale, à débris rubéfiés et quartz.

CARTOUCHES UTILISEES POUR LA DESCRIPTION DE CHAQUE FACIES

(dans le texte, Chapitre II, et dans le tableau de la figure 35).



Légende des figurés : voir figure 15.

B- DESCRIPTION DES FACIES

. Les faciès sont désignés de la manière suivante (fig. 14):

<u>Faciès de bassin</u>	faciès pélagiques: faciès B faciès hémipélagiques: faciès He ensemble de plate-forme externe: faciès Pe .Si faciès à prédominance bioclastique Peb .Si faciès à prédominance oolitique Peo
<u>Faciès de plate-forme</u>	ensemble de plate-forme interne: faciès Pi ensemble marginolittoral: faciès M

. Leur représentativité dans chaque coupe étudiée, a été donnée systématiquement pour chaque description de faciès.

Par exemple: faciès "biomicrites à spicules de spongiaires"
Coupe du Revard (26 dont 10 LM, 11%), c'est-à-dire,
237

Nombre total d'échantillons de ce faciès (surfaces polies et lames minces) dont 10 lames minces
Nombre total d'échantillons étudiés dans la coupe (lames minces et surfaces polies*)

Le pourcentage (ici 11 %) correspond au pourcentage de représentativité du faciès considéré au sein de la coupe (ici Le Revard).

. Pour chaque faciès, il sera indiqué les coupes dans lesquelles il est rencontré, et au sein de chaque coupe à quel niveau il se trouve. Pour cela on se référera aux quatre séquences de comblement décrites dans le chapitre "Stratigraphie".

Le plan détaillé de chaque description sera le suivant:

- Groupe de faciès

. Faciès donné X

Sédiment correspondant, texture.

+ Localisation géographique et stratigraphique, aspect macroscopique, coupes concernées avec la représentativité de chaque faciès dans ces coupes;

Localisation stratigraphique donnée par les séquences (A, B, C, D);

Aspect à l'affleurement;

Aspect en surface polie (structure)

+ Aspect microscopique

. Agencement des différents faciès appartenant à ce groupe.

. Interprétation des dépôts

. Conclusion

* Sauf pour la coupe de la Chambotte où le nombre correspond aux lames minces seules, tous les échantillons ramassés ayant été étudiés systématiquement en lames minces.

II- ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

A- FACIES DE BASSIN

A.1- Faciès pélagiques

Le seul faciès appartenant au domaine pélagique a été rencontré dans la coupe du Revard; il s'agit d'une:

Biomicrite à calpionelles et spicules de spongiaires:
lame mince type B 402, faciès B1, fig. 35 et pl. 1

Sédiment correspondant: vase sableuse à calpionelles et spicules de spongiaires;
Texture: wackestone.

a) Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre à la base de la coupe du Revard (7 dont 3 LM, 3 %),
(§ A.3.3). 237

Sur le terrain

Ces biomicrites se présentent comme une alternance de bancs de calcaires décimétriques (de 10 à 80 cm) et de marnes. Les bancs calcaires, plus épais que les interlits marneux, sont gris à l'affleurement et beige à bicolore en cassure. Les bioturbations sont assez fréquentes et peuvent parfois atteindre 5 cm de diamètre. Localement, cette alternance calcaires-marnes, d'une épaisseur d'environ 8 m, forme une vire par rapport aux bancs de calcaires plus massifs qui l'encadrent.

En surface polie

La structure est laminaire enchevêtrée nette (type 6A) ou laminaire enchevêtrée floue (type 6B), (§ I.A.2.2.10) terminologie, HUMBERT, 1976).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biomicrite à fins débris, la taille moyenne des éléments ne dépassant pas 0,1 mm. La phase granulaire comporte deux types d'éléments:

- des grains de quartz d'origine détritique, dont la taille est inférieure à 0,1 mm;
- des bioclastes (40 à 50 %) parmi lesquels se distinguent essentiellement des spicules de spongiaires, des calpionelles: peu nombreuses, des ostracodes et quelques fragments d'échinodermes (1 à 2 %, pourcentage peut-être sous-estimé en raison de la difficulté de détermination due à la faible dimension des débris et à leur sparitisation).

A.2- Faciès hémipélagiques

Ces faciès sont de quatre types:

- les faciès à spicules de spongiaires (faciès de He1 à He3);
- les faciès à échinodermes et petits foraminifères (faciès He4 à He6);
- les faciès à échinides et débris grossiers de bryozoaires (faciès He7);
- les faciès très riches en échinodermes.

A.2.1- Les faciès à spicules de spongiaires (He1 à He3)

Ce sont des faciès péloïdes et petits bioclastes: spicules de spongiaires et échinodermes en proportion assez faible. La taille moyenne des éléments ne dépasse pas 0,15 mm.

1) Les biomicrites à spicules de spongiaires: lame mince type B 447, faciès He1, fig. 35 et Pl.1

Sédiment correspondant: vase sableuse à spicules de spongiaires.
Texture: wackestone.

a) Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique

Ce faciès est connu seulement dans la coupe du Revard, à la base de la séquence A (26 dont 12 LM, 11 %), (§ I.A.3.3.).

237

Sur le terrain

Ces biomicrites sont caractérisées par une alternance de marnes et de bancs de calcaires gris en altération et beige à bicolore en cassure, d'épaisseur décimétrique (jusqu'à 60 cm, mais le plus souvent entre 10 et 20 cm). Cette alternance de calcaires et de marnes, d'une épaisseur d'environ 14 m, détermine une dépression topographique par rapport aux niveaux plus calcaires qui les encadrent.

En surface polie

La structure est laminaire enchevêtrée, soit nette (type 6A), soit floue (type 6B), (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Cette biomicrite comporte essentiellement des spicules de spongiaires et des débris d'échinodermes ($\leq 5\%$).

De petits foraminifères peuvent exister: *Glomospira*, *Gaudryina*.. La flore est complètement absente. Il faut y signaler toutefois la présence de l'incertae sedis *Vermiporella tenuipora* (Conrad).

Ce faciès, assez semblable au faciès précédent, s'en distingue par: la disparition des calpionelles, le pourcentage un peu plus fort d'échinodermes, l'apparition de petits foraminifères.

2) Les biopelmicrites à échinodermes et spicules de spongiaires: lame mince type B 385, faciès He2 - Fig. 35 et Pl.1

Sédiment correspondant: vase sableuse à sable vaseux à échinodermes et spicules de spongiaires; texture: wackestone.

a) Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique

Ce faciès est connu seulement dans la coupe du Revard, où il est présent dans les assises sous-jacentes à la séquence A (18 dont 5 LM), 7,6 %, (I.A.3.3.).

237

Sur le terrain

Il constitue des bancs décimétriques, séparés les uns des autres par de petits niveaux marneux. Ces bancs calcaires sont gris en altération et brun à beige gris en cassure.

En surface polie

La structure est une structure laminaire enchevêtrée floue (type 6B) ou une structure à très forte isotropie (type 10) (I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce microfaciès correspond à une biopelmicrite renfermant 20 à 30 % de bioclastes et 20 à 40 % de péloïdes.

La taille moyenne de ces débris, aussi bien biologiques que péloïdaux est de 0,10 à 0,12 mm.

Les bioclastes sont constitués par:

- de petits foraminifères, tels que de petits miliolidés, *Glomospira*, *Gaudryina*, des lenticulines;
- des métazoaires: échinodermes ($\leq 5\%$), spicules de spongiaires assez nombreux, quelques débris de bryozoaires, de petites annélides, quelques coquilles de bivalves pour la fraction la plus grossière.

3) Les biomicrites à biopelmicrites à échinodermes: lame mince type B 390, faciès He3 - Fig. 35 et Pl.1

Sédiment correspondant: vase sableuse à débris d'échinodermes;
Texture: wackestone.

a) Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique

Ce faciès connu dans la coupe du Revard est présent dans les assises sous-jacentes à la séquence A, Berriasien moyen (15 dont 9 LM, 6,3 %) (I.A.3.3.).

237

Sur le terrain

Ces biomicrites à biopelmicrites constituent des bancs décimétriques à métriques assez massifs. L'altération de la roche est grise et sa cassure beige.

En surface polie

La structure est laminaire enchevêtrée floue (type 6B) ou à très forte isotropie (type 10), (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès est une biomicrite contenant essentiellement des petits débris d'échinodermes (10 à 20 %), des lenticulines, quelques rares petits foraminifères, tels que *Gaudryina*, *Glomospira* et quelques spicules de spongiaires.

Par rapport au faciès précédent, on note une augmentation de la teneur des échinodermes, une diminution de celles des spicules de spongiaires et une fréquence plus importante des lenticulines.

A.2.2. Les faciès à échinodermes et petits foraminifères (faciès He4 à He6)

Cet ensemble de faciès est caractérisé par la présence:

- de petits foraminifères et d'échinodermes en proportion assez importante (10 à 25 %);
- de quelques organismes typiques de milieux ouverts peu profonds: trocholines, miliolidés..

Ce faciès se distingue des précédents par une disparition des calpionelles, une augmentation du nombre des petits foraminifères ainsi que du pourcentage des échinodermes qui devient supérieur à 10 %, une augmentation de la taille moyenne des grains qui est comprise entre 0,11 et 0,28 mm.

1) Les biomicrites à biosparites à échinodermes: faciès He4, Fig. 35 et Pl.1

Ce faciès est constitué de deux sous-faciès qui sont:

- les biopelmicrites à biopelsparites à échinodermes et quartz;
- les biomicrites à échinodermes.

- Les biopelmicrites à biopelsparites à échinodermes et quartz: lame mince type B 481.

Sédiment correspondant: sable vaseux à sable à échinodermes et quartz;
texture: packstone à grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique*

Ce faciès est présent seulement dans la coupe du Revard dans la moitié basale de la séquence A (18 dont 4 LM, 7,6 %), (§ I.A.3.3).

237

Sur le terrain

Ce faciès est représenté par des bancs de calcaires décimétriques à métriques. L'altération de la roche est grise et sa cassure beige.

En surface polie

La structure est une structure à très forte isotropie (type 10; § I.A.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Ce faciès est une biopelmicrite à biopelsparite renfermant de 10 à 20 % de bioclastes et de 40 à 65 % de petits débris micritisés arrondis, bien classés (taille moyenne comprise entre 0,11 et 0,17 mm). On peut tout de même noter parfois la présence de quelques éléments plus gros.

Les bioclastes sont représentés par:

- une microfaune peu abondante et de petite taille (petits miliolidés, textularidés, *Glomospira*);
- des échinodermes (10 à 20 %);
- quelques annélides, petites et rectangulaires (présence non systématique).

La présence de gros miliolidés, de trocholines.. témoigne de la proximité du domaine infralittoral.

Le quartz détritique y est assez abondant (15 à 20 %).

- Les biomicrites à biosparites à échinodermes: lame mince type B 628

Sédiment correspondant: sable vaseux à sable à échinodermes;
Texture: Packstone à grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique*

Ce faciès se rencontre uniquement dans la coupe du Revard, dans les séquences B et C (9 dont 6 LM, 3,8 %), (§ I.A.3.3).

237

Sur le terrain

Il est représenté par des bancs de calcaires décimétriques ne dépassant pas 60 cm. L'altération de la roche est grise et sa cassure, beige roux à roux.

En surface polie

La structure est laminaire enchevêtrée floue (type 6B) (§ I.A.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Ce faciès correspond à une biomicrite ou biosparite contenant de 35 à 50 % de débris micritisés et de 25 à 40 % de bioclastes parmi lesquels 15 à 25 % d'échinodermes.

Ce faciès, assez semblable au faciès précédent, en diffère toutefois par:

- une taille moyenne des grains plus importante comprise entre 0,18 et 0,28 mm;
- une teneur en quartz plus faible (≤ 2 %);
- des débris micritisés moins arrondis.

2) *Les biopelmicrites à biopelsparites à échinodermes et petits foraminifères: lame mince type B 616 faciès He5 - Fig. 35 et Pl.1*

Sédiment correspondant: sable vaseux à sable à échinodermes et petits foraminifères; Texture: Packstone à grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique: aspect macroscopique*

Ce faciès se rencontre au sein de la séquence C, dans les coupes:

- du Revard essentiellement ($\frac{17 \text{ LM}}{237}$, 7,2 %)
- de la Chambotte ($\frac{3 \text{ LM}}{187}$, 1,6 %)
- du Val de Fier (coté Est) ($\frac{3 \text{ LM}}{116}$, 2,6 %) (§ I.A.3.3)

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques. La roche, de couleur grise à roussâtre en altération, est essentiellement beige-rousse, parfois gris-verte à bicolore en cassure.

En surface polie

La structure est laminaire enchevêtrée floue (type 6B), (§ I.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Ce faciès correspond surtout à une biopelmicrite à biopelsparite, contenant de 25 à 45 % de bioclastes et de 20 à 50 % de débris micritisés.

Les bioclastes sont représentés par:

- des petits foraminifères assez abondants tels que: miliolidés, textularidés *Glomospira*, *Gaudryina*, lenticulines.
- des métazoaires: des échinodermes (15 à 25 %), *Vermiporella tenuipora* (incertae sedis), des algues souvent mal conservées, essentiellement de petites *Cayeuxia*.

Les représentants d'espèces infralittorales sont plus nombreux: trocholines (≤ 6 par lames minces, dont des néotrocholines) mal conservées, et parfois *Nautiloculina* et *Pseudotextulariella salevensis*.

Les débris micritisés sont petits et arrondis. Les éléments micritisés et les bioclastes sont assez bien calibrés et présentent une taille moyenne comprise entre 0,15 et 0,23 mm.

Le quartz est présent en proportion assez faible (≤ 5 %).

3) *Les biopelsparites fines à échinodermes et quelques plus gros éléments: lame mince type B 483, faciès He6 - Fig. 35 et Pl.1*

Sédiment correspondant: sable à échinodermes et quelques plus gros éléments; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès est présent:

- dans la séquence A au Revard ($\frac{21 \text{ dont } 12 \text{ LM}}{237}$, 8,9 %)
- à la base de la séquence A à Billième ($\frac{2 \text{ LM}}{124}$, 1,6 %)
- dans la séquence C à la Chambotte ($\frac{2 \text{ LM}}{187}$, 1,1 %)
- et au Val de Fier (côté Est) ($\frac{1 \text{ LM}}{116}$, 0,9 %) (§ I.A.3.3)

Sur le terrain

Cette biopelsparite s'observe essentiellement dans des bancs décimétriques à métriques. La roche, grise en altération est beige à beige-rosé en cassure.

En surface polie

La structure est une structure soit à faible hétérométrie des composants (type 9B), soit laminaire lenticulaire floue (type 5B) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biopelsparite constituée d'une fraction sableuse fine importante et de quelques plus gros éléments.

Les divers constituants, de taille moyenne comprise entre 0,16 et 0,27 mm sont représentés par des bioclastes (15 à 35 % du volume total du sédiment) et par des débris micritisés (30 à 60 %).

Les bioclastes correspondent à :

- des débris d'échinodermes (15 à 25 %), roulés, montrant parfois une auréole micritique;
- des lenticulines fréquentes;
- des débris de bryozoaires et d'annélides dont la présence n'est pas systématique. Les annélides sont alors assez grosses et de section circulaire (typiques de milieux assez agités ?) à la différence du faciès He4 qui renfermait parfois de petites annélides de section rectangulaire (milieux calmes ?)
- des foraminifères d'origine infralittorale, dont la présence est plus systématique sont en proportion plus forte: trocholines (≤ 15 par lame mince), gros agglutinés tels que *Pseudocyclamina*, souvent quartzeuses, et *Conicospirillina*.

Les débris micritisés sont moins bien classés que dans le faciès He5. Les plus gros éléments correspondent à de gros bioclastes (grosses trocholines, *Pseudocyclamina*) ou à des débris micritisés pouvant atteindre parfois une taille de 1,5 à 2 mm environ, 15 fois supérieure à celle de la fraction sableuse fine.

Le quartz, peu abondant, représente moins de 5 % du volume total.

A.2.3- Les faciès à débris grossiers de bryozoaires et échinides (faciès He7)

Ce faciès est composé de deux sous-faciès:

- les biomicrites à gros débris de bryozoaires, échinides et bivalves (lame mince type BF 151);
- les biosparites à gros débris de bryozoaires et échinides (lame mince type B 217).

1) Les biomicrites à gros débris de bryozoaires, échinides et bivalves: lame mince type BF 151, faciès He7 - Fig. 35 et Pl.1

Sédiment correspondant: sable vaseux à gros débris de bryozoaires, d'échinides et de bivalves; texture: Packstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès est présent uniquement dans la séquence D des coupes:

- du Val de Fier (côté Ouest), ($\frac{3 \text{ LM}}{84}$, 3,6 %)
- du Val de Fier (côté Est), ($\frac{6 \text{ LM}}{116}$, 5,2 %)
- du Revard ($\frac{5 \text{ LM}}{237}$, 2,1 %), (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques à métriques, roux en altération et en cassure. L'abondance de débris grossiers, dont la taille peut être pluricentimétrique (débris de bryozoaires, d'échinides et de bivalves, dont *Arctostrea* (= *Alectryonia*) *rectangularis* au Val de Fier), donne un aspect graveleux à la roche altérée.

En surface polie

Le sédiment présente une structure confuse à forte hétérométrie des composants (type 9A; § I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Le sédiment est constitué d'une fraction sableuse fine, plus ou moins importante, parfois absente (on a alors un ciment micritique fin englobant de gros débris), et d'une fraction sableuse grossière, représentée par:

- des échinides (crinoïdes et gros débris d'échinodermes);
- des bryozoaires branchus et en boule;
- des bivalves dont *Arctostrea* (= *Alectryonia*) *rectangularis* nombreuses dans les coupes du Val de Fier;
- des annélides, soit coloniaux, soit sous forme de gros tubes pouvant atteindre 0,3 mm de diamètre.

Ces gros débris peuvent atteindre une taille centimétrique. La taille moyenne des grains est comprise entre 0,34 et 0,56 mm.

Le quartz est présent, mais en proportion faible (≤ 5 %).

2) Les biosparites à gros débris de crinoïdes et bryozoaires: lame mince type B 217, faciès He7 - Fig. 35 et Pl.1

Sédiment correspondant: sable à gros débris de crinoïdes et bryozoaires; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès est présent uniquement dans la séquence D des coupes:

- de la Chambotte ($\frac{5 \text{ LM}}{187}$, 2,7 %)

- du Revard (5 LM, 2,1 %)
237

- du Val de Fier (côté Ouest), (1 LM, 1,2 %)
84

- du Val de Fier (côté Est) (1 LM, 0,9 %), (§ I.A.3.3).
116

Sur le terrain

Ces biosparites s'observent dans des bancs le plus souvent métriques, renfermant de fins litages entrecroisés.

Cette roche de couleur grise rousse, à cassure rousse, montre un aspect de surface graveleux dû au caractère grossier des débris.

En surface polie

La structure est laminaire horizontale soulignée par l'orientation préférentielle de certains éléments (type 3), (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biosparite formée essentiellement de crinoïdes. Les autres bioclastes sont des débris de bryozoaires et métazoaires. Les composants de ces faciès, aussi bien débris micritisés que bioclastes, sont arrondis et ont une taille moyenne comprise entre 0,35 et 0,45 mm. Il peut exister parfois des éléments remaniés tels qu'oolites, lithoclastes, et très rarement quelques trocholines.

La glauconie est présente ainsi que le quartz ($\leq 10\%$) dont les grains, souvent de taille importante, peuvent mesurer jusqu'à 1 mm.

A.2.4- Les faciès très riches en échinodermes

Ces faciès sont strictement limités à la séquence D, dans toutes les coupes étudiées.

Semblables aux faciès précédents (faciès He1 à He6), ils s'en distinguent par une teneur bien plus élevée en échinodermes (jusqu'à 60 % du volume de la roche).

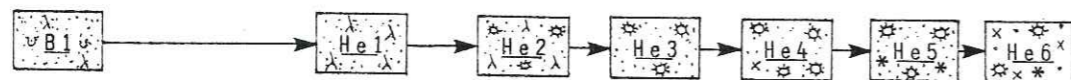
A.3- Agencement des différents faciès de bassin

Les faciès de bassin se succèdent dans l'ordre suivant, de bas en haut des séquences de comblement (fig. 15):

Biomicrite à calponelles
et spicules de spongiaires

Biomicrite à biopelmicrite
à spicules de spongiaires

Biomicrite à biosparite
à échinodermes et petits
foraminifères



Cette évolution se fait par le passage progressif de faciès fins à des faciès de plus en plus grossiers.

Le faciès à débris grossiers de bryozoaires et échinides (He7) et les faciès très riches en échinodermes (§ A.2.4), présents uniquement dans la séquence D qu'ils caractérisent (ceci pour toutes les coupes étudiées), montrent une évolution semblable à celle précédemment décrite

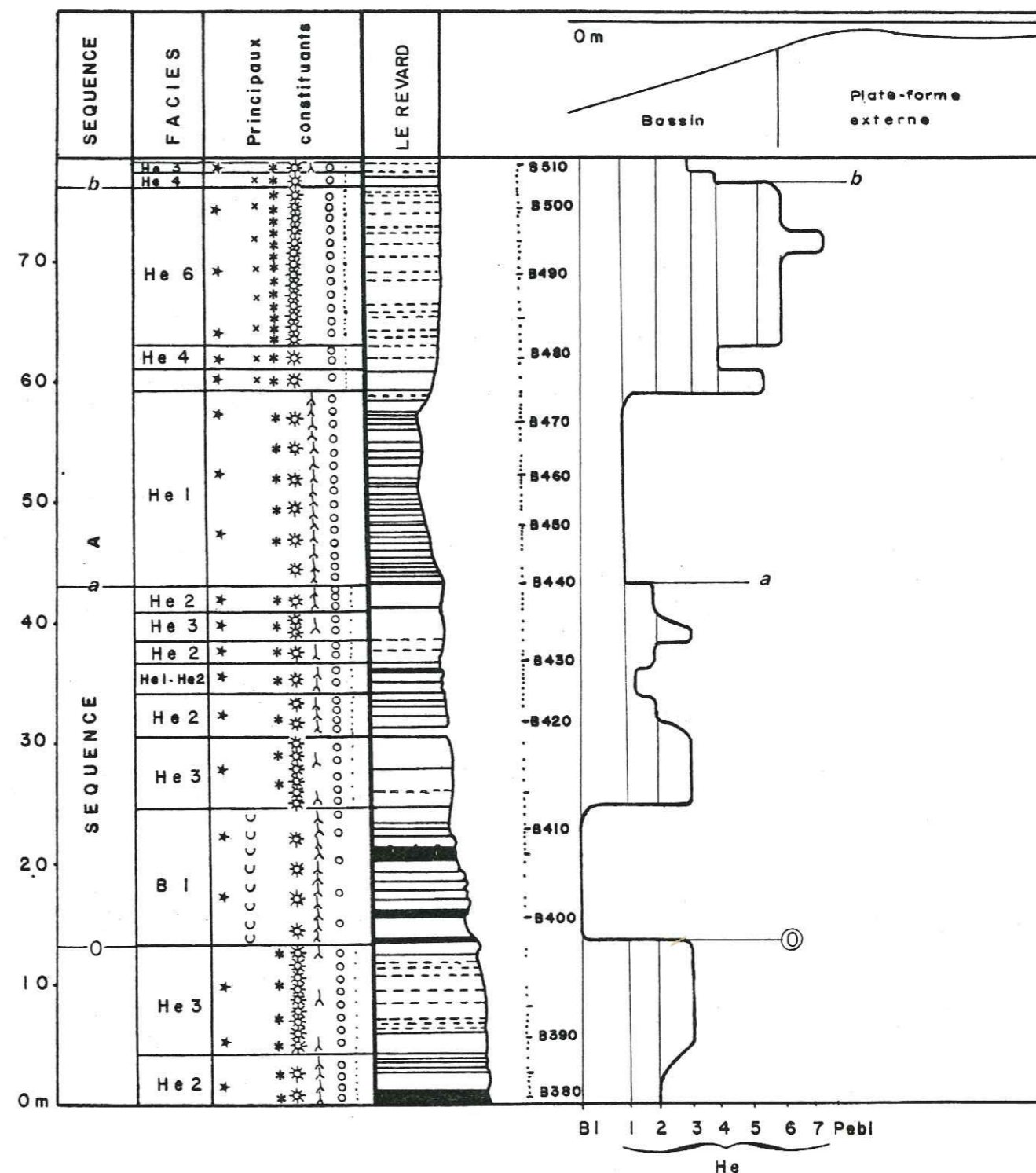


Fig. 15: Coupe partielle de la séquence A et des assises sous-jacentes dans la coupe du Revard. Relation entre les faciès de bassin (BI, He1, He2, He3, He4, He5, He6).

Légende des figurés :

Organismes :

- o bioclastes circalittoraux
- * petits foraminifères circalittoraux
- ✓ bryozoaires
- * échinodermes
- λ spicules de spongiaires
- ∪ calponelles
- ☉ madréporaires
- ♀ rudistes
- ⊗ bioclastes roulés d'origine récifale
- x bioclastes infralittoraux
- Δ trocholines
- pseudocyclammines
- ⊕ Bacinella et Lithocodium
- ⊗ Bacinella
- H algues dasycladales

Éléments :

- * quartz
- pélofdes (gros et petits)
- débris rubéfiés
- oolites
- ⊙ oolites remaniées
- ⊕ Bioclastes et éléments :
- gros débris
- débris bioclastiques et micritisés arrondis

pour les faciès He1 à He6; ils s'en distinguent simplement par une teneur bien plus élevée en échinodermes et par un enchaînement qui se complète par le faciès He7.

Faciès très riches en échinodermes \longrightarrow Faciès à débris grossiers de bryozoaires et échinides (faciès He7)

A.4- Interprétation des dépôts (Fig. 34-35)

Tous les faciès de bassin, précédemment décrits, sont probablement circalittoraux. En effet, ils sont caractérisés par une microfaune de bryozoaires, crinoïdes, de serpules et bivalves (*Arctostrea (=Alectryonia) rectangularis* au Val de Fier), et une microfaune de foraminifères de petite taille, caractéristiques de l'étage circalittoral d'après A. ARNAUD VANNEAU (1980, p. 30). On note toutefois des éléments d'origine infralittorale (plus grands foraminifères, tels que trocholines et gros miliolidés), dans les faciès He4 à He6, qui sont des faciès probablement proches de la limite entre les étages circalittoraux et infralittoraux.

Le faciès biomicritique à calpionelles et spicules de spongiaires semble caractériser le milieu de dépôt le plus profond car, dans les assises riches en céphalopodes du bassin vocontien, les calpionelles pullulent dans des sédiments pélagiques au sens strict, c'est-à-dire dépourvus d'éléments provenant de la plate-forme (absence de microbio-clastes).

A partir de ce milieu de sédimentation pélagique (toutefois assez proche du milieu de sédimentation hémipélagique et le plus profond observé dans les coupes étudiées), on constate que l'évolution des faciès rencontrés dans une séquence de comblement se traduit par deux caractères principaux:

- disparition des calpionelles, des spicules de spongiaires, compensée par une augmentation de la teneur en échinodermes et en petits foraminifères et un apport, encore léger, d'organismes entraînés depuis les milieux infralittoraux;
- passage d'une vase sableuse à un sable vaseux, puis à un sable avec élimination progressive des éléments les plus fins et augmentation de la taille moyenne des grains.

Cette évolution traduit probablement une diminution de la profondeur du milieu de dépôt et une augmentation de l'agitation de l'eau.

Remarque: le faciès biomicritique à biosparitique à gros débris de bryozoaires et échinides occupe une place particulière car il se rencontre uniquement dans la séquence D. A ce niveau, l'abondance de bryozoaires et de crinoïdes s'expliquerait par un développement particulier des surfaces durcies sur lesquelles ils pourraient se fixer, et par l'existence de courants indispensables à la nutrition des crinoïdes qui sont des organismes captant les particules transportées par les courants. Or, il semble que ces conditions aient pu se développer pendant la phase d'approfondissement marquée à la base de la séquence D.

A.5- Conclusion

Les sédiments de bassin, correspondant essentiellement à des dépôts circalittoraux, se présentent dans les coupes étudiées sous forme d'une alternance de marnes et de bancs calcaires pour les sédiments les plus profonds, et de bancs calcaires seuls pour les sédiments les moins profonds.

Les faciès rencontrés se répartissent en cinq groupes:

- les faciès à calpionelles et spicules de spongiaires (faciès pélagique B1);
- les faciès à spicules de spongiaires (seuls), (faciès hémipélagiques He1 à He3);
- les faciès à échinodermes et petits foraminifères (faciès hémipélagiques He4 à He6);
- les faciès à débris grossiers de bryozoaires et échinides (faciès hémipélagiques He7);
- les faciès très riches en échinodermes (§ A.2.4).

Les différents faciès constituant un groupe, ne diffèrent que par l'importance relative des divers composants et passent très progressivement de l'un à l'autre. Ces sédiments de bassin, à l'exception des biomicrites à biosparites à débris grossiers de bryozoaires et échinides, montrent les caractères communs suivants : (fig. 34-35)

- une couleur beige à bicolore à la cassure;
- une structure essentiellement laminaire enchevêtrée (type 6), (§ I.A.2.2.1^o), terminologie de HUMBERT, 1976);
- une taille moyenne des grains assez faible (de 0,10 à 0,28 mm);
- une microfaune de petits foraminifères caractéristiques des milieux circalittoraux;
- le présence de quartz détritique.

L'évolution du sédiment le plus profond vers le moins profond se marque par (fig. 16)

- la disparition des calpionelles, suivie de celle des spicules de spongiaires;
- l'augmentation de la proportion d'échinodermes et de petits foraminifères;
- l'augmentation progressive de la taille moyenne des grains.

En outre, les faciès paraissant les plus proches de la limite entre les étages circa- et infralittoraux sont caractérisés par la présence de quelques foraminifères infralittoraux vraisemblablement transportés à partir des milieux voisins moins profonds.

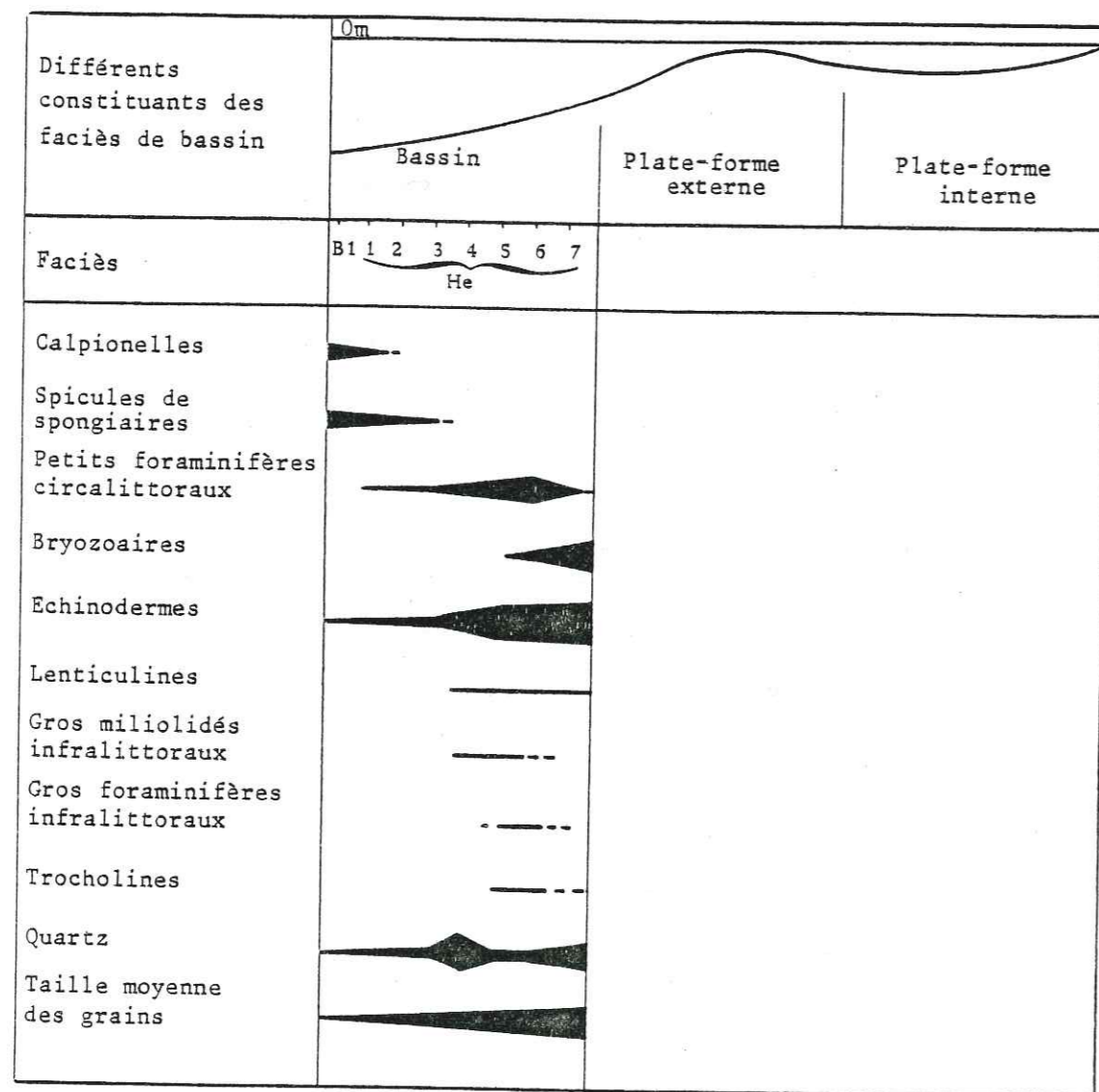


Fig. 16 : Répartition statistique des principaux constituants des faciès de bassin.

Constituants biologiques : Calpionelles, spicules de spongiaires, petits foraminifères circalittoraux, bryozoaires, échinodermes, lenticulines, gros miliolidés et foraminifères infralittoraux, et trocholines.

Autre constituant : le quartz.

B- FACIES DE PLATE-FORME

B.1- Ensemble de plate-forme externe (Faciès externes)

Cet ensemble est caractérisé, par des sédiments à débris plus grossiers et à ciment plus sparitique d'une part, (faciès Peb = plate-forme externe bioclastique), et par des faciès "oolitiques" d'autre part (faciès PeO = plate-forme externe oolitique). Quatre groupes peuvent être distingués:

- les biosparites à éléments arrondis par usure (faciès Peb1 à Peb3),
- les biosparites à biomicrites à gros débris (faciès Peb4 à Peb6),
- les biosparites à biomicrosparites à organismes infralittoraux plus fréquents (Peb7 - Peb8);
- les bio-oosparites et oobiosparites (faciès PeO1 et PeO2).

B.1.1- Les biosparites du talus externe à éléments arrondis par usure - faciès Peb1 à Peb3

1) Les biosparites à petits débris assez bien classés: lame mince type B 140, faciès Peb1 - Fig. 35 et Pl. 1

Sédiment correspondant: sable à petits débris assez bien classés; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique; aspect macroscopique

Ce faciès est caractéristique de la séquence C au Revard ($\frac{1}{237}$ LM, 0,4 %) et de la base de la séquence C à la Chambotte ($\frac{10}{237}$ LM, 5,3 %) où il est particulièrement bien développé.

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs de calcaires décimétriques, d'épaisseur ne dépassant pas 50 cm, séparés par des joints marneux plus ou moins importants, ondulés. L'altération de la roche est grise roussâtre, et sa cassure rousse à bicolore. Ce faciès présente assez fréquemment des bioturbations et parfois des "galets mous", correspondant à de petits galets de vase entraînés par une coulée sableuse passant sur celle-ci. Ces "galets mous", facilement érodés, correspondent à l'affleurement à de petites cavités centimétriques de forme elliptique.

En surface polie

La structure est laminaire plane horizontale sans hétérométrie apparente (type 1A), ou plus fréquemment à très forte isotropie (type 10), (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biosparite constituée de petits bioclastes et débris micritisés, tous deux assez bien classés et arrondis. Il existe toutefois, quelques éléments plus allongés qui sont le plus souvent des débris lamelleux de coquilles.

Les bioclastes (10 à 30 %) correspondent à:

- des petits foraminifères cirralittoraux (*Gaudryina*, lenticulines..);
- des foraminifères infralittoraux (petites trocholines en nombre inférieur ou égal à dix par lame mince);
- des algues dasycladacées;
- des métazoaires: des échinodermes (10 à 25 %); des bryozoaires, des débris de coquilles dont des brachiopodes.

Les débris micritisés (25 à 55 %) sont assez bien classés et arrondis.

- Présence de quelques oolites (1 à 7 %), de même taille que l'ensemble des éléments c'est-à-dire de taille moyenne comprise entre 0,16 et 0,19 mm;
- le quartz est également présent, en faible proportion (≤ 1 %).

Ce faciès renferme parfois quelques oolites remaniées de taille supérieure. Dans ce cas, la taille moyenne des grains plus élevée, est comprise entre 0,19 et 0,25 mm.

2) Les biosparites fines comportant quelques éléments plus gros lame mince type B 187, faciès Peb2, fig.35 et pl.1

Sédiment correspondant: sable fin; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique

Ce faciès est présent au sommet de la séquence C dans les coupes:

- de la Chambotte ($\frac{5 \text{ LM}}{187}$, 2,7 %),
- du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{3 \text{ LM}}{84}$, 3,6 %) (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques, d'épaisseur supérieure ou égale à 50 centimètres. L'altération de la roche est grise et sa cassure beige à roussâtre.

En surface polie

La structure est confuse à faible hétérométrie des composants (type 9B) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Cette biosparite, dont la taille moyenne des grains est comprise entre 0,25 et 0,29 mm, est constituée de bioclastes (15 à 25 % du volume total), et de débris micritisés (30 à 45 %).

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères: lenticulines, trocholines (≤ 12 par lame mince), partiellement usées et micritisées sur leur pourtour, quelques miliolidés et *Pseudotextulariella salevensis*, et parfois quelques grands foraminifères agglutinés (*Pseudocyclamina*);
- des métazoaires: échinodermes en proportion plus faible que dans les faciès précédents (environ 10 %).

Les débris micritisés correspondent essentiellement à des éléments arrondis de petite taille; les plus gros débris correspondant souvent à des bioclastes micritisés d'origine infralittorale.

Le quartz est parfois présent, avec un pourcentage inférieur ou égal à 5 %.

Variations par rapport aux faciès précédents:

- le pourcentage d'échinodermes diminue sensiblement (environ 10 %);
- la proximité du domaine infralittorale est plus nette, la fraction la plus grossière du sédiment correspondant essentiellement à des bioclastes d'origine infralittorale (ex: trocholines de dimensions millimétriques).

3) Les biosparites à éléments usés et assez bien classés: lame mince type B 535, faciès Peb3 fig. 35 et Pl.1

Sédiment correspondant: sable à éléments usés et assez bien classés; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre dans la séquence C de la coupe du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{2 \text{ LM}}{84}$, 2,4 %) et dans la séquence A de la coupe du Revard ($\frac{4 \text{ LM}}{237}$, 1,7 %) (§I.A.3.3).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs de calcaires métriques, dans lesquels les gravelles de grande taille sont bien visibles. L'altération de la roche est grise, et sa cassure beige très clair à blanc.

En surface polie

La structure est confuse à faible hétérométrie des constituants (type 9B) ou à très forte isotropie (type 10) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biosparite à éléments usés, dont la micritisation fréquente affecte soit la totalité de l'élément, soit sa périphérie.

Les constituants, de taille moyenne comprise entre 0,36 et 0,53 mm, sont des bioclastes (15 à 45 % du volume) et des débris micritisés (25 à 40 %).

Les bioclastes sont représentés par:

- des foraminifères: lenticulines, quelques miliolidés pouvant être d'assez grosse taille, et des trocholines (≤ 17 par lame mince);
- des métazoaires: échinodermes (≤ 15 %), quelques débris de bryozoaires et parfois de madréporaires.

Les débris micritisés sont arrondis par usure.

Le quartz est présent à très faible teneur (≤ 1 %).

Ce faciès diffère du précédent par une taille moyenne des grains plus élevée et par la présence, non systématique, de débris de madréporaires.

B.1.2- Les biosparites à biomicrites à gros débris: faciès Peb4 à Peb6

1) Les biosparites à gros bioclastes et petits éléments (micritiques et bioclastiques): lame mince type B 539, faciès Peb4, fig.35 et pl.1

Sédiment correspondant: sable à petits débris (micritiques et bioclastiques) et gros bioclastes; texture: grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique*

Ce faciès est présent dans la séquence A de la seule coupe du Revard (3 LM, 1,3 %) (§ I.A.3.3).
237

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques à métriques. La roche, grise, présente une cassure beige très clair à blanc.

En surface polie

La structure est confuse à forte hétérométrie des constituants (type 9A) (§ I.A.2.2.1°). Parfois les éléments présentent une certaine orientation, conduisant à une structure laminaire plane horizontale à très forte hétérométrie verticale (type 1B).

b) *Aspect microscopique*

Cette biosparite comprend une fraction fine et une fraction très grossière. La taille moyenne est comprise entre 0,32 et 0,59 mm. Certains bioclastes atteignent cependant des dimensions centimétriques. Les constituants de cette biosparite sont des bioclastes (35 à 40 %) et des débris micritisés (20 à 30 %).

Les bioclastes correspondent à:

- des gros bioclastes: débris d'échinodermes (20 à 25 %), de taille souvent bien plus importante que dans les faciès précédents, de sorte que le pourcentage est plus élevé pour un nombre de débris analogue, débris de madréporaires usés; trocholines mal conservées et recristallisées, mais nombreuses (jusqu'à 20 par lame mince). Les gros bioclastes sont arrondis par usure et montrent souvent une auréole de micritisation; ils sont parfois entourés d'un feutrage de *Bacinella irregularis*.

- des petits bioclastes: miliolidés, textularidés...

Les débris micritisés sont surtout de petite taille (0,18 à 0,22 mm).

Le quartz est présent avec une teneur de 1 à 7 %. Ce faciès, bien que différent du faciès Peb3, se situe dans une même position paléogéographique, car en relation avec le même faciès: Peb5 (§ B.1.6.2°a).

2) Les biosparites à rudistes et gros débris de cnidaires: lames minces types B 572 et B 542, faciès Peb5, fig.35 et pl.1

Sédiment correspondant: sable à gros débris de cnidaires et rudistes; texture: grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique*

Ce faciès est largement représenté dans la partie supérieure de la séquence A de la coupe du Revard (23 dont 10 LM, 9,7 %) (§ I.A.3.3).
237

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs massifs, le plus souvent métriques, riches en rudistes et cnidaires. L'altération de la roche est grise, et sa cassure beige très clair.

En surface polie

La structure est confuse, le plus souvent à forte hétérométrie des constituants (type 9A) et parfois à faible hétérométrie (type 9B) (§ I.A.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Cette biosparite renferme 25 à 50 % de bioclastes et 10 à 25 % de débris micritisés.

Les bioclastes correspondent principalement à:

- des foraminifères: essentiellement des trocholines (jusqu'à 20 par lame mince mais très peu nombreuses dans les faciès les plus grossiers);
- des métazoaires: échinodermes (< 10 %, mais < 3 % dans les faciès les plus grossiers), des madréporaires souvent nombreux, des lamellibranches (principalement des rudistes), et parfois quelques spongiaires;
- des algues avec l'association *Lithocodium-Bacinella irregularis*.

Ce faciès montre deux aspects extrêmes:

- des biosparites à débris cassés, usés et très grossiers (taille moyenne variant de 0,6 à 1,1 mm; certains éléments étant même centimétriques). Ce faciès est parfois entièrement ou en partie envasé par percolation.
- des biosparites plus fines (taille moyenne comprise entre 0,45 et 0,80 mm) dans lesquelles les débris micritisés sont plus anguleux et les rudistes moins abondants.

Le quartz, souvent concentré dans les débris micritisés, est présent en proportion variable: inférieure à 3 % dans le premier cas, sa teneur atteint 7 % dans le second cas.

Ce faciès diffère du précédent par une taille moyenne des éléments plus forte et par la présence de rudistes.

3) Les biomicrites à biomicrosparites à rudistes: lame mince type B 571, faciès Peb6, fig.35 et pl.1

Sédiment correspondant: vase sableuse à sable vaseux à rudistes; texture: wackestone à packstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique*

Ce faciès est uniquement présent au sommet de la séquence A de la coupe du Revard (10 dont 5 LM, 4,2 %), (§ I.A.3.3).

237

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs de calcaires décimétriques, ou plus souvent métriques, riches en coquilles de rudistes et d'huîtres souvent en relief sur l'affleurement. L'altération de la roche est grise, et sa cassure beige.

En surface polie

La structure est confuse à forte hétérométrie des constituants (type 9A) (§ I.A.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Ce faciès correspond à une biomicrite et à une biomicrosparite renfermant de 40 à 60 % de bioclastes et 5 à 30 % de débris micritisés.

Les bioclastes correspondent à:

- des gros bioclastes: rudistes, madréporaires assez fréquents, brachiopodes (parfois), des algues dont *Boueina* et l'association *Lithocodium* - *Bacinella irregularis*.
- des petits bioclastes: débris d'échinodermes (≤ 2 %), des trocholines (≤ 20 , mais le plus souvent ≤ 5 par lames minces), et miliolidés.

Le quartz, présent, est de petite taille ($\leq 0,1$ mm); son pourcentage est le plus souvent inférieur ou égal à 5 %, mais peut atteindre parfois 15 %.

Ce faciès diffère parfois du précédent par un ciment micritique, et non plus sparitique, des madréporaires moins nombreux et la fréquence des *Boueina*.

B.1.3- Les biosparites à biomicrosparites à organismes infralittoraux plus fréquents: faciès Peb7 - Peb8

On observe dans ces faciès une microfaune infralittorale plus variée et un pourcentage d'échinodermes plus faible.

1) *Les biomicrosparites à biosparites à faune infralittorale et circalittorale: lame mince type BB 52, faciès Peb 7, fig. 35 et pl. 1.*

Sédiment correspondant: sable vaseux à sable à faune infralittorale et circalittorale; texture: packstone essentiellement à grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique*

Ce faciès est représenté:

- à la base de la séquence A à Billième (5 LM, 4 %);
124
- dans la séquence C dans les coupes de la Chambotte (2 LM, 1,1 %), du Val de Fier (côté Est) (4 LM, 3,4 %) et de St Germain les Paroisses (1 LM, 1,7 %).
116 59

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs calcaires décimétriques plus ou moins noduleux, assez souvent riches en gros débris de bivalves et de cnidaires. La roche grise montre une cassure roussâtre.

En surface polie

La structure est confuse à hétérométrie des constituants (type intermédiaire entre 9A et 9B) (§ I.A.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Ce faciès correspond à un ensemble de biomicrosparites passant à des biosparites, constituées de 20 à 40 % de bioclastes et de 30 à 50 % de débris micritisés. La taille moyenne des grains varie de 0,32 à 0,41 mm.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: trocholines, le plus souvent peu nombreuses mais pouvant atteindre la vingtaine par lame mince, *Pseudocyclamina*, en nombre parfois assez important, miliolidés, nautiloculina;
- des foraminifères circalittoraux: lenticulines pouvant être nombreuses;
- des algues: *Lithocodium* associé à *Bacinella irregularis*;
- des métazoaires: échinodermes (≤ 10 %) montrant parfois une bordure micritisée, débris de bryozoaires, brachiopodes et parfois des débris de madréporaires.

Le faciès se distingue des faciès précédents par un mélange plus net de formes circalittorales et infralittorales et par une microfaune infralittorale plus variée qu'auparavant.

Les débris micritisés: une fraction fine de débris usés prédomine (taille moyenne variant de 0,18 à 0,22 mm).

Ce type de faciès, caractérisé par un mélange de faune infralittorale et circalittorale, est à rapprocher des "faciès de transgression" (§ B.1.5) avec lesquels ils sont assez souvent en relation; il leur manque toutefois les débris rubéfiés et le quartz caractéristiques des "faciès de transgression!"

2) *Les biosparites à rudistes et éléments arrondis par usure: lame mince type B 180, faciès Peb 8, fig. 35 et pl. 1*

Sédiment correspondant: sable à rudistes et éléments arrondis par usure; texture: grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique*

Ce faciès se rencontre dans les séquences B et C des coupes:

- de la Chambotte (2 LM, 1,1 %);
187
- de St Germain les Paroisses (2 LM, 3,4 %);
59
- de Billième (1 LM, 0,8 %) (§ I.A.3.3).
124

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs de calcaires décimétriques à métriques, montrant parfois quelques coquilles de rudistes. La roche, grise, présente une cassure beige à rousse.

En surface polie

La structure est confuse à forte (type 9 A) ou à faible hétérométrie des constituants (type 9 B). (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Les bioclastes, habituellement micritisés, correspondent à:

- des foraminifères: trocholines (≤ 9 par lame mince), miliolidés, et parfois quelques *Pseudotextulariella salevensis* et lenticulines,
- des métazoaires: échinodermes (≤ 5 %), et rudistes (Monopleuridés) bien conservés, caractérisés par une taille inférieure et un test moins épais que les rudistes du faciès Peb 6.

Les débris micritisés sont nombreux (45 à 55 %) et assez arrondis.

Quelques oolites existent parfois.

Malgré la présence de quelques rudistes, les éléments arrondis et les oolites rapprochent ce faciès du faciès Pe02 (§ B.1.4.2°) avec lequel il est souvent associé.

B.1.4- Les bioosparites et oobiosparites: faciès Pe01 et Pe02

1) Les bioosparites à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux: lame mince type B 157, faciès Pe01, fig.35 et pl.1

Sédiment correspondant: sables à oolites et bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre:

- dans la séquence C pour les coupes de la Chambotte ($\frac{11 \text{ LM}}{187}$, 5,9 %) et du Val de Fier (côté Est) ($\frac{6 \text{ LM}}{116}$, 5,2 %),
- au passage "faciès purbeckiens" - séquence A dans la coupe de Billième (7 dont 3LM, 5,6 %) (§ I.A.3.3).
124

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques ne dépassant pas 30 à 40 cm et montrant parfois en surface des bivalves, des cnidaires. L'altération de la roche est grise, et sa cassure rousse.

En surface polie

La structure est, soit une structure confuse à forte (type 9 A) ou faible (type 9 B) hétérométrie des constituants, soit une structure laminaire horizontale soulignée par l'orientation préférentielle de certains éléments (type B) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une bioosparite à éléments fins et grossiers, arrondis par usure, et constitués de 10 à 50 % d'oolites, de 10 à 20 % de bioclastes et de 20 à 45 % de débris micritisés.

La taille moyenne des constituants varie de 0,26 à 0,36 mm selon l'importance de la fraction grossière.

Les bioclastes proviennent de trois types de milieux différents:

- Des éléments circalittoraux encore assez nombreux: échinodermes (≤ 10 %), débris de bryozoaires, débris de coquilles de brachiopodes, lenticulines.
- Des éléments provenant du démantèlement de biohermes: madréporaires, fréquemment observés en association avec des rudistes.
- Des éléments infralittoraux: trocholines de grosse taille et dont le nombre, le plus souvent inférieur ou égal à 10 peut atteindre 20 par lame mince, *Pseudocyclamina* et *Pfenderina* dont la présence n'est toutefois pas systématique.

Tous ces bioclastes sont très usés.

Les débris micritisés sont arrondis par usure.

Les oolites montrent un cortex fibroradié de couleur ambrée.

Ce faciès présente trois variantes:

- une bioosparite à éléments fins et grossiers, dans laquelle les oolites en proportion plus faible (≤ 5 %), montrent souvent un cortex plus mince. Par ailleurs, les bioclastes infralittoraux (trocholines..) sont mieux conservés. Ce faciès est représenté uniquement dans la coupe de Billième; lame mince type BB 25;
- une bioosparite fine dépourvue d'éléments grossiers, caractérisée par une taille moyenne des grains variant de 0,17 à 0,21 mm et par la fréquence des Dasycladacées. Ce faciès est uniquement représenté à Billième; lame mince type BB 38;
- une bioosparite à débris allongés assez fréquents, disposés dans un plan horizontal, et constitués de débris d'échinodermes et de bivalves (Val de Fier, côté Est; lame mince type BF 123).

2) Oobiosparites à bioclastes infralittoraux dominants: lames minces types B 91 et B 102, faciès Pe02 pl.1 et fig.35

Sédiment correspondant: sable à oolites et bioclastes infralittoraux dominants; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique

Ce faciès est connu dans les coupes:

- de la Chambotte ($\frac{9 \text{ LM}}{187}$, 4,8 %);
- du Val de Fier (côté Est) ($\frac{4 \text{ LM}}{116}$, 3,4 %);
- du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{3 \text{ dont } 2 \text{ LM}}{84}$, 3,6 %);
- de Billième (5 dont 4 LM, 4 %) (§ I.A.3.3).
124

Dans toutes les coupes étudiées ce faciès apparaît toujours et seulement au dessus des faciès de "transgression" accompagnant la discontinuité 1, c'est-à-dire à peu près au milieu de la séquence B.

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs calcaires massifs, décimétriques à métriques. La roche grise en altération est essentiellement rousse en cassure.

La surface polie

Le sédiment présente une structure à très forte isotropie (type 10) (§ I.A.2.21°).

b) Aspect microscopique

Cette oobiosparite renferme de 45 à 75 % d'oolites, de 2 à 15 % de bioclastes et de 30 à 65 % de débris micritisés de taille moyenne comprise entre 0,25 et 0,33 mm.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux, trocholines dont le nombre est surtout inférieur ou égal à 10, mais peut atteindre la quarantaine par lame, *Pfenderina* assez fréquente, *Pseudocyclamina* et parfois *Pseudotextulariella courtionensis* et miliolidés assez nombreux;
- quelques foraminifères circalittoraux (lenticulines) parfois;
- des métazoaires: échinodermes ($\leq 3\%$), rares débris de cnidaires et rudistes.

Les débris micritisés correspondent le plus souvent à des oolites ayant subi une micritisation plus ou moins poussée.

Les oolites sont plus nombreuses que dans le faciès précédent (45 à 75 %) et en diffèrent par un cortex très sombre, en grande partie micritisée.

Toujours associée à ce faciès s'observe aussi une variante qui est une bioosparite à éléments de taille moyenne comprise entre 0,22 et 0,23 mm (lame mince type B 102). Elle présente une majorité d'éléments usés, bien classés et très arrondis avec toutefois 5 à 15 % des grains de taille plus importante (jusqu'à 1 à 2 mm) et des oolites moins nombreuses (20 à 25 %).

Ce faciès Pe02 diffère du précédent (Pe01) essentiellement par la présence d'une microfaune infralittorale plus variée et plus nombreuse. De plus, les oolites sont plus fréquentes et ne possèdent pas le même type de cortex.

B.1.5- Les "faciès de transgression" fig.5-6, pl.3

Le terme "faciès de transgression" défini par A. ARNAUD-VANNEAU (1980) a été repris dans cette étude pour désigner des faciès semblables.

Ces faciès sont bien représentés dans toutes les coupes à l'exception de celle du Revard où ils sont moins développés. Ils se répartissent dans les différentes coupes de la manière suivante:

- à la Chambotte ($\frac{27 \text{ LM}}{187}$, 14,4 %);
- à Billième ($\frac{21 \text{ dont } 15 \text{ LM}}{124}$, 16,9 %);
- au Val de Fier (côté Est) ($\frac{17 \text{ dont } 13 \text{ LM}}{116}$, 14,7 %);
- au Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{24 \text{ dont } 16 \text{ LM}}{84}$, 28,6 %);
- à Saint-Germain-les-Paroisses ($\frac{14 \text{ dont } 9 \text{ LM}}{59}$, 23,7 %);
- au Revard ($\frac{2 \text{ LM}}{237}$, 0,8 %).

Au Val de Fier (côté Ouest), ont été pris en compte uniquement les faciès de "transgression" accompagnant la première discontinuité (base de la séquence B).

En effet, au sommet de la séquence A existent des faciès assez voisins par la présence de petits débris rubéfiés, mais qui présentent les mêmes caractéristiques que les faciès de bassin.

Sur le terrain

Ces faciès de transgression s'observent dans des bancs calcaires et marneux généralement très lités, formant une dépression topographique par rapport aux calcaires plus massifs qui les encadrent. L'altération de la roche est grise, roussâtre parfois, et sa cassure très colorée: ocre, rouge, roux....

Ces faciès s'observent au-dessus des horizons de discontinuité: dans les coupes étudiées, ils sont fréquemment liés à l'horizon de discontinuité du toit de la séquence A où ils surmontent des faciès de la plate-forme interne.

Assez complexes dans le détail, ces faciès de transgression sont dans l'ensemble, caractérisés par un mélange de faunes infralittorales et circalittorales, par la présence de débris rubéfiés et par l'abondance relative du quartz.

Le mélange d'éléments, soit du domaine infralittoral, soit du domaine circalittoral, se fait de deux façons:

- par un contact net: il y a juxtaposition d'un faciès à éléments externes et d'un faciès à éléments internes. Dans ce cas, les deux faciès ne se mélangent pas et sont juxtaposés à la manière d'un remplissage de terriers (poches) ou de façon plus anarchique (lames minces types B 69 - B 70*). Sur le terrain on observe parfois des galets, remaniés dans un faciès différent;

- par un mélange plus diffus des éléments externes et internes dont les plus faciles à discerner sont les suivants:

. éléments d'origine interne: charas et *Macroporella embergeri* (algue la plus interne connue);

. éléments d'origine externe: petits "polymorphinidés" à test mince, caractéristique des "faciès de transgression" observés au-dessus de la première discontinuité, microfaune circalittorale (lenticulines..) et même des calpionelles au niveau de la discontinuité 1, à la Chambotte;

. des oolites, à cortex soit rubéfié, soit épais et micritisé, remaniées dans des faciès de plate-forme interne;

. des débris rubéfiés ou noirâtres, renfermant des oxydes de fer, sont caractéristiques de ces faciès. Ce phénomène de rubéfaction des débris a également été observé en méditerranée dans des dépôts de la dernière transgression (sédiments quaternaires);

. du quartz, en proportion parfois abondante, est assez fréquent.

Deux types de faciès de transgression peuvent être différenciés:

- les faciès (biomicrites ou biomicrosparites essentiellement, lames minces types BF 71 et BF 77) dans lesquels les éléments originaires de la plate-forme interne (foraminifères infralittoraux variés) sont prédominants. Les éléments du talus externe plus rares, correspondent soit à des bioclastes (dont des "polymorphinidés" à test mince), soit à des oolites le plus souvent de grande taille, à cortex épais, micritisés rubéfiés ou noirâtres;

* Pl. 3, fig.5

- les faciès (biosparites essentiellement, lame mince type BG 52) dans lesquels les éléments originaires de la plate-forme interne, rares ou totalement absents, sont constitués essentiellement de débris d'échinodermes, de quelques petits foraminifères, de "polymorphinidés" à test mince dont la présence n'est plus systématique mais fréquente, et surtout de nombreux débris micritisés rubéfiés. Le quartz y est souvent abondant.

B.1.6- Agencement des différents faciès de la plate-forme externe

La plate-forme externe se divise en deux sous-ensembles :

- le sommet du talus externe,
- la bordure.

1) Le sommet du talus externe (fig.17-18)

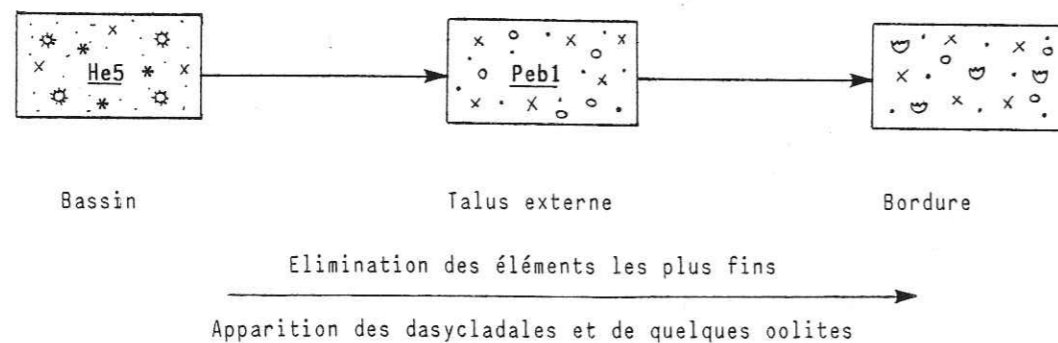
Les faciès du sommet du talus externe sont représentés par des biosparites fines à petits débris assez bien classés (faciès Peb1) et des biosparites fines à quelques plus gros éléments (faciès Peb2). Ces faciès du sommet du talus externe passent latéralement et verticalement aux faciès de bassin d'une part, et aux faciès de bordure d'autre part. Deux modes d'agencement peuvent être reconnus selon la nature du faciès du talus externe représenté (faciès Peb1 ou Peb2).

a) Passage latéral se faisant par l'intermédiaire du faciès Peb1 (fig.17)

Biopelmicrite à biopelsparite à échinodermes et petits foraminifères

Biosparite à petits débris bien classés

Biomicrite à cnidaires et microfaune infralittorale



b) Passage latéral se faisant par l'intermédiaire du faciès Peb2 (fig.18)

Biopelsparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments

Biosparite fine à quelques plus gros éléments

Biomicrosparite à biosparite à grands foraminifères infralittoraux et échinodermes assez nombreux

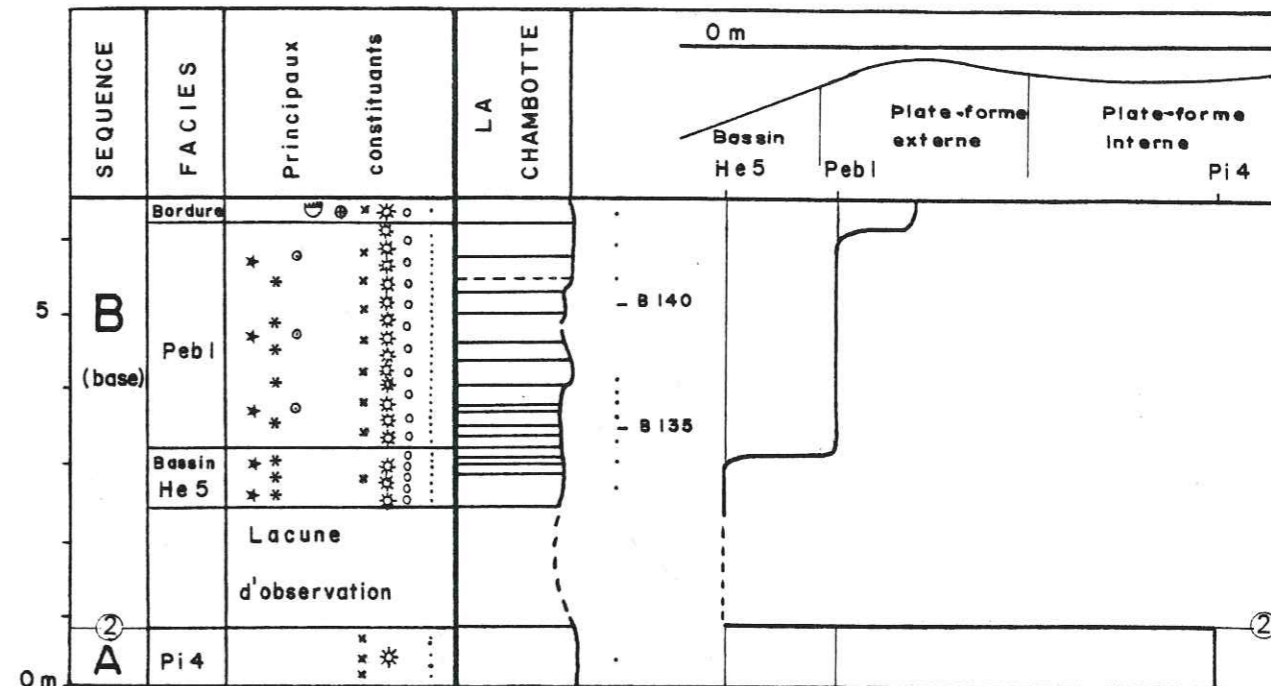
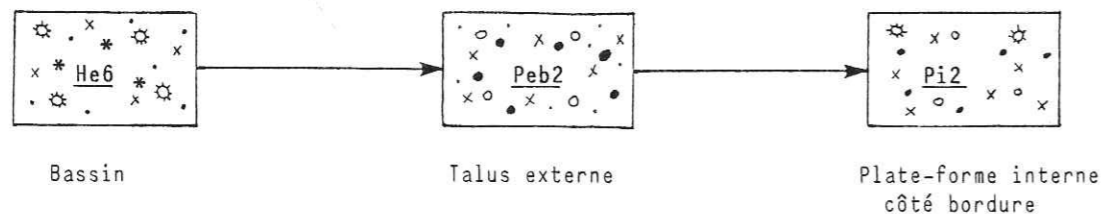


Fig. 17. Coupe partielle de la base de la séquence B dans la coupe de la Chambotte. Relation des faciès de bassin et de bordure se faisant par l'intermédiaire du faciès de talus externe (Peb1).

Remarque : Le faciès de bordure ne correspond pas à une classe précise car présente un certain remaniement, mélange de faciès.

Légende des figurés : Fig. 15

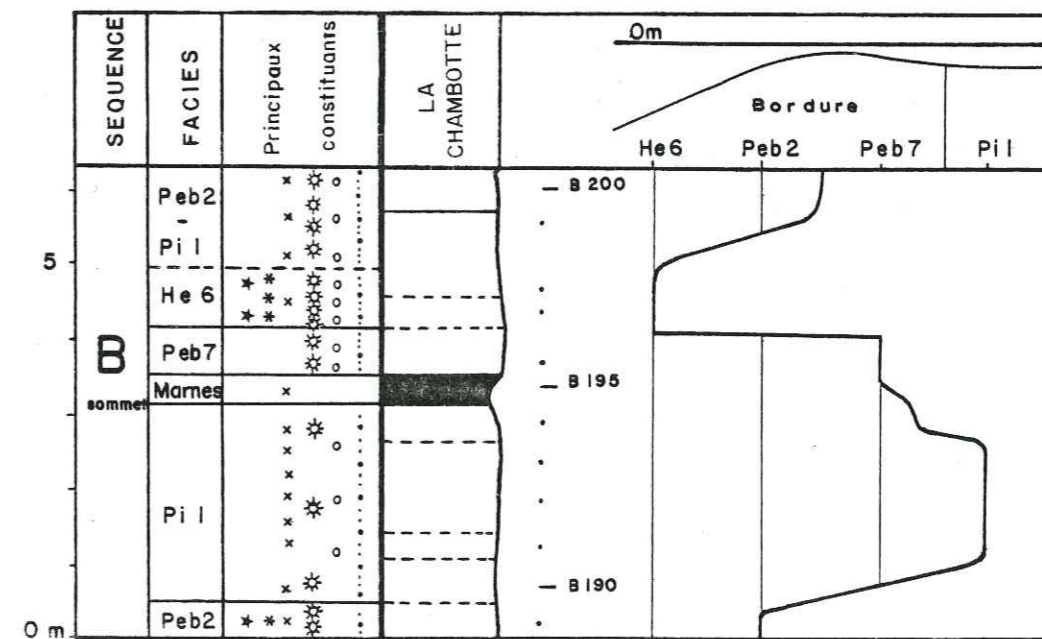


Fig. 18 : Coupe partielle du sommet de la séquence B dans la coupe de la Chambotte. Relation des faciès de bassin (He6) avec les faciès du talus externe (Peb2 et Peb7) et ceux de la plate-forme interne (Pi1).

Légende des figurés : fig. 15

En résumé, parmi les deux passages latéraux reconnus, le premier se fait par l'intermédiaire de faciès dans lesquels les éléments sont uniquement de petite taille, tandis que le deuxième montre un enrichissement sensible en plus gros éléments (débris micritisés, microfaune infralittorale).

Ces deux types de passage montrent les mêmes caractéristiques:

- élimination des éléments les plus fins,
- augmentation de la taille moyenne des grains,
- apports infralittoraux de plus en plus importants, ce dernier caractère étant surtout net dans le deuxième type de passage latéral.

2) La bordure

Remarque: La bordure correspond à une zone de passage entre la plate-forme, subhorizontale, et le talus externe plus ou moins penté.

Dans la région étudiée une seule coupe montre une rupture de pente: il s'agit de la coupe du Revard. Partout ailleurs le passage entre la plate-forme et le talus se fait par une pente plus douce.

Le passage des faciès du talus externe à ceux de la plate-forme interne est complexe et variable selon le lieu de sédimentation (localisation géographique) et le niveau stratigraphique.

On peut, grossièrement, distinguer deux grands types de bordure parfois subdivisés en plusieurs types de passage en fonction de la nature des faciès:

a) bordure caractérisée par des faciès à rudistes et gros débris de cnidaires (cas d'une bordure montrant une rupture de pente, le Revard);

b) bordure caractérisée par des faciès de transition entre le talus externe et la plate-forme interne:

Premier type de passage latéral et vertical, par l'intermédiaire de faciès riches en oolites:

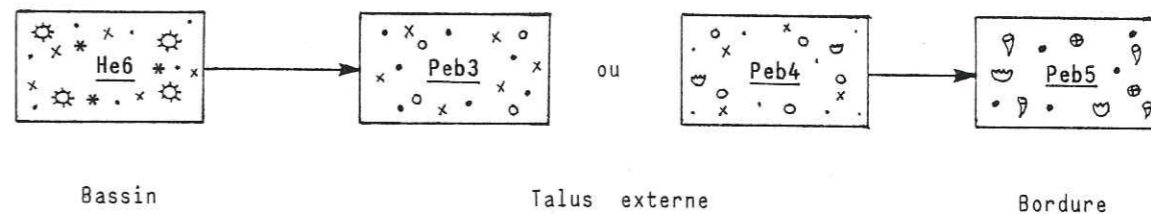
- . Type A: faciès Pe01
- . Type B: faciès Pe02

Deuxième type de passage latéral et vertical par l'intermédiaire de faciès à forme infralittorale et circalittorale.

a) Bordure caractérisée par des faciès à rudistes et gros débris de cnidaires

Ce type de bordure est spécifique de la coupe du Revard, séquence A. Le passage des faciès de bassin à ceux de la bordure se fait de la manière suivante (fig.19).

Biopelsparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments Biosparite à éléments usés et assez bien classés Biosparite à gros bioclastes et petits éléments (micritiques ou bioclastiques) Biosparite à rudistes et gros débris de cnidaires



Diminution du nombre des débris micritisés et légère augmentation du nombre des bioclastes, augmentation de la taille moyenne des grains

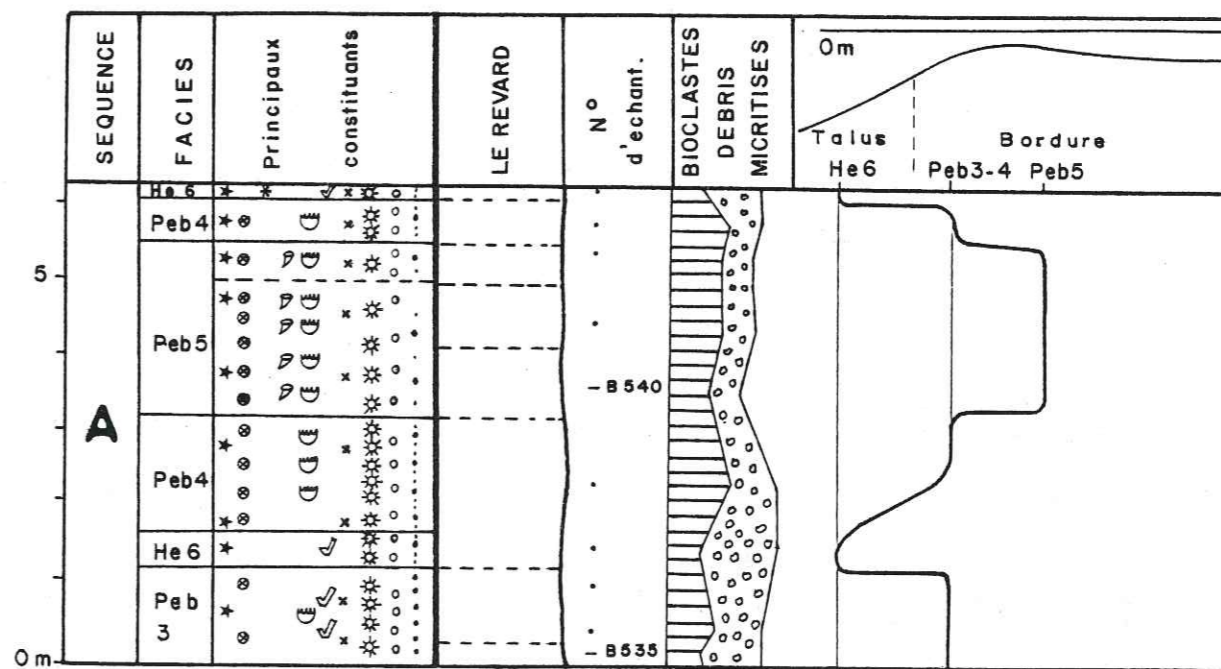
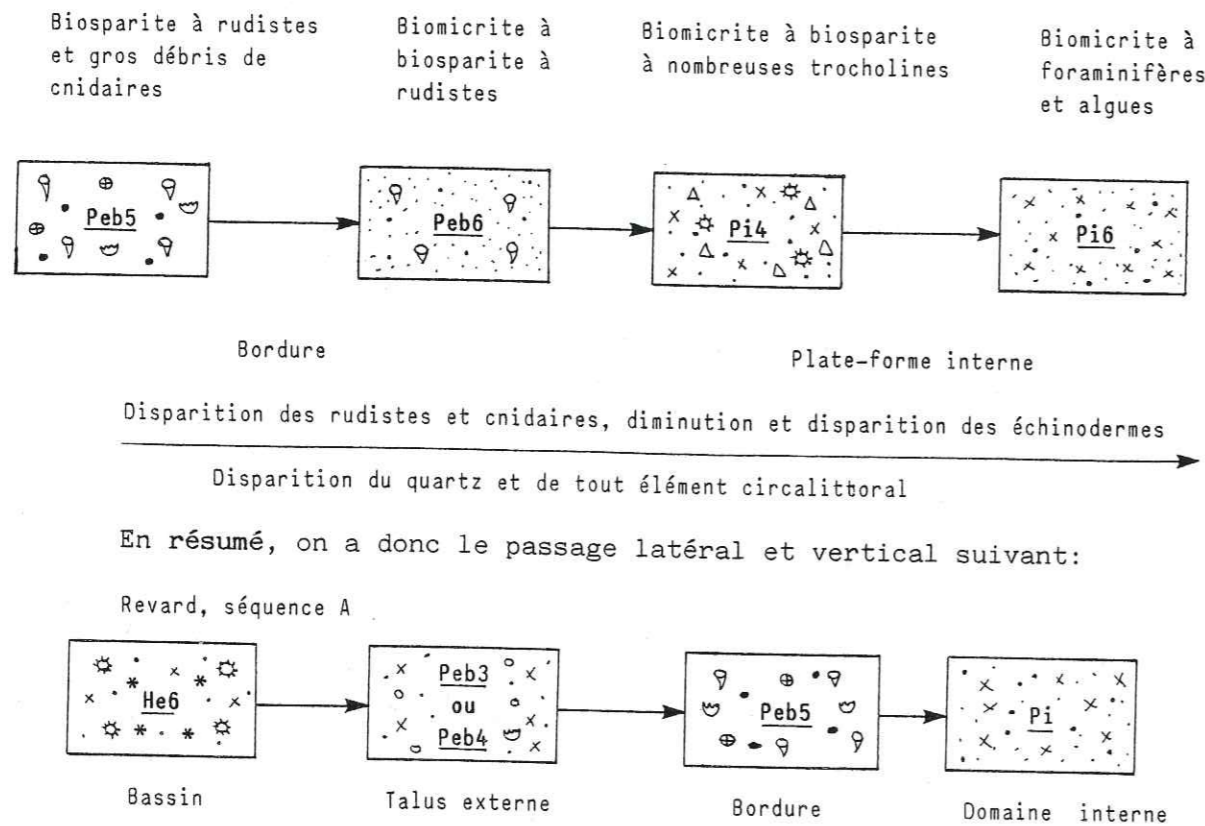


Fig.19- Coupe partielle de la séquence A (le Revard) montrant les relations des faciès de plate-forme externe. Relation entre les faciès suivants: biopelsparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments (He6), biosparite à éléments usés et assez bien classés (Peb3), biosparite à gros bioclastes et petits éléments (micritiques et bioclastiques) (Peb4), biosparite à rudistes et gros débris de cnidaires (Peb5).

- Bioclastes
- Débris micritisés

Légende des figurés - Fig.15

Dans la même coupe, par ailleurs, le passage des faciès de bordure à ceux de la plate-forme interne se fait de la manière suivante (fig. 20).



Remarque: Dans notre région, les faciès à rudistes (Peb5, Peb6 et Peb8), peu développés, se situent sur la bordure de la plate-forme. Cette localisation est très différente de celle constatée dans les plate-formes urgoniennes (Barrémien-Aptien) dans lesquelles les rudistes caractérisent au contraire les milieux du domaine interne et sont très rares, voire totalement absents sur la bordure.

Cette constatation montre que les faciès à rudistes ne permettent pas de caractériser le même domaine de la plate-forme depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Maestrichtien.

b) *Bordure caractérisée par des faciès de transition entre le talus externe et la plate-forme interne*

. Premier type de passage latéral et vertical, par l'intermédiaire de faciès riches en oolites (faciès Pe01 et Pe02)

Ce type de passage se rencontre dans la séquence A de Billième, et dans les séquences B et C de toutes les coupes étudiées, hormis celle de St Germain les Paroisses où il existe une lacune de visibilité et probablement de sédimentation, et celle du Revard (séquence B), dans laquelle le faciès se réduit à quelques oolites remaniées.

Il se fait entre des faciès externes ou de transgression, observés immédiatement au-dessus de la discontinuité, et les faciès plus internes.

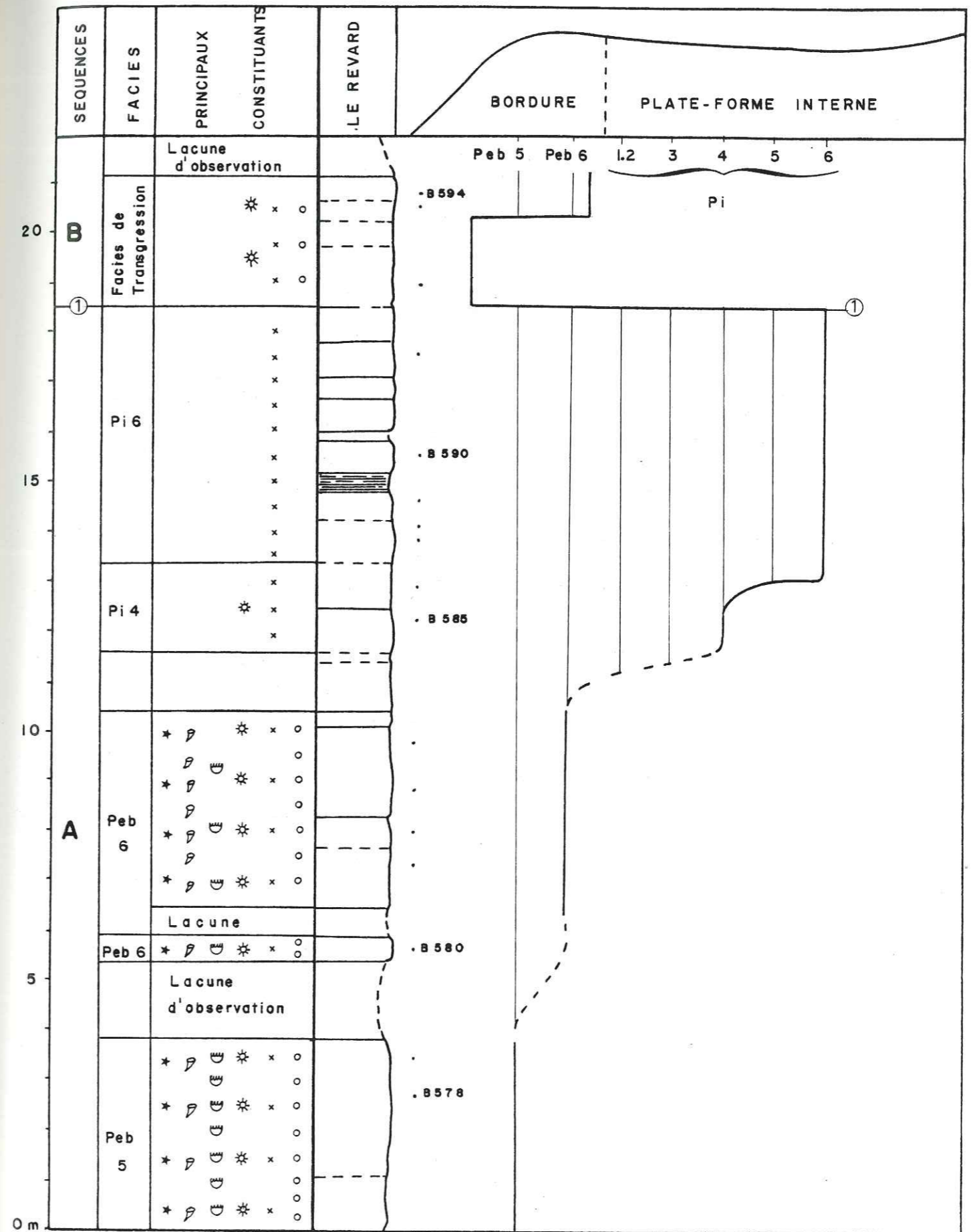


Fig. 20: Coupe partielle de la séquence A et de la séquence B, partie basale, dans la coupe du Revard. Relations entre les faciès de bordure (Peb5 et Peb6) et de la plate-forme interne (Pi4 et Pi6).

Légende des figurés : fig. 15

Cette transition se fait de deux manières différentes:

- Type A: par des biosparites à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux (faciès Pe01);

- Type B: par des oobiosparites à bioclastes infralittoraux dominants (faciès Pe02)

Type A

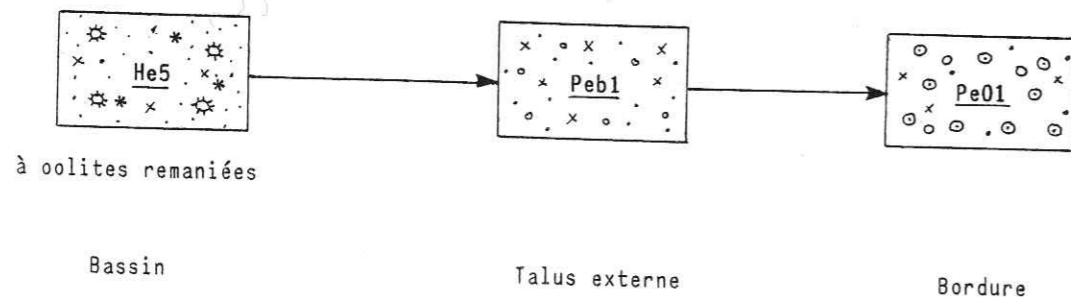
Le passage latéral et vertical des faciès de talus externe à ceux de la plate-forme interne, représenté dans la séquence C et au passage "faciès Purbeckien" - séquence A, se fait de la manière suivante (fig.21)

Du talus externe à la bordure

Biopelmicrite à biopelsparite à échinodermes et petits foraminifères et quelques oolites remaniées

Biosparite à petits débris assez bien classés

Oobiosparite à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux



Enrichissement en oolites et en organismes infralittoraux
 Diminution du pourcentage d'échinodermes

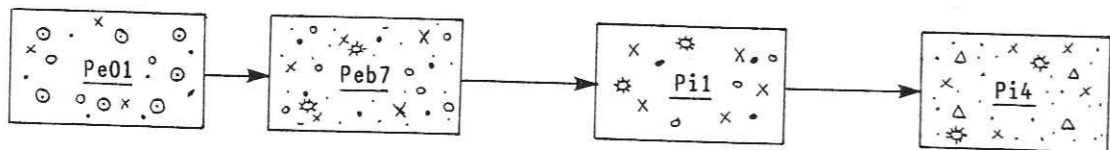
De la bordure à la plate-forme interne

Oobiosparite à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux

Biomicrosparite à biosparites à mélange de microfaune infra et circalittorale

Biosparite grossière à gros foraminifères essentiellement

Biomicrite à biosparite à nombreuses trocholines



Diminution du pourcentage en échinodermes
 Augmentation de la microfaune infralittorale
 Disparition du quartz et de la faune circalittorale

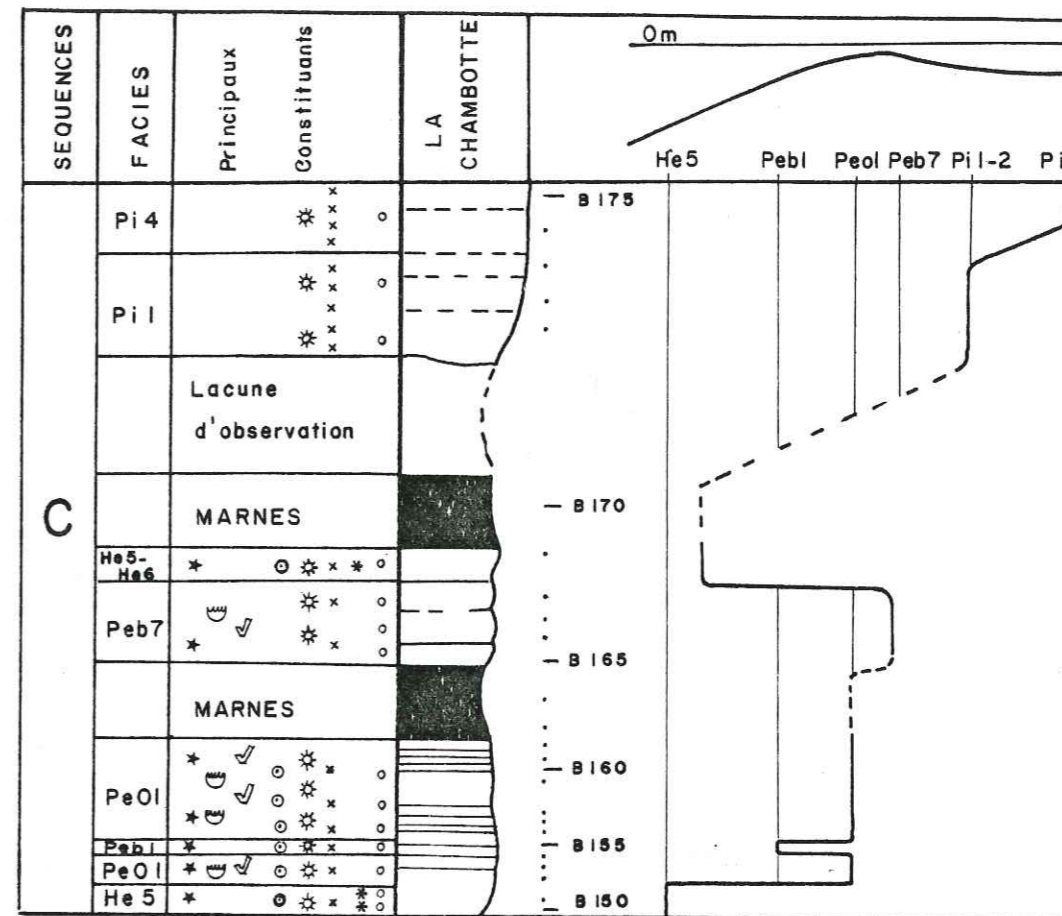


Fig. 21: Coupe partielle de la séquence C dans la coupe de la Chamotte, montrant les relations entre les faciès du talus externe (He5 et Peb1), de la bordure (Pe01 et Peb7), et de la plate-forme interne (Pi1 et Pi4).

Légende des figurés : fig. 15

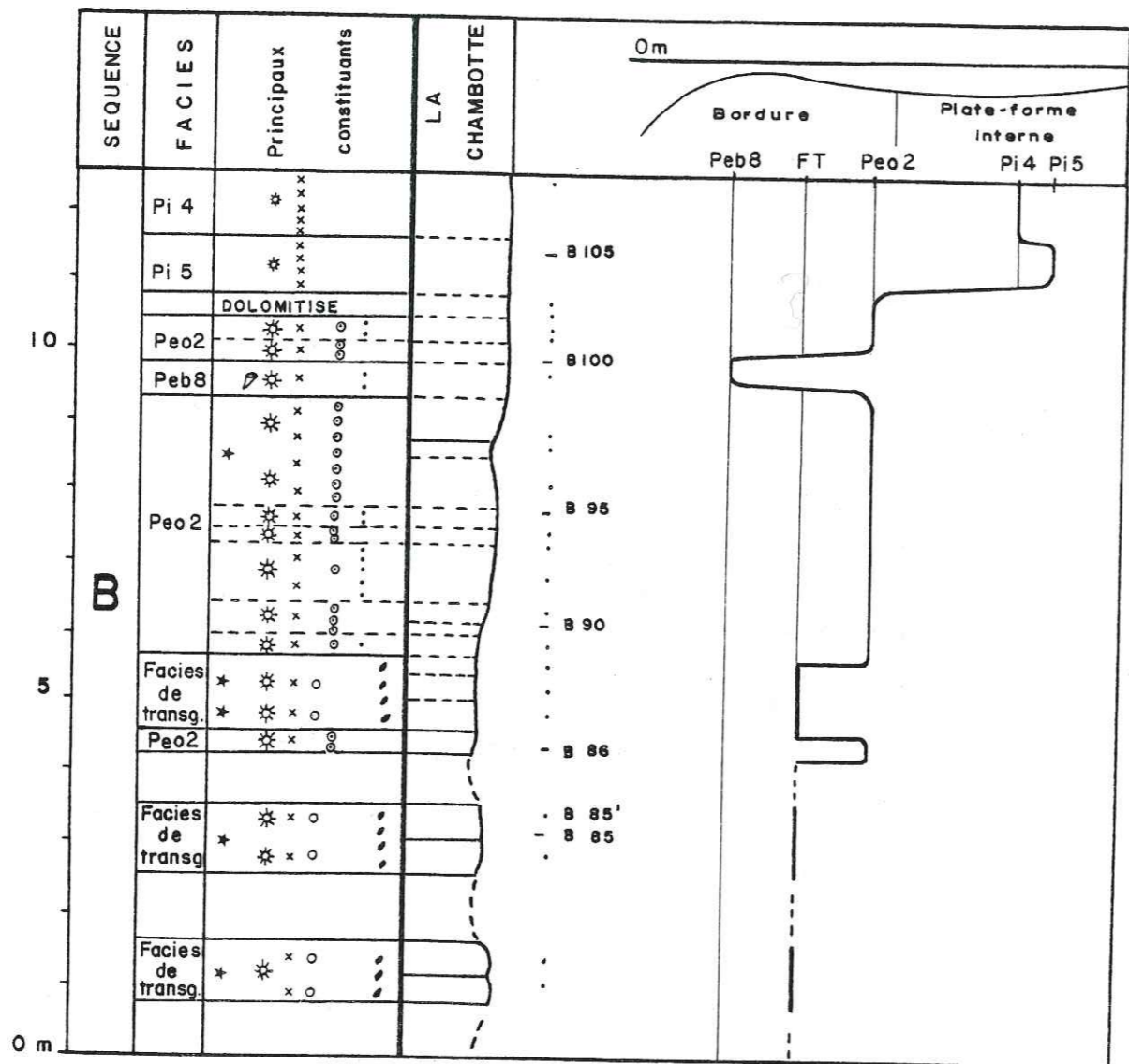


Fig. 22: Coupe partielle de la séquence B dans la coupe de la Chambotte montrant les relations des oobiosparites à bioclastes infralittoraux dominants (Peo2) avec les faciès de transgression (FT), les faciès de bordure (Peb8) et du domaine interne (Pi5).

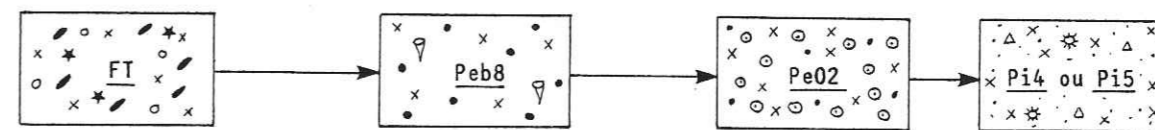
Remarque : Cette oobiosparite à bioclastes infralittoraux dominants (Peo2) est très souvent associée à un faciès à oolites moins nombreuses et à majorité d'éléments arrondis par usure (§ B I.4.2°). Ce faciès a été représenté sur le schéma de cette figure par un figuré différent (très peu d'oolites et éléments arrondis).

Légende des figurés : fig. 15

Type B

Le passage latéral et vertical des faciès de bordure à ceux de la plate-forme interne, présent au-dessus des faciès de transgression accompagnant la discontinuité 1, environ au milieu de la séquence B, se fait de la manière suivante: (fig.22)

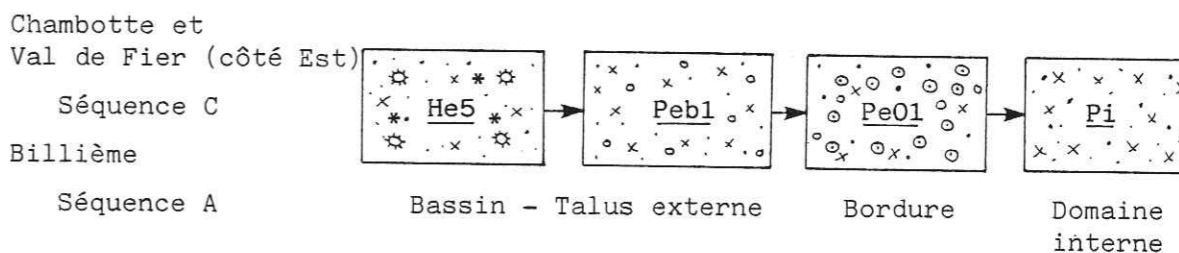
Biomicrorite à biosparite à microfaune circalittorale et infralittorale et débris rubéfiés Biosparite à rudistes et éléments arrondis par usure Oobiosparite à bioclastes infralittoraux dominants Biomicrorite à biosparite à microfaune infralittorale



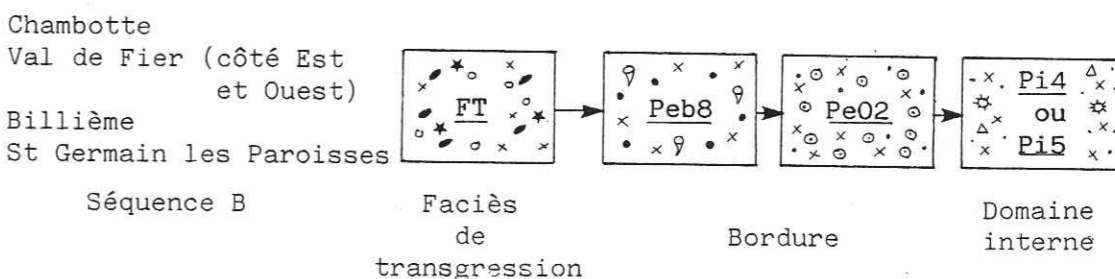
Faciès de transgression Bordure Plate-forme interne

En résumé, deux types de passages latéraux et verticaux sont caractérisés par des faciès riches en oolites.

. Passage latéral montrant des oobiosparites à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux (faciès Peo1)



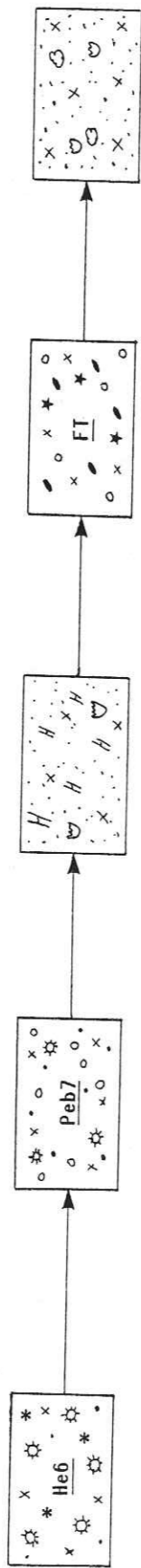
. Passage latéral montrant des oobiosparites à bioclastes infralittoraux dominants (faciès Peo2)



. Deuxième type de passage latéral et vertical, par l'intermédiaire de faciès à faune infralittorale et circalittorale (Peb7)

Ce type de transition, existant à la base de la séquence A à Billième et à la base ou au sommet de la séquence C, à la Chambotte, au Val de Fier (côté Est) et à St Germain les Paroisses, se fait de la manière suivante (fig.23).

Biopelssparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments
 Biomicrosparite à biosparite à faune infralittorale et circalittorale
 Biomicrosparite à dasycladacées et madréporaires parfois
 Biomicrosparite à microfaune infralittorale, dasycladacées, quelques débris de madréporaires et débris rubéfiés
 Biomicrosparite à Bacinella-Lithocodium englobant des débris de madréporaires et microfaune infralittorale



Bassin-falalus

Bordure

Plate-forme interne (côté bordure)

Faciès de transgression

Plate-forme interne

Fig. 23a : Relation du faciès de bordure Peb7 avec le faciès de bassin He6 et les faciès de la plate-forme interne.

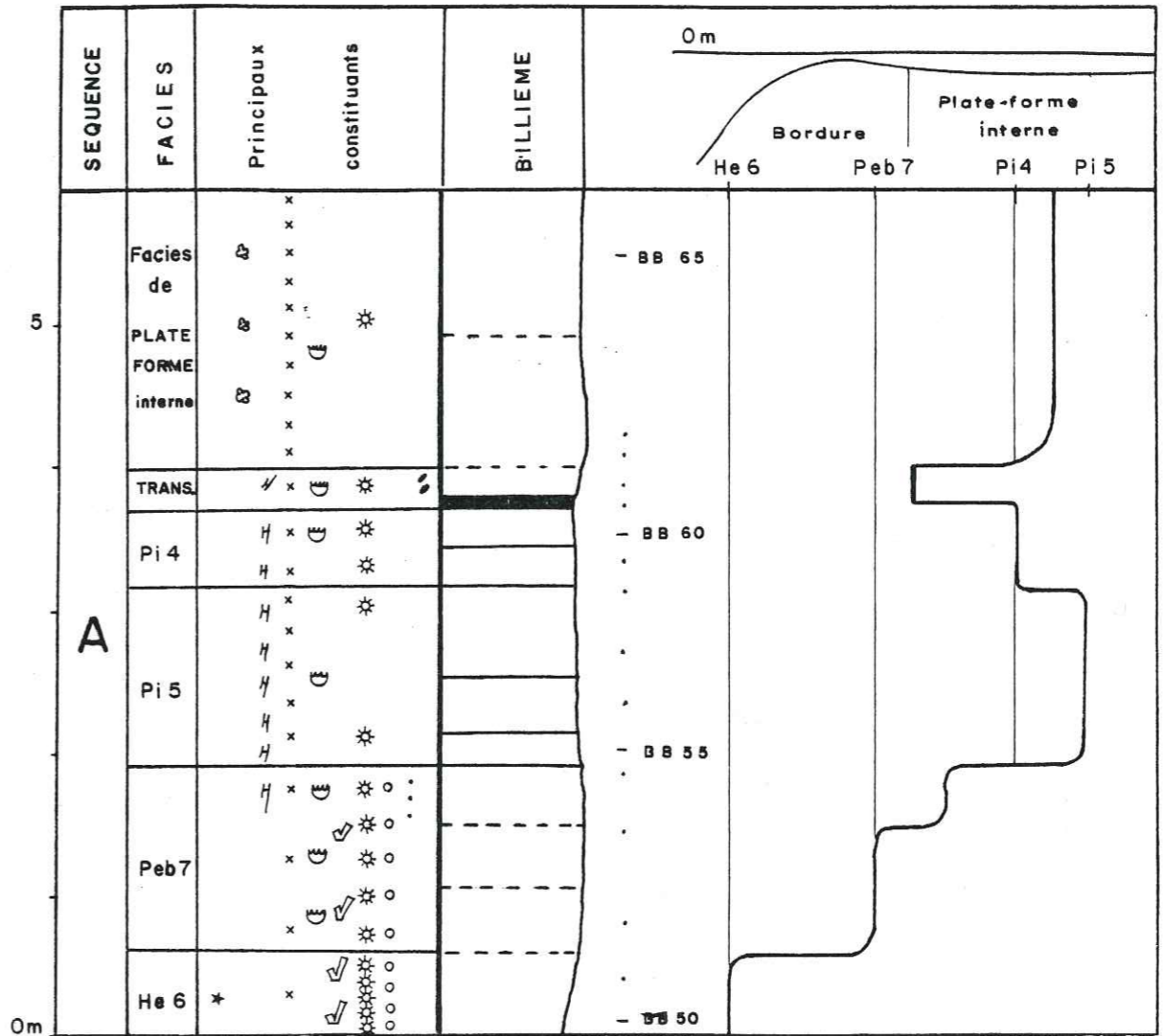


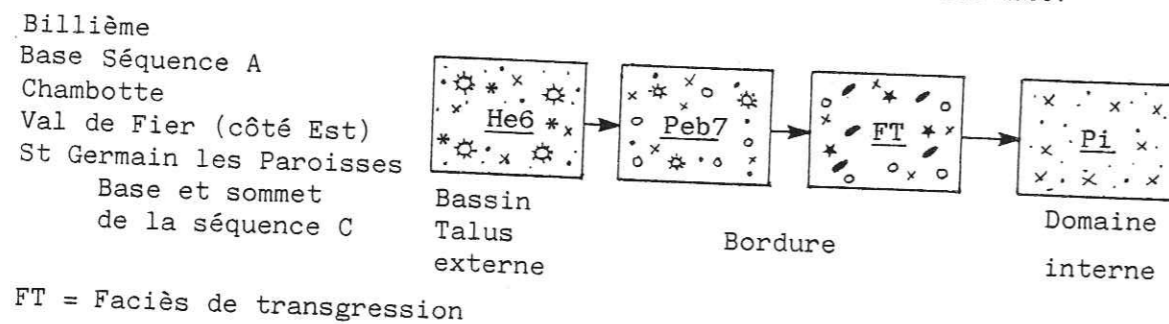
Fig. 23b: Coupe partielle de la séquence A dans la coupe de Billième. Relation des faciès Peb7 (biomicrosparites à biosparites à microfaune infralittorale et circalittorale) avec le faciès de bassin (He6) et les faciès du domaine interne.

Remarque : Le faciès de plate-forme interne (côté bordure) figuré n'a pas été décrit, car sa rareté ne justifiait pas la création d'une classe supplémentaire.

Légende des figurés : fig. 15

Le faciès Eb7 semble en relation avec les "faciès de transgression"; il s'en rapproche d'ailleurs par la présence d'un mélange de faune infralittorale et circalittorale, mais en diffère par une absence de débris rubéfiés et de quartz.

En résumé, on a donc le passage latéral et vertical suivant:



B.1.7- Interprétation des dépôts (fig.35)

1) Passage des faciès de bassin aux faciès de plate-forme externe

De façon générale, le passage des faciès de bassin aux faciès de plate-forme externe (sommet du talus externe, bordure), se fait par une élimination des éléments les plus fins (on passe d'un packstone à un grainstone), une augmentation de la taille des grains et la présence des débris cassés et arrondis par usure.

Les principaux changements biologiques sont l'apparition de cnidaires et rudistes et l'augmentation des représentants de la microfaune et de la microflore infralittorale (gros foraminifères, algues..).

Cette évolution des différents caractères va dans le sens d'une augmentation de l'hydrodynamisme et d'une diminution de la profondeur.

2) La bordure

C'est une zone complexe, charnière entre les domaines externe et interne; le passage latéral et vertical des faciès de talus externe à ceux de la plate-forme interne se fait grossièrement de trois façons différentes (§ B.1.6.2°).

a) Bordure caractérisée par des faciès à rudistes et gros débris de cnidaires (faciès Peb5)

Des faciès de talus (He6) à ceux de la bordure (Peb5), il existe une augmentation de la taille des grains et l'apparition de cnidaires et de rudistes qui atteignent leur maximum au niveau du faciès Peb5.

Cette évolution dénote une augmentation de l'hydrodynamisme allant de pair avec une diminution de la profondeur.

A l'abri de ce faciès grossier Peb5, donc dans un milieu plus calme, se seraient déposés les biomicrites à biomicrosparites à rudistes (faciès Peb6).

b) Bordure caractérisée par des faciès de transition entre le talus externe et la plate-forme interne

Premier type de passage latéral et vertical, par l'intermédiaire de faciès riches en oolites (faciès Pe01 et Pe02)

Ces faciès riches en oolites se retrouvent dans plusieurs coupes au même moment et font toujours suite à des faciès de transgression, du moins pour le faciès Pe02. Il ne s'agirait donc pas simplement d'un faciès de bordure, mais plus probablement d'un faciès qui s'est largement répandu sur les anciennes plate-formes submergées lors d'une élévation relative du niveau de la mer, la richesse en oolites laissant toutefois supposer la proximité de la bordure.

Deuxième type de passage latéral et vertical, par l'intermédiaire de faciès à faune infralittorale et circalittorale (faciès Peb7)

Un passage latéral et vertical, caractérisé par la présence du faciès Peb7, qui correspond à un mélange d'éléments assez externes (débris de cnidaires, de bryozoaires, d'échinodermes encore assez nombreux) et d'éléments internes (gros foraminifères infralittoraux) peut s'expliquer par la vitesse de variation de profondeur du milieu de dépôt: une variation lente de profondeur (diminution par exemple) se traduira par un passage très progressif à des faciès de plus en plus internes; les caractères externes faisant place petit à petit aux caractères internes. Au contraire, une variation assez brusque de la profondeur, (augmentation par exemple), correspondra à un apport soudain d'éléments à caractères externes dans les sédiments plus internes qui se déposaient auparavant; on observera alors un mélange d'éléments assez externes et d'éléments internes non caractéristiques d'un milieu bien défini.

Le passage latéral ou vertical, par l'intermédiaire du faciès Peb7 appartient à ce dernier cas, c'est-à-dire qu'il reflète une variation assez brusque de la profondeur. Cette variation brusque de profondeur expliquerait également l'existence des "faciès de transgression" avec lesquels le faciès Peb7 montre des points communs. Toutefois, les "faciès de transgression", par la présence de galets remaniés, de débris rubéfiés et de quartz, indiquent probablement des remaniements assez importants qui s'ajoutent à la simple idée de variation de la profondeur.

3) Passage des faciès de bordure aux faciès de plate-forme interne

Ce passage est caractérisé essentiellement par les faits suivants:

- augmentation de la microfaune infralittorale, en nombre et en espèces,
- diminution du pourcentage des échinodermes, bryozoaires, lenticules..,
- passage de faciès sparitiques (faciès lessivés sur la bordure) à des faciès pouvant être sparitiques mais également micritiques, c'est-à-dire de milieu de sédimentation plus calme, mieux protégé puisque les particules fines sont à nouveau conservées au sein du sédiment.

B.1.8- Conclusion (fig.34-35)

Les faciès de plate-forme externe se présentent sous forme de bancs décimétriques à métriques, constituant souvent un ensemble plus massif que les faciès de bassin. La cassure de la roche est roussâtre, ou beige très clair pour les faciès de bordure à rudistes et gros débris de cnidaires. Des éléments grossiers (cnidaires, rudistes, gros éléments roulés..) sont assez souvent visibles sur la roche, soit altérée, soit cassée. Les deux structures essentielles, observables en surface polie, sont des structures confuses à forte ou faible hétérométrie des constituants (type 9) ou des éléments à forte isotropie (type 10) (§ I.A.2.2.1°).

La plate-forme externe, zone charnière entre le bassin et la plate-forme interne, présente des faciès à débris d'origine diverse (fig. 24)

- circalittorale (bryozoaires, échinodermes...);
- infralittorale (apparition de cnidaires, rudistes, foraminifères, algues dasycladales);

L'évolution des faciès, du bassin à la plate-forme externe, se fait par:

- une élimination des éléments les plus fins;
- une augmentation de la taille moyenne des grains;
- une usure croissante des éléments.

L'évolution des faciès de la plate-forme externe à la plate-forme interne, se traduit par:

- un enrichissement en microfaune et microflore infralittorale (foraminifères: grosses miliolidés, trocholines.., algues dasycladales);
- une diminution de la fréquence des échinodermes, bryozoaires, lenticulines.

La granulométrie et les peuplements montrent que l'ensemble de la plate-forme externe est caractérisée par des milieux ouverts, soumis à un hydrodynamisme dont l'importance s'accroît à mesure que l'on se rapproche des faciès de bordure.

B.2 Ensemble de plate-forme interne (faciès internes)

Cet ensemble est caractérisé par trois caractères.

- Une microfaune infralittorale plus riche en nombre d'individus et en espèces que celle du domaine circalittoral.
- Une tendance au confinement (salinité devenant anormale) dans les parties les plus internes du domaine interne de la plate-forme; on constate alors une microfaune, souvent de petite taille, pouvant être aussi riche en individus que les faciès de milieu non confiné, mais très appauvrie en espèces.

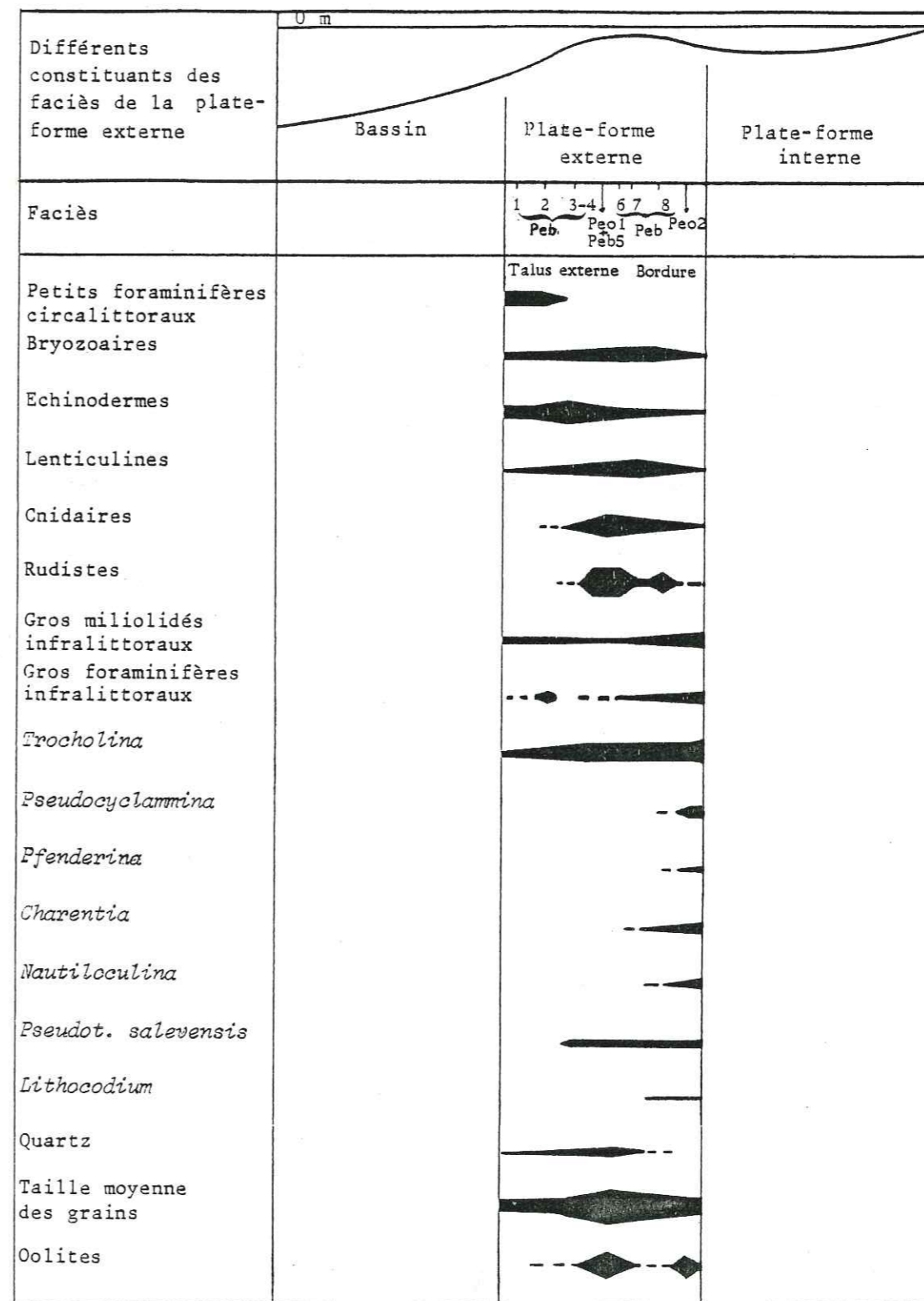


Fig. 24: Répartition statistique des principaux constituants de la plate-forme externe.

- Une disparition progressive, vers l'intérieur de la plate-forme, des organismes connus dans la partie externe, organismes qui peuvent encore parfois s'observer dans les faciès internes très proches de la bordure (par exemple, diminution du nombre des débris d'échinodermes entre la bordure et le domaine interne).

Parmi les éléments typiques de la partie externe, les fragments d'échinodermes sont les plus nombreux et les plus déterminables; c'est pourquoi leur présence, ou leur absence dans les sédiments permet de séparer cet ensemble de plate-forme interne en deux sous-ensembles: un sous-ensemble de plate-forme interne avec encore des débris d'échinodermes et un sous-ensemble de plate-forme interne sans débris d'échinodermes (fig. 35).

B.2.1- Sous ensemble de la plate-forme interne avec encore des débris d'échinodermes: les faciès Pi1 à Pi5

1) Les biomicrosparites à biosparites à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux: lame mince type B 184, faciès Pi1. Pl. 2 et fig.35

Sédiment correspondant: sable vaseux et sable à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux; texture: packstone à grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique*

Ce faciès se rencontre dans la séquence C des coupes:

- de la Chambotte essentiellement ($\frac{8 \text{ LM}}{187}$, 4,3 %);
- du Val de Fier (côté Est) ($\frac{1 \text{ LM}}{116}$, 0,9 %);
- de Saint Germain les Paroisses ($\frac{1 \text{ LM}}{59}$, 1,7 %) (§ I.A.3.3)

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques et surtout métriques, à patine grise et de couleur beige rosée avec des gravelles brun-roux en cassure.

En surface polie

La structure est confuse à faible hétérométrie des constituants (type 9B) ou laminaire ondulée, soit irrégulièrement et horizontale (type 2B), soit floue et horizontale (type 2C) (§ I.A.2.2.1°).

b) *Aspect microscopique*

Cette biomicrosparite à biosparite est constituée de 15 à 30 % de bioclastes et 25 à 50 % de débris micritisés. La taille moyenne des grains est comprise entre 0,26 et 0,38 mm.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux *Pseudocyclamina* parfois assez nombreuses, *Pseudotextulariella salevensis*, *Trocholina* (de 4 à 18 par lame mince), *Nautiloculina* fréquentes *Charentia*, miliolidés (petits et grands avec une prédominance de ceux de petite taille), *Pfenderina neocomiensis* assez rare,

- des foraminifères circalittoraux: quelques lenticulines;

- des métazoaires: échinodermes (3 à 7 %) et encore quelques débris de bryozoaires,
- des algues mal conservées.

Les débris micritisés, moyennement usés, montrent une fraction fine et une fraction plus grossière, en proportion assez semblable.

2) Les biomicrosparites à petits débris: lame mince type B124 faciès Pi2 Pl. 2 et fig.35

Sédiment correspondant: sable vaseux à petits débris; texture: packstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique*

Ce faciès se rencontre dans la séquence A et surtout dans la séquence B des coupes:

- de la Chambotte, essentiellement ($\frac{8 \text{ LM}}{187}$, 4,3 %);
- du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{2 \text{ LM}}{84}$, 2,4 %) (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques à métriques à l'intérieur desquels existent des joints plus ou moins onduleux. L'altération de la roche est grise, et sa cassure beige-brune.

En surface polie

La structure est confuse nuageuse (type 9C) ou à très forte isotropie (type 10) (§ I.A.2.2.1°)

b) *Aspect microscopique*

Ce faciès correspond à une biomicrosparite composée de 10 à 25 % de bioclastes et 20 à 30 % de débris micritisés. La taille moyenne des grains varie de 0,20 à 0,22 mm. Ce faciès comporte principalement une fraction fine dont la taille moyenne des éléments, bien classés, est comprise entre 0,10 et 0,20 mm; quelques plus gros éléments existent aussi, de nature essentiellement bioclastique (1 à 3% du volume total).

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: *Pseudocyclamina* assez fréquentes, *Trocholina* (inférieure ou égale à 12 par lame mince), miliolidés essentiellement de petite taille, *Pfenderina neocomiensis* (parfois),
- des foraminifères circalittoraux: lenticulines assez fréquentes,
- des métazoaires: échinodermes (inférieur ou égal à 5%),
- des algues dont *Cayeuxia* et *Vermiporella tenuipora*.

Les débris micritisés, représentent une grande partie de la fraction fine.

Ce faciès diffère du précédent (Pi1) essentiellement par une taille moyenne des grains plus fine, et présente donc moins de gros foraminifères infralittoraux.

3) Les biosparites grossières à gros foraminifères (essentiellement Pseudocyclammina et Trocholina: lame mince type BG 62, faciès Pi3. Pl.2 et fig.35

Sédiment correspondant: sable grossier à gros foraminifères; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre dans la séquence A, et surtout dans la séquence C des coupes :

- de St Germain les Paroisses ($\frac{8 \text{ LM}}{59}$, 14 %);

- de Billième ($\frac{2 \text{ LM}}{124}$, 1,6 %);

et accessoirement dans la séquence B

- au Revard ($\frac{2 \text{ LM}}{237}$, 0,8 %) (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques à métriques, massifs. Ce faciès se distingue bien par sa cassure beige à blanche, sa patine blanchâtre et surtout son aspect très grossier.

En surface polie

La structure est confuse à forte hétérométrie des constituants (type 9A) ou laminaire plane horizontale à très forte hétérométrie verticale (type 1B) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biosparite à éléments très grossiers constitués de 20 à 40 % de bioclastes et de 15 à 30 % de débris micritisés. La taille moyenne des grains varie essentiellement de 0,43 à 0,55 mm, mais peut atteindre parfois 1 mm.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: miliolidés, pseudocyclammines parfois très nombreuses trocholines souvent très recristallisées (généralement moins de 25 par lame mince, mais pouvant atteindre exceptionnellement la quarantaine), *Pfenderina neocomiensis* (inférieure ou égale à 6 par lame mince),

- des métazoaires: échinodermes (≤ 3 %) et parfois quelques débris de cnidaires,

- des algues dont *Cayeuxia* et *Bacinella irregularis*, parfois perforée par un lithodome.


Les débris micritisés présentent un mélange d'une fraction fine et d'une fraction grossière.

Particularité de ce faciès

Le caractère fondamental de ce faciès est l'importance de la fraction grossière constituée d'une microfaune de grande taille et de gros débris micritisés. Il existe toutefois une fraction plus fine, disposée, soit dans les interstices de ce sable grossier, soit en petits lits. Les débris de la fraction fine, arrondis par usure, peuvent se rapprocher de ceux des faciès Peb8 et Pe02 vus précédemment.

Ce type de faciès présente parfois une forte porosité due à l'existence de cavités intergranulaires vides, aussi bien en lame mince qu'en surface polie, la cimentation sous-marine étant précoce et incomplète et la cimentation tardive incomplète. Ce faciès constitue un très bon faciès réservoir pour le pétrole.

cimentation sous-marine précoce ——— trou



4) Les biomicrosites à biosparites à nombreuses trocholines: lames minces types B 125 et B 106, faciès Pi4. Pl.2 et fig.35

Sédiment correspondant: vase sableuse, sable vaseux ou sable à nombreuses trocholines; texture: wackestone, packstone à grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre dans les coupes:

- de la Chambotte essentiellement ($\frac{8 \text{ LM}}{187}$, 4,3 % pour les biomicrosites et $\frac{15 \text{ LM}}{187}$, 8 %

pour les biosparites, au total $\frac{23 \text{ LM}}{187}$, 12,3 %);

- de Billième ($\frac{2 \text{ LM}}{124}$, 1,6 % pour les biomicrosites, $\frac{3 \text{ LM}}{124}$, 2,4 % pour les biosparites, au total $\frac{5 \text{ LM}}{124}$, 4 %);

- du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{1 \text{ LM}}{84}$, 1,2 % pour les biomicrosites, de même que pour les biosparites, au total $\frac{2 \text{ LM}}{84}$, 2,4 %);

- du Val de Fier (côté Est) ($\frac{2 \text{ LM}}{116}$, 1,7 % pour les biosparites);

- du Revard ($\frac{1 \text{ LM}}{237}$, 0,4 % pour les biosparites) (§ I.A.3.3).

Ce faciès s'observe dans toutes les séquences (sauf dans la séquence D). Les biomicrosites dominent dans la séquence B, les biosparites dans la séquence C (tout au moins à la Chambotte où ce faciès est plus fréquent que dans les autres coupes).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques à métriques, formant une barre calcaire. La roche, grise, montre une cassure beige à brune.

En surface polie

La structure est confuse nuageuse (type 9C) pour les biomicrosites, et confuse à faible hétérométrie des constituants (type 9B) pour les biosparites. Les éléments sont souvent visibles à l'oeil nu. (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biomicrosite ou biosparite constituée de 10 à 45% de bioclastes et de 15 à 40% de débris micritisés. La taille moyenne des grains varie de 0,30 à 0,43 mm.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: *Nautiloculina*, *Pseudocyclammina* et *Pfenderina neocomiensis* souvent fréquentes, *Pseudotextulariella* assez fréquentes, *Trocholina* très nombreuses (de 15 à 46 par lame mince), miliolidés (petits et gros) parfois assez nombreux;
- des foraminifères infralittoraux: parfois quelques lenticulines,
- des métazoaires: bivalves surtout et parfois quelques gastéropodes et débris de brachiopodes. Des échinodermes (inférieur ou égal à 5%),
- des algues assez mal conservées dont *Cayeuxia*.

Les débris micritisés, moyennement usés sont en général de taille plus importante que dans le faciès précédent.

5) *Les biomicrites à biosparites à microfaune abondante et diversifiée: lames minces types B 22 et B 9, faciès Pi5 Fig. 35 et Pl. 2*

Sédiment correspondant: vase sableuse, sable vaseux et sable à microfaune abondante et diversifiée; texture: mudstone à grainstone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique*

Ce faciès absent de la séquence D, est présent dans toutes les autres séquences, principalement dans les deux premières (Séq. A et B), avec une prédominance dans la première (séq. A). Sa répartition suivant les coupes est la suivante:

- La Chambotte ($\frac{14 \text{ LM}}{187}$, 7,5 % pour les biomicrites et biosparites; au total $\frac{28 \text{ LM}}{187}$, 15 %);
- Billième ($\frac{5 \text{ LM}}{124}$, 4 % pour les biomicrites, $\frac{6 \text{ LM}}{124}$, 4,8 % pour les biosparites; au total $\frac{11 \text{ LM}}{124}$, 8,9 %);
- Le Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{1 \text{ LM}}{84}$, 1,2 % pour les biomicrites ainsi que les biosparites; au total $\frac{2 \text{ LM}}{84}$, 2,4 %);
- Le Val de Fier (côté Est) ($\frac{1 \text{ LM}}{116}$, à 0,9 % pour les biosparites);
- le Revard ($\frac{3 \text{ LM}}{237}$, 1,3 % pour les biomicrites, $\frac{4 \text{ LM}}{237}$, 1,7 % pour les biosparites; au total $\frac{7 \text{ LM}}{237}$, 3 %);
- St Germain les Paroisses ($\frac{5 \text{ LM}}{59}$, 8,5 % pour les biosparites) (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Ce faciès s'observe dans des bancs décimétriques à métriques. La roche, grise en altération, montre une cassure beige.

En surface polie

Le sédiment présente essentiellement une structure confuse nuageuse (type 9 C) pour les biomicrites et une structure confuse à forte ou faible hétérométrie des constituants pour les biosparites.

b) *Aspect microscopique*

Cette biomicrite ou biosparite est constituée de 10 à 50 % de bioclastes et de 10 à 40 % de débris micritisés moyennement usés. La taille moyenne des grains varie de 0,34 à 0,46 mm (Tm calculée pour les biosparites seulement).

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: *Trocholina* (≤ 15 par lame mince), miliolidés assez nombreux et le plus souvent de grande taille, quelques *Pseudocyclammina*, *Pfenderina neocomiensis*, *Nautiloculina* et, parfois, *Pseudotextulariella*;
- de rares foraminifères circalittoraux: échinodermes (inférieur ou égal à 3 %) et quelques rares lenticulines;
- la microfaune est de taille moyenne, légèrement plus petite que dans les faciès précédents;
- des métazoaires: principalement des échinodermes (inférieur ou égal à 3 %) moins nombreux que dans les faciès précédents, mais montrant très souvent une auréole de micritisation;
- des algues dont des Dasycladacées, des *Cayeuxia* et *Bacinella irregularis*.

Ce faciès diffère des précédents par une plus faible proportion d'échinodermes, une microfaune très diversifiée, mais cependant de taille légèrement plus petite.

B.2.2- *Sous-ensemble de plate-forme interne sans débris d'échinoderme: faciès Pi6 à Pi8*

1) *Les biomicrites à foraminifères et algues: lame mince type B 51, faciès Pi6 Fig. 35 et Pl. 2*

Sédiment correspondant: vase à vase sableuse à foraminifères et algues; texture: mudstone à wackestone.

a) *Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique*

Ce faciès se rencontre dans les séquence A des coupes:

- de la Chambotte ($\frac{11 \text{ LM}}{187}$, 5,9 %);
- de Billième ($\frac{8 \text{ LM}}{124}$, 6,5 %);
- du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{1 \text{ LM}}{84}$, 1,2 %);
- du Val de Fier (côté Est) ($\frac{1 \text{ LM}}{116}$, 0,9 %);
- du Revard ($\frac{4 \text{ LM}}{237}$, 1,7 %) (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques, parfois métriques. La roche, grise en altération, montre une cassure beige.

En surface polie

La structure est confuse nuageuse (type 9C) ou à très forte isotropie (type 10) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biomicrite, composée de 15 à 50 % de bioclastes et de 5 à 20 % de débris micritisés.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: miliolidés assez nombreux, trocholines (dont le nombre est inférieur ou égal à 7 par lame mince, mais qui peut parfois atteindre la vingtaine), parfois quelques *Pseudotextulariella courtionensis*,
- des algues assez nombreuses (*Dasycladacées*, *Cayeuxia*).

La microfaune est formée d'individus de taille inférieure à celle des peuplements des faciès de plate-forme interne précédemment décrits, correspondant à des milieux situés plus près de la bordure.

Les espèces circalittorales ont totalement disparu.

2) Les biomicrosparites à biosparites à oncolites et petits éléments: lame mince type BF 2, faciès Pi7 Fig. 35 et Pl. 2

Sédiment correspondant: sable vaseux à sable à oncolites et petits éléments; texture: packstone à grainstone principalement.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre dans les séquences A et B, avec une prédominance dans la séquence A, dans les coupes:

- du Val de Fier (côté Est) essentiellement ($\frac{24 \text{ dont } 17 \text{ LM}}{116}$, 21 %);
- de Billième ($\frac{10 \text{ dont } 7 \text{ LM}}{124}$, 8,1 %);
- de St Germain les Paroisses ($\frac{5 \text{ dont } 3 \text{ LM}}{59}$, 8,5 %)
- du Revard ($\frac{1 \text{ LM}}{237}$, 0,4 %).

Sur le terrain

Ce faciès s'observe dans des bancs décimétriques, parfois métriques. La roche, grise en altération, montre une cassure beige.

En surface polie

Le sédiment présente une structure confuse à forte ou faible hétérométrie des constituants (type 9 A ou 9 B), les plus gros éléments étant les oncolites (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Cette biosparite comprend 15 à 40 % de bioclastes et 20 à 55 % de débris micritisés. La taille moyenne des grains varie de 0,26 à 0,43 mm; celle des petits éléments constituant la fraction fine du sédiment est d'environ 0,18 mm.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: miliolidés assez nombreux, trocholines surtout (un nombre le plus souvent inférieur ou égal à 10 par lame mince), *Belorussiella*, *Pyrgo*, parfois quelques *Pfenderina neocomiensis*,
- des métazoaires: bivalves, gastéropodes et parfois quelques rares débris d'échinodermes, mal conservés, micritisés sur leur pourtour;
- des oncolites parfois assez nombreux et souvent micritisés.

La microfaune, constituée par des formes de petite taille, est moins variée que dans les faciès de plate-forme interne précédemment décrits.

Les débris micritisés sont petits et usés.

3) Les biosparites à biomicrosparites à gros oncoïdes: lame mince type BF 25, faciès Pi8 Fig. 35 et Pl. 2

Sédiment correspondant: sable à sable vaseux à gros oncoïdes; texture: grainstone à packstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre dans les séquences A et B des coupes :

- du Val de Fier (côté Est) essentiellement ($\frac{6 \text{ LM}}{116}$, 5,2 %);
- du Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{1 \text{ LM}}{84}$, 1,2 %)
- de la Chambotte ($\frac{2 \text{ LM}}{187}$, 1,1 %);
- de St Germain les Paroisses ($\frac{1 \text{ LM}}{59}$, 1,7 %)

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques. La roche, grise en altération, montre une cassure beige clair.

En surface polie

La structure est "oeillée" (vacuolaire) (type 8) (§ I.A.2.2.1°). Les nombreux gros oncolites, subsphériques, blanchâtres, bien visibles, peuvent mesurer jusqu'à 0,5 cm de diamètre.

b) Aspect microscopique

Ce faciès correspond à une biosparite essentiellement constituée de 10 à 30% de bioclastes et de 25 à 60 % de débris micritisés.

Les bioclastes correspondent à:

- des foraminifères infralittoraux: trocholines (généralement inférieur ou égal

à 5, mais pouvant atteindre le nombre de 10 par lame mince), *Belorussiella*, quelques miliolidés,

- des métazoaires: quelques gastéropodes et bivalves.

Les *oncoïdes*, souvent très micritisés, mesurent de 1 à 8 mm de longueur et constituent une grande partie de la roche.

Les débris micritisés sont le plus souvent de grande taille. Il existe toutefois quelques petits débris.

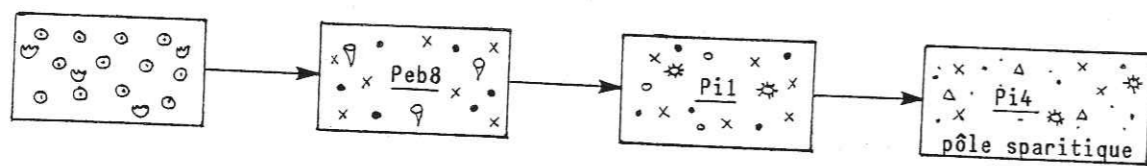
Ce faciès diffère du précédent par une taille des constituants beaucoup plus élevée et une microfaune encore plus pauvre.

B.2.3- Agencement des différents faciès de la plate-forme interne

1) Passage des faciès de plate-forme externe à ceux de la plate-forme interne

Ce problème a déjà été étudié dans le paragraphe précédent (§B.I). On peut toutefois noter l'agencement suivant (Fig. 25) :

Biosparite à oolites et cnidaires Biosparite à rudistes et éléments arrondis par usure Biomicrosparite à biosparite à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux Biosparite à nombreuses trocholines

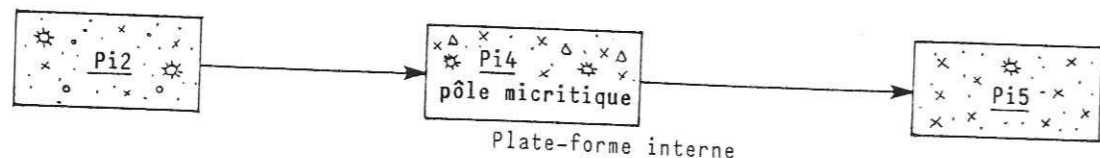


Disparition des oolites, cnidaires, rudistes
Apparition de foraminifères plus nombreux et plus diversifiés

2) La plate-forme interne

Les faciès Pi2, Pi4 et Pi5 (fig. 26) s'agencent de la manière suivante:

Biomicrosparite à petits débris Biomicrorite à nombreuses trocholines Biomicrorite à biosparite à microfaune abondante et diversifiée



Plus grande diversité des espèces
Diminution de la teneur en échinodermes

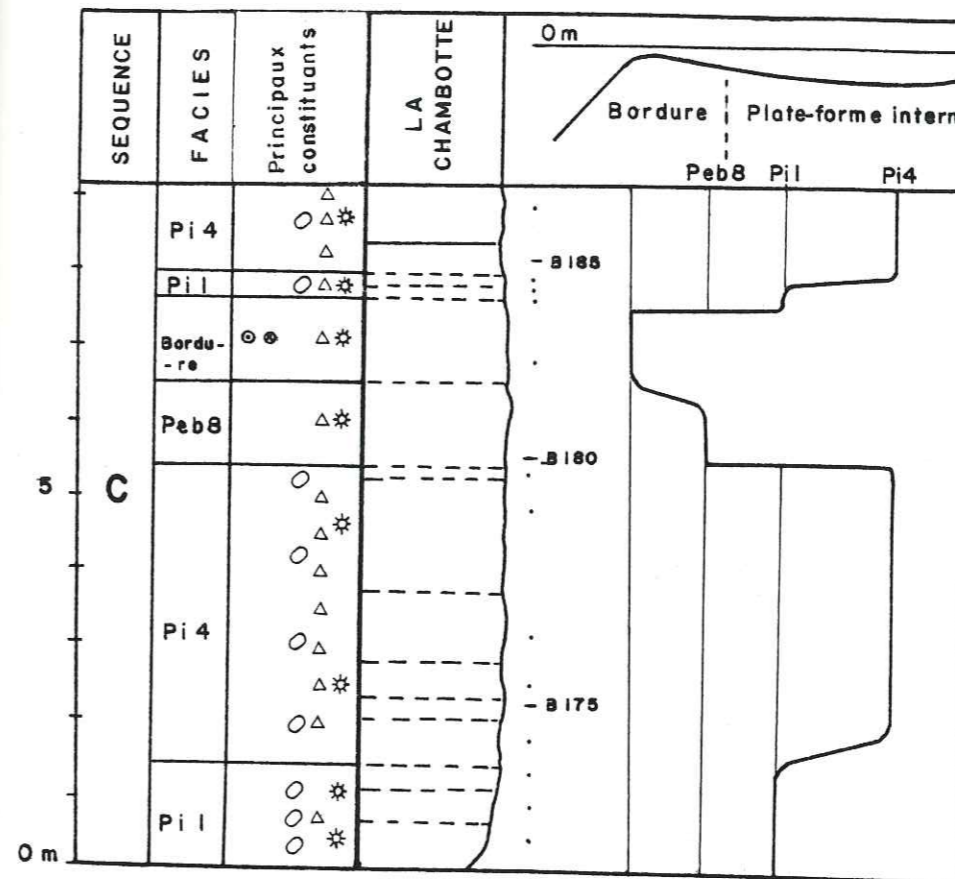


Fig. 25 : Coupe partielle de la Chambotte (séquence C) Relation des faciès de bordure avec ceux de la plate-forme interne (faciès PiI et Pi4).

Légende des figurés : fig.15

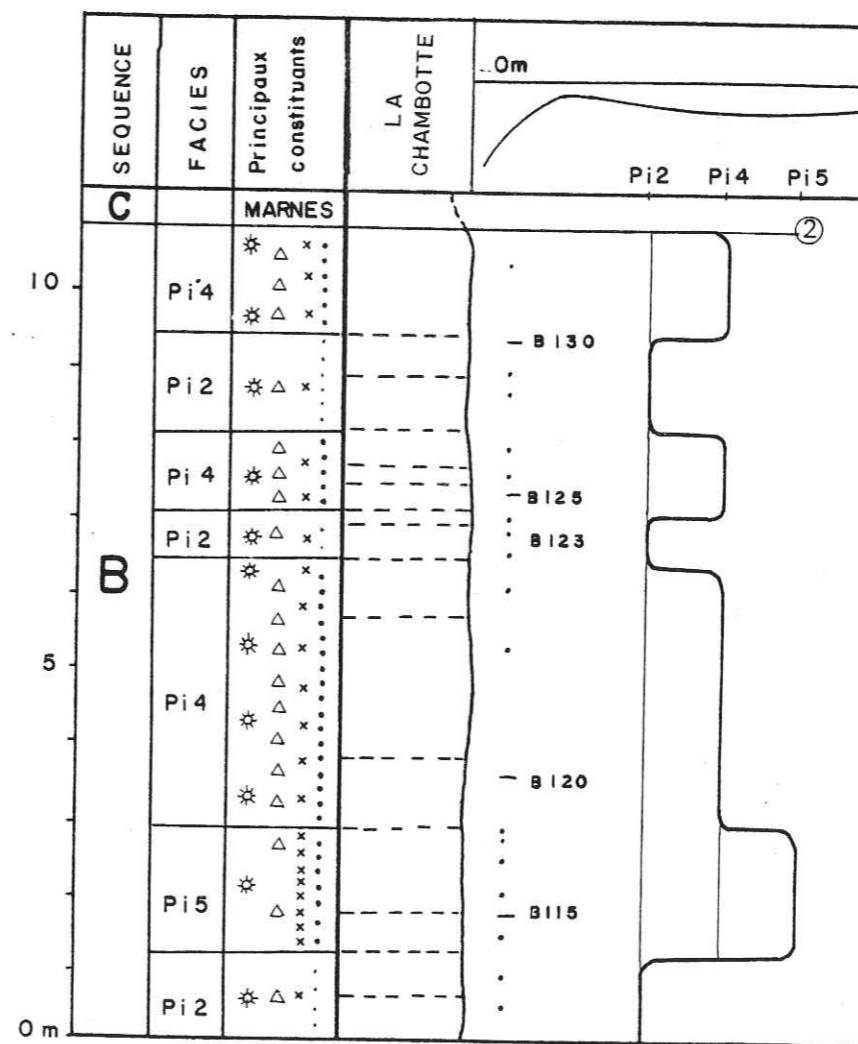
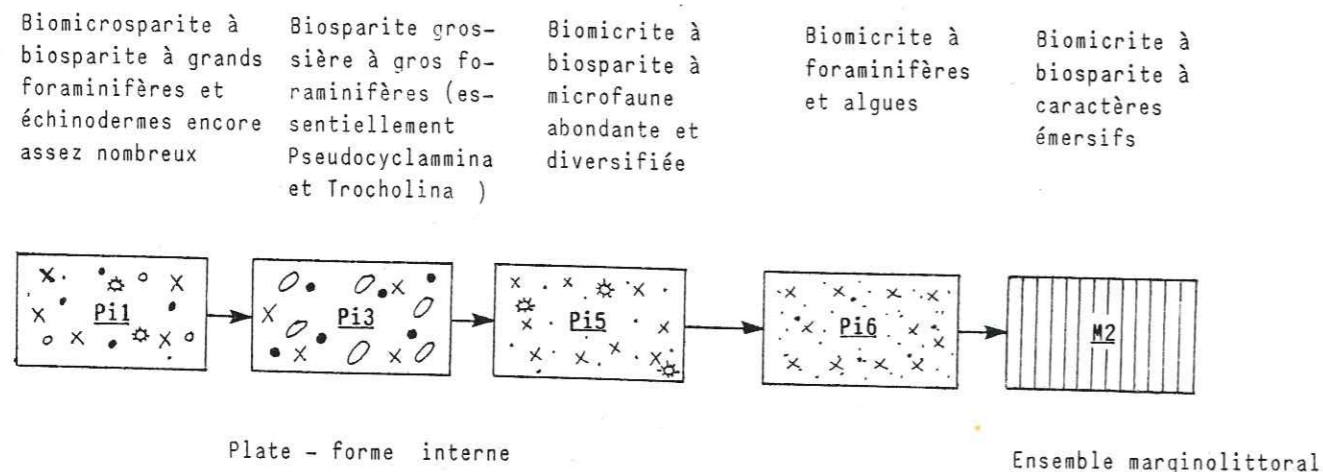


Fig. 26 : Coupe partielle de la Chambotte (séquence C). Relation existant entre les faciès Pi2, Pi4, et Pi5 de la plate-forme interne.

Légende des figurés : fig. 15

3) Passage des faciès de la plate-forme interne à ceux de l'ensemble marginolittoral

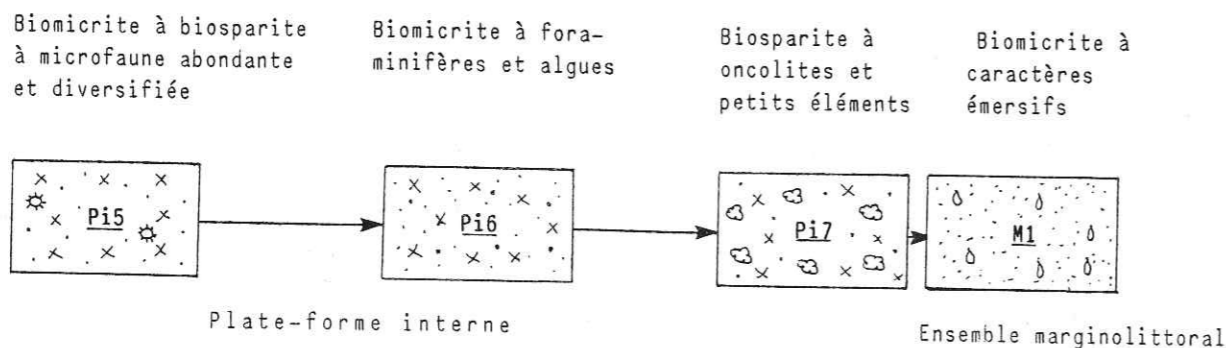
Les faciès Pi1, Pi3, Pi5, Pi6 et M2 s'agencent de la manière suivante (fig. 27)



Diminution et disparition des échinodermes

Diversification de la microfaune, puis disparition de cette microfaune en même temps que l'apparition des caractères émeratifs en M1

Les faciès Pi5, Pi6, Pi7 et M1 s'agencent de la manière suivante (fig. 28)



Réduction du nombre d'individus et d'espèces, importance des algues,

Disparition des échinodermes entre Pi5 et Pi6
Preuve d'émeration en M1

Le faciès Pi7 est associé aux faciès très internes, montrant des indices d'émeration, dont des micrites à "terriers ouverts" remplis secondairement par la biosparite sus-jacente.

Le faciès Pi8 (biosparite à biomicrosparite à gros oncoïdes) quand il existe, est associé au faciès Pi7 (biosparites à oncolites et petits éléments).

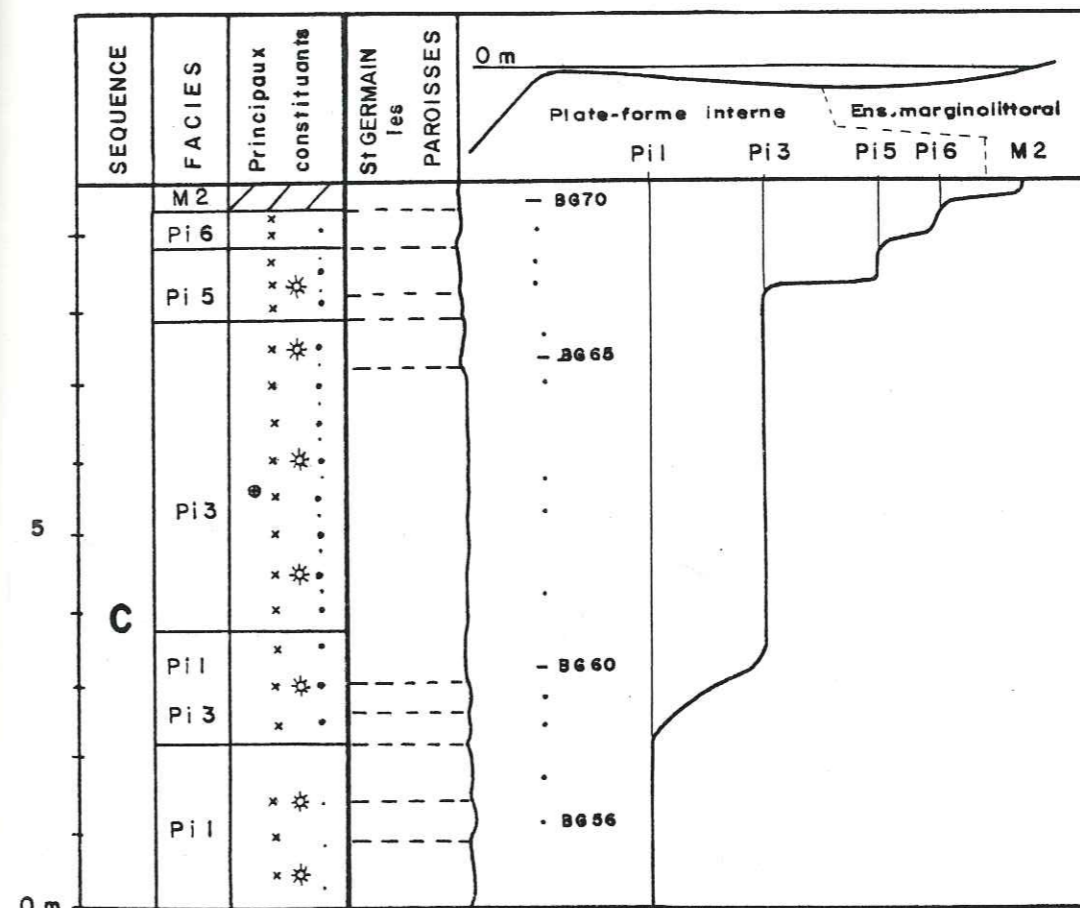


Fig. 27: Coupe partielle de la séquence C à St Germain les Paroisses. Relation des faciès de la plate-forme interne (Pi1, Pi3, Pi5, Pi6) entre eux et avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M2).

Légende des figurés : fig. 15

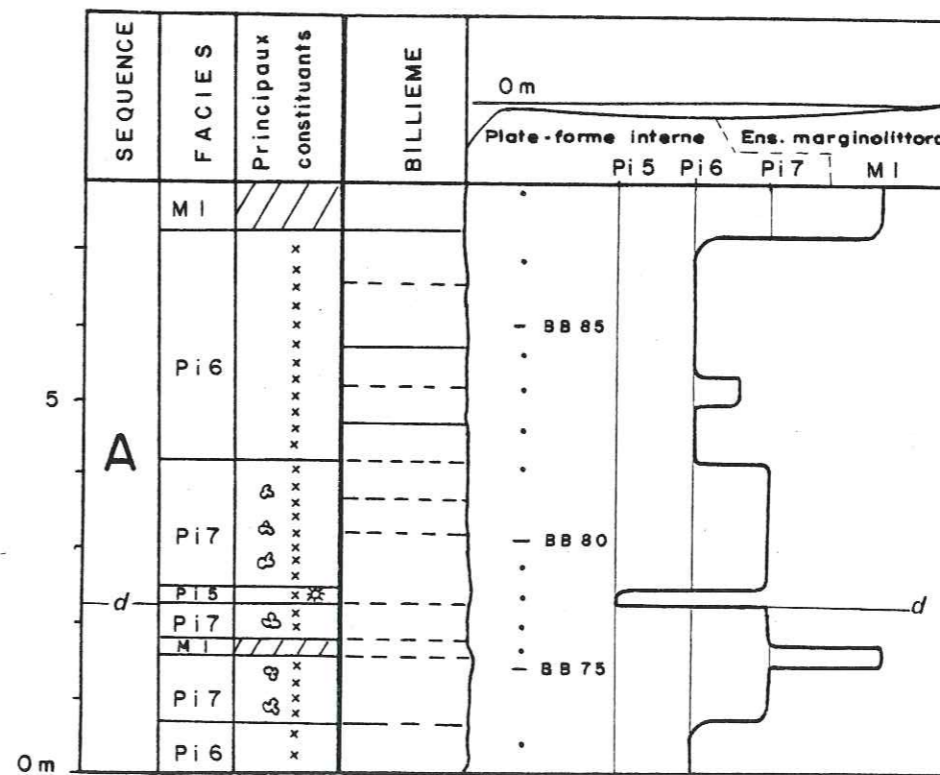
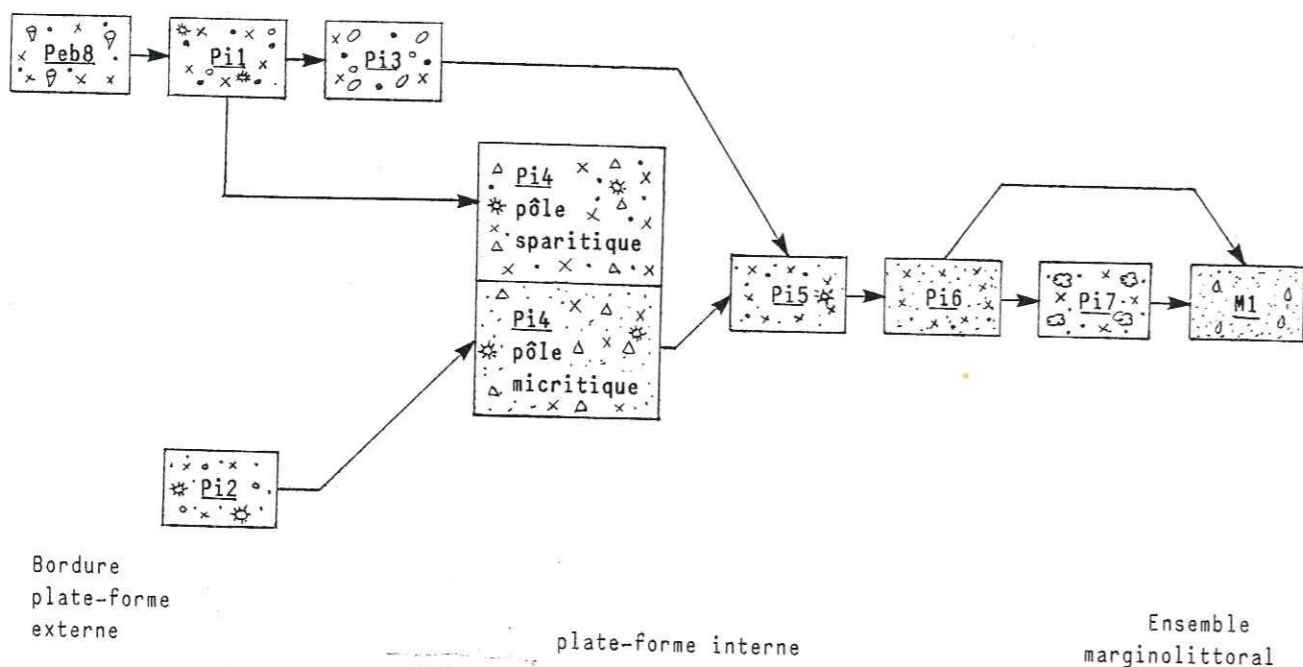


Fig. 28: Coupe partielle de la séquence A à Billième. Relation des faciès de la plate-forme interne entre eux (Pi5, Pi6, Pi7) et avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M1).

Légende des figurés : Fig. 15

4) Conclusion

Ces divers arguments partiels observés dans différentes séquences, permettent de reconstituer l'agencement général suivant pour les faciès internes:



B.2.4- Interprétation des dépôts (fig. 34-35)

Le passage de faciès proches de la bordure à des faciès se rapprochant de plus en plus de l'ensemble marginolittoral, c'est-à-dire de plus en plus internes, est marquée par cinq caractères dans une séquence de comblement.

- La diminution de la proportion d'échinodermes qui va jusqu'à leur disparition à partir du faciès Pi6.
- La disparition des cnidaires, rudistes, bryozoaires.
- Une prédominance des biomicrites sur la plate-forme interne alors que ce sont les biosparites qui dominent sur la bordure.
- Une diminution de la taille moyenne des grains.
- L'augmentation du nombre d'individus et espèces de foraminifères infralittoraux: les foraminifères de grande taille tels que *Pseudocyclamina*, grosses trocholines.. étant statistiquement plus représentés dans des faciès internes assez proches de la bordure, et les foraminifères de petite taille et moins diversifiés (petits miliolids, *Pyrgo*, *Belorussiella*) dans des faciès tels que Pi7, proches de l'ensemble marginolittoral.

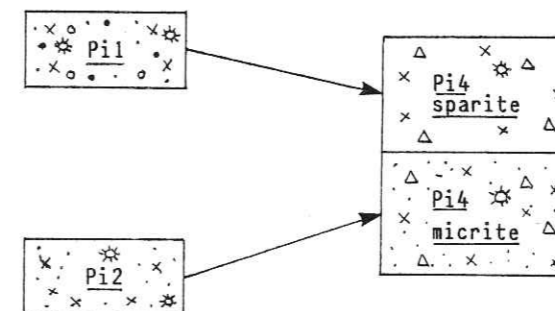
Du point de vue des peuplements, la diminution et disparition des organismes circalittoraux au profit d'une prolifération de foraminifères infralittoraux et d'algues, pourraient éventuellement s'expliquer par une diminution de la profondeur et donc une augmentation de l'éclairement. Ce dernier est un des facteurs les plus importants puisqu'il détermine l'étagement des espèces dans les mers actuelles. "C'est à lui qu'il faut probablement attribuer le remplacement complet des espèces entre la base du talus externe et la plate-forme, les espèces du talus appartenant à l'étage circalittoral et celle de la plate-forme à l'étage infralittoral" A. ARNAUD-VANNEAU, 1980.

La luminosité a certainement limité au domaine circalittoral le développement de certaines familles (Nodosariidae), tandis que certains genres, qui appartiennent au domaine infralittoral (*Nautiloculina*, *Trocholina*, *Pseudocyclamina*, etc..), sont totalement inconnus dans des sédiments circalittoraux, à l'exception de ceux qui y ont été transportés.

Dans ce contexte, la diminution de la diversité des espèces lorsque l'on se rapproche de l'ensemble marginolittoral traduirait peut-être un confinement croissant (essentiellement salinité anormale) tel, que seule l'existence de quelques petites espèces serait encore possible, les autres, ne pouvant pas s'adapter au milieu, étant éliminées naturellement.

Du point de vue sédimentologique et paléogéographique, les faciès de plate-forme interne sont soit des sparites, soit des micrites selon l'hydrodynamisme du milieu à un moment donné.

Cette hypothèse serait notamment prouvée par la relation qui existe entre le faciès Pi4 et les faciès Pi1 et Pi2, selon que le faciès Pi4, soit une sparite ou une micrite (§ B.2.3).



L'association biomicrite à nombreuses trocholines (Pi4)-biomicrosparites à petits débris (Pi2), témoignerait d'un hydrodynamisme faible à modéré (milieu plus ou moins protégé); par contre l'association biosparite à nombreuses trocholines (Pi4) - biomicrosparite à biosparite à grands foraminifères et à échinodermes encore assez nombreux (Pi1) correspondrait à des milieux plus agités permettant le dépôt de plus gros éléments, et le lessivage des particules les plus fines (milieu moins protégé). Ces deux sédiments, correspondant à deux variantes du même type de faciès Pi4, témoigneraient probablement d'une simple variation hydrodynamique du milieu de sédimentation, et devraient se rencontrer sensiblement au même endroit sur la plate-forme.

B.2.5- Conclusion (fig. 34-35)

Les sédiments de la plate-forme interne montrent quatre caractères communs principaux:

- Disposition en bancs décimétriques à métriques formant des barres calcaires d'aspect souvent massif.
- Couleur beige-brune pour les faciès proches de la bordure et beige claire pour les autres.
- Structure essentiellement confuse à forte ou faible hétérométrie des constituants (type 9) (§ I.A.2.2.1°).
- Taille moyenne des grains variant de 0,20 à 0,46 mm (exception faite pour la biosparite grossière: faciès Pi3, qui présente une taille moyenne comprise entre 0,43 et 1 mm).

L'évolution du sédiment de la plate-forme externe à l'ensemble marginolittoral se marque par trois caractères (fig. 29):

- Une diminution allant jusqu'à la disparition des éléments externes, tels que les échinodermes, bryozoaires, cnidaires, rudistes.
- Un nombre important d'individus et d'espèces de foraminifères infralittoraux, ce qui est une particularité de cette plate-forme interne.
- Une variation progressive, mais pas toujours facile à apprécier directement, de la composition faunistique selon l'emplacement sur la plate-forme. Les différents foraminifères rencontrés ne semblent pas se répartir au hasard sur la plate-forme, mais se rencontrent dans des zones préférentielles.

On observera ainsi (fig. 29)

- Une association faunistique identique à celle de la plate-forme externe se rencontre dans la partie externe de la plate-forme interne. Ce sont des gros foraminifères tels que *Pseudocyclamina*, *Charentia*, *Nautiloculina* et quelques foraminifères de plus petite taille comme *Pseudotextulariella salevensis*. Le nombre des gros foraminifères augmentent dans les faciès de la plate-forme interne (côté bordure) alors que celui des *Pseudotextulariella salevensis* diminue.
- Un groupe limité à la plate-forme interne: *Pfenderina* et *Pseudotextulariella courtionensis*, la dernière s'observant dans des faciès plus internes que la première.
- Une prolifération des individus et des espèces dans la partie moyenne de la plate-forme interne (au niveau du faciès Pi5).
- Une association, essentiellement formée par de petits miliolidés, caractérisée par une diminution de la taille et du nombre des espèces dans les sédiments montrant des indices de confinement (par exemple ceux qui sont proches des micrites à tubulures ou bird's eyes). En effet dans les milieux confinés ne subsistent plus que les espèces (rares) les plus tolérantes; n'ayant plus de concurrent, elles prolifèrent donc, d'où le paradoxe que l'on constate: les milieux confinés sont parfois riches en organismes, mais peu variés.

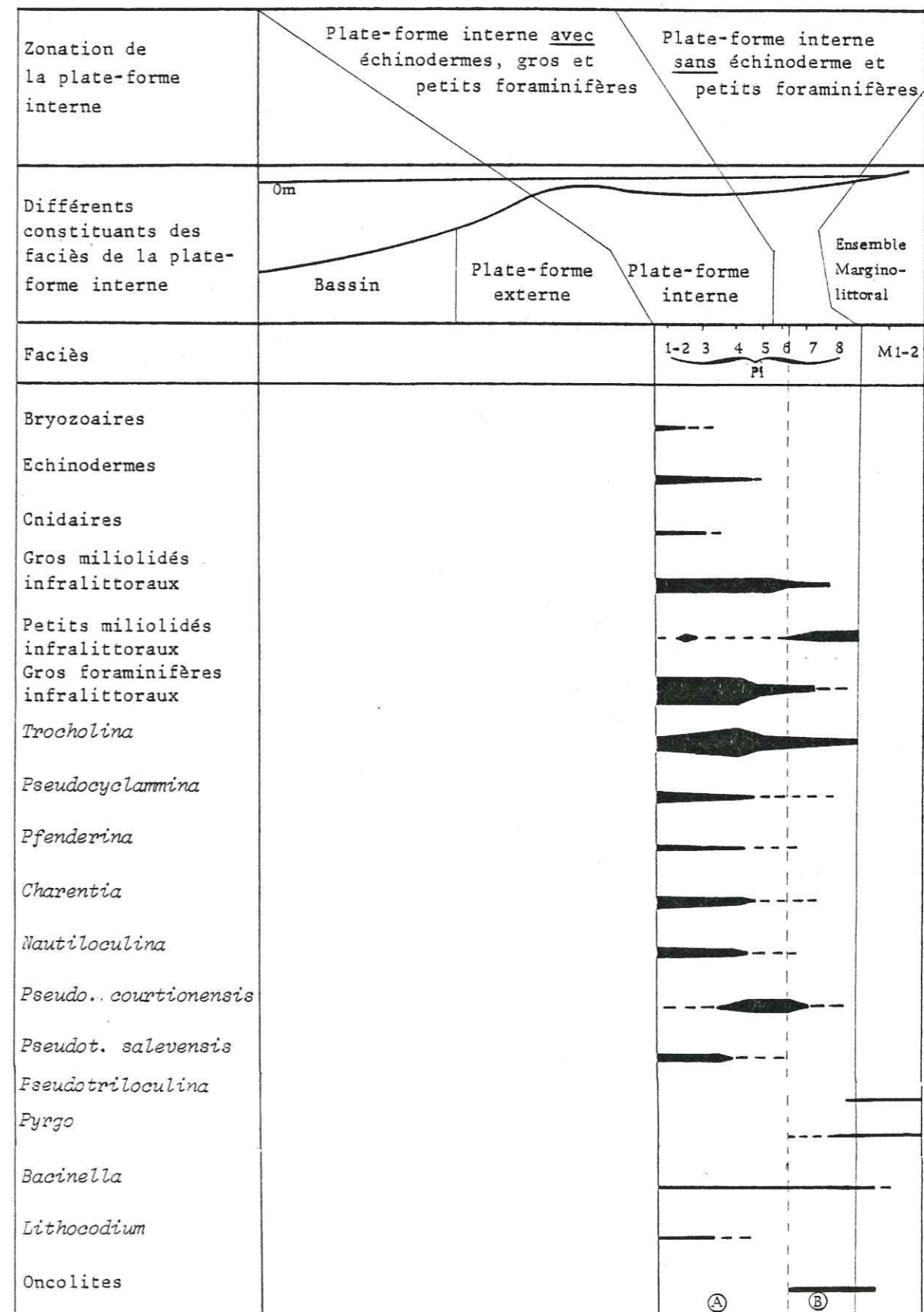


Fig. 29: Répartition statistique des principaux constituants des faciès de la plate-forme interne et de l'ensemble marginolittoral.

Ⓐ : Conditions normales de salinité.

Ⓑ : Disparition des espèces due au confinement.

B.3- Ensemble marginolittoral

Les faciès de cet ensemble ont déjà été décrits en détail par plusieurs auteurs dont J.P. MASSE (1976) et A. ARNAUD-VANNEAU (1980). De plus, étant assez semblables dans tout le Crétacé inférieur, d'un niveau stratigraphique à un autre, on se bornera de donner les caractères essentiels de ces faciès.

B.3.1- Faciès de marais maritimes: faciès M1 (Fig. 35 et Pl.2)

Ces faciès sont essentiellement représentés par des micrites à biophase réduite (0 à 10 %), bird's eyes et indices d'induration précoce

a) Localisation géographique et stratigraphique ; aspect macroscopique

- Ces faciès se rencontrent:- dans la séquence A à la Chambotte ($\frac{16 \text{ LM}}{187}$, 8,5%),
 - dans la séquence A essentiellement et dans la séquence B à Billième ($\frac{32 \text{ dont } 15 \text{ LM}}{124}$, 25,8%),
 et au Val de Fier (côté Est) ($\frac{20 \text{ dont } 16 \text{ LM}}{116}$, 17,2%),
 - dans la séquence A essentiellement et dans la séquence C à St Germain les Paroisses
 ($\frac{18 \text{ dont } 6 \text{ LM}}{59}$, 30,5 %) (§ I.A.3.3).

Sur le terrain

Ils s'observent dans des bancs massifs, d'épaisseur comprise entre 50 cm et 1 m, blanchâtre en altération. A la cassure, ces micrites très fines présentent une couleur beige clair ou beige ocre à brun gris.

En surface polie

La structure est de trois types:

- structure en poches à très forte hétérométrie des composants (type 7A) (c'est le cas des micrites à "terriers ouverts" remplis par une sparite);
- structure vacuolaire ou ocellée (bird's eyes (type 8);
- structure confuse nuageuse (type 9 C) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

La matrice est une micrite (mudstone) azoïque ou presque (0 à 10 % de bioclastes).

Les bioclastes correspondent à:

- des pseudotriloculines, des *Pyrgo*, des *Glomospira*,
- des ostracodes;
- des algues: grosses *Cayeuxia* ou *Macroporella embergeri* (algue la plus interne connue - communication de J.P. MASSE),
- des characées, parfois (lame mince type BF 55),
- des bivalves.

Représentant seulement de 0 à 10 % du volume global, cette faune est caractérisée non seulement par le faible nombre des individus, mais aussi par la rareté des espèces.

Les caractères sédimentologiques particuliers à ces faciès

Caractères d'origine mécanique

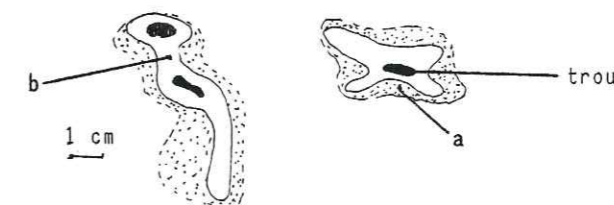
- Des bird's eyes

Ce sont de petites bulles colmatées par de la calcite en mosaïque (ordre du mm), plus souvent allongées qu'arrondies, certainement liées à un dégagement gazeux dans un sédiment vaseux. Ce gaz peut provenir de la décomposition de la matière organique ou de l'air emmagasiné lors de l'assèchement du sédiment, et expulsé ensuite pour être remplacé par l'eau lorsque le sédiment est réimmergé.

- Des cavités de l'ordre du mm ou cm "terriers ouverts"

Elles sont remplies secondairement, soit par des cristaux silteux de couleur jaunâtre et d'origine vadose (= silt vadose) (lames minces types BF 23, BB 21, BB 29*), soit par de la biosparite provenant du sédiment sus-jacent (lame mince type BF 3). Il a été d'ailleurs observé le passage de cette micrite à cavités remplies par une biosparite, à la biosparite sus-jacente.

Cas particulier: des cavités tubulaires de diamètre centimétrique peuvent se développer sur plusieurs centimètres de haut (fig. 3 pl. 3). Ces cavités, de taille supérieure aux précédentes, sont subcirculaires et peuvent se ramifier montrant la succession de remplissage suivante:



a. un premier remplissage de micrite ou sparite qui tapisse les parois et le fond des cavités;

b. un second remplissage de gros cristaux de sparite tardive géodique.

Enfin, la partie centrale du tube reste parfois exempte de tout remplissage.

De telles cavités ressemblent beaucoup aux traces tubulaires laissées par des racines (FREYET P., 1982). Si l'on ajoute que les surfaces noduleuses et rougeâtres du banc qui renferme ces cavités rappelle la marmorisation d'un paléosol, l'hypothèse de racines laissées dans un paléosol se trouve confortée.

- Craquelures verticales ou subverticales

Elles témoignent d'un dessèchement précoce (lame mince type B 44, pl. 2), et sont colmatées par la suite, soit par de la calcite en mosaïque, soit par le sédiment sus-jacent.

- Endoclastes: brèches intraformationnelles

Ces dépôts sont caractérisés par la coexistence d'éléments micritiques grossiers, centimétriques, plus ou moins sphériques, emballés dans une matrice vaseuse, de même constitution que celle formant les éléments. Le remaniement de ces "galets" a dû intervenir postérieurement à leur compaction, mais antérieurement à leur lithification (lame mince type BF 11).

Tous ces caractères témoignent d'une induration précoce du sédiment, liée à une émersion, et sont même peut être l'indice de l'installation d'un paléosol.

Caractères d'origine chimique

Il s'agit de phénomènes de diagénèse précoce qui ont entraîné une dissolution des coquilles (lame mince type B 62b).

Ces faciès micritiques (M1) présentent parfois la particularité de contenir un peu de quartz détritique ($\leq 5\%$) ou au Val de Fier (côté Est) des débris et imprégnations charbonneuses.

B.3.2- Faciès de plage (faciès M2) Fig. 35 et Pl. 2

1) Les biosparites à keystone-vugs, lame mince type B 29

Sédiment correspondant: sable à keystone-vugs; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre dans la séquence A à la Chambotte ($\frac{5 \text{ LM}}{187}$, 2,6 %);
dans les séquences A et C à St Germain les Paroisses ($\frac{6 \text{ dont } 4 \text{ LM}}{59}$, 10,2%);
à la limite "faciès purbeckien" - séquence A au Val de Fier (côté Ouest) ($\frac{1 \text{ LM}}{84}$, 1,2 %).

Sur le terrain

Ces biosparites s'observent, dans des bancs décimétriques, de couleur blanchâtres, ne dépassant pas 50 cm d'épaisseur.

En surface polie

La structure est vacuolaire "oeillée" ("bird's eyes"), vermiculée ou spongiforme (type 8) ou laminaire plane horizontale à très forte hétérométrie des constituants (type 1B) (§I.A.2.21°).

b) Aspect microscopique

Ces biosparites sont formées de grains largement micritisés et de bioclastes le plus souvent de plus grande taille que ceux des micrites (M1) des marais maritimes.

Les keystone-vugs correspondent à des cavités millimétriques, colmatées par de la calcite sparitique, de dimensions supérieures à celles des grains qui les entourent.

2) Les biosparites à ciment asymétrique et microcavernes lames minces types B 36 et BG 75, pl. 2 et fig. 35

Sédiment correspondant: sable à ciment asymétrique et microcavernes; texture: grainstone.

a) Localisation géographique et stratigraphique : aspect macroscopique

Ce faciès se rencontre rarement dans la séquence A à la Chambotte ($\frac{1 \text{ LM}}{187}$, 0,5%)
et dans la séquence C à St Germain les Paroisses ($\frac{1 \text{ LM}}{59}$, 1,7%).

Sur le terrain

Il s'observe dans des bancs décimétriques de couleur grisâtre à l'altération, et beige ocre à rougeâtre en cassure.

En surface polie

La structure est confuse à forte hétérométrie des composants (type 9 A) (§ I.A.2.2.1°).

b) Aspect microscopique

Cette biosparite provient d'un sable mal classé, caractérisé par une taille moyenne de l'ordre de 0,9 mm.

Les éléments sont de trois sortes:

- des débris micritisés de petite taille (taille moyenne variant de 0,1 à 0,5 mm) entièrement micritisés;
- des bioclastes de taille moyenne comprise entre 0,5 et 2 mm (essentiellement des foraminifères et surtout des pseudocyclammines);
- des gros débris pouvant dépasser le centimètre, d'origine infralittorale (bivalves brisés, *Bacinella*)

On peut noter au niveau de la cristallisation deux indices de diagénèse précoce liés à une émersion:

- Cimentation asymétrique microstalagmitique correspondant à un feutrage d'aragonite sous certains débris;
- Microcavernes avec microstalactites et microstalagmites.

B.3.3- Agencement des faciès de l'ensemble marginolittoral

Le passage des faciès de plate-forme interne à ceux de l'ensemble marginolittoral se fait en gros de trois façons:

1) Passage des biomicrites et biosparites à microfaune abondante et diversifiée aux micrites à biophase réduite, bird's eyes et indices d'induration précoce (fig. 30).

Biomicrite et biosparite à microfaune abondante et diversifiée	Biomicrite à foraminifères et algues	Micrite à biophase réduite, à bird's eyes et indices d'induration
--	--------------------------------------	---

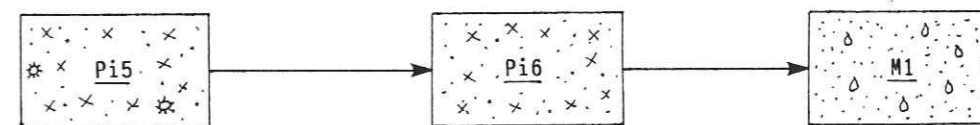


Plate-forme interne

Ensemble marginolittoral

Dépôt de vase de plus en plus important

Réduction du nombre d'individus et d'espèces

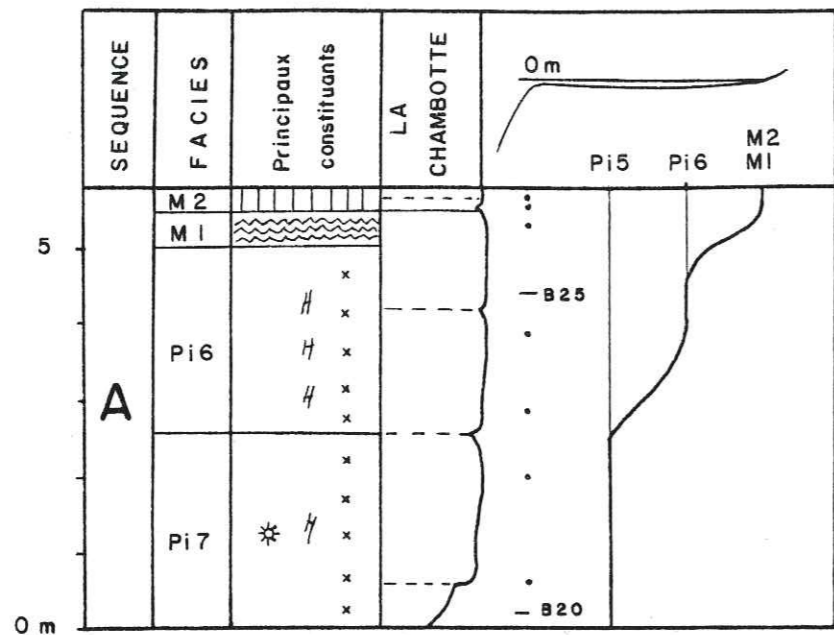




Fig. 30 : Coupe partielle de la séquence A dans la coupe de la Chambotte. Relation des faciès de plate-forme interne (Pi5-Pi6) avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M1-M2).

 Biosparite à keystone vugs
 Biomicrite à microfaune réduite (à Bacinella)

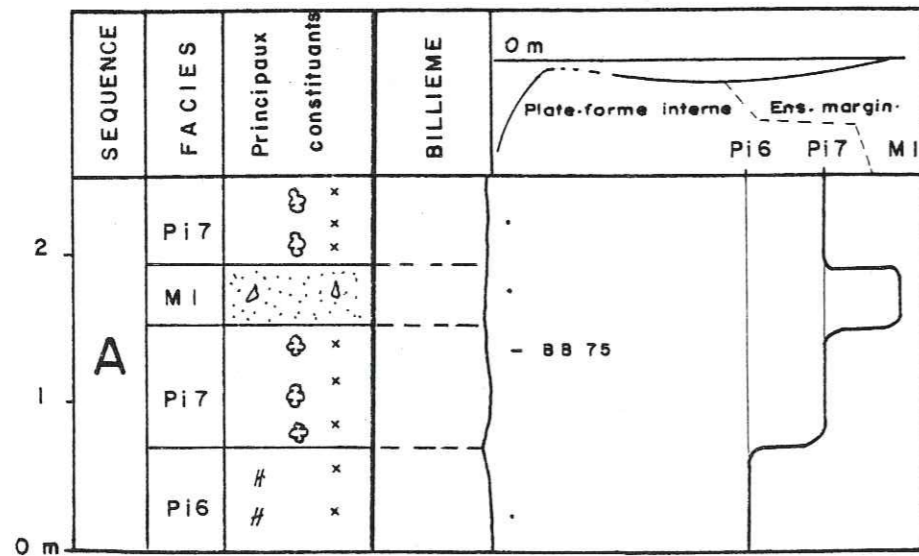
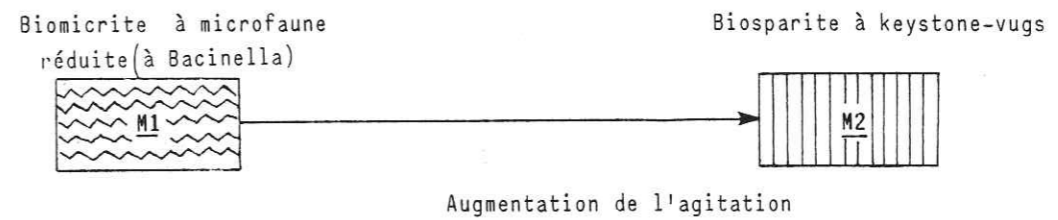


Fig. 31: Coupe partielle de la séquence A dans la coupe de Billième. Relation des faciès de la plate-forme interne (Pi6-Pi7) avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M1).

Légende des figurés : fig. 15

Dans certains cas, des faciès de plage (M2) peuvent apparaître au-dessus des faciès de marais maritimes (M1) renfermant de nombreuses Bacinella. On a donc l'évolution (fig.30)



2) Passage des biomicrites à foraminifères et algues aux biomicrosparites à biosparites à oncolites et aux micrites à biophasse réduite, bird's eyes et indices d'induration précoce (M1) (fig.31)

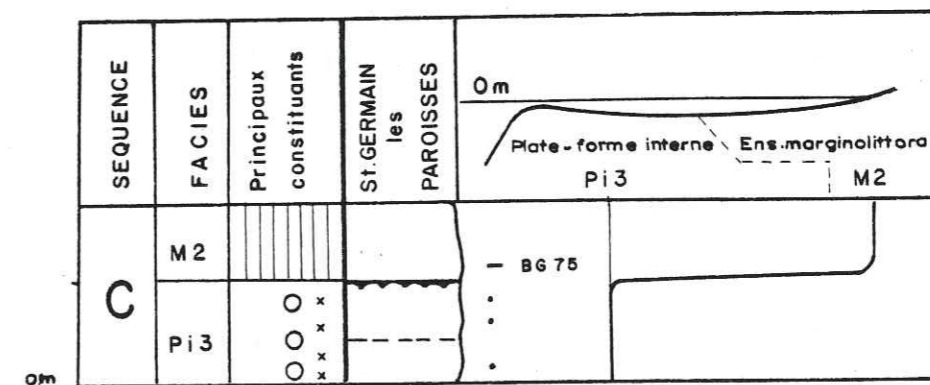
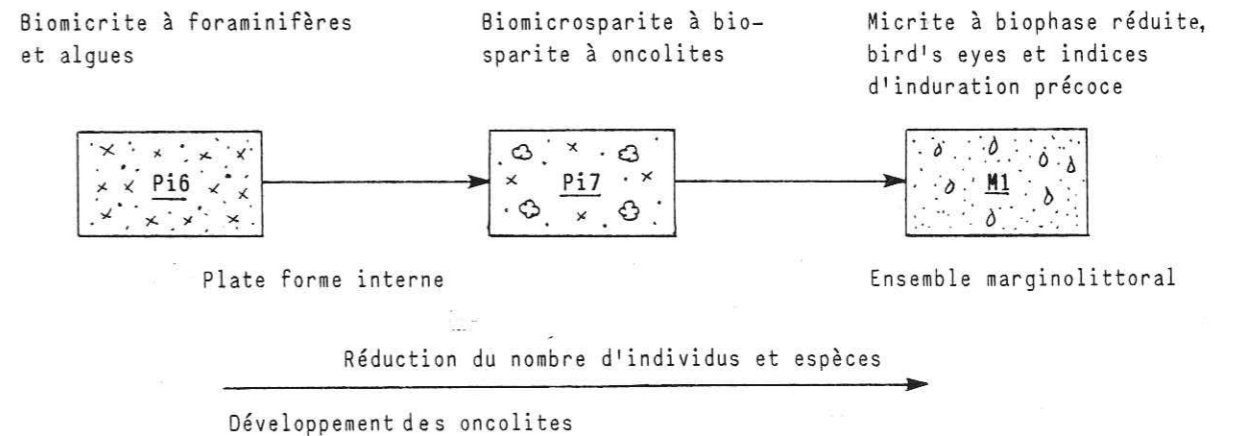


Fig. 32 - Coupe partielle de la séquence C à St Germain-les-Paroisses. Relation des faciès grossiers de plate-forme interne (Pi3) avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M2).

Légende des figurés: Fig. 15 et 30

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 00 58
 Mail: platou@ujf-grenoble.fr

3) Passage des biosparites grossières à gros foraminifères aux biosparites à cimentations asymétriques et microcavernes visible dans la seule coupe de St Germain les Paroisses (fig.32)

Biosparite grossière à gros foraminifères

Biosparite à cimentations asymétriques

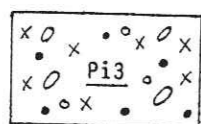
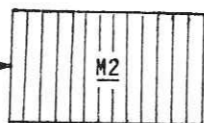


Plate-forme interne



Ensemble marginolittoral

B.3.4- Interprétation des dépôts

Les micrites à biophase réduite, bird's eyes et indices d'induration précoce (faciès M1) se sont déposés dans des milieux de dépôt parfaitement calmes. L'enchaînement des faciès (fig. 30) montre bien le passage à des faciès de milieux de plus en plus calmes, traduit par des dépôts de vase de plus en plus importants. La salinité de ce milieu de dépôt doit être anormale si l'on en croit l'absence de la macrofaune et la composition si particulière de la microfaune (principalement *Pseudotriloculina*, *Glomospira*...) de petite taille. Ces sédiments se sont probablement déposés dans une lagune protégée et isolée, née par comblement progressif d'une portion de lagon (cas de l'enchaînement illustré par les figures n° 30 et n° 31).

La présence de bird's eyes, de terriers ouverts, craquelures, indiquent une compaction suivie d'une induration précoce de ce type de dépôt. Il n'est pas impossible que ce sédiment ait pu être colonisé par une végétation herbacée, dans ce cas une partie des "terriers ouverts" et les traces tubulaires centimétriques correspondraient à des traces de racines. C'est ce qui a été observé dans la coupe de la Chambotte par exemple (Pl. 3 et Fig. 3).

Les biosparites de plages peuvent succéder, soit à des faciès de milieu de dépôt calme (par exemple faciès M1 dans l'enchaînement de la figure 30), soit à des faciès biosparitiques de milieu de dépôt plus agité (fig. 31)

Le dépôt de ces sables de plage peut se faire de différentes façons: ils peuvent prendre naissance progressivement au sein des sables déjà peu profonds du lagon ou de la bordure de la plate-forme, ou bien ils peuvent être transportés massivement avec des débris de la bordure (cnidaires...) (faciès de tempête ?) et formeraient des cordons qui pourraient isoler des lagunes, ou qui viendraient les colmater.

B.3.5- Conclusion

Les faciès de marais maritimes ou de plages, typiques des milieux émergés, constituent les termes ultimes d'une séquence de comblement.

Les premiers correspondent à des dépôts de lagune protégée, à microfaune appauvrie et de petite taille.

Les seconds sont liés à des milieux temporairement très agités ou à l'action de tempête. Le sable qui s'y dépose est constitué de débris bioclastiques provenant du sable environnant ou de la bordure (cnidaires...)

Les faciès de plage se rencontrent moins fréquemment que les faciès de marais maritimes; on les trouve toutefois dans la séquence A à la Chambotte et dans la séquence C à St-Germain-les-Paroisses.

Les faciès de marais maritimes se rencontrent dans la séquence A essentiellement, notamment sous la discontinuité 1. Les traces possibles de paléosol sont encore plus réduites, puisqu'on les trouve dans la séquence A, entre les discontinuités c et d (au Val du Fier- côté Est, à Billième, à la Chambotte et à St Germain les Paroisses). A St Germain les Paroisses, coupe la plus interne étudiée, elles se rencontrent également dans le banc sous-jacent à la discontinuité b (BG 22).

La lithification précoce et le non dépôt des évaporites pourraient être autant de preuves d'un climat chaud et humide au Berriaso-Valanginien; conclusion semblable à celle proposée pour le Barrémo-Bédoulien (J.P. MASSE, 1976 et A. ARNAUD-VANNEAU, 1980).

III- CONCLUSION

Les assises berriaso-valanginiennes du Jura méridional et des Bauges correspondent à des sédiments très variés qui ont pu, à la suite de cette étude sédimentologique, être regroupés en 28 faciès-types permettant de définir quatre domaines paléogéographiques: le bassin, la plate-forme externe, la plate-forme interne et l'ensemble marginolittoral (fig. 14, 33, 34, 35).

Le bassin

Il est caractérisé par des sédiments fins vaseux et vaso-sableux calcaires (wackestone dans les faciès les moins profonds, les plus calmes et packstone à grainstone lorsqu'on se rapproche du talus externe, c'est à dire dans des milieux plus agités). Ces sédiments de milieux circo-littoraux ont donné des marnes et calcaires plus ou moins argileux, colorés (beige, roux et bleu), en bancs décimétriques.

La faune est représentée par des spicules de spongiaires et quelques calpionelles pour les sédiments les plus profonds. L'évolution vers des sédiments moins profonds, plus proches de la bordure, est marquée par la disparition des calpionelles suivie de celle des spicules de spongiaires, et par l'augmentation des petits foraminifères infralittoraux et des débris d'échinodermes (spatangidés de 1-2 % à 15-25 % pour les sédiments les moins profonds).

Quelques brachiopodes et quelques foraminifères infralittoraux (gros miliolidés, trocholines..) apparaissent dans les sédiments les plus proches de la bordure.

Le quartz est toujours présent. La taille moyenne des grains varie de 0,10 mm et moins à 0,45 mm pour les sédiments les moins profonds. A la limite bassin-talus, on observe parfois des calcaires très riches en débris d'échinodermes, crinoïdes et bryozoaires (séquence D uniquement).

La plate-forme externe

Elle est caractérisée par des sables vaseux et sables bioclastiques parfois grossiers (grainstone essentiellement), donnant un ensemble lithologique massif (bancs décimétriques à métriques), de couleur beige roussâtre à beige.

Ces sédiments, de taille moyenne plus importante que les sédiments de bassin, déposés dans des milieux circalittoraux et infralittoraux, peuvent se subdiviser en deux ensembles: les sédiments de talus externe et ceux de la bordure.

- le talus externe: les sédiments du talus externe sont encore riches en faune typique des milieux marins ouverts (débris d'échinodermes abondants, bryozoaires, lenticulines et quelques petits foraminifères circalittoraux). Ils s'enrichissent vers le haut du talus en éléments infralittoraux (cnidaires, dasycladales, gros foraminifères tels que gros miliolidés, trocholines..) ainsi qu'en oolites. Le quartz est encore présent.

- la bordure: elle est constituée essentiellement de sables calcaires, souvent grossiers, essentiellement de trois types:

- . des sables et sables vaseux très grossiers à rudistes et cnidaires (Peb5, Peb6);
- . des sables à oolites (Pe01, Pe02);
- . des sables à mélange de faune circalittorale et infralittorale (essentiellement de grands foraminifères tels que trocholines, nautiloculines, pseudocyclammines (Peb7).

La faune circalittorale est représentée par quelques débris d'échinodermes et de bryozoaires et quelques brachiopodes.

Le quartz est présent uniquement dans les faciès Peb5, Peb6 et Pe01.

La plate-forme interne

Elle est constituée essentiellement par des sables, sables vaseux calcaires et vases calcaires (grainstone à mudstone) déposés dans des milieux infralittoraux peu profonds et formant des barres massives.

Cet ensemble a été subdivisé en deux grandes parties grâce à la présence ou à l'absence de débris d'organismes caractéristiques des milieux ouverts du domaine externe, notamment les débris d'échinodermes dont la reconnaissance en lame mince est aisée.

- La partie externe de la plate-forme interne, dans laquelle des débris d'échinodermes et autres éléments remaniés d'origine externe (débris de bryozoaires, lenticulines..) sont encore présents, quoique toujours en petit nombre.

Elle est caractérisée par des bancs massifs décimétriques à métriques de couleur beige à brune.

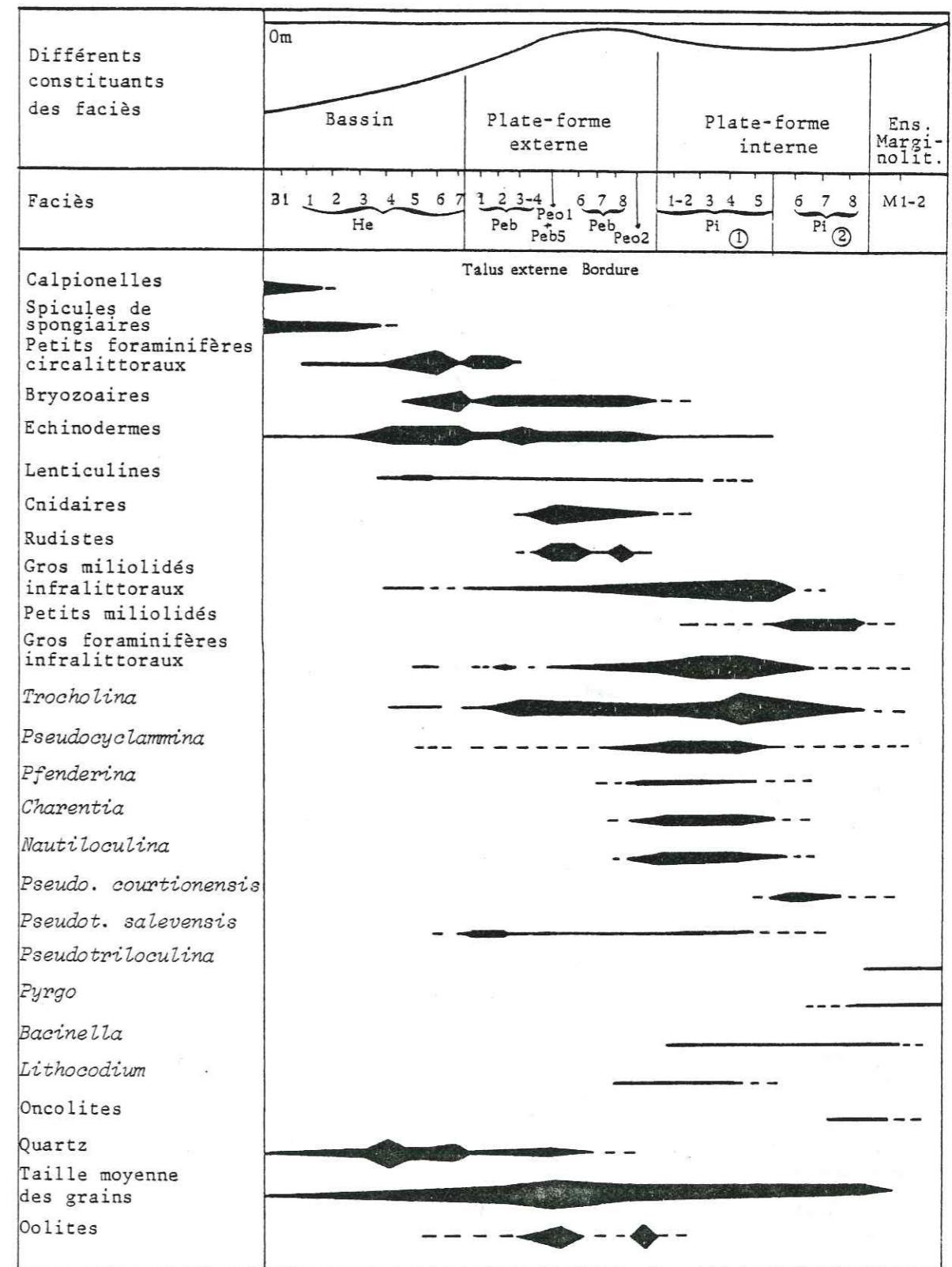


Fig. 33: Répartition statistique des principaux constituants de la plate-forme berriaso-valanginienne.
 ①: Présence de foraminifères infralittoraux plutôt de grande taille et subsistance de quelques éléments externes (bryozoaires, échinodermes...)
 ②: Présence de foraminifères infralittoraux plutôt de petite taille et absence d'échinoderme.

La faune est diversifiée et essentiellement de grande taille: bivalves, gastéropodes ainsi que des foraminifères tels que *Trocholina*, *Pseudocyclamina*, *Pfenderina*, *Nautiloculina*, *Charentia*, grosses miliolidés, *Pseudotextulariella salevensis*, les algues sont également présentes (dasycladacées, *Cayeuxia*...) ainsi que l'association *Bacinella-Lithocodium*.

- La partie interne de la plate-forme interne, dans laquelle les éléments d'origine externe ont totalement disparu, est caractérisée par des bancs massifs décimétriques à métriques, de couleur plus claire que ceux de la partie externe de la plate-forme interne et par une faune moins abondante, moins diversifiée et de plus petite taille.

L'association microfaunistique est essentiellement représentée par de petits miliolidés, du genre *Quinqueloculina*, *Pseudotriloculina*, *Pyrgo*.. Il existe toutefois encore quelques foraminifères de plus grande taille dont *Trocholina* et *Pseudotextulariella courtionensis*.

Les algues sont des dasycladacées et oncolites; les *Bacinella* ne sont plus associées aux *Lithocodium*.

L'ensemble marginolittoral

Il est caractérisé par des dépôts de milieux médio- à supralittoraux: faciès de marais maritimes et faciès de plage.

Les faciès de plage, caractéristiques d'un milieu temporairement agité, sont représentés par des sables grossiers dont des biosparites à structures fenestrées (keystone vugs) et à cimentations asymétriques. La faune y est toujours allochtone.

Les faciès de marais maritimes, caractéristiques d'un milieu calme à salinité anormale, sont représentés par des calcaires micritiques à bird's eyes, terriers ouverts, craquelures et microfaune appauvrie tant en individus qu'en espèces. Cette dernière est représentée surtout par des petits miliolidés: *Pseudotriloculina* et *Pyrgo* essentiellement.

Les faciès de "transgression". Ce sont des faciès exceptionnels qui s'installent sur des faciès de plate-forme externe ou interne, et qui présentent des caractères particuliers rappelant des faciès de bordure. En effet, ils sont caractérisés par un mélange de faune circa- et infralittorale, mais ont leurs caractères propres: débris rubéfiés et quartz détritique fréquent.

Ces faciès témoignent d'un changement soudain dans l'évolution sédimentologique et correspondent à des sédiments déposés lors d'un approfondissement brutal des milieux de dépôt.

En résumé, deux caractères fondamentaux permettent de définir les sédiments de la plate-forme berriaso-valanginienne, taille moyenne des grains (Tm) et texture d'une part, peuplements d'autre part.

- La taille moyenne des éléments est très variable de même que la texture des sédiments.

Ceux-ci de nature vaseux ou sablo-vaseux, sont fins ou très fins dans le bassin (Tm = 0,10 à 0,25 mm). Constitués par des sables grossiers à très grossiers sur la bordure (Tm = 0,25 à 1,10 mm), ils correspondent à des vases, sables vaseux et sables dans le domaine interne où la taille moyenne des éléments est comprise entre 0,20 et 1 mm.

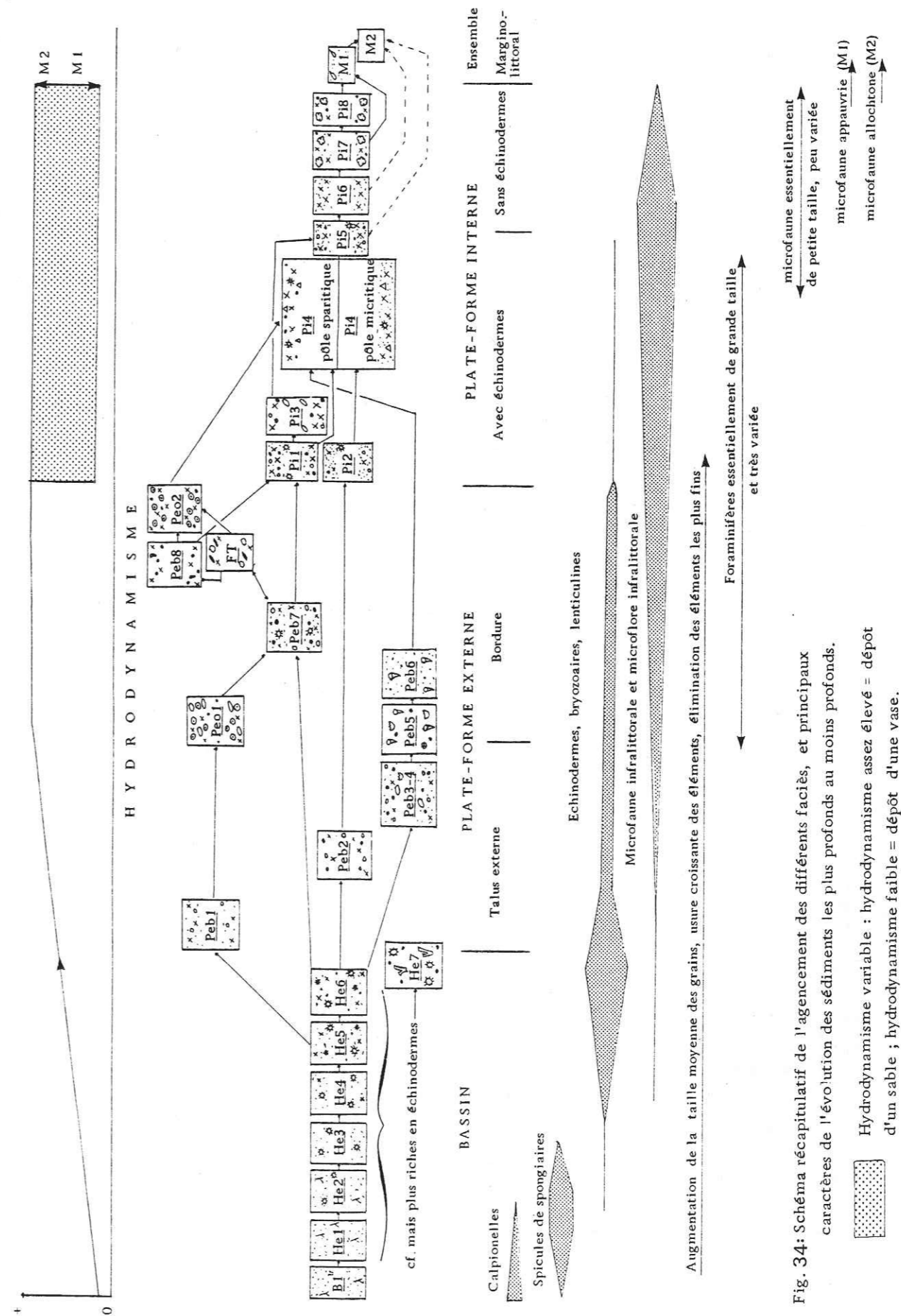


Fig. 34: Schéma récapitulatif de l'agencement des différents faciès, et principaux caractères de l'évolution des sédiments les plus profonds au moins profonds.

Hydrodynamisme variable: hydrodynamisme assez élevé = dépôt d'un sable; hydrodynamisme faible = dépôt d'une vase.

Ces constatations conduisent à l'interprétation hydrodynamique suivante des milieux de dépôt: l'hydrodynamisme le plus élevé semble correspondre aux milieux de bordure (sables grossiers, Tm élevée). Il décroît ensuite progressivement vers le bassin (sables fins puis vases sableuses et vases, Tm devenant très faible).

Par contre, le domaine interne devait être caractérisée par un hydrodynamisme variable selon les points.

Cette variabilité expliquerait le dépôt, tantôt d'un sédiment sableux (hydrodynamisme assez élevé, ex: faciès Pi3), tantôt d'un sédiment vaseux ou vaso-sableux (hydrodynamisme plus faible).

- Les peuplements sont très différents dans le bassin et sur la plate-forme.

Les sédiments du bassin sont caractérisés par des calcipionelles (milieux les plus profonds du Berriasien), des spicules de spongiaires et une microfaune spécifique de petite taille (*Gaudryina* petits miliolides circalittoraux..).

La bordure est représentée par un mélange de faune circalittorale et infralittorale, dont des débris de cnidaires et de rudistes.



En direction de la plate-forme interne, la proportion en lenticulines et en débris d'échinodermes et de bryozoaires diminue. Les foraminifères sont essentiellement de grande taille et très variés dans sa partie externe (avec encore des débris d'échinodermes) et de petite taille et peu variés dans sa partie interne (sans échinoderme).

Une réduction du nombre d'espèces et d'individus s'observe dans les sédiments les plus internes de la plate-forme (faciès de marais maritimes).

Les accumulations sableuses (faciès de plage) sont par contre caractérisées par une faune plus variée mais entièrement allochtone.

Une telle disposition de ces quatre ensembles de faciès est peut être en liaison avec une variation de l'hydrodynamisme liée à la configuration de la plate-forme. Cette dernière serait conforme au schéma des plate-formes actuelles.

Fig. 35 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des différents domaines paléogéographiques du Berriasien-Valanginien.

 fréquent
 moins fréquent

Couleur : G : gris, B : blanc, b : beige, br : brun, bic : bicolore (bleu-roux), ro : roux, R : rouge, go : gris-ocre, cl : clair.

Légende des figurés : voir fig. 14.

FACIÈS	FACIÈS DE BASSIN	ENSEMBLE PRÉLITTORAL	FACIÈS HÉMIPLÉGIQUES	FACIÈS EXTERNES	ENSEMBLE DE PLATE-FORME		FACIÈS INTERNES	Marginal littoral	MI-2																			
					SOUS-ENSEMBLE DE PLATE-FORME EXTERNE					SOUS-ENSEMBLE DE PLATE-FORME INTERNE																		
					élements internes					élements externes			élements internes		élements externes													
					élements internes					élements externes			élements internes		élements externes													
TEXTURE Energie augmente																												
Mudstone																												
Hackstone																												
Packstone																												
Grainstone																												
Calpionelles																												
Spicules de spongiaires																												
Petits foraminifères circ.																												
Bryozoaires																												
Brachiopodes																												
Echinodermes %																												
Cnidaires																												
Rudistes																												
Gros miliolides infralittoraux																												
Trocholines (nombre)																												
Gros foraminifères infralitt.																												
Oncolites																												
Quartz %																												
Oolites %																												
Taille moyenne des grains (mm)																												
Structure																												
Couleur (alt.)																												
Couleur (cass)																												
Figuré																												
B1	He1	He2	He3	He4	He5	He6	He7	Peb1	Peb2	Peb3	Peb4	Peb5	Peb6	Peb7	Peb8	Peb2	Pi1	Pi2	Pi3	Pi4	Pi5	Pi6	Pi7	Pi8	MI-2			
b-bic	b-bic	b-bic	br-b	b	b-ro	b-ro	b-R	ro	bic	b-ro	bcl	bcl	bcl	ro	b	ro	b-ro	ro	br-ro	br-ro	b-br	B	b-br	bcl	b	b	b-cl	b-ago
G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	
2	< 5	2-3	1-2	< 20	< 5	< 5	< 10	< 1	< 1	< 1	1-7	< 3	< 7	< 15	< 20	< 20	< 20	< 20	< 25	4-18	< 12	15-46	< 15	< 20	< 10	< 10		
micrite	micrite	0-10	0,10	0,11	0,15	0,16	0,20	0,16	0,25	0,36	0,32	46-110	micrite	0,32	0,26	0,25	0,26	0,20	0,43	0,30	0,34	micrite	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	
6	6	6-10	6-10	6-10	6	9-5	3-9	1-10	9-10	9-10	10	9	9	9	9	10	1-9	2-9	9-10	9	9	9-10	9	9	9	8		

PLANCHE 1

Position des faciès types sur le profil théorique d'une plate-forme (bassin et plate-forme externe)

FACIES DE BASSIN

Faciès pélagiques

Faciès B1 : Biomicrite à calpionelles et spicules de spongiaires. B 402. Le Revard. Berriasien moyen.

Faciès hémipélagiques

Faciès He1 : Biomicrite à spicules de spongiaires. B 447. Le Revard. Berriasien moyen-supérieur.

Faciès He2 : Biopelmicrite à échinodermes et spicules de spongiaires. B 385. Le Revard. Berriasien moyen.

Faciès He3 : Biomicrite à biopelmicrite à échinodermes. B 390. Le Revard. Berriasien moyen.

Faciès He4 : Biomicrite à biosparite à échinodermes. B 481. Le Revard. Berriasien supérieur

Faciès He5 : Biopelmicrite à biopelsparite à échinodermes et petits foraminifères. B 616. Le Revard. Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.

Faciès He6 : Biopelsparite fine à échinodermes et quelques plus gros éléments. B 483. Le Revard. Berriasien supérieur.

Faciès He7 : Biomicrite à biosparite à débris grossiers de bryozoaires et échinides. B 217, BF 151. La Chambotte et le Val de Fier (Est). Valanginien supérieur.

FACIES DE LA PLATE-FORME EXTERNE

Faciès de la plate-forme externe bioclastique (Peb)

Faciès Peb1 : Biosparite à petits débris assez bien classés. B 140. La Chambotte. Valanginien inférieur.

Faciès Peb2 : Biosparite fine comportant quelques éléments plus gros. B 187. La Chambotte. Valanginien inférieur.

Faciès Peb3 : Biosparite à éléments usés et assez bien classés. B 535. Le Revard. Berriasien supérieur.

Faciès Peb4 : Biosparite à gros bioclastes et petits éléments (micritiques et bioclastiques) B 539. Le Revard. Berriasien supérieur.

Faciès Peb5 : Biosparite à rudistes et gros débris de cnidaires. B 572. Le Revard. Berriasien supérieur.

Faciès Peb6 : Biomicrite à biomicrosparite à rudistes. B 571. Le Revard. Berriasien supérieur

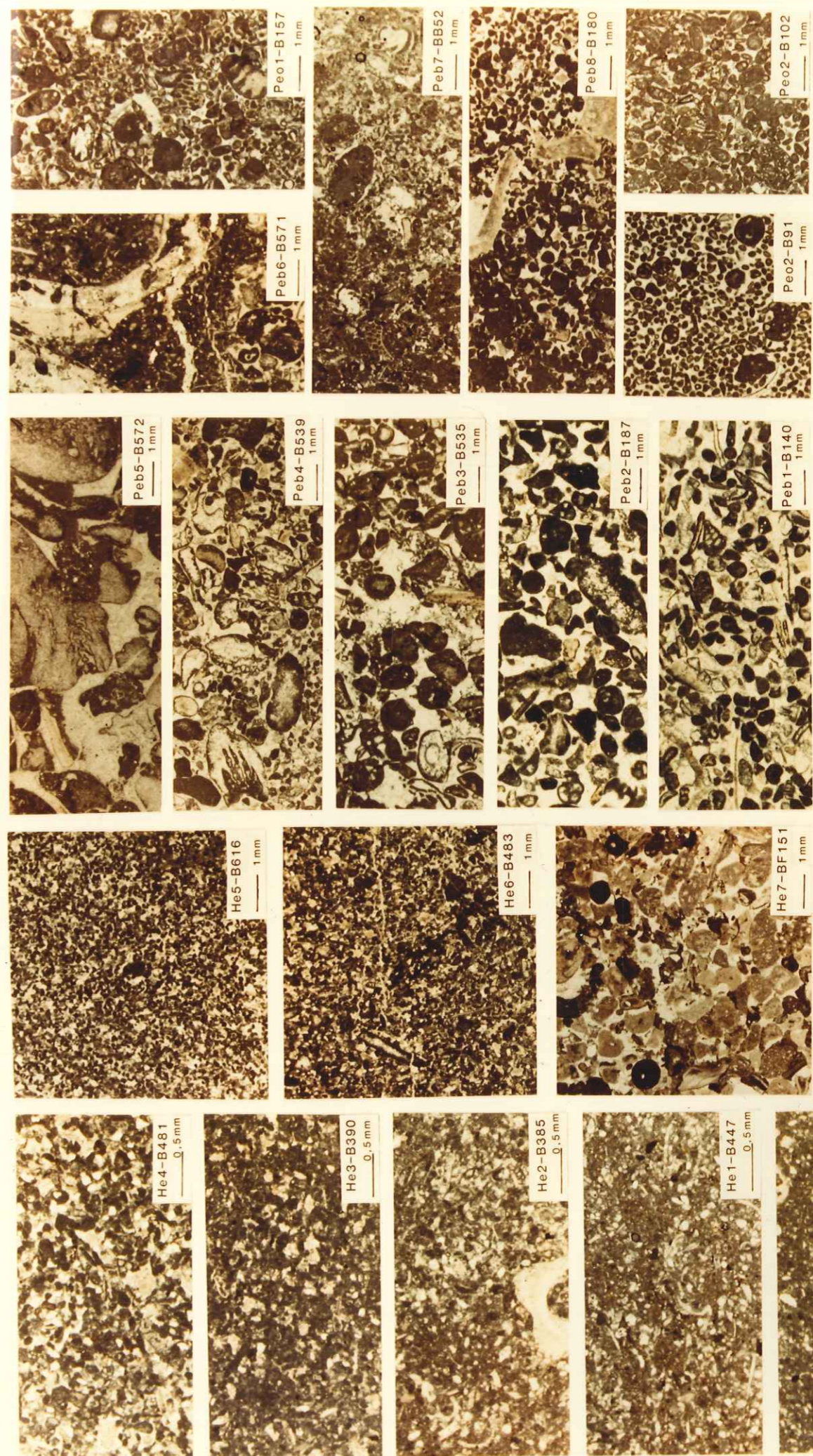
Faciès Peb7 : Biomicrosparite à biosparite à faune infralittorale et circalittorale. BB 52. Billième. Berriasien supérieur.

Faciès Peb8 : Biosparite à rudistes et éléments arrondis par usure. B 180. La Chambotte. Valanginien inférieur.

Faciès de plate-forme externe oolitique (Peo)

Faciès Peo1 : Bio-oosparite à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux. B 157. La Chambotte. Valanginien inférieur.

Faciès Peo2 : Oobiosparite à bioclastes infralittoraux dominants. B 102. La Chambotte. Berriasien supérieur.



BASSIN

PLATE-FORME EXTERNE

B1 He1 He2 He3 He4 He5 He6 He7

Peb1 Peb2 Peb3 Peb4 Peb5 Peb6 Peb7 Peb8 Peo1 Peo2

PLANCHE 2

Position des faciès types sur le profil d'une plate-forme théorique carbonatée (plate-forme interne, ensemble marginolittoral)

FACIES DE LA PLATE-FORME INTERNE

Faciès de la plate-forme interne, partie externe (avec encore des débris d'échinodermes)

- Fig. Pi1 Biomicrosparite à biosparite à grands foraminifères et échinodermes encore assez nombreux. B 184. La Chambotte. Valanginien inférieur.
 Fig. Pi2 Biomicrosparite à petits débris. B 124. La Chambotte. Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.
 Fig. Pi3 Biosparite grossière à gros foraminifères (essentiellement *Pseudocyclamina* et *Trocholina*. BG 62. St Germain les Paroisses. Valanginien inférieur.
 Fig. Pi4 Biomicrite et biosparite à nombreuses trocholines. B 125 et B 106. La Chambotte Berriasien supérieur.
 Fig. Pi5 Biomicrite et biosparite à microfaune abondante et diversifiée. B 22 et B. 9. La Chambotte. Berriasien moyen-supérieur.

Faciès de la plate-forme interne, partie interne (sans débris d'échinoderme)

- Fig. Pi6 Biomicrite à foraminifères et algues. B 51. La Chambotte. Berriasien supérieur.
 Fig. Pi7 Biomicrosparite à biosparite à oncolites et petits éléments. BF 2. Val de Fier (Est). Berriasien supérieur.
 Fig. Pi8 Biosparite à biomicrosparite à gros oncoïdes. BF 25. Val de Fier (Est). Berriasien supérieur.

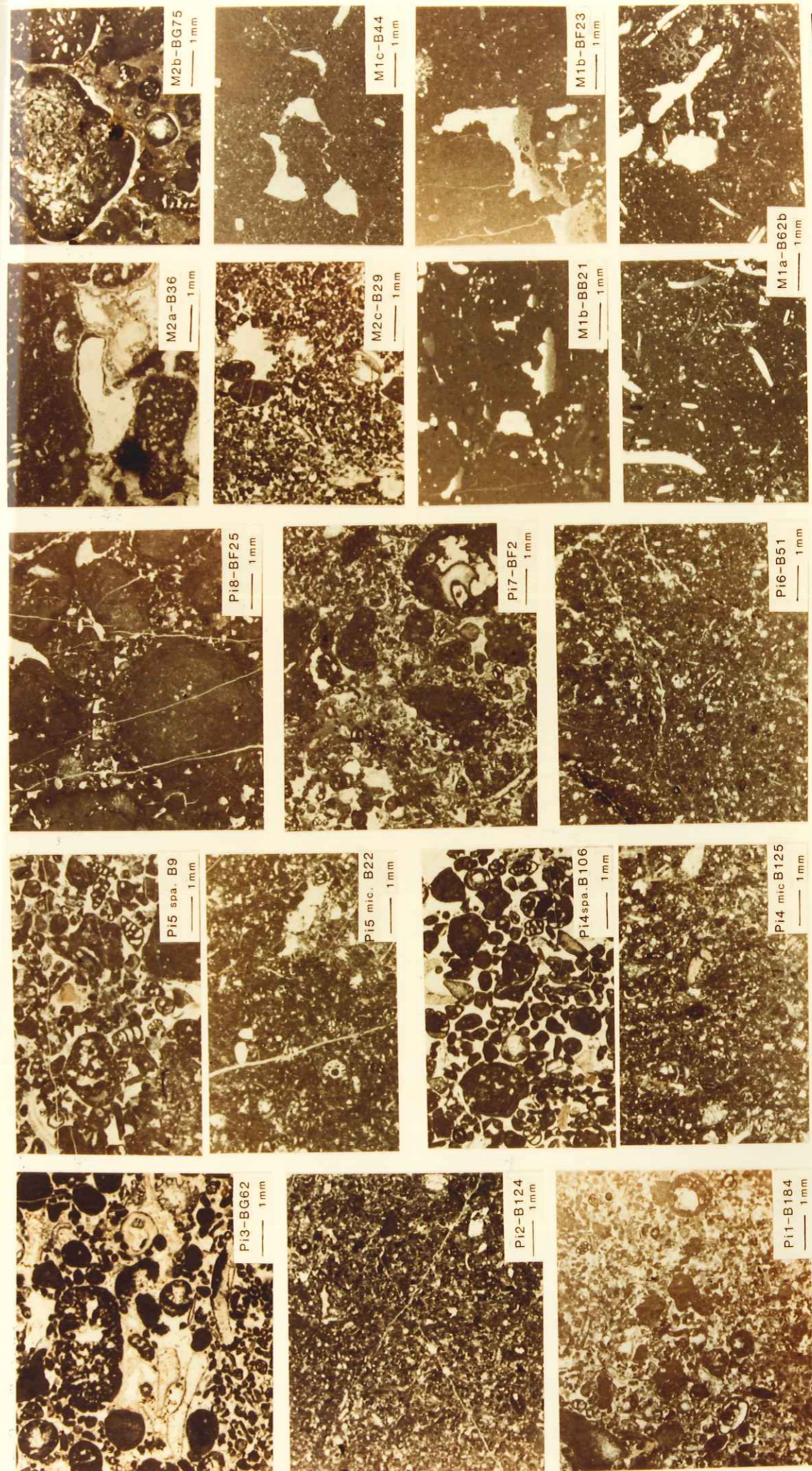
FACIES DE L'ENSEMBLE MARGINOLITTORAL

Faciès de marais maritimes

- Fig. M1a Micrite à dissolution précoce de coquilles. B 62b. La Chambotte. Berriasien supérieur.
 Fig. M1b Micrite à terriers ouverts. BB 21. Billième. Berriasien moyen-supérieur.
 Fig. M1c Micrite à bird's eyes. B 44. La Chambotte. Berriasien supérieur.

Faciès de plage

- Fig. M2a Biosparite à microcavernes. B 36. La Chambotte. Berriasien supérieur.
 Fig. M2b Biosparite à ciment asymétrique. BG 75. St Germain les Paroisses. Valanginien inférieur.
 Fig. M2c Biosparite à keystone vugs. B 29. La Chambotte. Berriasien supérieur.



ENSEMBLE

MARGINOLITTORAL

PLATE-FORME INTERNE

M1-M2

Pi8

Pi7

Pi6

Pi5

Pi4

Pi3

Pi2

Pi1

0 m

PLANCHE 3

Fig. 1 : Panorama de la coupe de la Chambotte. Les séquences A, B, C, D sont limitées par les horizons de discontinuité 1, 2, 3 marqués par un pointillé.

Ⓣ indique l'emplacement du retour à des faciès plus externes avant l'approfondissement important accompagnant la discontinuité 3.

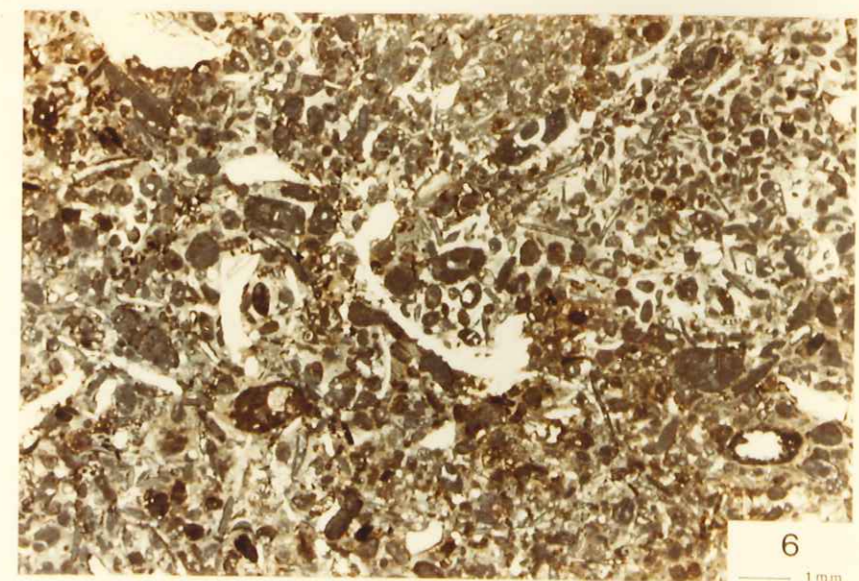
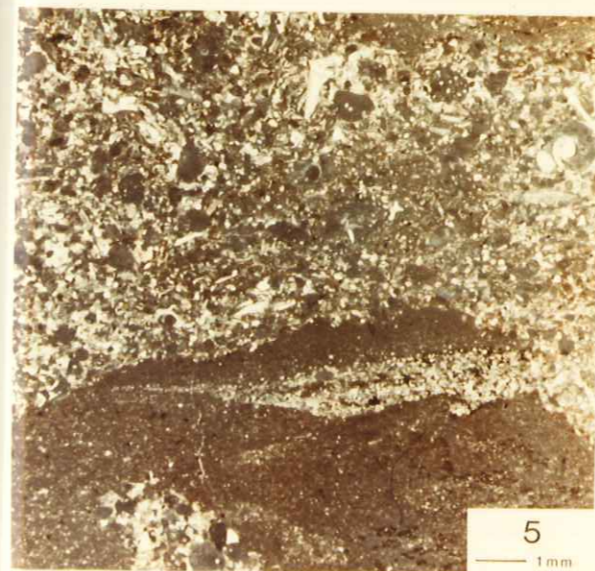
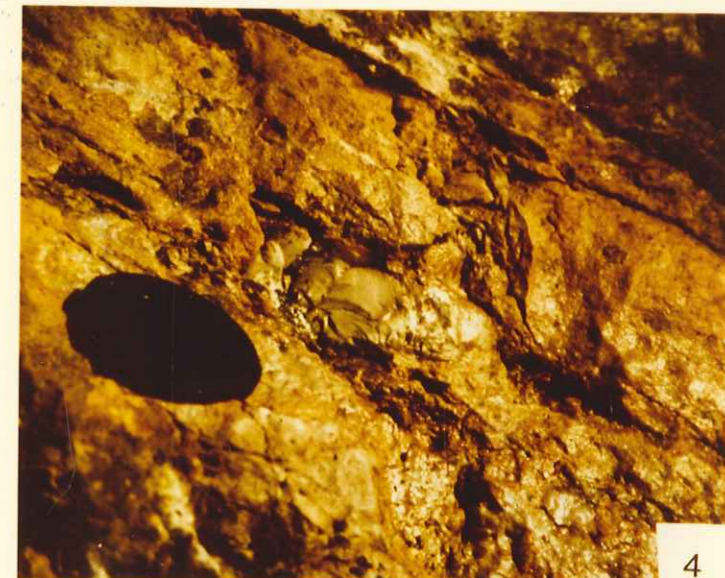
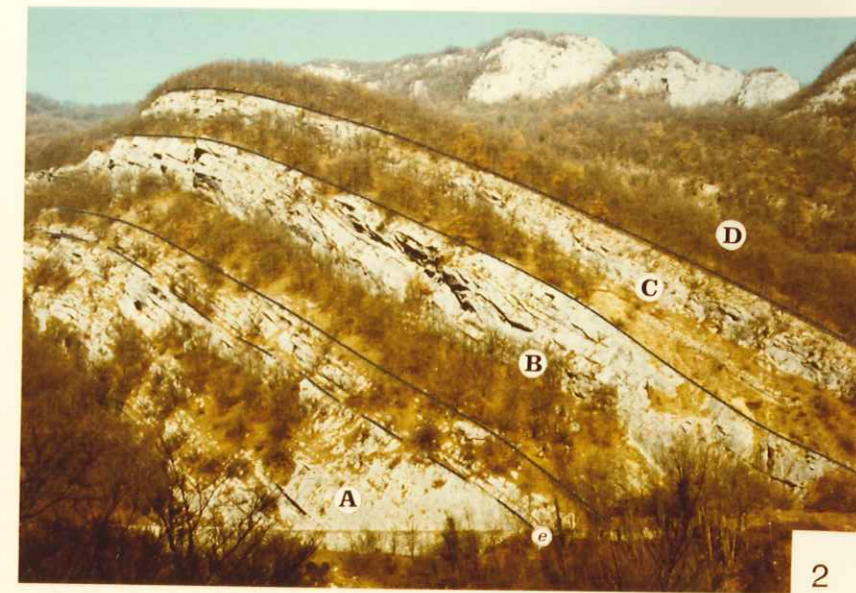
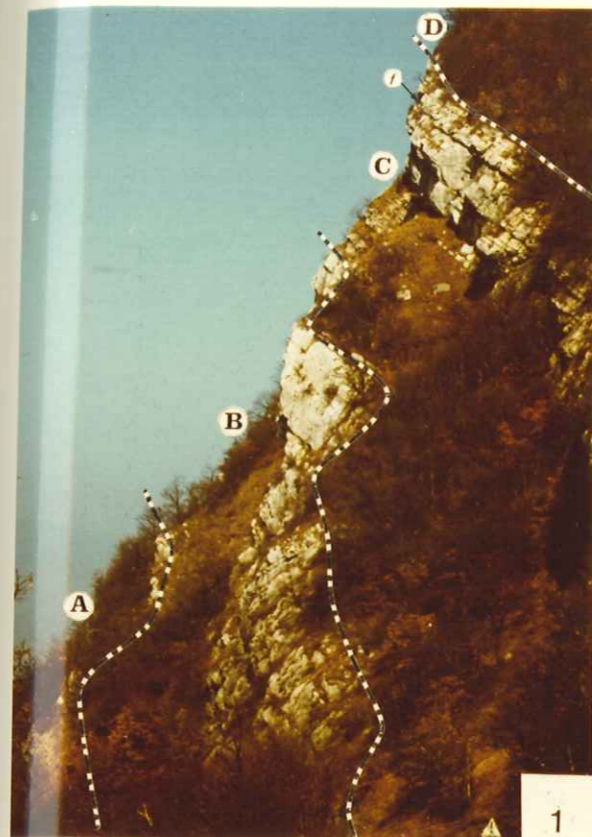
Fig. 2 : Panorama de la coupe du Val de Fier (Est), rive droite du Fier. Les séquences A, B, C, D sont limitées par les horizons de discontinuité majeurs 1, 2, 3 marqués par un trait noir continu. L'horizon de discontinuité mineur Ⓣ est représenté par un trait noir discontinu.

Fig. 3 : Cavités tubulaires de diamètre centimétrique pouvant se développer sur plusieurs centimètres de haut. Ces cavités peuvent se ramifier. Elles montrent un premier remplissage de micrite ou sparite qui tapisse les parois et fonds de cavités, un second remplissage de gros cristaux de sparite tardive géodique. Ces cavités seraient assez semblables à des traces de racines dans un paléosol ; la surface du banc renfermant ces cavités montre une couleur rougeâtre caractéristique.

Fig. 4 : Galet de micrite grise remanié dans une sparite rousse. Assises sus-jacentes à la discontinuité 1. B 80. La Chambotte. Berriasien supérieur.

Fig. 5 : Faciès de "transgression" montrant le contact net entre une micrite et une sparite. B 70. La Chambotte. Berriasien supérieur.

Fig. 6 : Faciès de "transgression" montrant des éléments rubéfiés. BG 51. St Germain les Paroisses. Berriasien supérieur.



CHAPITRE III

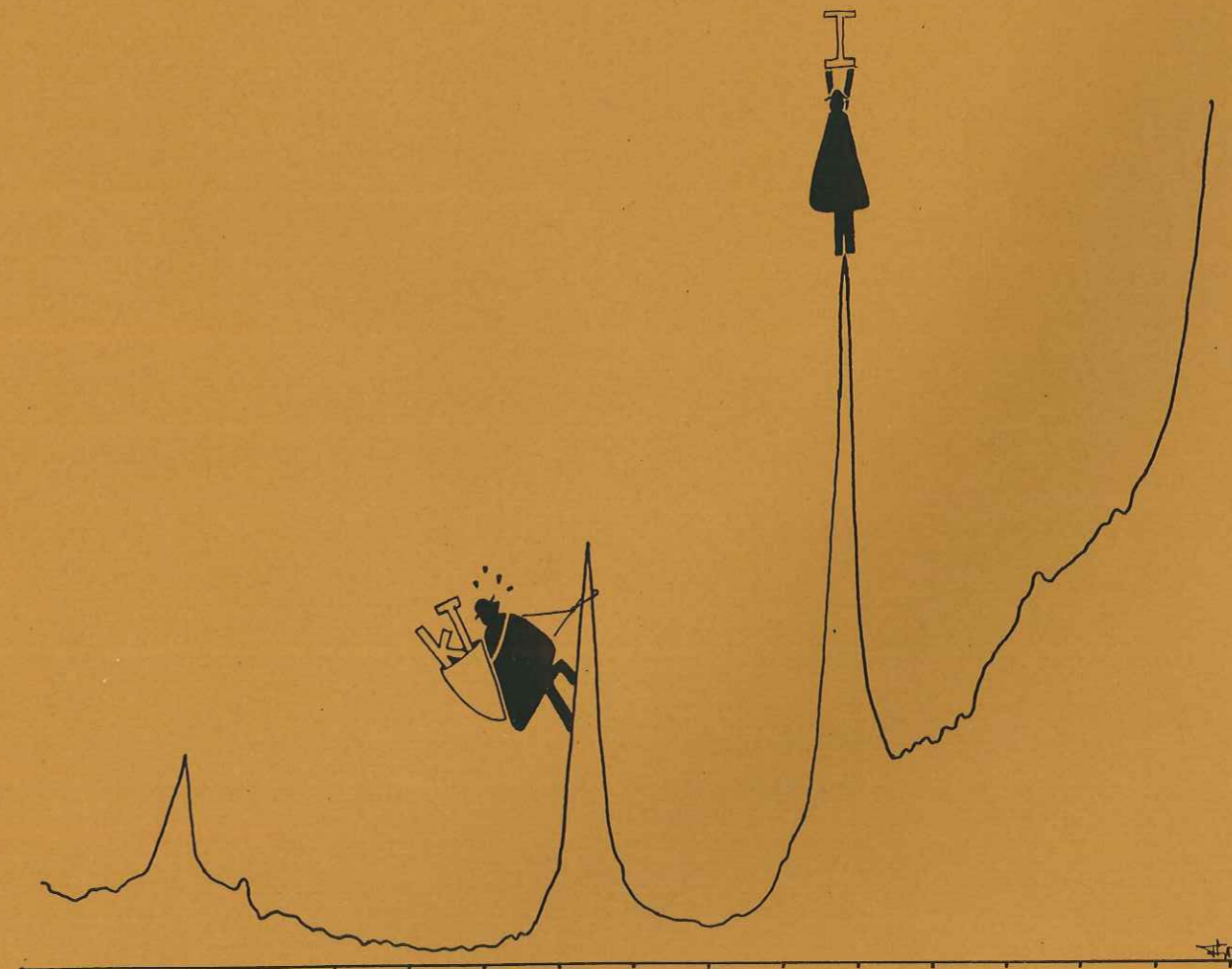
ETUDE MINERALOGIQUE ET MINERALOSTRATIGRAPHIQUE

I - INTRODUCTION

II - RECONNAISSANCE DES MINÉRAUX : LEURS PRINCIPALES TENDANCES ÉVOLUTIVES

III - LES DIFFÉRENTES CLASSES DE DIFFRACTOGRAMMES (ROENTGÉNOFACIÈS) ET LEUR RÉPARTITION SUR LA PLATE-FORME

IV - CONCLUSION



ETUDE MINÉRALOGIQUE ET MINÉRALOSTRATIGRAPHIQUE

I- INTRODUCTION

L'objet de cette étude est double: description minéralogique du Berriaso-Valanginien d'une part, comparaison des résultats minéralogiques avec ceux de l'étude des microfaciès d'autre part.

La description minéralogique du Berriaso-Valanginien, qui correspond à une étude minéralogique classique, est basée sur l'examen de la coupe de la Chambotte, car celle-ci est non seulement l'une des plus complètes pour l'intervalle stratigraphique retenu, mais aussi l'une des mieux échantillonnées (221 prélèvements, dont 206 traités par diffraction X*, ceci pour une longueur de coupe de 117 m). Elle présente également la presque totalité des microfaciès recensés.

La comparaison des résultats minéralogiques avec ceux de l'étude des microfaciès a permis d'établir une répartition des minéraux sur la plateforme, ainsi qu'une courbe d'évolution des roentgénofaciès (diffractogrammes).

II- RECONNAISSANCE DES MINÉRAUX: LEURS PRINCIPALES TENDANCES EVOLUTIVES

A- METHODES ANALYTIQUES

Les minéraux argileux et minéraux accessoires de dimension inférieure à 2μ ont été extraits après décarbonatation à l'acide chlorhydrique HCL env. 1N, puis sédimentés, et enfin analysés par diffraction X à partir de préparations orientées. Les analyses ont été effectuées sur des échantillons séchés à l'air, puis traités à l'éthylène glycol.

Le dosage semi-quantitatif relatif des phyllites est obtenu par sommation à 100% des mesures de l'intensité des raies, sur préparations traitées à l'éthylène glycol (mesures effectuées au-dessus du bruit de fond).

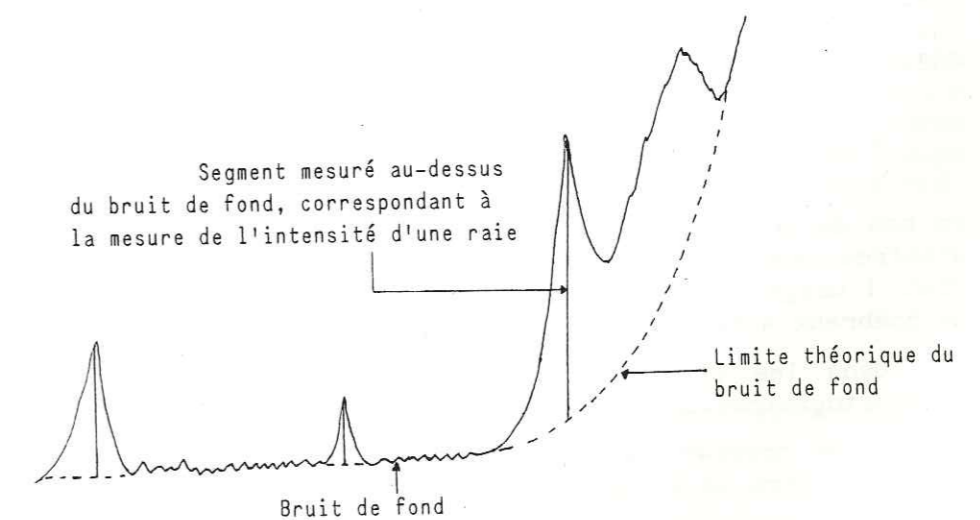


Fig. 36 - Schéma montrant les modalités de mesure de l'intensité des raies

* Ces analyses ont été effectuées à l'Institut de Géologie de Neuchâtel sous la direction de B. KUBLER.

Le dosage des minéraux accessoires du résidu insoluble (quartz, pyrite, goethite, lépidocrocite), sur préparations orientées est impossible. On peut cependant exprimer leur présence par la mesure de hauteur de raie.

L'indice d'aigu, IAG, largeur à mi-hauteur de la raie (001) est mesurée sur préparations traitées à l'éthylène glycol.

B- LES MINÉRAUX ACCESSOIRES (fig.37)

B.1- Le quartz

La figure 37 montre la distribution du quartz fin de dimension inférieure à 2μ , ou plus précisément celle des hauteurs de raie (100) à 4,26 Å mesurées sur les préparations orientées du résidu insoluble. Le quartz est, soit détritique, soit de néoformation, soit constitué d'un mélange de ces deux formes. Le quartz néoformé crée des anomalies d'intensité avec renforcement de la raie (100). Les cristaux de quartz néoformé sont rares, sauf exception au sommet de la séquence C où ils correspondent aux intensités maximales.

B.2- Goethite, pyrite, lépidocrocite

Mesurés comme pour le quartz par les hauteurs de raie, ces minéraux sont assez rares et limités essentiellement en base des séquences B et C, dans les "faciès de transgression".

La goethite est également importante dans la dernière séquence (D), sa présence pouvant être pressentie par la coloration rousse de la roche. La pyrite fait son apparition au niveau de la séquence Ad (fig.37), c'est-à-dire sous la discontinuité 1; à ce niveau elle serait peut-être liée à la présence probable de traces de racines.

C- LES MINÉRAUX ARGILEUX (fig. 37)

Les raies mesurées sur les diffractogrammes des échantillons traités à l'éthylène glycol, sont celles: de la smectite (17 Å), des interstratifiés (entre 10 et 17 Å selon la position de la raie ou entre 14 - 14,5 Å si aucune raie n'est exprimée), de l'Allevardite (27 Å) qui est un interstratifié régulier illite-montmorillonite (on observe dans ce cas une surstructure à 27 Å: 10 Å pour l'illite + 17 Å pour la montmorillonite), de l'illite (10 Å), de la kaolinite + chlorite (7,16 Å). Le rapport kaolinite chlorite s'établit sur la base du doublet vers 3,5 Å (raies respectives 002, 004).

C.1- Les smectites (fig.37)

Remarque: il sera employé dans ce texte le terme de smectites et non de montmorillonites, car pour prouver l'existence de ces dernières, d'autres analyses sont nécessaires. Dans ce chapitre, le terme smectite, dont l'usage est conseillé actuellement, correspond aux montmorillonites de nombreux auteurs (PERSOZ, REMANE..).

Dans les préparations séchées à l'air, la smectite présente trois diffractogrammes différents:

- . le premier est caractérisé par un réflexe 001 nettement marqué, soit vers 12 Å (smectite 12), soit vers 14 Å (smectite 14);

- . le deuxième présente une courbe sans maximum, mais avec un plateau entre 10 et 15 Å.

- . le troisième montre une courbe sur laquelle il est impossible de différencier les smectites des interstratifiés (sur la fig.37 ce sont les smectites représentées par la courbe seule, sans aucun figuré en face de celle-ci).

Sur les préparations traitées à l'éthylène glycol, il y a déplacement du réflexe à 17 Å dans tous les cas.

La première forme de smectite apparaît dans la séquence C, à la base de la séquence D, ainsi que sporadiquement dans la séquence B; les deux dernières s'observent dans les séquences A et B.

C.2- Les interstratifiés (fig.37)

Ils représentent un ensemble très complexe car "on est en droit de supposer que les argiles sont formées de plusieurs populations de cristallites qui se distinguent les unes des autres par leur composition minéralogique et leur granulométrie. Dans la série mica-montmorillonite, par exemple, chacune de ces populations se distinguera de la précédente par un taux d'interstratification différent" (KUBLER, 1961).

Sur préparations séchées à l'air, certains interstratifiés montrent un diffractogramme avec existence d'un plateau entre 10 et 17 Å; d'autres avec présence de raies qui se détachent du fond continu pour donner un maximum à 11,5, 12, 13 et/ou 14 Å.

Traités à l'éthylène glycol, ces différents interstratifiés se séparent grossièrement en quatre groupes:

- . les interstratifiés qui ne donnent pas de pics individualisés, mais un léger bombement de 11 à 17 Å;

- . ceux qui montrent un maximum plus ou moins accentué à 14 Å;

- . ceux qui gonflent au delà de 14 Å: bombement à 15 - 16 Å ou plateau de 14 à 17 Å;

- . ceux, assez rares, qui montrent une tendance à la surstructure à 27 Å (Allevardite).

Cas particuliers: les échantillons B19 et B31 présentent un max. à 13 Å, et l'échantillon B79 à 12 Å. Ces trois échantillons n'ont pas été regroupés en une classe supplémentaire, en raison de leur très petit nombre. Pour cette raison, ils ont été assimilés à ceux de la deuxième catégorie.

Dans la coupe de la Chambotte, ces interstratifiés ne se répartissent pas au hasard. Au contraire, les différents groupes précédemment définis se relaient de bas en haut (fig.37). En effet, les deux premiers groupes dominant très largement dans la séquence A, tandis que le troisième groupe apparaît essentiellement dans la séquence B, et que le dernier groupe prédomine dans la séquence C.

Cette variation au sein des interstratifiés peut être:

- . soit liée aux faciès;

- . soit stratigraphique.

J'opterai pour la première solution: choix dont les raisons seront détaillées ultérieurement (Chapitre III, § C).

C.3- L'illite et sa cristallinité (fig. 38)

Ce minéral est présent dans toute la coupe avec un pourcentage relatif moyen de 38%.





LEGENDE DE LA FIGURE 37

Courbes de distribution des minéraux argileux et des minéraux accessoires.

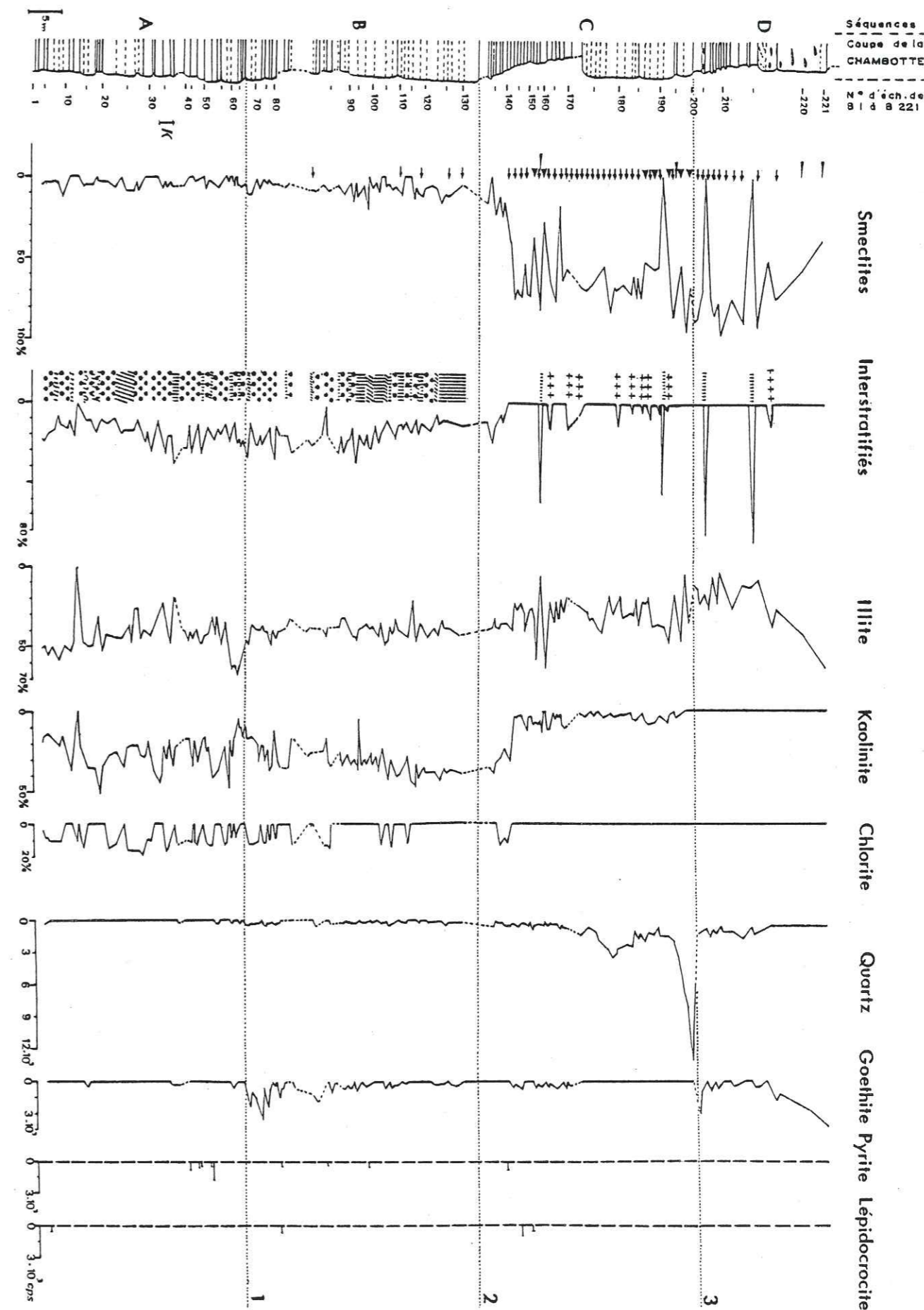
Légende des figurés

- Smectite 12
 Smectites : → Smectite 14
 ─ Smectite en plateau

Interstratifiés sur préparations traitées à l'éthylène glycol :

-  les interstratifiés qui ne donnent pas de pic individualisé (léger gonflement de 11 à 17 Å) ;
 les interstratifiés qui montrent un maximum à 14 Å ;
 les interstratifiés qui gonflent au delà de 14 Å ;
 les interstratifiés assez rares qui montrent une sur-structure à 27 Å.

K1 zone stratigraphique dans laquelle a été observé *Keramosphera allobrogensis*.



Dans les carbonates ayant subi une diagenèse, la cristallinité de l'illite, surtout sur préparation glycolée, est représentative de la fraîcheur des micas détritiques, muscovite principalement. L'indice d'aigu (IAG: largeur à mi-hauteur de la raie 001) permet alors de retrouver la provenance des micas:

- . bonne cristallinité (valeur d'IAG faible): micas métamorphiques ou cristallins;
- . mauvaise cristallinité (valeur d'IAG forte): illite des sols ou de sédiments altérés, transportés, resédimentés.

Mais la transformation des smectites lors de la diagenèse donne des interstratifiés qui deviennent progressivement de moins en moins gonflants, et qui se bloquent petit à petit sur la position des micas. Dans ce cas, l'IAG est de plus représentatif des transformations diagénétiques. L'interprétation est dès lors complexe. Cependant, nous pouvons dire que l'IAG est une mesure de l'origine du détritisme et de la diagenèse et non du métamorphisme naissant (KUBLER, 1964).

On ne parlera donc pas de "zones diagénétiques, anchimétamorphiques, métamorphiques" (KUBLER, 1964), mais des zones suivantes:

- . zone 1: les valeurs d'IAG sont inférieures ou égales à $0,25^\circ$ 2θ CuK α : bonne cristallinité;
- . zone 2: les valeurs d'IAG sont comprises entre $0,25^\circ$ et $0,42^\circ$ 2θ CuK α : cristallinité moyenne;
- . zone 3: les valeurs d'IAG sont supérieures à $0,42^\circ$ 2θ CuK α : mauvaise cristallinité.

A partir des valeurs d'IAG mesurées tout au long de la coupe, on peut tracer une courbe des indices d'aigu (fig.38). On constate que parmi 206 échantillons, 23% sont inférieurs à $0,25^\circ$ 2θ , 40% sont compris entre $0,25^\circ$ et $0,42^\circ$ 2θ , et 37% sont supérieurs à $0,42^\circ$ 2θ (au Molard de Vions, environ 8 km à l'WNW, PERSOZ et STEINHAUSER avaient obtenu des résultats voisins: 36, 27, 37% respectivement. PERSOZ et STEINHAUSER, 1970). Ces trois zones se répartissent de la manière suivante le long de la coupe:

. les deux premières séquences montrent une répartition semblable des pourcentages des différentes zones, c'est-à-dire une décroissance dans le sens: zone 2 (57% pour la séquence A et 40% pour la séquence B), zone 3 (35% pour la séquence A et 38% pour la séquence B) et zone 1 (8% pour la séquence A et 22% pour la séquence B).

. la troisième séquence (C) présente une prédominance de la zone 1 (63%);

. la dernière séquence (D) est caractérisée par une illite appartenant essentiellement à la zone 3 (63%) et par l'absence d'illite appartenant à la zone 1.

En résumé, les deux premières séquences subiraient en gros les mêmes apports détritiques, la deuxième séquence présentant toutefois un héritage plus marqué de micas d'origine métamorphique, héritage apparaissant toujours en sommet de séquence (fig.38).

La troisième séquence voit l'apparition massive de micas détritiques métamorphiques. On pourrait donc supposer qu'il existe pour les apports détritiques, une influence de plus en plus grande, d'une zone métamorphique ou cristalline proche, de la séquence A à la séquence C.

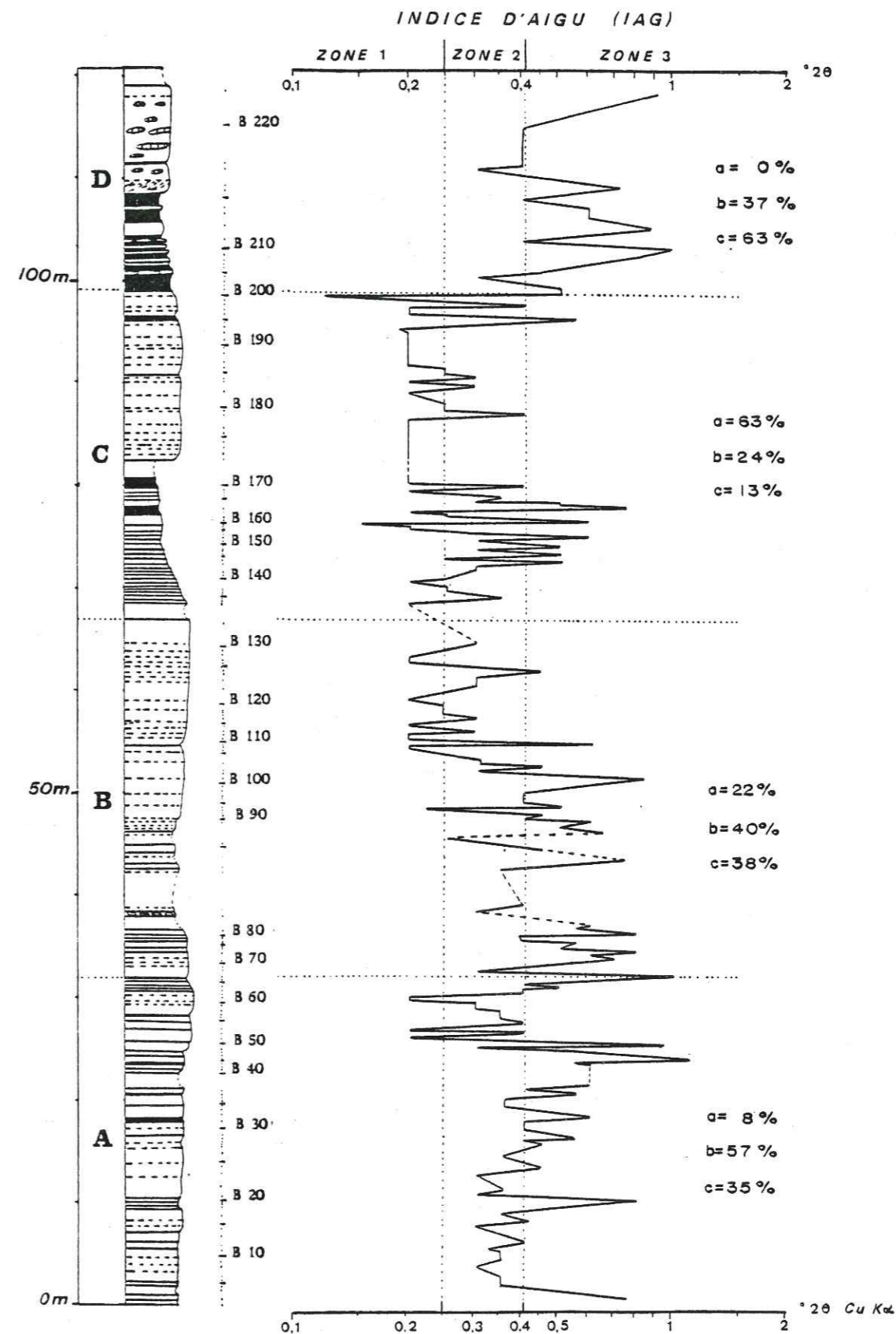


Fig. 38: Distribution de la cristallinité de l'illite mesurée sur échantillons traités à l'éthylène glycol (IAG). a, b, c représentent les pourcentages d'échantillons appartenant respectivement à la zone 1, zone 2, et zone 3.

Les dépôts de la séquence D, sus-jacents à la discontinuité 3, sont caractérisés par de l'illite appartenant essentiellement à la zone 3 (mauvaise cristallinité), ce qui traduit l'indépendance de la sédimentation par rapport aux apports détritiques provenant des zones métamorphiques.

L'évolution de la cristallinité par calcul de l'IAG moyen dans la coupe de la Chambotte, confirme celle mise en évidence plus au NW, au Molard de Vions, par PERSOZ et STEINHAUSER (1970) (fig.39).

CHAMBOTTE		MOLARD DE VIONS	
Séquences	I.A.G. moyen	Formations	PERSOZ - STEINHAUSER 1970 I.A.G. moyen
D	5,4	Bourget	7,4
C	2,4	Chambotte sup.	2,5
	3	Membre du Guiers	2,8
B	3,3	Chambotte inf.	3,5
	5,8	Vions sup.	5,8
A	4,2	Vions inf.	3,7
	4,1	Pierre Châtel	3,3

Fig.39 Tableau comparatif des I.A.G. moyen à la Chambotte et au Molard de Vions montrant l'excellente concordance entre ces deux régions. Il a été noté les correspondances entre les formations lithologiques de STEINHAUSER au Molard de Vions et les séquences A à D à la Chambotte.

"Dans le Jura, des indices d'aigu aussi faibles démontrent que l'illite est héritée de domaines métamorphiques ou cristallins. Dans certaines unités à I.A.G. moyen plus grand, quelques rares échantillons présentent encore des cristallinités très bonnes. Ceci prouve l'existence de milieux peu agressifs vis-à-vis des micas et de milieux dégradants. Ces derniers sont probablement liés à plusieurs paramètres qu'il est difficile pour le moment de pondérer. Les grandes concentrations en MgO, en résidu insoluble et surtout en fer semblent jouer les rôles principaux. Le coefficient de corrélation entre fer et I.A.G. est de 0,64" (PERSOZ et STEINHAUSER, 1970).

A la Chambotte, les indices d'aigu les plus forts sont observés essentiellement à la base des séquences B et C, et surtout dans la séquence D. Ces maxima pourraient donc être expliqués, en partie au moins, par la présence de minéraux accessoires riches en fer (pyrite et goethite surtout qui montrent également un maximum dans la séquence D).

Au sein de la séquence C, la coexistence de smectite et d'illite très bien cristallisées (notamment au Molard de Vions), "suggère l'absence de toute transformation entre ces deux minéraux" (PERSOZ et STEINHAUSER, 1970)

et exclut l'hypothèse d'une origine diagénétique (transformations des smectites en interstratifiés qui migrent petit à petit vers la position des micas). La présence massive de micas détritiques dans la séquence C prouve la présence à cette époque d'une zone métamorphique ou cristalline proche, soumise à une érosion non négligeable.

Conclusion: L'illite, présente tout au long de la coupe de la Chambotte, montre un indice d'aigu (I.A.G.) variable. La mesure de cet indice est intéressante pour retrouver la provenance des micas:

- si l'I.A.G. est faible, c'est-à-dire que la cristallinité est bonne, les micas sont d'origine métamorphique ou cristalline;
- si l'I.A.G. est fort, c'est-à-dire que la cristallinité est mauvaise, l'origine est un sédiment altéré, resédimenté.

Ainsi, l'I.A.G. étant de plus en plus faible de la séquence A à C, on pourrait supposer que les apports détritiques en provenance d'une zone métamorphique ou cristalline proche, deviennent de plus en plus importants entre la base et le sommet de cet ensemble de séquences. La séquence D, par contre, montre une fermeture à ces apports.

C.4- La kaolinite (fig. 37)

La reconnaissance de la kaolinite s'établit sur l'examen des raies (001) vers 7 Å et (002) vers 3,5 Å. Elle est assez abondante dans les séquences A et B, la discontinuité 1 étant soulignée par une petite diminution de sa teneur. Elle diminue ensuite brusquement à partir de la base de la séquence C, puis est totalement absente au sommet de la coupe dès la base de la séquence D.

C.5- La chlorite (fig. 37)

La raie (002) de la chlorite est confondue avec la raie (001) de la kaolinite, à 7 Å; la différence entre ces deux minéraux se fera donc vers 3,5 Å, où l'individualisation des raies (002) de la kaolinite et (004) de la chlorite est possible. La kaolinite étant généralement assez abondante, on n'observera pas toujours deux raies distinctes: dans ce cas la chlorite pourra se distinguer par un gonflement du côté des grands angles souvent à mi-hauteur de la raie (002) de la kaolinite.

D- LES TENDANCES EVOLUTIVES (fig. 37)

D.1- La séquence A

Elle est caractérisée par l'association: illite, kaolinite, chlorite, smectites, interstratifiés (probablement illite-montmorillonite). Les minéraux accessoires sont presque inexistantes. On note toutefois la présence de pyrite sous la discontinuité 1, pyrite qui serait peut-être à mettre en relation avec un paléosol situé au niveau de l'échantillon n°50.

D.2- La discontinuité 1

Elle ne s'accompagne pas de gros changements, hormis une diminution momentanée des teneurs en kaolinite et illite, et l'apparition des minéraux accessoires: quartz fin, goethite (assez abondante), pyrite et lépidocrocite, les trois derniers soulignant la présence de fer. Ces minéraux seront essentiellement cantonnés à la base de la séquence B, dans les assises immédiatement sus-jacentes à la discontinuité 1.

REMARQUE: Il faut toutefois rappeler que les courbes de la figure illustrant les grandes tendances sont faites à partir de **pourcentages relatifs** de sorte que lorsqu'un minéral apparaît, les autres minéraux déjà présents voient leur teneur relative diminuer. Pour cela la prudence doit être de règle car, par exemple, la diminution de la kaolinite et de l'illite au niveau de la discontinuité 1 est peut-être simplement due à l'apparition des minéraux accessoires. Il serait donc peut-être plus correct de considérer, non pas les courbes de pourcentages relatifs, mais des courbes de hauteurs de pics (de la même manière que pour le quartz).

D.3- La séquence B

Elle est caractérisée par:

- une diminution de la chlorite;
- une variation du type d'interstratifié comme on l'a déjà signalé dans le paragraphe II-C.2;
- la présence de quelques smectites 14 et de smectites indéterminables car ne pouvant être discernées des interstratifiés.

D.4- La discontinuité 2

A la différence de la première, elle marque un changement important traduit par cinq caractères:

- augmentation massive de la smectite franchement exprimée;
 - diminution de la fréquence et changement de type des interstratifiés (on observera plutôt des interstratifiés montrant une tendance à l'Allevardite, ainsi qu'à deux reprises des interstratifiés montrant un pic très net à 14 Å sur préparation séchée à l'air, et à environ 15 Å sur préparation traitée à l'éthylène glycol);
 - disparition de la chlorite à environ 5 m au-dessus de la discontinuité;
 - augmentation progressive du quartz pour atteindre un maximum au sommet de la séquence C, ce qui peut être expliqué par la présence à ce niveau de quartz néoformé. La mesure pour tracer la courbe de distribution du quartz est effectuée sur la hauteur de pic de la première raie (100) comme nous l'avons vu précédemment; le quartz néoformé, à l'inverse du détritique, est caractérisé par une première raie plus importante que la deuxième. Il est donc tout à fait normal d'observer un maximum dans la courbe de distribution du quartz, lorsque ce dernier est de néoformation;
 - réapparition de la goethite, pyrite et lépidocrocite, comme au-dessus de la discontinuité 1.
- Ces minéraux accessoires sont liés aux discontinuités qu'ils semblent jaloner.
- L'hématite trop peu fréquente pour être notée sur la figure 37, est également présente au niveau de ces deux premières discontinuités.

D.5- La séquence C

Les transformations visibles au niveau de la discontinuité 2 se poursuivent. Les smectites, beaucoup plus abondantes et mieux exprimées qu'auparavant, sont de trois sortes:

- la smectite 14 qui est de loin la plus représentée;
- la smectite 12 et la smectite en plateau qui se localisent plutôt à la base et au sommet de séquence.

D.6- La discontinuité 3

Elle n'est pas soulignée par des changements minéralogiques aussi importants qu'auparavant. Elle est marquée tout de même par trois caractères:

- disparition totale de la kaolinite;
- diminution notable du quartz fin. Ceci est probablement dû au développement de nombreuses chailles (non analysées dans les échantillons), qui se fait sûrement au détriment des cristaux de néoformation du sommet de la séquence C. En effet, selon PERSOZ et STEINHAUSER (1970) l'apparition de silicifications (chailles), indique la présence d'un seuil de saturation de la silice. "Celle-ci, qui auparavant pouvait cristalliser en microcristaux de quartz isolés se concentre en lentilles";
- apparition de la goethite (comme pour les discontinuités précédentes), qui ne reste pas cantonnée à la discontinuité 3, mais dont la teneur augmente bien au contraire tout au long de la séquence D. Cette dernière est d'ailleurs constituée de calcaires très colorés en roux, couleur indiquant une présence de fer oxydé.

Cette troisième discontinuité diffère des autres par l'absence des minéraux accessoires tels que pyrite, lépidocrocite et hématite.

D.7- La séquence D

Elle présente les mêmes caractères que la séquence C en ce qui concerne les smectites, à part la smectite 12 qui est absente. Parmi les interstratifiés dominant ceux qui présentent un pic très net à 14 Å sur préparation séchée à l'air et à 15 Å sur préparation traitée à l'éthylène glycol.

E- CONCLUSION

Cette étude a permis de détailler la nature de l'association minéralogique de la coupe de la Chambotte et de préciser les tendances évolutives durant le Berriasio-Valanginien.

D'une manière générale, les associations comportent, en proportion variable, tout ou partie des minéraux argileux et accessoires suivants: smectites, interstratifiés, illite, kaolinite, chlorite, quartz, pyrite, goethite, lépidocrocite.

L'étude des minéraux accessoires a permis de mettre en évidence que (fig. 37) :

- pyrite, goethite, lépidocrocite accompagnent les "faciès de transgression" situés au niveau des discontinuités 1, 2 et 3 et sont responsables de la couleur de ces faciès. La goethite est présente en outre dans toute la séquence D;
- le quartz, habituellement peu abondant, montre un maximum très net au sommet de la séquence C, ce maximum coïncidant avec la présence de cristaux néoformés.

L'étude des minéraux argileux a mis en évidence les faits suivants:

- à la différence des minéraux accessoires, ils sont toujours présents, au moins en partie;
- l'illite est présente dans toute la coupe avec une teneur assez constante;
- les autres minéraux voient leurs pourcentages relatifs varier considérablement, surtout au niveau de la discontinuité 2 où les smectites augmentent brusquement au détriment des interstratifiés, de la kaolinite et de la chlorite; la kaolinite disparaît d'ailleurs totalement au niveau de la discontinuité 3 et la chlorite à environ 5 m au-dessus de la discontinuité 2;
- les smectites et interstratifiés présentent des variations de composition entre le bas et le haut de la coupe: les smectites correspondent aux smectites 12, 14 et en plateau avec une forte prédominance des smectites 14 dans la séquence C; les interstratifiés appartiennent à quatre groupes (vus précédemment) qui se relaient de bas en haut de la coupe (les variations de composition seront expliquées ultérieurement - § II C);
- l'illite est intéressante, non pour sa teneur qui reste assez constante, mais pour les variations de sa cristallinité (fig.38).

Pour expliquer cette variabilité, trois hypothèses peuvent être avancées:

- Origine détritique:

.si la cristallinité est bonne, ce sont des micas détritiques provenant d'une zone métamorphique ou cristalline proche (cas de la séquence C);

. si la cristallinité est mauvaise, ce sont plutôt des illites de sédiments altérés, transportés, resédimentés (cas de la séquence D).

- Illite de néoformation, on a alors transformation des smectites en illite. La cristallinité de cette illite peut être aussi bien mauvaise que bonne.
- Existence, soit de milieux peu agressifs avec une cristallinité de l'illite alors conservée et des I.A.G. faibles, soit de milieux dégradants, dans ce cas, l'illite mal conservée présente des I.A.G. forts.

Les remarques qui viennent d'être faites sont également valables pour le Jura méridional (Molard de Vions particulièrement, PERSOZ et STEINHAUSER 1970), et le Jura neuchâtelois (Montricher, Bevaix., PERSOZ et REMANE, 1976).

Il semble donc que ces variations sont non seulement locales, mais régionales.

III- LES DIFFERENTES CLASSES DE DIFFRACTOGRAMMES (ROENTGENOFACIÈS) ET LEUR

REPARTITION SUR LA PLATE-FORME

A- METHODE EMPLOYEE

La méthode de classement des diffractogrammes est semblable à celle utilisée pour les microfaciès. Elle consiste à déterminer des classes de faciès minéralogiques (roentgénofaciès) et à les replacer par rapport aux classes de faciès sédimentologiques (microfaciès).

Tous les diffractogrammes qui présentent des caractères similaires sont regroupés en une même classe constituant ainsi un roentgénofaciès. Les caractères pris en considération diffèrent de ceux de la méthode classique car ce ne sont plus uniquement les pourcentages des différents minéraux qui sont pris en compte, mais surtout la forme des diffractogrammes, cette dernière rendant tout de même compte implicitement des intensités des pics de minéraux. Les caractères des différents roentgénofaciès distingués sont consignés dans un tableau (fig. 40).

Après avoir défini les différentes classes de roentgénofaciès présentes dans la coupe, on recherche pour chaque classe, échantillon par échantillon, à quel microfaciès il correspond. Il y a deux possibilités:

- soit les classes ne correspondent à aucun microfaciès particulier;
- soit les classes correspondent à un microfaciès et pourront ainsi être replacées sur le profil théorique de la plate-forme.

Par exemple: Classe C de roentgénofaciès

N° d'éch.	Microfaciès	Fréquence
B 132	3 à 4	7 %
B 136	10b	
B 137	10b	
B 138	10b	
B 139	10b	50 %
B 141	10b	
B 142	10b	
B 154	10b	
B 155	9c	
B 156	9c	
B 157	9c	36 %
B 161	9c	
B 162	9c	
B 173	2e	7 %

La classe de diffractogrammes C est représentative dans 50 % des cas du faciès 10b, dans 36 % des cas du faciès 9c, et dans 7 % du faciès 2e ou 3 à 4.

On procède ainsi pour chaque classe de diffractogrammes. A chacune d'entre elles ne correspond généralement pas un seul faciès mais un groupe de faciès caractéristique de milieux de dépôt très voisins sur la plate-forme; ce fait est très intéressant, car les différentes classes de diffractogrammes pourront ainsi être replacées sur le profil théorique de la plate-forme (fig. 41).

Les roentgénofaciès permettront ainsi de se situer sur cette dernière au même titre que les microfaciès, bien que peut-être de manière moins précise.

LÉGENDE DE LA FIGURE 40

Tableau récapitulatif, présentant les différents caractères des classes de diffractogrammes (roentgénofaciès).

Légende

S 14 : smectite 14

S 12 : smectite 12

S en plateau : smectite en plateau (pas de pics individualisés sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air).






In. : interstratifiés

11,5 Å, 12 Å, 13 Å, 14 Å, correspondent aux pics lus sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air.

In. en plateau : interstratifiés en plateau (pas de pics individualisés sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air).

In. en plateau 1 : le pic de l'illite est bien individualisé sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air.

In. en plateau 2 : le pic de l'illite est inclus dans le plateau.

<u>Kaolinite</u>		présente, mais peu abondante (< 18%)
		présente à fort pourcentage relatif (de 18 à 32%).
<u>Chlorite</u>		présente, mais peu abondante.
<u>Quartz</u>		présence systématique
		présence non systématique.

IAG (indice d'aigu de l'illite mesurée sur diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol) :

ex : pour la classe A, l'IAG varie de 4,5 à 7, et sa moyenne effectuée sur l'ensemble de la classe A est de 5,3.

Différences entre les classes présentant les mêmes minéraux :

Classe E et G : La classe G présente un IAG beaucoup plus faible (env. la moitié de l'IAG de la classe E).

Classe I1b et I2 : I1b : les interstratifiés gonflent à 14 Å et plus après passage à l'éthylène glycol ;
I2 : les interstratifiés gonflent à 14 Å après passage à l'éthylène glycol.

Classe J et K2 : J : les interstratifiés gonflent à 14 Å et plus après passage à l'éthylène glycol ;
K2 : les interstratifiés gonflent à 14 Å (pic plus net à 14 Å).







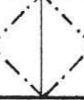
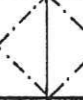
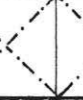

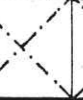










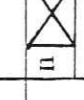
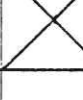
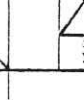
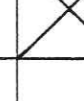
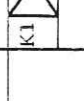
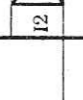
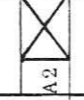

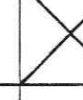

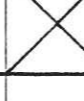
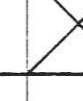
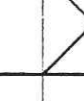
IAG (nm)	4,5 à 7 5,3	3 à 10 6,8	1,5 à 3 2,25	1,5 à 2,5 2	3,5 à 5 4,25	3 à 8,5 4,6	2 à 3 2,3	2,5 à 7,5 4,5	3 à 4,5 3,2	2,5 à 6 4,1	3 à 11 5,7
Quartz											
Chlorite											
Kaolinite											
In. en plateau ②											
In. en plateau ①											
In. 14 Å											
In. 13 Å											
In. 12 Å											
In. 11,5 Å											
M en plateau											
M 12											
M 14											
Minéraux	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K

Fig. 40: Tableau récapitulatif, présentant les différents caractères des classes de diffractogrammes.

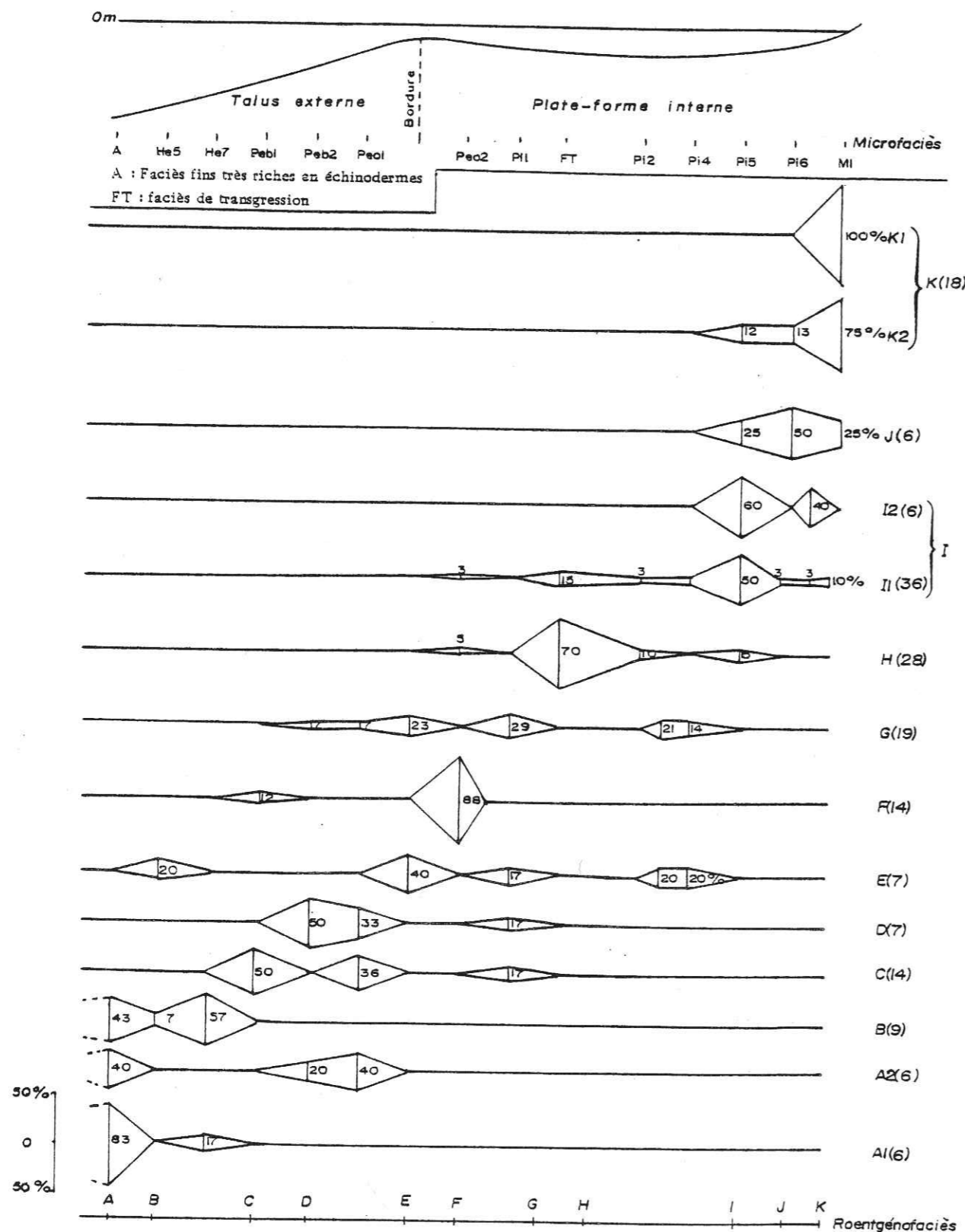


Fig. 41: Répartition des différentes classes de diffractogrammes (roentgénofaciès) par rapport aux classes de microfaciès, d'où il résulte une répartition des roentgénofaciès sur le profil théorique de la plate-forme.

Ex. : La classe J, est représentative dans 50% des cas du microfaciès 14, dans 25% des cas du microfaciès 13 ou 15. Le chiffre entre parenthèse est le nombre de diffractogrammes considérés pour chaque roentgénofaciès, le chiffre indiqué à l'intérieur du diagramme correspond au pourcentage.

Il est possible à partir de ces constatations d'envisager la répartition des minéraux sur la plate-forme et de tracer une courbe d'évolution des roentgénofaciès de la même façon que l'on a tracé une courbe d'évolution des microfaciès.

B- DESCRIPTION DES DIFFERENTS ROENTGENOFACIES (CLASSES DE DIFFRACTOGRAMMES)

Les roentgénofaciès sont constitués de diffractogrammes possédant des caractères semblables. Il a été possible de distinguer ainsi onze roentgénofaciès, désignés de A à K de l'extérieur vers l'intérieur de la plate-forme. Certains de ces roentgénofaciès peuvent eux-mêmes être subdivisés en sous classes.

Pour chaque classe il sera donné les pourcentages relatifs moyens des différents minéraux, à titre indicatif, puisque les distinctions faites d'une classe à l'autre portent essentiellement sur la forme du diffractogramme et non sur les pourcentages.

Trois grands groupes peuvent être distingués et sont représentatifs, le premier du talus externe, le deuxième de la bordure et le troisième du domaine interne.

B.1- Premier groupe: les classes A à D (talus externe) (fig.40 41)

Les caractères communs à ces quatre classes sont:

- l'importance des smectites;
- la rareté de la kaolinite, voire même son absence pour les deux premières classes (A et B);
- la présence systématique du quartz.

B.1.1- La classe A

Elle est caractérisée par (fig. 42):

- des smectites largement dominantes puisque leur teneur moyenne est de 84 %;
- de l'illite mal cristallisée (pic assez large) (16 %); l'indice d'aigu, I.A.G., est compris entre 0,45 et 0,70 avec une moyenne de $0,53^{\circ} 2 \theta$;
- du quartz détritique ou de néoformation.

Deux sous classes peuvent être distinguées dans cet ensemble:

. La sous-classe A1 (diagramme type B 213), dans laquelle la smectite est une smectite 14;

. La sous-classe A2 (diagramme type B 198) dans laquelle la smectite est une smectite en plateau. Cette sous-classe est limitée au talus externe; sa localisation est moins précise que pour les autres classes (fig. 41): présence de deux maxima laissant supposer une position approximative entre les classes B et C dans la courbe d'évolution schématique des roentgénofaciès.

B.1.2- La classe B (diag. type B 217)

Elle est caractérisée par (fig. 42):

- de la smectite 14, moins bien cristallisée que dans la sous-classe A1 (84 %);
- de l'illite mal cristallisée (16 %), $0,3 \leq \text{I.A.G.} \leq 1$ (moy. = $0,68^\circ 2\theta$).

On peut associer à cette classe le roentgénofaciès (B 221), unique dans toute la coupe, mais qui est commun pour le même type de faciès (calcaires bioclastiques grossiers à bryozoaires et échinodermes), dans l'Hauterivien (F. VIEBAN, 1983).

B.1.3- La classe C (diag. type B. 142)

Elle est caractérisée par (fig. 43):

- de la smectite en plateau, mal cristallisée, dont la teneur est moins importante qu'auparavant (40 %);
- de l'illite en quantité assez semblable à celle de la smectite (35 %), $0,15 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,3$ (moy. = $0,23^\circ 2\theta$);
- l'apparition de la kaolinite (18 %);
- une faible quantité d'interstratifiés (5 %).

B.1.4- La classe D (diag. type B 193)

Elle montre (fig. 43):

- de la smectite 12 (46 %);
- du mica bien cristallisé (48 %), $0,15 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,25$ (moy. = $0,2^\circ 2\theta$).
- de la kaolinite.

B.2- Deuxième groupe: les classes E à G (bordure) (fig. 40-41)

Ce groupe présente des caractères semblables, d'une part au talus externe, d'autre part au domaine interne.

B.2.1- La classe E (diag. type B 143)

Elle comprend (fig. 43):

- de la smectite 14 (71 %);
- de l'illite (25 %), $0,35 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,5$ (moy. = $0,43^\circ 2\theta$);
- de la kaolinite (4 %);
- du quartz dont la présence est systématique.

B.2.2- La classe F (diag. type B 100)

Elle est caractérisée par (fig. 43):

- des smectites dont la proportion diminue considérablement (7%);
- de l'illite qui devient le minéral le plus représenté bien que mal cristallisé (37 %) $0,3 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,85$ (moy. = $0,46^\circ 2\theta$).

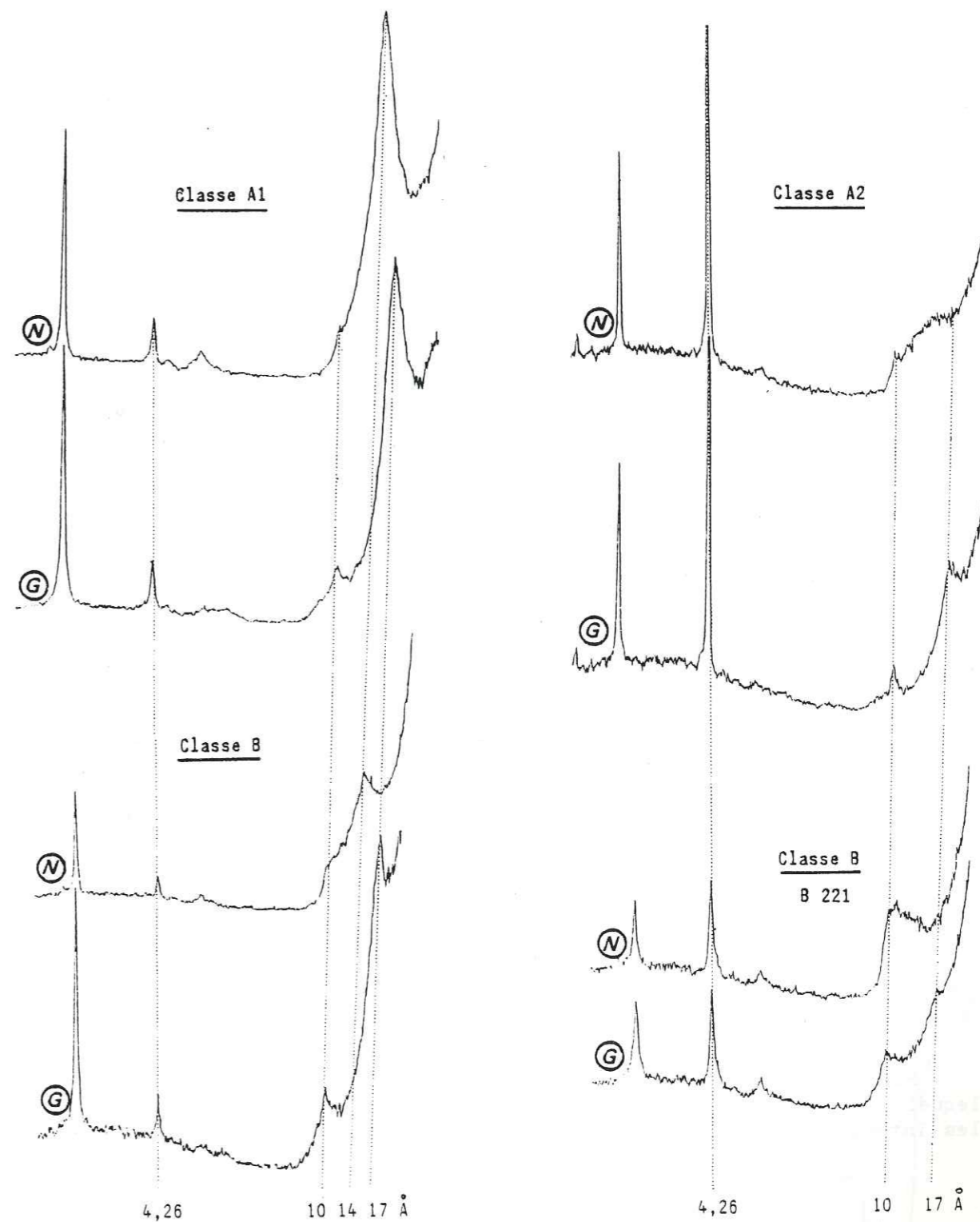


Fig. 42: Diffractogrammes types des classes A1; A2 et B.

4,26 Å : quartz, 7,15 Å : kaolinite,
 10 Å : illite, 12 Å : interstratifié.
 14 Å : smectite 14 sur diffractogramme N,
 17 Å : smectite sur diffractogramme G.
 N : Normal
 G : Glycol

- de la kaolinite en proportion relativement plus importante (31 %);
- des interstratifiés en plateau englobant le pic de l'illite (26 %) sur préparation séchée à l'air et qui, après passage à l'éthylène glycol, gonflent de 14 à 17 Å;
- du quartz dont la présence n'est pas systématique.

B.2.3- La classe G (diag. type B 175)

Elle est typique par (fig. 43):

- de la smectite 14 en forte proportion (65 %);
- de l'illite bien cristallisée (26 %), $0,2 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,3$ (moy. = $0,23^\circ 2\theta$);
- de la kaolinite (9 %);
- du quartz dont la présence n'est pas systématique.

Cette classe présente des caractères semblables à ceux de la classe E, à l'exception toutefois de la cristallinité de l'illite. Dans le cas de la classe G, l'illite est bien mieux cristallisée (moyenne de $0,23^\circ 2\theta$ pour la classe G et de $0,43^\circ 2\theta$ pour la classe E). Elle est également mieux exprimée sur préparation séchée à l'air, où elle se détache des smectites, à la différence de celle de la classe E, où elle est plus ou moins englobée dans le pic de la smectite.

B.3- Troisième groupe: les classes H à K (plate-forme interne) (fig. 40-41)

De la classe H à la classe K les roentgénofaciès présentent les caractères communs suivants:

- présence de chlorite, qui apparaît dès la classe H;
- présence non systématique du quartz, qui reste cependant assez fréquent;
- importance quantitative des minéraux dans l'ordre suivant, en allant du plus vers le moins important: illite, kaolinite, interstratifiés, smectites, chlorite quand elle existe.

Parmi ces quatre classes, les minéraux rencontrés et l'ordre dans lequel ils se présentent restant le même, la différenciation porte sur les interstratifiés qui ne se présentent pas toujours de la même manière.

B.3.1- La classe H (diag. type B 3)

Elle est caractérisée par (fig. 43)

- des smectites (7 %);
- de l'illite (38 %), $0,25 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,75$ (moy. = $0,45^\circ 2\theta$);
- de la kaolinite (31 %);
- de la chlorite (5 %);
- des interstratifiés (19 %), présentant un bombement (plus qu'un pic) à environ 13 Å sur préparation séchée à l'air, et qui gonflent entre 14 et 17 Å au passage à l'éthylène glycol;

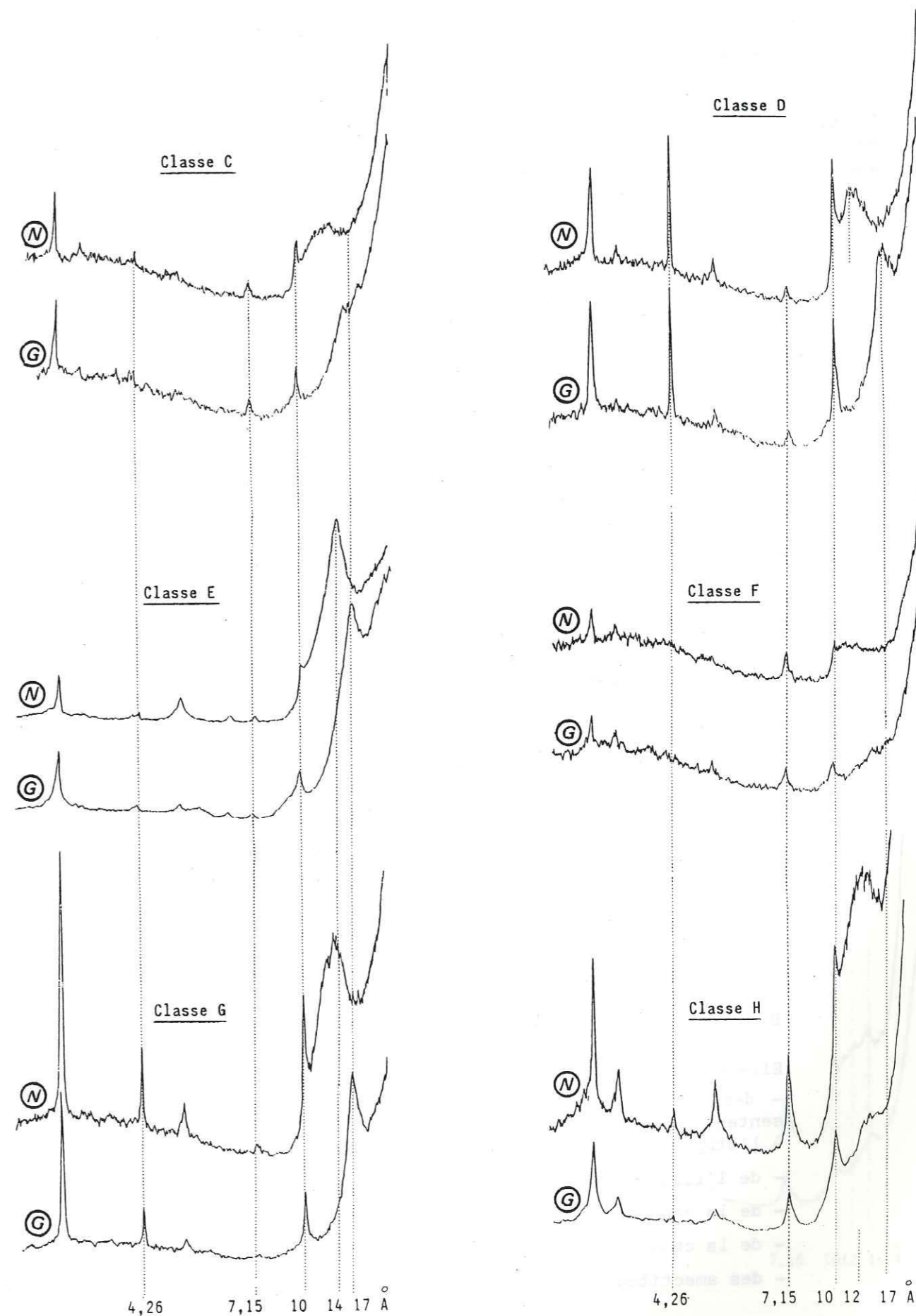


Fig. 43: Diffractogrammes types des classes C, D, E, F, G, H.

Légende : voir fig. 42.

-des minéraux accessoires: pyrite, lépidocrocite, goethite souvent présents.

Remarque: Trois diffractogrammes présentent un interstratifié à 11,5 Å (le pic étant supérieur au pic de l'illite). Ils ont été inclus dans la classe H, car ils correspondent à des microfaciès semblables et sont trop peu nombreux pour que la création d'une nouvelle classe paraisse nécessaire.

B.3.2- La classe I (diag. type B 7 et B 77)

Elle est représentée par (fig.44):

- de la smectite (4 %);
- de l'illite (45 %), $0,3 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,55$ (moy.= $0,3 \cdot 2^\circ 2\theta$);
- de la kaolinite (30 %);
- de la chlorite (4 %);
- des interstratifiés (17 %) qui se présentent de deux façons différentes, constituant ainsi deux sous-classes.

. La sous-classe I1 est caractérisée:

- ou bien par un interstratifié en plateau, le même que pour la classe F, mais dans le cas de la classe I, l'illite se détache des interstratifiés (diag. type B 7 : I1a);
- ou bien par un interstratifié qui présente plusieurs pics ou un seul sur préparation séchée à l'air, mais dont le plus important est toujours situé à 11,5 Å (diag. type B 77 : I1b) et qui, traité à l'éthylène glycol, gonfle à 14 Å et plus.

. La sous-classe I2 est typique par un pic de 11,5 Å bien marqué de même que la réponse à 14 Å après passage à l'éthylène glycol. On constate que cette sous-classe correspond à des microfaciès un peu plus internes.

La différence entre I1 et I2 n'étant pas très accentuée, on placera ces deux sous-classes au même endroit sur le profil théorique de la plate-forme tout en signalant dans le tracé de la courbe d'évolution l'existence du diffractogramme I2 par un petit pic en pointillé dirigé vers les faciès internes.

B.3.3- La classe J (diag. type B 12)

Elle est caractérisée par (fig.44):

- des interstratifiés qui, sur préparation séchée à l'air, présentent un pic à 14 Å et qui gonflent de 14 à 17 Å par passage à l'éthylène glycol (20 %);
- de l'illite (39 %), $0,25 \leq \text{I.A.G.} \leq 0,6$ (moy.= $0,4 \cdot 1^\circ 2\theta$);
- de la kaolinite (32 %);
- de la chlorite (4 %);
- des smectites (4 %).

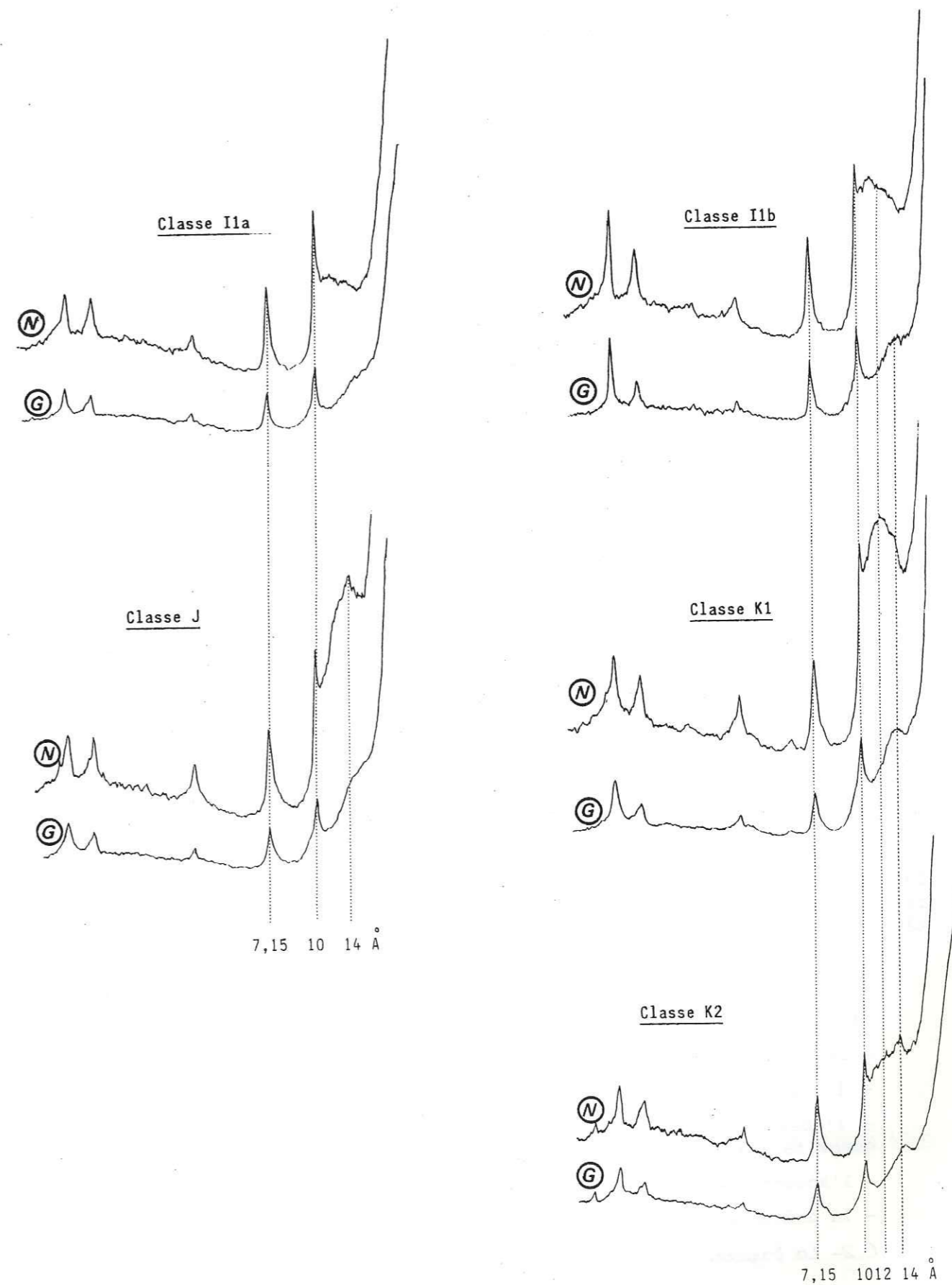


Fig. 44: Diffractogrammes types des classes I1a, I1b, J, K1, K2.

Légende : voir fig. 42 .

B.3.4. La classe K (diag. type B 4 et B 46)

Elle montre la présence (fig. 44)

- d'interstratifiés (24 %);
- d'illite (45 %), $0,3 \langle \text{I.A.G.} \rangle 1,1$ (moy. = $0,5 \cdot 7^\circ 2 \theta$);
- de la kaolinite (18 %);
- de la chlorite (4 %);
- de smectites (3 %).

Elle comprend deux sous-classes qui sont:

.La sous-classe K1 (diag. type 4), qui présente un interstratifié montrant un pic à 12 Å et un pic à 14 Å sur préparation traitée à l'éthylène glycol;

. La sous-classe K2 (diag. type B 46): L'interstratifié forme un pic à 14 Å sur préparation séchée à l'air, et reste à 14 Å après passage à l'éthylène glycol. Ce minéral peut être soit un interstratifié chlorite-vermiculite, soit une vermiculite seule, soit une chlorite. Pour trancher, un chauffage à 550° serait utile.

C-REPARTITION DES DIFFERENTS MINERAUX SUR LA PLATE-FORME (fig. 45)

Il est possible de comparer les associations minéralogiques d'une classe à une autre. On constate ainsi que ces associations se distinguent:

- soit par l'apparition ou la disparition d'un nouveau minéral;
- soit par des variations de pourcentage de minéraux semblables.

L'illite est le seul minéral dont la présence reste quasi constante dans tous les faciès.

A partir des pourcentages des différents minéraux de chaque classe de diffractogrammes, il est possible de donner la répartition préférentielle de chaque minéral, dans la mesure où ces classes ont pu être replacées l'une par rapport à l'autre, le long d'un profil théorique de la plate-forme (talus externe, bordure, plate-forme interne), présente des caractères minéralogiques différents:

C.1- Le talus externe

Il est caractérisé par:

- la prédominance très nette des smectites;
- l'absence ou la présence en proportion minime des interstratifiés;
- l'absence de kaolinite pour la partie la plus externe, une petite quantité pouvant apparaître lorsque l'on se rapproche de la bordure;
- l'absence de chlorite;
- la présence de quartz.

C.2- La bordure

Elle est une zone plus complexe, aussi bien du point de vue minéralogique que faciologique. Elle montre, en effet, compte-tenu de sa position, des caractères qui sont selon les cas comparables soit à ceux du talus externe, soit à ceux de la plate-forme interne. La minéralogie traduit parfaitement ce caractère fondamental.

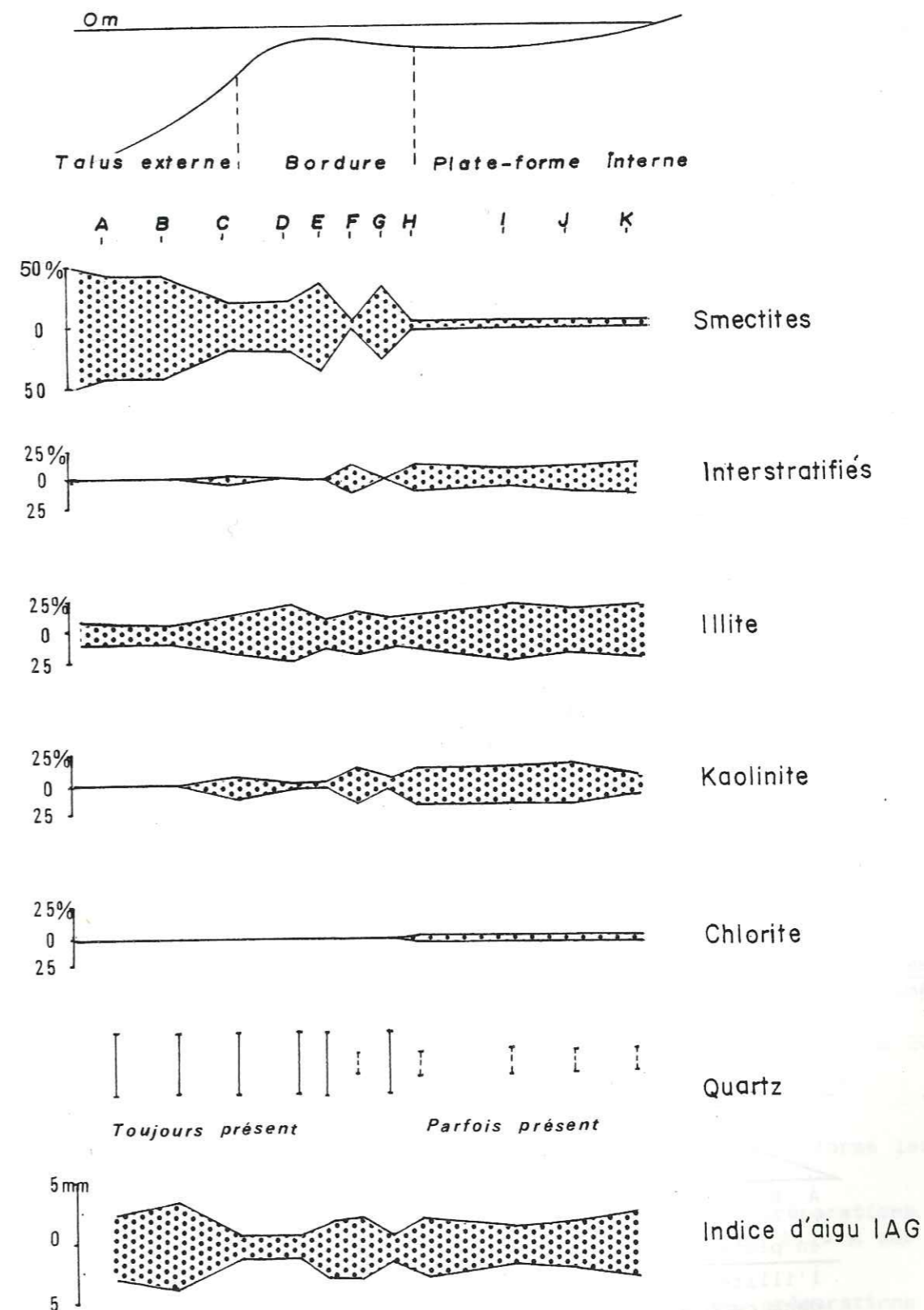


Fig. 45: Répartition des différents minéraux, et de l'indice d'aigu de l'illite, IAG, sur la plate-forme.

- absence de la chlorite comme sur le talus externe;
- présence des smectites, interstratifiés, kaolinite et quartz, à des teneurs sujettes à des variations rapides.

La cristallinité de l'illite varie également à ce niveau (fig. 38). Le fait le plus important est une variation en sens inverse des smectites et du quartz, d'une part, des interstratifiés et de la kaolinite d'autre part. Les pourcentages les plus faibles de smectites et quartz, et donc les pourcentages les plus forts de kaolinite et d'interstratifiés, sont caractéristiques du domaine interne de la plate-forme et correspondent, sur la bordure, à des faciès oolitiques.

Parmi les classes constitutives de cet ensemble, la classe F présente des caractères très proches de ceux des classes du domaine interne de la plate-forme. Ceci n'est pas choquant, puisqu'elle est représentée dans 88 % des cas par un faciès "oolitique", qui possède de nombreuses affinités sédimentologiques avec les faciès du domaine interne.

C.3- La plate-forme interne

Elle est caractérisée par:

- une faible teneur en smectites;
- la présence de kaolinite, parfois assez abondante;
- l'apparition de la chlorite;
- la présence systématique d'interstratifiés, dont la composition varie: de la classe la plus interne à la plus externe, on constate un changement de la nature des interstratifiés (fig. 46):

- . des interstratifiés présentant sur préparation séchée à l'air, un pic à 12 ou 14 Å, et qui gonflent à 14 Å après passage à l'éthylène glycol (classe K);
- . des interstratifiés à 14 Å gonflant de 14 à 17 Å (classe J);
- . des interstratifiés en plateau ou à 11,5 Å, gonflant de 14 à 17 Å (classe I);
- . des interstratifiés à 13 Å gonflant de 14 à 17 Å (classe H);
- . des interstratifiés en plateau avec le pic de l'illite plus ou moins inclus dans ce plateau (classe F).

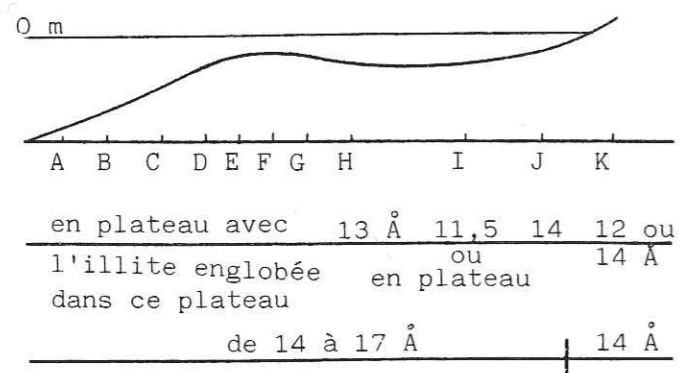


Fig. 46: Répartition des différents interstratifiés sur la plate-forme

Une précision peut être apportée par l'étude des quatre groupes d'interstratifiés définis précédemment (§ II.C.2) à partir des diffractogrammes des échantillons traités à l'éthylène glycol, et non plus séchés à l'air, comme c'est le cas pour la différenciation des roentgénofaciès (F à K). Ces quatre groupes d'interstratifiés peuvent être replacés sur le profil théorique de la plate-forme, grâce au positionnement connu des différentes classes de diffractogrammes.

L'association des renseignements fournis par les diffractogrammes de préparations séchées à l'air (utilisés pour définir les roentgénofaciès, fig. 46) et ceux des diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol (fig. 47), permet de préciser le mode de répartition des interstratifiés sur la plate-forme.

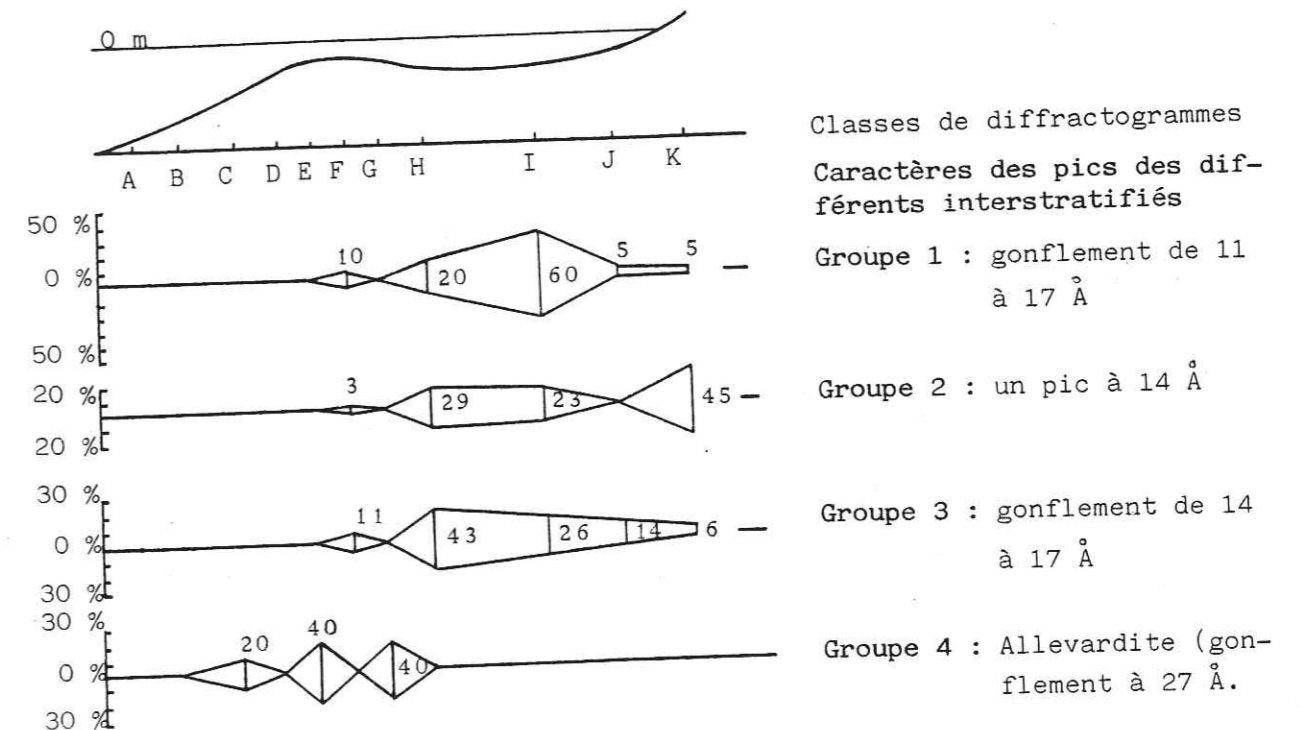


Fig. 47: Distribution et répartition sur la plate-forme des 4 groupes d'interstratifiés (définis à partir des diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol), dans les classes de diffractogrammes (ceci exprimé en pourcentages).

ex.: le groupe 1, se rencontre à 60 % des cas dans la classe I, dans 20 % des cas dans la classe H...

On note donc, de l'intérieur vers l'extérieur de la plate-forme les interstratifiés suivants:

- des interstratifiés qui, sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air, montrent un pic à 12 Å ou à 14 Å, et à 14 Å sur préparations traitées à l'éthylène glycol (classe K);
- des interstratifiés qui, sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air, présentent un pic à 14 Å, et qui, sur diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol, gonflent de 14 Å à 17 Å (classe J);
- des interstratifiés qui, sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air sont caractérisés par un plateau ou un pic à 11,5 Å et qui, sur diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol, ne montrent qu'un léger gonflement de 11 à 17 Å (classe I);

- des interstratifiés qui, sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air, présentent un pic à 13 Å, et qui sur diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol, gonflent dans la plupart des cas de 14 à 17 Å (classe H);

- des interstratifiés qui, sur diffractogrammes de préparations séchées à l'air, sont typiques par l'existence d'un plateau englobant le pic de l'illite et qui après passage à l'éthylène glycol, gonflent de 14 à 17 Å (classe F);

- des interstratifiés réguliers, illite-montmorillonite (Allevardite) présents surtout dans les classes assez externes, telles que les classes E et G.

Ces interstratifiés ne se répartissent pas au hasard, mais se relaient de bas en haut de la coupe (§ II.C.2). Deux hypothèses avaient été avancées pour expliquer ces variations de composition qui seraient soit liées aux faciès, soit stratigraphiques.

Nous constatons que les deux premiers groupes d'interstratifiés dominent très largement dans la séquence A, séquence la plus interne. Le troisième groupe apparaît essentiellement dans la séquence B, avec des caractères un peu plus externes; enfin, le quatrième groupe prédomine dans la séquence C, séquence encore un peu plus externe (fig. 37).

La variation de composition des interstratifiés est donc liée aux faciès, ou plus précisément à la localisation des dépôts sur la plate-forme. Les éléments d'interprétation manquent encore pour expliquer ce phénomène, ce qui nécessiterait des recherches complémentaires.

Conclusion

Les différents minéraux ayant pu ainsi être replacés sur la plate-forme par analogie avec les microfaciès, on constate qu'ils ne se disposent pas n'importe comment. Les smectites et le quartz se répartissent préférentiellement sur le talus externe, alors que les interstratifiés, la kaolinite et la chlorite dominent dans le domaine interne de la plate-forme.

Cette répartition pourrait être interprétée, tout au moins en grande partie, comme le reflet du tri hydrodynamique des apports détritiques.

Les smectites étant des particules très fines, ne semblent pas se déposer dans les milieux trop agités; c'est pourquoi elles se cantonneraient au talus externe, où leur dépôt serait possible dans les milieux déjà plus profonds et plus calmes. Elles sont présentes également sur la bordure, dans les faciès présentant encore des caractères minéralogiques externes. Dans ce cas, elles seraient probablement piégées dans les cavités intergranulaires des sédiments sableux.

L'absence des smectites dans les faciès oolitiques peut être expliquée de la manière suivante: les oosparites observées correspondraient probablement à un milieu d'accumulation et non de formation des oolites. Ces faciès oolitiques auraient donc subi un transport et se seraient déposés dans un milieu certainement agité, empêchant le dépôt des particules fines.

La présence de ces milieux agités expliquerait l'existence sur la bordure de faciès à caractères minéralogiques externes, c'est à dire à fort pourcentage de smectites, ces derniers étant piégés lors de la période de calme de la mer.

Le quartz obéit probablement à la même règle, bien que la taille des cristaux soit habituellement plus importante. En effet, il se répartit sur la plate-forme de la même manière que les smectites. Il est également présent dans les "faciès de transgression". Il serait dans ce dernier cas lié à l'élévation du niveau de la mer qui, s'accompagnant obligatoirement d'une diminution de l'hydrodynamisme, permettrait au quartz de se déposer là où il était éliminé auparavant. Ainsi a-t-on l'impression que le quartz "remonte" sur la plate-forme, à partir des milieux plus profonds de la mer ouverte.

La kaolinite et la chlorite sont cantonnées au domaine interne de la plate-forme pour des raisons qui ne sont pas encore élucidées. Les particules de kaolinite et de chlorite seraient-elles retenues pour des raisons de tailles ou/et de poids trop importants ?

D- COURBE D'EVOLUTION DES ROENTGENOFACIES (fig. 48)

Les roentgénofaciès étant replacés par rapport au profil théorique de la plate-forme, il est possible de tracer une courbe d'évolution des roentgénofaciès comparable à celle des microfaciès. La figure 48 montre la similitude complète des deux courbes. On retrouve les discontinuités majeures (1,2,3), les séquences, aussi bien majeures (A,B,C,D) que mineures (1,2,3,4,5), et même l'évolution générale vers des faciès de plus en plus externes de bas en haut de la coupe.

Cette courbe est une illustration parfaitement claire du lien qui existe entre la sédimentologie et la minéralogie: à chaque zone de la plate-forme correspond un certain environnement, tant faciologique que minéralogique.

A partir des classes de diffractogrammes mises en évidence, il est donc possible de tracer une courbe séquentielle de la même manière qu'on peut le faire à partir d'une étude de microfaciès.

En outre, ces deux méthodes se complètent mutuellement comme le montre l'exemple de la microséquence A. Celle-ci, limitée à sa base par la discontinuité Aa, a été mise en évidence par l'étude minéralogique seulement. En effet, cet événement n'était pas apparu sur la courbe d'évolution des microfaciès, en raison d'une dolomitisation complète des calcaires de cette assise qui empêchait la reconnaissance des faciès. Fait étonnant et très intéressant, cette séquence A1, inobservable à la Chambotte par le biais de l'analyse des faciès, a été retrouvée dans d'autres coupes voisines telles que celles du Val du Fier (flanc W et E de l'anticlinal du Gros Foug), Billième, St Germain les Paroisses.

En résumé, l'étude minéralogique permet de prendre le relai de l'examen des microfaciès lorsque ceux-ci ne peuvent plus être directement observés (dolomitisation et, pourquoi pas, séries faiblement métamorphiques dans lesquelles les transferts de matière ne sont pas très importants); elle permet en outre de tracer une courbe d'évolution séquentielle semblable à celle obtenue par l'étude sédimentologique.

E- REMARQUES

Les quelques exemples consignés dans ce paragraphe permettent de montrer la complémentarité des études minéralogiques et sédimentologiques, ainsi que l'apport de l'analyse des roentgénofaciès à la méthode d'étude classique par le calcul des pourcentages relatifs.

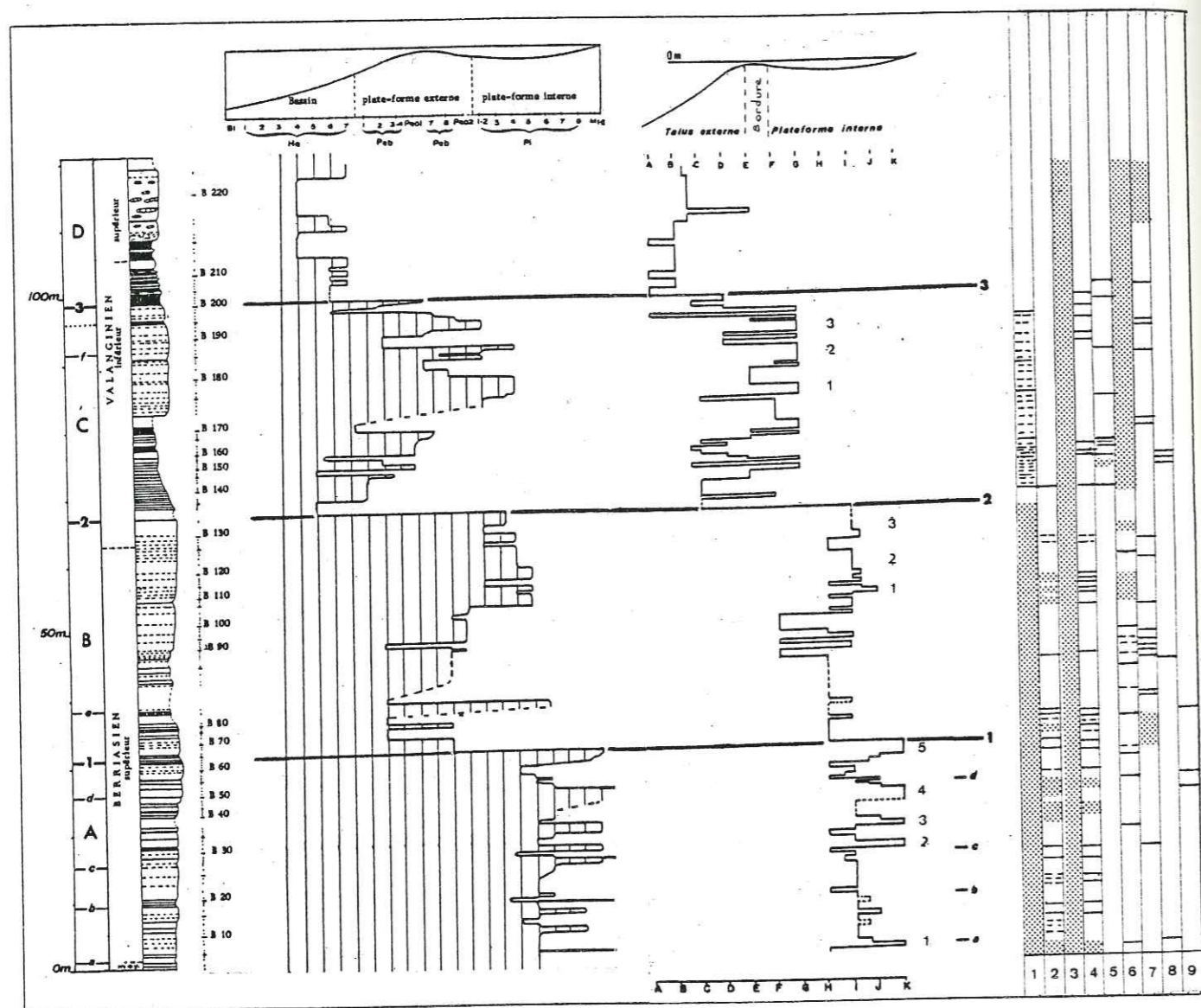


Fig. 48: Parallélisme entre les courbes d'évolution des microfaciès (à gauche) et des roentgénofaciès (à droite) ; répartition des minéraux argileux et accessoires :

- | | |
|------------------|--------------------|
| 1 : kaolinite, | 6 : quartz, |
| 2 : chlorite, | 7 : goethite, |
| 3 : illite, | 8 : lépidocrocite, |
| 4 : smectite 12, | 9 : pyrite. |
| 5 : smectite 14, | |

A, B, C, D : séquences majeures ; 1 2 3 4 5 : séquences mineures.
 1, 2, 3 : discontinuité majeure ; a, b, c... : discontinuité mineure.
 B1, He1, He2... : faciès ; A, B, C... de la deuxième courbe d'évolution correspond aux classes de diffractogrammes (roentgénofaciès).

E.1- Apport de la minéralogie à la sédimentologie

Remarque 1

Les remaniements synsédimentaires peuvent être mis en évidence par l'étude minéralogique, comme le montre l'exemple suivant:

Dans un des bancs sus-jacents à la discontinuité 1 (banc correspondant à la prise de l'échantillon B 80), on a pu observer la présence de galets de micrite grise, remaniés dans une sparite rousse assez externe. Une analyse minéralogique, d'une part du galet, d'autre part de la sparite rousse encaissante, dénote bien cette différence: le diffractogramme correspondant au galet présente des caractères plus internes (classe J) que celui de la roche encaissante (classe H).

Il faudra donc être très prudent sur le terrain, et regarder si l'échantillon pris est bien représentatif du banc.

E.2- Apport de la sédimentologie à la minéralogie

La courbe de distribution de la kaolinite montre la présence de deux maxima séparés par un minimum intermédiaire. Ce dernier a été parallélisé par PERSOZ et REMANE (1976) avec l'apparition de *Keramosphera allobrogensis* qui constitue un niveau isochrone selon STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971). Compte-tenu des résultats de l'analyse séquentielle, on peut préciser que ce minimum intermédiaire est lié à la discontinuité 1, alors que le *Keramosphera allobrogensis* apparaît au-dessous de cette dernière, tant dans la coupe de la Chambotte (où il est présent dans les échantillons B 32, B 37, B 39, fig. 37), que dans toutes les autres coupes étudiées.

E.3- Apport de l'analyse des roentgénofaciès à la méthode d'étude classique par le calcul des pourcentages relatifs

L'analyse des roentgénofaciès permet d'éviter certaines erreurs que l'on peut commettre par la méthode classique.

Par exemple, l'étude classique montre que le changement de loin le plus important est au niveau de la discontinuité 2 (fig. 37). Ce changement correspondant à une augmentation brutale de la smectite au détriment de la kaolinite, de la chlorite, et des interstratifiés, peut être expliqué par une localisation près de la bordure de la plate-forme où des variations du niveau de la mer, pas nécessairement importantes, permettraient le dépôt de sédiments à caractères tantôt internes (peu de smectites, et une teneur en kaolinite assez importante), tantôt externes (smectites abondantes, très peu ou pas de kaolinite). Ce positionnement à proximité de la bordure au niveau de la séquence C, est confirmé par l'étude des microfaciès. Il serait ainsi dangereux de conclure que la discontinuité 2 est de loin la plus importante, car la discontinuité 1 concerne des faciès de plate-forme interne où les variations minéralogiques sont moins impressionnantes.

La courbe des roentgénofaciès, matérialisant les discontinuités par un retour brusque vers des roentgénofaciès plus externes, a l'avantage sur la méthode classique de mettre en évidence les discontinuités indépendamment de la localisation sur la plate-forme: on peut lire sur une courbe de ce type, aussi bien une discontinuité affectant des faciès de plate-forme interne (discontinuité 1) que celles situées dans des faciès de bordure (discontinuité 2).

IV- CONCLUSION

L'étude minéralogique du Berriaso-Valanginien, basée sur l'examen de la coupe de la Chambotte, a été scindée en deux parties: description minéralogique par la méthode classiquement employée, étude de la répartition des roentgénofaciès sur la plate-forme par comparaison des résultats minéralogiques avec ceux de l'étude des microfaciès.

L'étude minéralogique classique, a permis de préciser l'environnement minéralogique du Berriaso-Valanginien dans la coupe de la Chambotte, et de comparer les résultats obtenus avec ceux des travaux antérieurs.

L'environnement minéralogique est le suivant:

- smectites, interstratifiés, illite, kaolinite, chlorite pour les minéraux argileux;
- quartz, pyrite, goethite, lépidocrocite pour les minéraux accessoires.

Ces derniers, sont essentiellement cantonnés au niveau des discontinuités, la goethite étant toutefois bien représentée dans la séquence D. Le quartz, habituellement peu abondant, montre un maximum coïncidant avec la présence de cristaux néoformés.

Les minéraux argileux, à la différence des minéraux accessoires sont présents dans toute la coupe, avec des pourcentages relatifs variables. Le changement le plus important a lieu au niveau de la discontinuité 2, où la proportion des smectites augmente brusquement au détriment de celles des interstratifiés, de la kaolinite et de la chlorite. Cette dernière sera la première à disparaître, environ 5 m au-dessus de la discontinuité 2, alors que la kaolinite disparaîtra seulement au niveau de la discontinuité 3. Les smectites et interstratifiés présentent non seulement des variations de teneur, mais également des variations de composition. On constate la présence de quatre types de smectites (smectites 12, 14, en plateau, ou indifférentiables des interstratifiés), quatre types d'interstratifiés, chacun de ces types étant défini à partir de préparations traitées à l'éthylène glycol. Ces différents interstratifiés se relaient de bas en haut de la coupe.

L'illite, est intéressante non pour sa teneur qui reste assez constante mais pour les variations de sa cristallinité (fig.38); elle dépend d'une part de l'origine des apports détritiques; d'autre part du caractère néoformé de l'illite et de l'existence de milieux peu agressifs ou de milieux dégradants.

Des comparaisons avec les successions du même âge d'une part du Jura méridional (Molard de Vions, PERSOZ et STEINHAUSER, 1970), d'autre part du Jura Neuchâtelois (Montricher, Bevaix., PERSOZ et REMANE, 1976), ont pu être établies.

Les variations observées à la Chambotte, le sont aussi dans ces deux régions de sorte qu'elles semblent donc non seulement locales, mais régionales.

L'étude des classes de diffractogrammes (roentgénofaciès) a permis la comparaison des classes obtenues avec les microfaciès recensés.

Grâce à cette comparaison, il a été possible de replacer les différents roentgénofaciès par rapport au profil théorique de la plate-forme, d'obtenir ainsi une répartition des minéraux sur cette dernière et de tracer une courbe d'évolution des roentgénofaciès.

La répartition des minéraux montre trois grands ensembles, différents selon la position sur la plate-forme (talus externe, bordure, plate-forme interne).

- Le talus externe, présente l'association minéralogique suivante: smectites, dont la prédominance est nette, illite et quartz. Il s'y ajoute parfois une faible quantité de kaolinite et d'interstratifiés.
- La bordure, est une zone complexe. Elle montre, compte-tenu de sa position, des caractères qui sont comparables, soit à ceux du talus externe, soit à ceux du domaine interne de la plate-forme.
- La plate-forme interne est essentiellement caractérisée par l'apparition de chlorite, la présence et parfois l'abondance de la kaolinite, et des interstratifiés dont la composition est variable selon la position sur la plate-forme.

La courbe d'évolution des roentgénofaciès et la courbe d'évolution des microfaciès montrent une similitude complète. On peut observer dans les deux cas les discontinuités majeures, les séquences aussi bien majeures que mineures, ainsi que l'évolution sédimentologique générale de la série concernée.

De ce fait, à chaque séquence sédimentaire correspond une séquence minéralogique.

En conclusion de cette étude, on peut donc retenir les faits importants suivants:

- L'étude de la cristallinité de l'illite a permis de déterminer l'origine des apports détritiques. L'apparition massive de micas détritiques de bonne cristallinité dans la séquence C correspond à un apport détritique provenant de l'érosion d'une zone métamorphique ou cristalline proche, apport qui cesse au niveau de la séquence D.

Ce détritisme, caractéristique uniquement de la séquence C, laisse entrevoir l'importance de modifications paléogéographiques (mouvements eustatiques, tectoniques..) au niveau de la discontinuité 2 (base de la séquence C).

- L'association des études minéralogique et sédimentologique a permis de mettre en évidence:

- . un parallélisme très net entre l'évolution des microfaciès et celle des roentgénofaciès (fig. 48)

- . une remise en question de la notion d'apparition synchrone de telle ou telle argile au sein de cette série sédimentaire, puisque la répartition des argiles est liée aux faciès. Ainsi le dépôt d'un sédiment sur la plate-forme interne (faciès internes), montrant essentiellement de la kaolinite, de la chlorite et des interstratifiés peut être parfaitement synchrone du dépôt sur le talus externe ou dans le bassin (faciès externes) d'un sédiment caractérisé par la prépondérance des smectites;

- . une localisation des différentes argiles sur la plate-forme (fig. 45). La connaissance de cette répartition doit permettre, par une analyse minéralogique, de se situer par rapport aux principaux domaines de cette plate-forme.

Par exemple, l'association kaolinite-chlorite-interstratifiés, permet de dire que l'on se situe sur la plate-forme, au contraire, si l'on a une forte proportion de smectites, on pourra se situer sur le talus externe ou dans le bassin.

Cette nouvelle façon d'aborder les problèmes minéralogiques permet donc de replacer les événements minéralogiques dans leur contexte de plate-forme carbonatée. On possède désormais, deux outils de travail (minéralogie et microfaciès), qui peuvent s'employer soit séparément puisque aboutissant à des courbes similaires, soit simultanément dans un but de complémentarité (§ III.D).

Cette complémentarité des deux méthodes devrait permettre une plus grande souplesse dans les études régionales. On pourrait alors envisager de les utiliser de la manière suivante:

- les études minéralogiques, compte-tenu des coûts d'analyse par diffraction X, pourraient être limitées et réservées, bien qu'elles soient peut-être plus simple et plus rapide à obtenir, tout au moins pour le Berriaso-Valanginien;
- les études sédimentologiques, moins onéreuses, permettraient au contraire d'établir des corrélations entre deux coupes minéralogiques éloignées, sans qu'un examen minéralogique soit nécessaire pour les coupes intermédiaires.

CHAPITRE IV

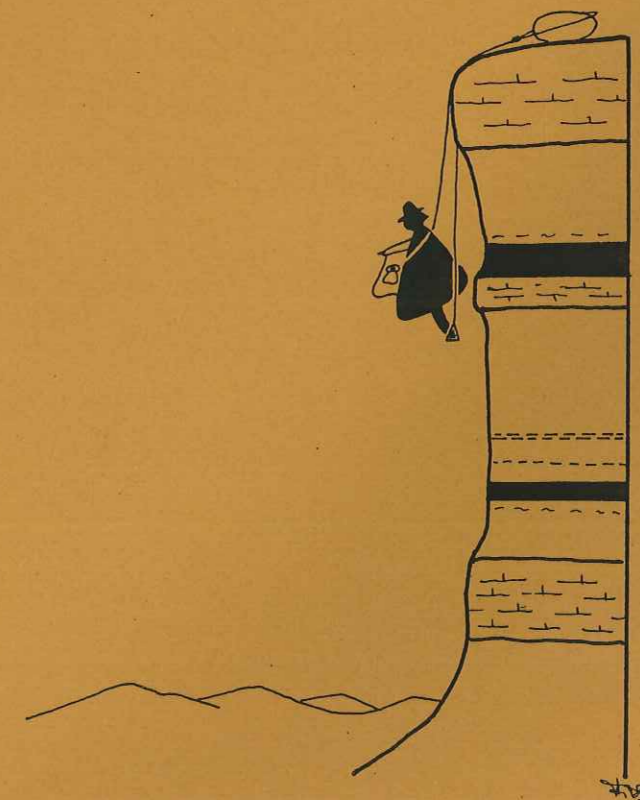
ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

I - INTRODUCTION

II - ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

III - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

IV - CONCLUSION



ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

I- INTRODUCTION

A- PRINCIPAUX CARACTERES DE LA SERIE ETUDIEE

Les problèmes posés par la série berriaso-valanginienne dans le Jura méridional et le massif subalpin des Bauges, et dont l'historique est résumée dans le paragraphe V, chapitre I, ont pu être élucidées, tout au moins en partie, par l'étude de neuf coupes. Ce sont:

- Pour le Jura méridional, les coupes du Val de Fier (Ouest), du Val de Fier (Est-rive gauche et droite), St Germain les Paroisses, Billième, La Chambotte, Pierre Châtel et Molard de Vions.

- Pour le massif subalpin des Bauges, la coupe du Revard (localisation, fig.5)

. D'un point de vue lithologique, la série berriaso-valanginienne est différente dans le Jura méridional et dans le massif subalpin des Bauges (fig.49).

- Dans le Jura méridional, cette succession peu épaisse (épaisseur variant de 60 à 100 m d'W en E), est représentée au dessus des faciès "Purbeckiens" par trois barres calcaires massives séparées par deux niveaux plus tendres.

- Dans le massif subalpin des Bauges, la série, bien plus épaisse (environ 220 m), est représentée de la base au sommet par une alternance de marnes et calcaires (50 m), un ensemble calcaire plus massif (125 m) et une alternance de calcaires et marnes déterminant un replat (50 m).

La base et le sommet de cette série n'ont pas toujours pu être observés.

La base est constituée dans le Jura par le faciès "Purbeckien", alternance de calcaires et marnes plus ou moins verdâtres, à galets noirs et characées (faciès médio- à supralittoraux) et dans le massif subalpin des Bauges par une alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes à faune planctonique (faciès de bassin).

Le sommet est caractérisé dans toutes les coupes étudiées par des calcaires roux assez tendres, souvent masqués par la végétation, tant dans le Jura que dans le massif subalpin des Bauges.

. D'un point de vue sédimentologique, il a été possible de replacer les différents faciès de la série berriaso-valanginienne dans leur contexte paléogéographique, et ainsi de tracer une courbe d'évolution des microfaciès, reflet des différentes oscillations relatives du niveau de la mer au cours du temps.

Cette courbe d'évolution séquentielle a révélé l'existence de quatre séquences majeures (A, B, C et D) et de cinq horizons de discontinuités principaux (0 à 4) (fig. 49).

Les trois premières séquences (A, B et C) essentiellement constituées par des faciès de plate-forme interne, correspondent à des séquences de comblement caractérisées par le passage vertical progressif des faciès du talus externe (à la base) à ceux de la plate-forme interne (au sommet). Ces séquences matérialisent ainsi trois tentatives d'installation de la plate-forme, chaque fois interrompues par un brusque approfondissement des milieux de dépôt. Chacune de ces séquences, notamment la première (A) peut être subdivisée en plusieurs séquences d'ordre inférieur, mais de caractères généraux semblables (fig. en annexe: courbes d'évolution).

Ainsi, les bases de séquences (faciès externes) correspondent sur le terrain aux zones déprimées, souvent couvertes en partie par la végétation, tandis que les sommets de séquence (faciès internes) sont représentés par des barres calcaires d'aspect souvent massif. Ce sont ces trois premières séquences qui déterminent dans le Jura l'ensemble des trois barres calcaires (§ A).

La quatrième séquence (D) est caractérisée par l'absence complète de faciès de plate-forme interne, et par la prépondérance des faciès de talus externe.

Ces quatre séquences sont limitées par cinq horizons de discontinuité, marqués le plus souvent dans la lithologie par le passage brusque d'une barre calcaire à une zone plus tendre. Les quatre premiers horizons de discontinuité sont toujours bien visibles, seul le quatrième marquant le sommet de la séquence D, n'a été observé qu'au Revard et au Val de Fier (Est) (fig. 58)

Il correspond au Revard à une faible variation de faciès (les variations du niveau de la mer étant moins sensibles dans les faciès profonds de bassin et talus externe que dans les faciès peu profonds de la plate-forme interne).

L'analyse sédimentologique permet donc la définition d'une série berriasio-valanginienne virtuelle, légèrement différente dans le Jura et le massif subalpin des Bauges, comme le montre le schéma de la figure 49. Dans le Jura, la série montre une évolution des faciès constamment "transgressive" (c'est-à-dire positive), alors que dans le massif subalpin des Bauges, elle est cyclique.

B- METHODES DE DATATIONS PALEONTOLOGIQUES ET CORRELATIONS

B.1- Les datations paléontologiques

Elles sont très difficiles, car les ammonites comme tous les organismes pélagiques, font défaut dans toutes les coupes étudiées sauf celle du Revard qui appartient au domaine subalpin (bordure du Bassin Dauphinois) et non jurassien (plate-forme) (fig. en annexe).

Les datations reposent donc essentiellement sur des organismes benthiques, ce qui pose deux problèmes majeurs.

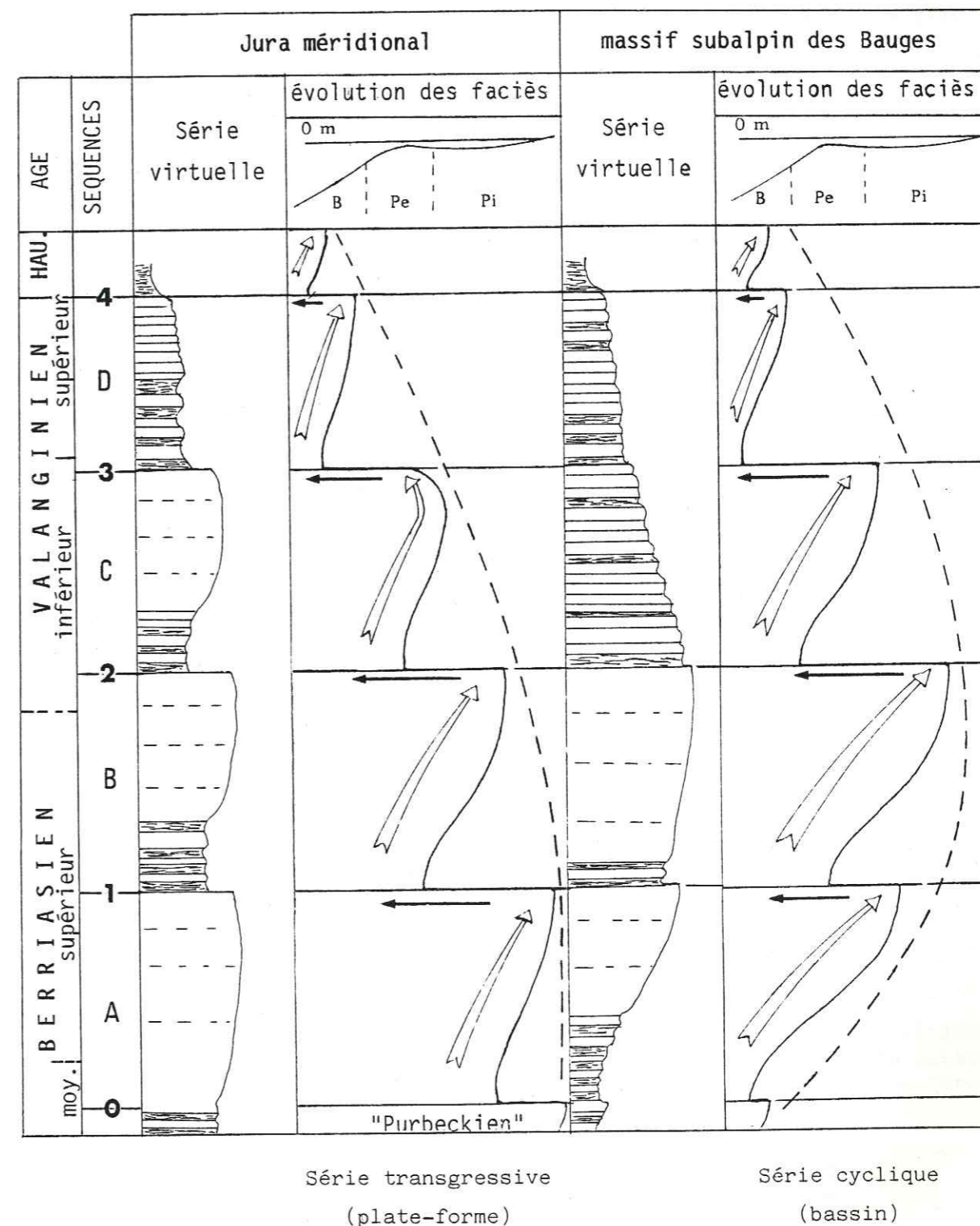


Fig. 49: Série virtuelle du Jura méridional et des Bauges, évolution séquentielle.

B : bassin, Pe : plate-forme externe, Pi : plate-forme interne.

- Le premier est dû à la liaison qui existe entre les organismes et les sédiments qui les renferment, si le substrat favorable au développement de tel organisme fait défaut à un endroit donné (dans une des coupes par exemple), cet organisme manquera. Il en résulte que les répartitions stratigraphiques dépendent pour une bonne part de la nature des faciès.

- Le deuxième vient de la difficulté à dater les répartitions ainsi obtenues. En effet, ces organismes ne se rencontrent jamais en compagnie de céphalopodes, d'où la difficulté de les replacer par rapport aux échelles d'ammonites que ce soit dans le secteur choisi ou dans d'autres régions mésogéennes. Certains foraminifères ont toutefois été datés par associations avec des calpionelles et par encadrement par des ammonites; c'est le cas par exemple de *Valdanchella miliani* du Valanginien inférieur (J. AZEMA, E. FOURCADE, M. JAFFREZO et J.P. THIEULOY, 1976).

Compte-tenu de ces difficultés, les datations proposées reposent, non sur un seul organisme, mais sur des groupes d'organismes: lenticulines, ostracodes, brachiopodes, radioles d'oursins, calpionelles, ammonites et foraminifères.

B.2- Corrélations séquentielles

Les corrélations établies jusqu'à présent étaient basées sur des analogies lithologiques et faciologiques. Les limites des formations lithologiques ainsi définies étaient le plus souvent hétérochrones d'un secteur à un autre. En fait, les corrélations stratigraphiques doivent tenir compte des variations d'épaisseur, et surtout de faciès qui sont classiques sur les plate-formes et leurs bordures comme le montre la figure suivante.

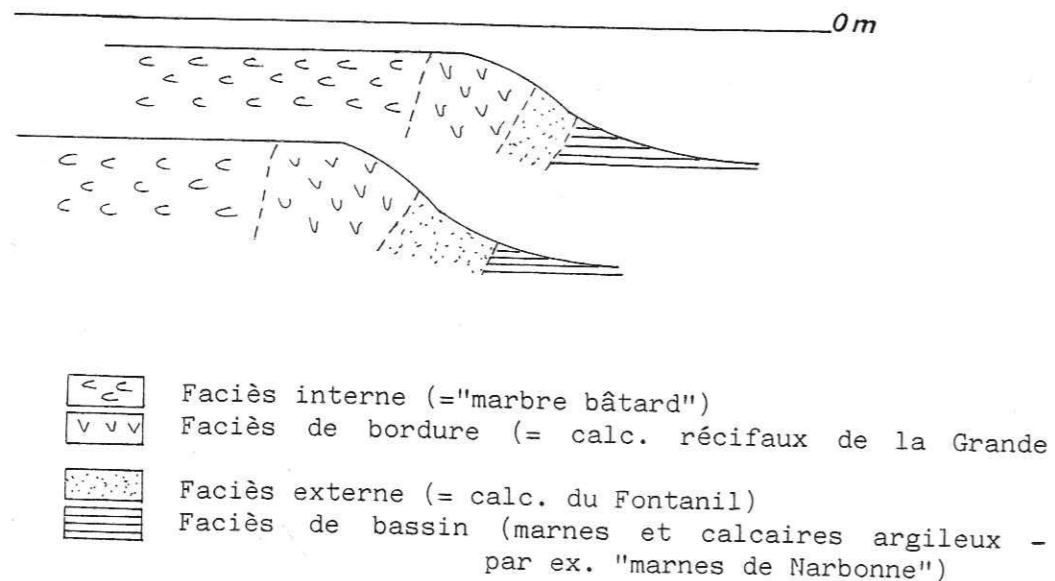


Fig. 50 : Schéma très simplifié montrant les variations verticales et latérales des faciès sur une plate-forme dans le cas du dépôt d'une séquence de comblement.

Le schéma 1 montre les variations latérales de faciès sur la plate-forme. Il en résulte qu'un calcaire massif (faciès interne) doit se corrélérer avec un niveau marneux (faciès externe), alors que l'on a plutôt tendance de corrélérer des bancs massifs avec d'autres bancs massifs et une vire marneuse avec une autre vire marneuse.

L'ensemble schéma 1 et 2 montre les variations verticales de faciès sur la plate-forme. Ainsi, dans le cas du dépôt d'une séquence de comblement, on note le passage vertical de faciès externes à des faciès plus internes (ex.: des calcaires récifaux au "marbre bâtard").

C'est cette variation verticale de faciès (d'un faciès externe à un faciès plus interne) qui est fondamentale à considérer pour établir des corrélations entre des régions anciennement situées sur la plate-forme interne (ex. Jura), sur le talus (Le Fontanil), ou dans le bassin (domaine vocontien).

Ces variations verticales de faciès, déterminant des séquences limitées à leur base et à leur sommet par un horizon de discontinuité (H. ARNAUD, 1981) qui "correspond à un changement faciologique important, en relation avec une modification brutale du milieu de sédimentation", et qui doit permettre des corrélations avec les régions voisines en dépit des modifications de faciès et d'épaisseur.

C'est cette façon d'aborder les problèmes de corrélations que j'utiliserai à la suite de H. ARNAUD, M. GIDON et J.P. THIEULOY (1981).

La mise en évidence de ces horizons de discontinuité nécessite un examen cartographique, paléontologique et sédimentologique détaillé car, dans le cas contraire, cette méthode peut conduire à de grosses erreurs de corrélations; pour les éviter l'étude séquentielle sera complétée par des études de minéralogie et de répartition des organismes.

B.3- Corrélations minéralogiques

L'étude minéralogique a permis de mettre en évidence deux faits essentiels:

- une relation entre les faciès et les minéraux argileux. L'étude minéralogique pourra ainsi compléter l'étude sédimentologique (ex: cas d'un faciès dolomitisé, difficile à interpréter) (§ II.C., chapitre "Etude minéralogique");

- la possibilité de tracer une courbe séquentielle des roentgéno-faciès (diffractogrammes) montrant des discontinuités minéralogiques: outil supplémentaire pour les corrélations (§ II.D, chapitre "Etude minéralogique").

II- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

A- DATATIONS PALEONTOLOGIQUES

L'étude paléontologique a été réalisée de deux manières différentes, d'une part par la détermination de formes dégagées (ammonites, ostracodes...), d'autre part par l'examen des lames minces (comptage de certains organismes, détermination et fichage photographique de la microfaune).

A.1- Ammonites (voir répartition stratigraphique en annexe)

Seule la coupe du Revard a livré des ammonites déterminables*.

A la base de la séquence C, il a été trouvé Tirnovella cf. alpillensis de la zone à otopeta, Thurmanniceras sp., Thurmanniceras thurmanni et Neocomites neocomiensis de la base de la zone à pertransiens, toutes d'âge du Valanginien inférieur.

A.2- Brachiopodes (voir répartition stratigraphique en annexe)

La partie sommitale de la séquence A (BB 98) a livré à Billième Loriolithyris valdensis.

La base de la séquence C a livré:

- au Revard, Sellithyris carteroniana (B 655)
- à la Chambotte, Sellithyris carteroniana (B 167)
- au Val de Fier (Est), Loriolithyris valdensis, Collinithyris sueuri, Glosseudesia cruciana et Terebratula aubersonensis? (BF 98 et 99).

D'après F.A. MIDDLEMISS, l'association de brachiopodes rencontré au Val de Fier (côté Est) permet d'attribuer un âge Valanginien à la séquence C.

A.3- Oursins (voir répartition stratigraphique en annexe)

D'assez nombreux radioles d'oursins ont été trouvés dans les coupes du Val de Fier (côté Est et Ouest).

Du côté Ouest, le sommet de la séquence A a livré: Acrosalenia patella (BV 24), Hyposalenia stellulata (BV 24) et Toxaster granosus (BV 32 et 35).

Dans le Jura suisse, ces Toxaster de milieu circalittoral ont été observés dans la formation de Vions (communication de B. CLAVEL), ce qui correspond, comme on le verra au Berriasien supérieur (§ III.B).

Du côté Est, le niveau marneux basal de la séquence C a livré: Plegiocidaris pustulosa (BF 98-99-100-101-106), Acrocidaris minor (BF 99), Goniopygus decoratus (BF 99, 101), Cidaris pretiosa (BF 99-101) et Cidaridae (BF 99).

Selon B. CLAVEL qui l'a déterminée, cette association est caractéristique des "Marnes d'Arzier" du Jura Neuchâtelois, dont l'âge Valanginien inférieur ressort des attributions classiques.

A.4- Ostracodes (voir répartition stratigraphique en annexe)

Plusieurs niveaux différents ont livré des associations d'ostracodes déterminées par P. DONZE (Lyon).

La séquence A a livré:

- au Revard, Schuleridea cf. mediocaudata (DONZE, B 458);
- au Val de Fier (côté Ouest), Schuleridea cf. mediocaudata (DONZE) (BV 24), Schuleridea so. (BV 21), Acrocythere constricta (DONZE) (BV 17) et Protocythere divisa (OERTLI) (BV 32).

* Je remercie B. CLAVEL pour avoir complété ma collection par les ammonites qu'il a trouvées dans la coupe du Revard, et J.P. THIEULOY qui les a déterminées.

- à la Chambotte, en sommet de séquence Asciocythere sp. (B 52) et Lycocypris sabaudiae (DONZE) (B 43).

Schuleridea mediocaudata, Lycocypris sabaudiae et Protocythere divisa sont caractéristiques du Berriasien supérieur.

La base de la séquence B a livré:

- à Billième, Protocythere cf. mazenoti (DONZE) (BB 110)
- au Val de Fier (côté Est), Protocythere divisa (OERTLI) (BF 72), Cypridea valdensis obliqua (WOLBURG), Lycocypris sabaudiae (DONZE) et Macrodentina sp. (BF 56);
- au Val de Fier (côté Ouest), Protocythere divisa (OERTLI) (BV 73);
- à la Chambotte, Macrodentina sp. (B 73).

Tous ces ostracodes sont caractéristiques du Berriasien supérieur et du passage Berriasien-Valanginien.

La base de la séquence B a livré à la Chambotte, Protocythere sp. (B 148), Asciocythere sp. (B 148-164) et Neocythere sp. (B 164), espèces qui ne permettent pas d'attribution stratigraphique.

A.5- Calpionelles (voir répartition stratigraphique en annexe)

Les calpionelles, déterminées par J. REMANE (Neuchâtel) ont été observées en trois points.

A la base de la séquence A dans la coupe du Revard: Calpionella alpina (B 401-407), Remaniella cadischiana (B 401-407-411) et Tintinnopsella carpathica (grande forme typiquement crétacée, zone C supérieure) (B 381-401-407).

Cette association est d'âge Berriasien moyen-Berriasien supérieur.

Dans la partie supérieure de la séquence A, au Val de Fier (côté Ouest), Calpionella sp. (BV 47).

A la base de la séquence B, à la Chambotte dans les "faciès de transgression" (B 72): Calpionellopsis typique de la zone D2 ou de la moitié inférieure de la zone D3 (Berriasien supérieur).

A.6- Algues (voir répartition stratigraphique en annexe)

Le problème posé par les algues n'a pas été abordé dans ce travail, quelques déterminations ont toutefois été assurées par J.P. MASSE, essentiellement sur des échantillons de la coupe de la Chambotte (fig. 83). Les algues sont essentiellement cantonnées dans la séquence A.

Il a ainsi été reconnu:

Dans la séquence A: Salpingoporella annulata, Actinoporella cf. podolica, Thaumatoporella sp., Vermiporella cf. tenuipora, Kopetdagaria iailensis, Terquemella sp., Pycnoporidium sp., Ethelia alba, Pseudoclypeina crnogorica, Macroporella embergeri et Clypeina jurassica (présente également dans les faciès sous-jacents à la discontinuité 0).

Dans la séquence B: "Cayeuxia" anae et en base de séquence, Actinoporella cf. podolica et Kopetdagaria iailensis.

Dans la séquence C: Heteroporellalemnensis.

Pour J.P. MASSE (1976) Kopetdagaria iailensis, Macroporella embergeri et clypeina jurassica ne dépassent pas le Berriasien supérieur.

"Cayeuxia" anae et Vermiporella cf. tenuipora débutent au Valanginien.

Pour M. JAFFREZO (1980), *Kopetdagaria iailensis* et *Macroporella embergeri* atteignent le Valanginien inférieur, tandis que *Heteroporella lemnensis*, en association avec *Clypeina jurassica*, est essentiellement limitée au Berriasien.

Ces attributions ne sont pas en désaccord avec les datations obtenues grâce à d'autres organismes. On peut toutefois signaler que, dans notre région, *Cayeuxia anae* et *Vermiporella* cf. *tenuipora* ne sont pas limités au Valanginien, mais ont été retrouvés dans le Berriasien, et que *Heteroporella lemnensis* atteint le Valanginien.

A.7- Foraminifères

A.7.1- Lenticulines (voir répartition stratigraphique en annexe)

Ces foraminifères, souvent mal conservés, rencontrés essentiellement dans les faciès de la plate-forme externe, ont été déterminés par H. BARTENSTEIN (R.F.A.)

La séquence A a livré:

- au Revard, en base de séquence, *Lenticulina crassa* (B 400-446-470), *Lenticulina* cf. *muensteri* (B 400-431-446-458), *Lenticulina* cf. *nodosa* (B 458) et *Lenticulina* sp. (B 458);

- au Val de Fier (côté Ouest) dans la partie supérieure, *Lenticulina muensteri* (BV 17-21-24) et *Lenticulina* cf. *subalata* (BV 24).

La séquence B a livré à sa base, au Val de Fier (côté Est), *Lenticulina* cf. *muensteri* (BF 65-72), *Lenticulina* cf. *subalata* (BF 78), et *Lenticulina* sp. (BF 59).

La séquence C a livré, à sa base, à la Chambotte, *Lenticulina crassa* (B 150), *Lenticulina muensteri* (B 150), *Lenticulina macrodisca* (B 146), *Darbyella* aff. *macfadyeni* (B 150), et *Epistomina* sp. (B 148).

Aucune de ces formes ne permet une attribution stratigraphique précise.

Remarque: il a été trouvé, dans la séquence C (B 164 et B 170) des formes particulières à la région étudiée (communication de H. BARTENSTEIN). Elles présentent 11 à 13 loges dans le dernier tour, et une partie ombilicale épaisse.

A.7.2- Foraminifères benthiques de la plate-forme

Ces foraminifères constituent l'élément le plus important de la microfaune rencontrée. C'est pour cela qu'il a été effectué un fichage photographique des différents groupes et espèces (environ 1500 photos), ainsi qu'un examen direct sur lame mince, afin d'obtenir une répartition stratigraphique des organismes berriaso-valanginiens (fig. répartition stratigraphique).

Cette étude de la répartition des organismes coupe par coupe, a permis d'établir un schéma général de la répartition stratigraphique des organismes les plus intéressants (fig.51).

Seules les séquences A, B et C montrent un milieu favorable au développement de ces foraminifères, la séquence D étant caractérisée par des faciès trop externes pour en renfermer.

La séquence A est caractérisée par l'association microfaunistique suivante:

Textularia cf. *tetragonica*, *Melathrokerion* cf. *valserinensis*, *Conicospirillina basiliensis*, *Mayncina* sp.B, *Hechtina praeantiqua*, *Nubeculariidae* sp.B, des trocholines parmi lesquelles domine l'espèce *Trocholina* sp.A1 et, surtout, *Pseudotextulariella courtionensis* et *Keramosphaera allobrogensis*.

Notons que le *Keramosphaera allobrogensis* a été rencontré dans un intervalle stratigraphique très réduit, compris entre les discontinuités mineures C et D de la séquence A.

La séquence B est caractérisée par:

- la disparition, au moins en partie, des genres et espèces cités dans la séquence A;

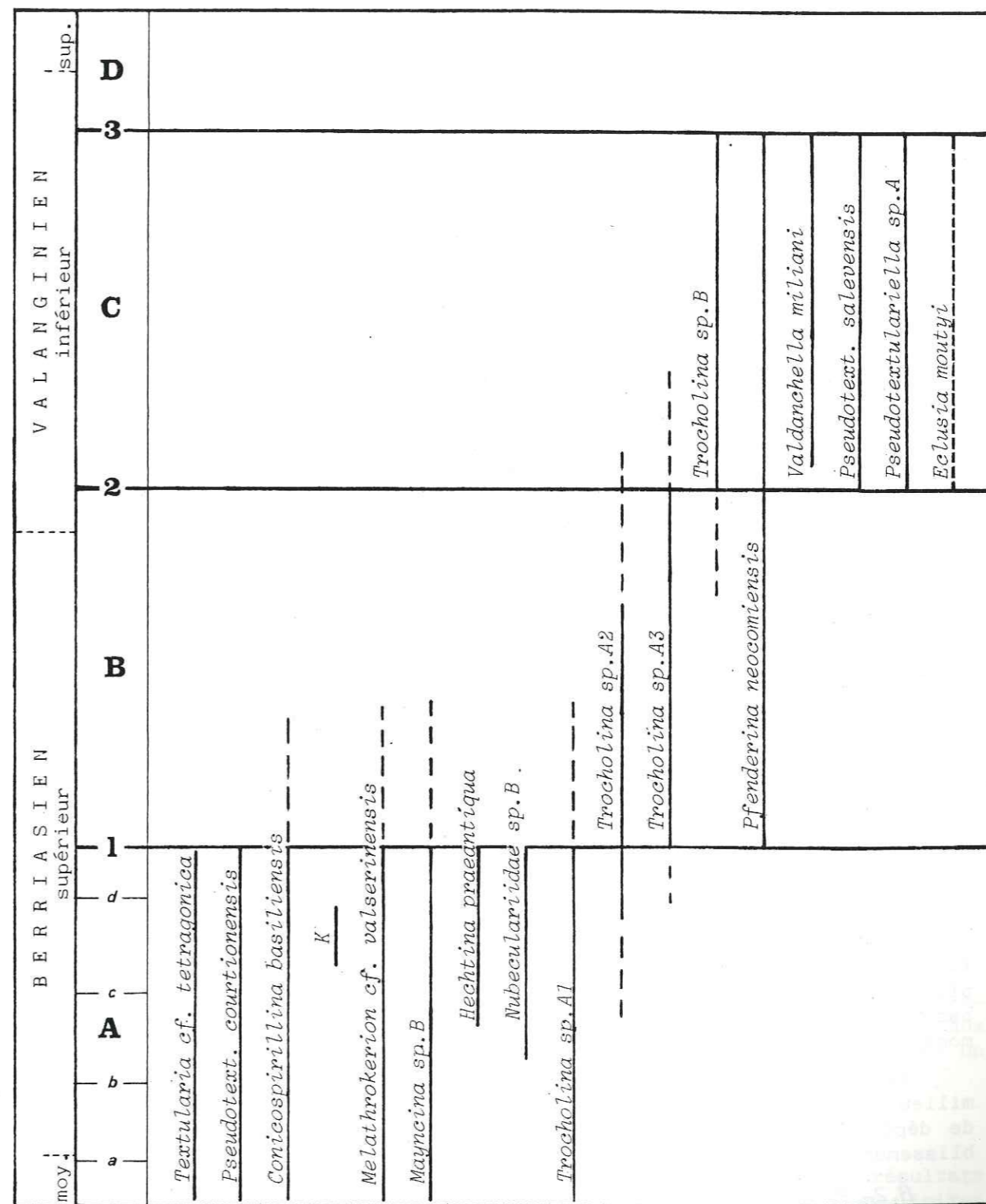


Fig. 51: Répartition stratigraphique des foraminifères les plus intéressants.

On note la disparition de tous ces foraminifères au niveau de la discontinuité 3.

-----: foraminifère assez rare.

K : *Keramosphaera allobrogensis*

- l'apparition de *Pfenderina neocomiensis*, de *Valdanchella* cf. *miliani* et la présence de *Trocholina* sp.A2 et sp.A3.

La séquence C est caractérisée par la présence de *Trocholina* sp.A4, *Valdanchella* cf. *miliani*, *Pfenderina neocomiensis* et l'apparition de trois nouvelles espèces: *Pseudotextulariella salevensis*, *Pseudotextulariella* sp.A et *Eclusia moutyi*.

Remarque concernant *Ammocycloloculina erratica*

Ce foraminifère très rare, a été rencontré essentiellement à la base de la séquence C, dans le Jura. Cette observation rejoint celle de STEINHAUSER (1969). Par contre dans le massif subalpin des Bauges (le Revard), il a été retrouvé au sommet de la séquence A, et ainsi rejoint l'observation de JOUKOWSKY et FAVRE (1913).

B- COMPTAGES STATISTIQUES DE CERTAINS ORGANISMES

Certains organismes ont une relation avec leur milieu de sédimentation. Il a donc été effectué un comptage systématique des trocholines, des pfenderines, des lenticulines ainsi qu'une estimation du pourcentage des débris d'échinodermes, pour mieux cerner cette relation faciès-organismes (fig. en annexe). Un tel comptage va jouer un rôle plus important dans la compréhension de l'évolution séquentielle, que dans la datation à proprement parler.

B.1- Trocholines

Les trocholines sont présentes, en nombre variable, dans les séquences A, B et C de toutes les coupes étudiées.

Elles vivaient dans les milieux suffisamment ouverts de la plate-forme interne. Leur faible nombre ou leur absence indique donc un milieu, soit confiné, soit trop profond, où elles ne pouvaient survivre.

D'un point de vue général:

Dans une coupe caractérisée par un milieu confiné leur apparition atteste d'un retour à un milieu plus externe (ex. horizons de discontinuités d ou e dans la coupe du Val de Fier, côté Est, fig. en annexe).

Dans une coupe caractérisée par un milieu assez profond, leur apparition, ou une augmentation de leur nombre dénote un passage à un milieu plus interne (ex. à la Chambotte, le passage des faciès externes de la base de la séquence C, aux faciès plus internes du sommet de séquence, montre une augmentation du nombre des trocholines, (fig.80 et 81 en annexe).

Ainsi, le comptage des trocholines, en soulignant le passage d'un milieu de sédimentation, soit trop interne, soit trop externe, à un milieu de dépôt favorable à leur développement, peut se montrer utile à l'établissement de corrélations régionales.

B.2- Pfenderines

Les Pfenderines vivaient dans des milieux comparables aux trocholines.

Présents dans les séquences B et C (figures en annexe) (sauf au Val de Fier où elles ont été rencontrées uniquement dans la séquence B), ces foraminifères montrent un nombre plus élevé dans les sommets de séquence (faciès internes) que dans les bases de séquences (faciès externes).

B.3- Lenticulines

Celles-ci se rencontrent essentiellement dans des milieux de plate-forme externe (fig.33)

Les plus fortes concentrations sont observées dans les bases de séquence, c'est à dire dans des faciès externes.

La figure 91 (annexe.) montre très clairement le lien qui peut exister entre les lenticulines et les faciès externes. Au Val de Fier (Est) on a une évolution de faciès très internes (séquence A) vers des faciès de plus en plus externes (séquence B, C et D).

Ainsi, les lenticulines, absentes dans la séquence A caractérisée par des faciès trop internes, apparaissent à la base de la séquence B. Leur nombre augmentent ensuite jusqu'au sommet de la séquence C, puis disparaissent dans la séquence D. Cette disparition est peut être due au développement de certains organismes (échinodermes).

B.4- Echinodermes

Les débris d'échinodermes se rencontrent essentiellement dans des milieux de bassin proche du talus externe, et de plate-forme externe, mais peuvent également se rencontrer, en nombre plus faible, sur la plate-forme interne (partie externe) (fig. 33, 35, et fig. en annexe).

Ils seront donc les plus nombreux en base de séquence et surtout dans la séquence D, caractérisée par des faciès très riches en échinodermes. Leur apparition massive constituera donc un marqueur de la discontinuité 3.

En conclusion, le comptage systématique de ces quatre groupes d'organismes a permis de mettre en évidence deux ensembles évoluant en sens inverse.

Deux conséquences en résultent:

- les trocholines et les pfenderines permettent de caractériser les milieux internes, alors que les lenticulines et les débris d'échinodermes caractérisent les milieux externes;

- les courbes de fréquence de ces quatre groupes d'organismes permettront de situer les horizons de discontinuité, indispensables aux corrélations stratigraphiques. puisque ceux-ci sont marqués par un passage brusque des faciès internes à des faciès externes.

C- CONCLUSION

Compte-tenu des organismes significatifs recueillis, et des résultats de l'analyse séquentielle, on peut situer approximativement les limites Berriasien moyen - Berriasien supérieur, Berriasien-Valanginien et Valanginien-Hauterivien.

Toutefois, aucune datation n'a permis de placer la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur.

. La limite Berriasien moyen-Berriasien supérieur (fig.52):

Elle peut être placée approximativement au niveau de la petite discontinuité a, en base de séquence A pour trois raisons:

-La base de la séquence a été datée au Revard par des calpionnelles de la zone C supérieure (limite Berriasien moyen-Berriasien supérieur);

-les assises sous-jacentes à la discontinuité b ont livré Schuleridea cf. mediocaudata qui serait probablement d'âge Berriasien supérieur;

-les assises susjacentes à la discontinuité b renferment l'ostracode Lycoperis sabaudiae du Berriasien terminal.

Une des conséquences de cette attribution stratigraphique est que les assises sous-jacentes à la discontinuité 0 (faciès "purbeckiens") seraient au plus Berriasien moyen.

. La limite Berriasien-Valanginien (fig.52)

Cette limite correspondrait approximativement au sommet de la séquence B (horizon de discontinuité 2).

En effet, une ammonite de la première zone du Valanginien (zone à otopeta= Timovella cf. alpillensis) a été trouvé à une quinzaine de mètres au-dessus de l'horizon de discontinuité 2. Cette datation est confirmée par une association d'oursins caractéristiques du Valanginien inférieur (Plegiocidaris pustulosa, Acrocidaris minor, Goniopygus decoratus, Cidarididae), ainsi que des brachiopodes du Valanginien (Sellithyris carteroniana, Loriolithyris valdensis, Collinithyris sueuri et Glosseudesia cruciana).

Notons également, en dessous de cet horizon de discontinuité, la présence de l'ostracode Protocythere divisa du Berriasien terminal et d'une Calpionellopsis (zone D2 ou moitié inférieure de la zone D3), c'est-à-dire Berriasien supérieur.

. La limite Valanginien-Hauterivien

Cette limite est probablement confondue avec la discontinuité 4.

En effet, dès la base, les "marnes d'Hauterive" sus-jacentes renferment une faune typique de l'Hauterivien basal: Acanthodiscus sp. juv. (de la zone à radiatus), Breistrofferella castellanensis et Teschentites sp. inc., trouvés dans la coupe du Revard par Florence VIEBAN.

Ces attributions permettent de préciser la répartition stratigraphique de quelques espèces de foraminifères (fig. 51).

Ainsi:

Pseudotextulariella courtionensis est limitée dans notre région, au Berriasien et plus précisément au Berriasien supérieur, comme dans les Corbières (M. JAFFREZO, 1980), alors qu'elle atteint le Valanginien en Sardaigne.

Keramosphera allobrogensis a été rencontré dans un intervalle stratigraphique limité (entre les discontinuités c et d) et son association avec Pseudotextulariella courtionensis confirme l'âge Berriasien supérieur préconisé par N. STEINHAUSER (1969).

Valdanchella miliani, longtemps considérée comme caractéristique du Valanginien supérieur, se rencontre en fait dans la partie moyenne du Valanginien inférieur (zone à pertransiens) (J. AZEMA et al., 1976).

Nous n'avons pu retrouver la forme typique Valdanchella miliani, mais une forme voisine (Valdanchella cf. miliani) qui ne présente jamais de cloisonnettes horizontales, et qui se rencontre dans les séquences B et C, c'est à dire Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.

AGE	Zones de calpionelles		Ammonites	Brachiopodes	Oursins	Ostracodes	Calpionelles
HAUT.	radiatus	④	D	caractéristiques du Valanginien	caractéristiques du Valanginien inf.	Berriasien supérieur probable Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	Berriasien moyen-supérieur Berriasien supérieur
VALANGINIEN	pertransiens	③	C	Séquence B	caractéristiques du Valanginien inf.	Berriasien supérieur probable Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	Berriasien moyen-supérieur Berriasien supérieur
BERRIASIEN supérieur	otopeta	②	B	Séquence A	Berriasien supérieur probable Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	Berriasien supérieur probable Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	Berriasien moyen-supérieur Berriasien supérieur
BERRIASIEN supérieur	Zones d'ammonites	D2-D3	A	Séquence A	Berriasien supérieur probable Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	Berriasien supérieur probable Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	Berriasien moyen-supérieur Berriasien supérieur
moyen	C supérieure	①					

Fig. 52: Datation des assises berriasio-valanginiennes dans la région étudiée; limites stratigraphiques.

Espèces caractéristiques du : * Berriasien moyen, ★ Berriasien supérieur, ● Valanginien inférieur, ■ Hauterivien.

Compte-tenu des répartitions observées, on constate (fig. 51) que les principales discontinuités correspondent à des périodes de renouvellement de faunes.

La discontinuité 1 montre la disparition de *Textularia* cf. *tetragonica*, *Pseudotextulariella courtionensis*, *Keramosphera allobrogensis*, *Hechtina praeantiqua*, *Nubeculariidae* sp.B et la quasi disparition de *Conicospirillina basiliensis*, *Melathrokerion* cf. *valserinensis*, *Mayncina* sp.B et *Trocholina* sp. A1, l'apparition de *Pfenderina neocomiensis* ainsi qu'une augmentation du nombre de *Trocholina* sp. A2 et A3.

En ce qui concerne les algues, on note également la disparition de *Macroporella embergeri* et de *Clypeina jurassica*.

La discontinuité 2 marque la disparition quasi totale de *Trocholina* sp. A2 et l'apparition de *Pseudotextulariella salevensis* et *Pseudotextulariella* sp.A, d'*Eclusia moutyi* et de *Trocholina* sp.B.

La discontinuité 3 est représenté par la disparition de tout foraminifère de plate-forme, dûe à une disparition du faciès favorable à leur développement.

D- COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES ET CORRELATIONS AVEC LES TRAVAUX ANTERIEURS

D'après le découpage stratigraphique précédemment établi et le principe de corrélation, tel qu'il a été donné, on peut proposer des corrélations d'une part, avec les régions voisines, d'autre part avec les formations antérieurement définies.

D.1- Corrélations avec les régions voisines

A partir des datations et des courbes séquentielles de microfaciès, il a été possible de corréler assez précisément le Jura et le massif subalpin des Bauges, avec la région grenobloise étudiée par H. ARNAUD, M. GIDON et J.P. THIEULOUY (1981) (fig.54-55). Ainsi :

La discontinuité 0, datée de la zone C supérieure à calpionelles (fig.52), correspondrait à la discontinuité II ou III du Fontanil.

La discontinuité 1, datée par une calpionelle trouvée dans les assises supérieures (B 72) (zone D2 ou moitié inférieure de la zone D3) (fig. 52) correspondrait à la discontinuité IV du Fontanil, la discontinuité V pouvant éventuellement correspondre à la discontinuité mineure e du Jura méridional.

La discontinuité 2, se corrèle sans ambiguïté avec la discontinuité VI du Fontanil pour deux raisons:

- elles sont marquées par une variation faciologique importante (discontinuité majeure);
- les bancs sous-jacents à la discontinuité VI ont montré une faune caractéristique de la zone à *pertransiens* (H. ARNAUD et al., 1981) et au Revard, à une quinzaine de mètres au-dessus de la discontinuité 2, il a été trouvé *Tirnovella* cf. *alpillensis* qui est connue dans la zone à *otopeta* et à la base de la zone à *pertransiens* (HOEDEMAEKER Ph.J., 1982) (fig. 52).

La discontinuité 3, autre discontinuité majeure se corrèlerait avec la discontinuité VIII du Fontanil.

La discontinuité 4, correspondant approximativement à la limite Valanginien-Hauterivien, serait l'équivalente de la discontinuité X du Fontanil.

Ainsi la discontinuité IX du Fontanil, correspondant à la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur, pourrait éventuellement être corréler avec la base du niveau marneux observé vers le milieu de la séquence D (B 213) dans la coupe de la Chambotte.

Les auteurs (H. ARNAUD, M. GIDON et J.P. THIEULOUY, 1981) avaient envisagé deux solutions permettant de corréler la région grenobloise et le Jura méridional. Ce sont (fig.53).

Jura méridional			Région grenobloise			
Age	Conception actuelle	N. STEINHAUSER-1969-	Age	1ère solution	Age	2ème solution
BERRIASIEN supérieur	Séquence B	Partie inférieure de la formation de la Chambotte	VALANGINIEN Inférieur	Membre de la Rivoire	VALAN. Inf.	Membre de la Rivoire
				Membre du Cuchet		Membre du Cuchet
BERRIASIEN Moy.	Séquence A	Formation de Pierre-Châtel	VALANGINIEN Sup.	Membre de la Rivoire	BERRIASIEN supérieur	Membre de Valetière
				Membre du Cuchet, de Valetière (?) et des Oullières		Membre des Oullières ?

Fig. 53. Corrélation entre la région grenobloise et le Jura méridional (N. STEINHAUSER) proposée par H. ARNAUD et al. (1981); comparaison de ces résultats avec la conception stratigraphique actuelle.

La première solution expliquerait un âge Berriasien supérieur-Valanginien basal pour la séquence A, et un âge Valanginien inférieur pour la séquence B.

La deuxième solution donnerait un âge Berriasien supérieur à la séquence A, et Berriasien sommitale-Valanginien inférieur à la séquence B.

Ainsi, compte-tenu des datations précédentes (fig. 53), c'est à dire Berriasien supérieur pour la séquence A, et Berriasien supérieur-Valanginien basal pour la séquence B, aucune de ces deux solutions ne peut être retenue.

Ces auteurs ont pu corréler assez aisément la coupe de la région grenobloise (Le Fontanil) avec celles, riches en ammonites, du domaine vocontien (Angles) et de la bordure nord provençale (Carajuan) (fig.54).

PLATE-FORME SUBALPINE

BASSIN VOCONTIEN

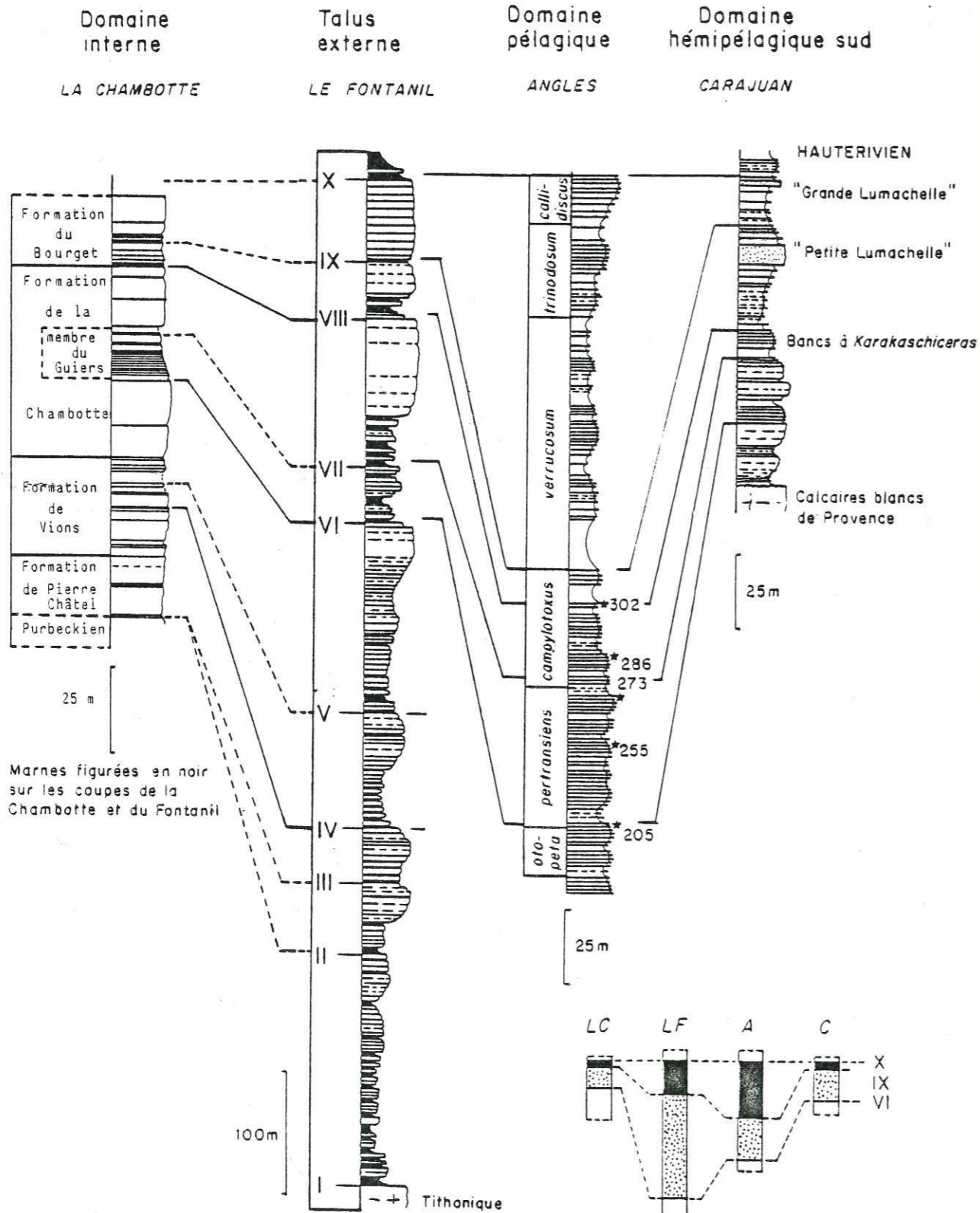


Fig. 54 : Corrélation du Jura (La Chambotte) avec la région grenobloise (Le Fontanil), le domaine vocontien (Angles) et la bordure nord provençale (Carajuan)

		JURA-BAUGES	CHARTREUSE H. ARNAUD et al. 1981
AGE	AMMONITES	Séquences et discontinuités	formations et discontinuités
HAUT VALANGINIEN supérieur	<i>radiatus</i>	4	X
	<i>callidiscus</i>		
	<i>trinodosum</i>		
	<i>verrucosum</i>		
VALANGINIEN inférieur	<i>campylotoxum</i>	3	VIII
	<i>pertransiens</i>		
	<i>otopeta</i>		
	<i>pertransiens</i>		
BERRIASIEN	<i>callisto</i>	D ₃	v
	<i>picteti</i>		
	<i>paramimounum</i>	1	IV
	<i>dalmasi</i>		
	<i>privasensis</i>	B	II
	<i>subalpina</i>		
	<i>grandis</i>	A	I

Fig. 55 : Tableau des corrélations entre le Jura et les Bauges d'une part, et la Chartreuse (Le Fontanil) d'autre part.

De ce fait, les corrélations établies entre la région grenobloise et le Jura méridional permettent de proposer:

- une datation plus précise des assises de la plate-forme jurassienne;
- une concordance entre ces dernières et les limites des zones d'ammonites définies dans le bassin vocontien (fig.55)

Ainsi:

La limite Berriasien-Valanginien a pu être précisée; elle ne correspond pas à l'horizon de discontinuité 2, comme on l'avait pressentie auparavant (fig.52), mais est descendue par rapport à celui-ci (fig.54)

La limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur, qui n'a pas pu être reconnue paléontologiquement dans la région étudiée, a pu être placée au sein de la séquence D.

D.2- Corrélations avec les travaux antérieurs

Le cadre stratigraphique des assises berriaso-valanginiennes étant défini, une comparaison de la terminologie employée (séquences A,B,C,D), avec les formations antérieurement décrites, est possible.

D.2.1- Formations de N. STEINHAUSER

L'étude des coupes de la Chambotte, de Pierre-Châtel, du Molard de Vions et du Revard, coupes précédemment étudiées par N. STEINHAUSER (1969), permet de proposer une équivalence exacte entre les séquences A, B, C et D et les formations lithologiques définies par cet auteur (fig. 56).

Comme nous l'avons vu précédemment (§ I.A.), les limites de séquences sont le plus souvent marquées "dans la lithologie par un passage brusque d'une barre de calcaire à une zone plus tendre", et correspond ainsi aux limites des formations lithologiques. C'est le cas des horizons de discontinuité 2 et 3 (fig. 56).

Par contre, l'horizon de discontinuité 1, par exemple, ne correspond pas à la base de la formation de Vions, mais se situe au sein de cette dernière, la limite formation de Pierre-Châtel - formation de Vions ayant été défini par la présence de calcaires plus sombres, d'un horizon repère à *Keramosphera allobrogensis*, et de quartz détritique (N. STEINHAUSER, 1969).

Ainsi:

Dans le Jura:

- le sommet de la séquence sous-jacente à la discontinuité 0, correspond aux "faciès purbeckiens";
- la séquence A équivaut à la formation de Pierre-Châtel et à la base de la formation de Vions;
- la séquence B correspond au sommet de la formation de Vions et à la partie inférieure de la formation de la Chambotte;
- la séquence C englobe le membre du Guiers et la partie supérieure de la formation de la Chambotte;
- la séquence D correspond à la formation du Bourget.

JURA zone pré-subalpine		J U R A			Zone Pré-subalpine	
conception actuelle		MOUTY 1966		STEINHAUSER 1969		
AGE	SEQUENCES	AGE	FORMATIONS	AGE	FORMATIONS	
V A L A N G I N I E N sup.	D	V A L A N G I N I E N S U P.	Marnes d'Hauterive	V A L A N G I N I E N	Bourget	Bourget
	3		Valanginien supérieur calcaire		Chambotte supérieur	Fontanil
	C		Valanginien supérieur marneux		membre du Guiers	
V A L A N G I N I E N inférieur	2	V A L A N G I N I E N I N F É R I E U R	Calcaire du Val de Fier	V A L A N G I N I E N	Chambotte inférieur	Allèves
	1		Couches de la Corraterie		Vions	
	B		Calcaires de Thoiry		Pierre Châtel	
B E R R I A S I E N supérieur	A	V A L A N G I N I E N I N F É R I E U R	Calcaires de Thoiry	B E R R I A S I E N	Pierre Châtel	Chéran
	0					
moyen						

fig. 56: Conception stratigraphique actuelle par rapport à celles de M. MOUTY (1966) et N. STEINHAUSER (1969).

Dans le massif subalpin des Bauges:

- le sommet de la séquence sous-jacente à partie supérieure de la formation du Chéran.
- la séquence A correspond au sommet de la formation du Chéran et à la base de la formation d'Allèves;
- la séquence B correspond au sommet de la formation d'Allèves;
- la séquence C est l'équivalente de la formation du Fontanil, nommé à tort, car il n'existe aucun rapport entre ce secteur et la région grenobloise;
- la séquence D, correspond, ici aussi, à la formation du Bourget.

La terminologie (formations de Pierre Châtel...) proposée par N. STEINHAUSER (1969), a été réutilisée, pour le Salève, par G. SALVINI (1982). Cependant, au vu de l'évolution séquentielle et de la microfaune observées dans ses coupes, on peut penser que ce qu'elle nomme "formation de la Chambotte s. str.", correspondrait à la partie supérieure de la séquence B, c'est-à-dire à la formation de la Chambotte (partie inférieure). "Les calcaires roux" (souvent oolitiques) seraient alors l'équivalent de la séquence C, c'est-à-dire du membre du Guiers et de la formation de la Chambotte (partie supérieure), et peut être même de la base de la séquence D, c'est à dire de la formation du Bourget.

D.2.2- Formations de M. MOUTY

L'étude de la coupe du Val de Fier (Est) permet de proposer une corrélation des séquences A à D avec les formations de M. MOUTY (1966) (fig. 56 et 57).

- le sommet de la séquence sous-jacente à la discontinuité 0 correspond aux "faciès purbeckiens";
- la séquence A est l'équivalente des calcaires de Thoiry et la base des couches de la corraterie;
- la séquence B correspond au sommet des couches de la corraterie et au calcaire du Val de Fier;
- la séquence C équivaut au "Valanginien supérieur marneux et au Valanginien supérieur calcaire ou calcaire roux";
- la séquence D correspond aux "marnes d'Hauterive" sensu M. MOUTY.

"Les marnes d'Hauterive" sensu M. MOUTY correspondent en fait au sommet du Valanginien (fig.58).

En effet, la coupe du Val de Fier (Est), qui a pu être complétée le long de la rivière, a montré, au-dessus des calcaires sommitaux de la séquence C (zone 2 sur la fig.58), une quinzaine de mètres de calcaires en petits bancs (zone 3). Ces derniers n'ont pu être prélevés en raison de leur inaccessibilité (bancs verticaux surplombant le Fier), mais les derniers bancs (observés en rive droite du Fier) et bancs sus-jacents (zone 4) montrent des calcaires à crinoïdes et bryozoaires caractéristiques de la séquence D, surmontés par les "marnes d'Hauterive" de l'Hauterivien inférieur (zone 5).

En résumé, le réexamen des coupes déjà étudiées antérieurement par N. STEINHAUSER (1969) et par M. MOUTY (1966), a permis de donner des corrélations entre les formations lithologiques définies par ces auteurs et les séquences A, B, C et D.

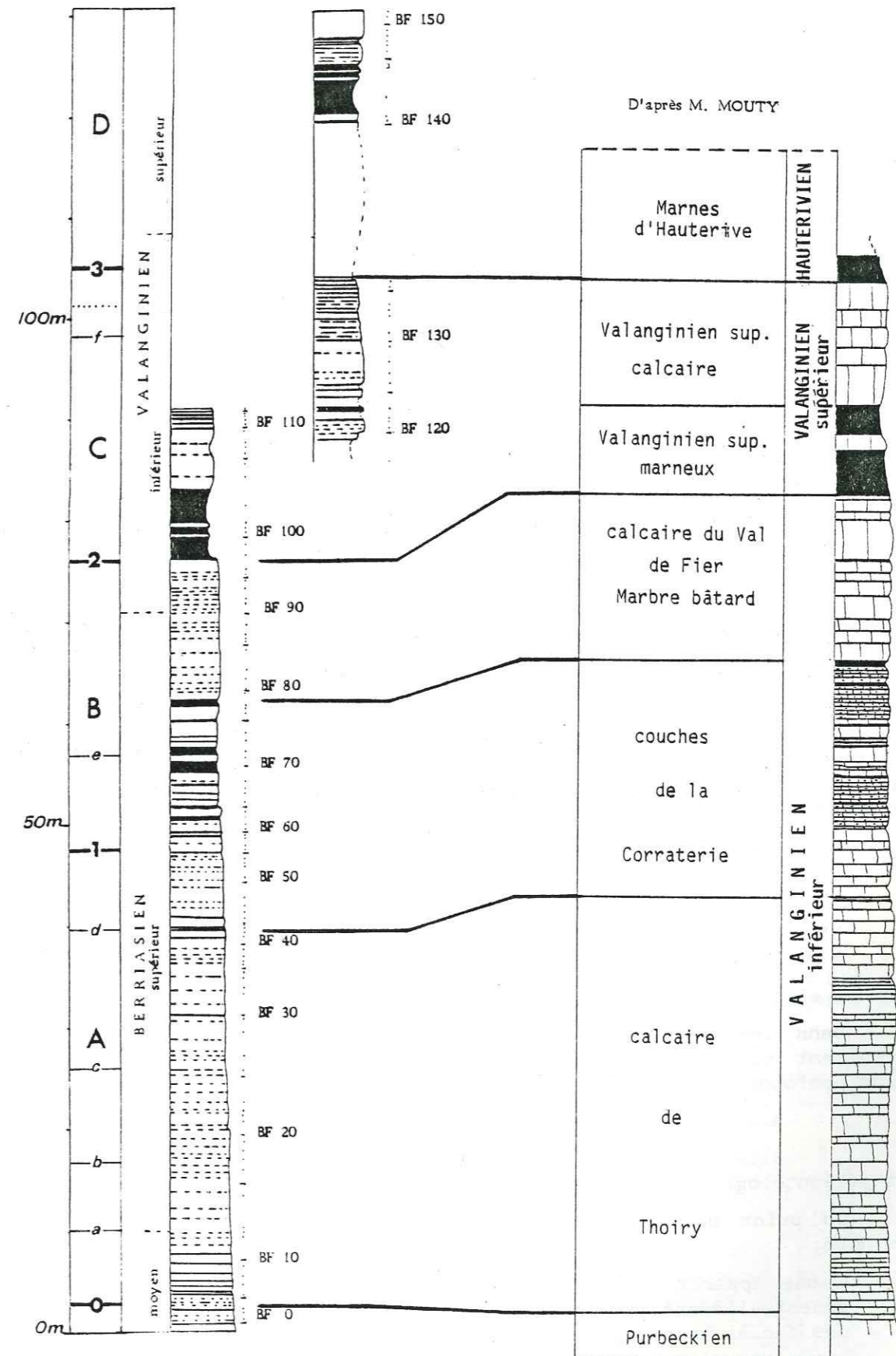


Fig. 57 : Comparaison des résultats obtenus pour la coupe du Val de Fier (Est) avec ceux de M. MOUTY.

Par rapport aux attributions stratigraphiques proposées par ces auteurs, les datations actuelles permettent de situer beaucoup plus haut dans la série les limites Berriasien-Valanginien et Valanginien inférieur-Valanginien supérieur. Ceci a d'importantes conséquences quant à la répartition stratigraphique des foraminifères benthiques de ces assises.

III- DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

A- DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

A.1- Horizons de discontinuité (fig. en annexe)

Les horizons de discontinuités, c'est-à-dire les limites de séquences, ont pu être groupés en deux ensembles:

- les horizons de discontinuité locaux;
- les horizons de discontinuité régionaux, beaucoup plus importants, correspondant aux limites des séquences A, B, C et D, reconnus dans l'ensemble du secteur étudié.

Dans les deux cas, ils soulignent un approfondissement du milieu de dépôt.

Dans ce paragraphe, seuls les horizons de discontinuité d'importance régionale seront décrits, les autres seront inclus dans la description des séquences (§ A.2). Chacun de ces horizons de discontinuité majeurs montrent des caractères particuliers qui permettent de les identifier.

A.1.1 Horizon de discontinuité 0 (fig. en annexe)

Cette discontinuité n'a pas été observée dans toutes les coupes étudiées, car elle est souvent masquée par les éboulis ou la végétation.

Dans le Jura, elle marque la disparition des faciès médio- à supra-littoraux (faciès purbeckiens), et met généralement en contact des micrites à bird's eyes, characées et galets noirs avec des faciès plus externes qui sont:

- soit des faciès encore internes (de la plate-forme interne) pour les coupes de Saint-Germain-les-Paroisses et du Molard les Vions;
- soit des faciès de bordure à Billième et au Val de Fier (Ouest), l'approfondissement du milieu de dépôt étant toutefois plus marqué à Billième;
- soit des faciès de talus à Pierre-Châtel.

Dans les Bauges (Le Revard), elle souligne également un approfondissement du milieu de dépôt, affectant toutefois des faciès beaucoup plus profonds (faciès de bassin).

A.2.1 Horizon de discontinuité 1 (fig. en annexe)

Elle présente des caractères minéralogiques, sédimentologiques et paléontologiques particuliers.

Du point de vue minéralogique (coupe de la Chambotte, fig. 37) on note:

- une apparition de la pyrite, de la lépidocrite et de la goéthite essentiellement, probablement responsables de la teinte colorée des faciès accompagnant cette discontinuité;
- une double arrivée de quartz:

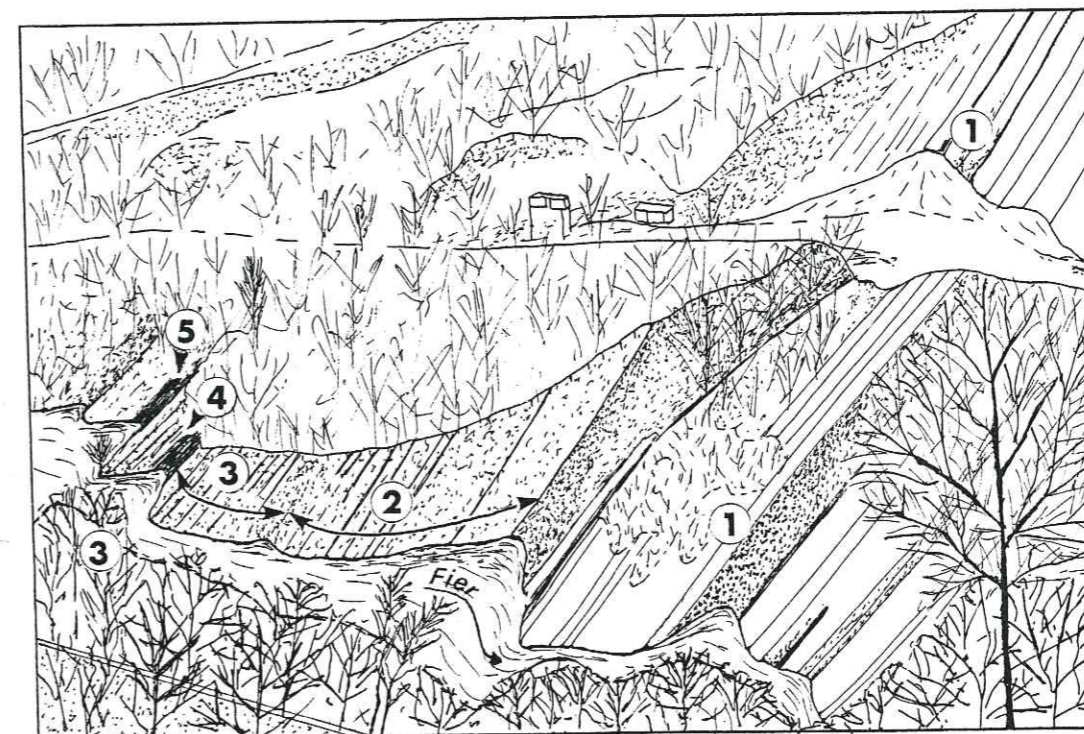


Fig. 58: Panorama de la partie supérieure de la coupe du Val de Fier (Est), rive gauche du Fier.

- ① Fin de la coupe prélevée au niveau de la carrière abandonnée, rive gauche du Fier (séquences B et C).
- ② correspond à la partie prélevée dans le versant opposé à la carrière, rive droite du Fier (cf. MOUTY, 1966) (sommet de la séquence C).
- ③ Zone non prélevable (bancs calcaréo-argileux surplombant le Fier), correspondant à environ 15 m de lacune sur la coupe (probablement base de la séquence D: les derniers bancs de cette zone, observés en rive droite montrent des calcaires roux caractéristiques).
- ④ Zone prélevée: calcaires roux à bryozoaires et échinides caractéristiques de la séquence D.
- ⑤ Marnes de l'Hauterivien basal (marnes d'Hauterive) observées dans une petite combe parallèle à la précédente. Ces marnes seraient donc à positionner bien plus haut dans la coupe que ne l'avait fait MOUTY, § II - D.2.2.

. la première arrivée précède l'horizon de discontinuité d'une dizaine de mètres. Il s'agit de quartz généralement de petite taille ($\leq 0,1$ mm);

. la deuxième arrivée s'observe immédiatement au-dessus de l'horizon de discontinuité. Il s'agit à la différence de la précédente, de quartz de grande taille ($\geq 0,3$ mm, c'est-à-dire trois fois plus grands que les précédents);

- une diminution sensible de la proportion en kaolinite et en illite des sédiments;

- une modification de la composition des interstratifiés et des smectites de part et d'autre de la discontinuité.

Du point de vue sédimentologique, la discontinuité 1 est très caractéristique aussi bien à l'affleurement qu'en lame mince.

- A l'affleurement, elle correspond à la base de la première vire importante (pl. 3 fig. 1-2) qui surmonte les sédiments infra- à supralittoraux du sommet de la séquence A. Elle est surmontée à son tour par des bancs plus finement lités, plus colorés et montrant parfois des galets remaniés (pl. 3 fig. 4);

- En lame mince, les faciès colorés, souvent roux, situés au-dessus de la discontinuité, montrent des débris rubéfiés caractéristiques des "faciès de transgressions" (§ II.B.1.5 - chapitre "Etude sédimentologique"), avec parfois, des oolites remaniées.

Il existe quelquefois des remaniements visibles à l'échelle de la lame mince (pl. 3 fig. 5).

Du point de vue paléontologique, on note:

- le remaniement de certains organismes: *Macroporella embergeri*, characées provenant des milieux les plus internes (micrite à microfaune réduite);

- l'apparition d'une microfaune caractéristique, et limitée aux faciès surmontant cette discontinuité (polymorphinidés à test mince, pl. 6 fig. 11-14);

- la présence d'une microfaune indiquant des apports en provenance de la mer ouverte: ostracodes, lenticulines et quelques rares calpionelles (à la Chambotte-B 72, et au Val de Fier (Ouest) - BV 47);

- le renouvellement des faunes (fig. 51):

. disparition de nombreux foraminifères essentiellement de *Pseudotextulariella courtionensis*, et disparition des algues *Clypeina jurassica*, et *Macroporella embergeri* qui peut toutefois se rencontrer à l'état remanié dans les faciès de transgression sus-jacents à la discontinuité;

. apparition de *Pfenderina neocomiensis*;

- l'augmentation de la proportion en débris d'échinodermes;

- l'absence passagère de trocholines après un maximum bien marqué dans la courbe de comptage (fig. en annexe).

Cet horizon de discontinuité, très bien marqué dans le faciès de plate-forme du Jura, est plus discret dans les faciès de bassin du Revard.

A.1.3 Horizon de discontinuité 2 (fig. en annexe)

Du point de vue minéralogique, cette discontinuité est marquée par quatre caractères (coupe de la Chambotte, fig. 37):

- apparition de la pyrite, de la lépidocrite et de la goethite;

- augmentation de l'apport en quartz détritique fin ($< 2\mu$), étudié par diffraction X et en quartz plus grossier visible en lame mince;

- variation de la composition minéralogique globale du sédiment: augmentation importante des smectites, diminution de la proportion en interstratifiés, diminution brusque de la kaolinite et disparition de la chlorite à environ 5 m au-dessus de la discontinuité;

- modification de la composition des interstratifiés et diversification des smectites.

Du point de vue sédimentologique:

A l'affleurement, cette discontinuité correspond à la base de la vire importante qui fait suite à la barre calcaire sommitale de la séquence B (pl. 3 fig. 1-2). Les sédiments sus-jacents à cette discontinuité, moins caractéristiques que ceux accompagnant la discontinuité 1, montrent cependant des traces de remaniements ("galets mous" de micrite grise au sein d'une biosparite rousse).

En lame mince, les faciès sus-jacents à la discontinuité montrent des oolites remaniées dans des faciès plus externes que ceux surmontant la discontinuité 1 (PeO1 essentiellement).

Du point de vue paléontologique, on remarque comme précédemment:

- l'apparition d'une faune témoignant des apports de la mer ouverte: brachiopodes, lenticulines, oursins, quelques ostracodes et ammonites du Revard (environ 15 m au-dessus de la discontinuité) (fig. en annexe);

- l'apparition de certains foraminifères: *Pseudotextulariella salevensis* et spA et d'*Eclusia moutyi* (fig. 51);

- l'augmentation du nombre des débris d'échinodermes et des lenticulines (fig. en annexe: courbes de fréquence);

- la diminution, en général, du nombre de trocholines et de pfenderines, les faciès étant trop externes dans les bancs sus-jacents à la discontinuité (figures en annexe: courbes de fréquence).

A.1.4 Horizon de discontinuité 3 (fig. en annexe)

Cette discontinuité indique un approfondissement encore plus important que les précédents.

Du point de vue minéralogique, elle est soulignée par (coupe de la Chambotte - fig. 37);

- une réapparition de la goethite dont la proportion augmente au sein de la séquence D. Elle serait probablement responsable de la couleur rousse caractéristique des faciès sus-jacents à cette discontinuité.

- une augmentation de la proportion en quartz détritique grossier, visible en lame mince, et une diminution brusque de la proportion en quartz fin dont une explication possible est donnée dans le chapitre sur l'étude minéralogique (§ II.D.6);
- une disparition définitive de la kaolinite;
- une proportion moins importante d'interstratifiés;
- une augmentation brusque de l'indice d'aigu de l'illite (I.A.G.) traduisant un changement dans les apports détritiques (fig. 38).

Du point de vue sédimentologique

A l'affleurement, cette discontinuité est représentée par une vire importante, au-dessus de laquelle il n'existe plus de barre calcaire massive comme dans les cas précédents; les calcaires caractéristiques roux, tendres, étant très souvent masqués par la végétation (pl.3 fig. 1-2).

On peut noter également la présence non systématique de remaniements gravitaires (coulées sableuses dans les marnes).

En lame mince, ces calcaires caractéristiques, identiques dans toute la région étudiée (Jura méridional et massif subalpin des Bauges), montrent de très nombreux crinoïdes, bryozoaires et débris d'échinodermes (augmentation rapide du pourcentage de ces derniers, fig. en annexe: courbe de fréquence).

Du point de vue paléontologique, cette discontinuité est marquée par la disparition de tous les foraminifères connus auparavant sur la plate-forme. Cette disparition est ici probablement due à l'absence des faciès favorables à leur survie, ou à la présence d'une trop forte proportion de bryozoaires qui aurait inhibé leur développement.

Remarque: Il n'a pas été possible de placer cette discontinuité 3, avec certitude, à St Germain les Paroisses. Elle correspondrait ainsi (fig. 100 en annexe).

- soit à la base du niveau marneux (BG 82), la cyclicité de la séquence C serait alors représentée par un retour à des faciès plus externes, au niveau des bancs sous-jacents (BG 79-80 et 81). Les bancs surmontant le niveau marneux correspondraient ainsi à la base de la séquence D; les faciès ne sont pas représentés par les calcaires à crinoïdes et bryozoaires caractéristiques de cette dernière, mais par des faciès à mélange de faune infra- et circo-littorale (faciès de bordure).
- soit au sommet de la coupe prélevée. Dans ce cas, le retour à des faciès plus externes du sommet de séquence serait représenté par l'ensemble des bancs (BG 79 - 80 - 81 - 83 - 85) et du niveau marneux (BG 82).

A.1.5- Horizon de discontinuité 4 (fig. n° 108 c en annexe)

Cette discontinuité marque approximativement la limite Valanginien - Hauterivien. Elle n'a pu être observée que dans la coupe du Revard où elle est caractérisée par un retour à des faciès de bassin un peu plus externes et plus marneux.

A.2- Les séquences (voir courbes d'évolution en annexe)

Dans le Jura méridional et le massif subalpin des Bauges, la série berriaso-valanginienne est constituée de quatre séquences majeures à caractère régressif. Les trois premières séquences correspondent essentiellement à des dépôts carbonatés de plate-forme qui font suite aux dépôts du même type du Jurassique supérieur. La quatrième séquence montre des dépôts de bassin et de talus externe, caractéristiques et identiques dans toute la région étudiée.

Les bases de séquence, caractérisées par des faciès externes, se présentent en bancs finement lités, parfois intercalés de niveaux marneux, et constitués de calcaires colorés.

Le sommet des trois premières séquences est caractérisé par des faciès internes, constituant des bancs massifs de calcaires clairs à nombreux foraminifères, algues et débris micritisés, voire même des calcaires à keystone vugs... La quatrième séquence montre en son sommet des faciès plus externes: ce sont des calcaires à débris grossiers de crinoïdes et de bryozoaires du talus externe.

Un faciès "moyen" caractérisant une séquence ou une coupe dans son intégralité a été calculé. Ce faciès moyen permet (1) de visualiser l'évolution des faciès au sein d'une même coupe et, (2) de comparer les différentes coupes les unes par rapport aux autres (fig. 59 à 62 pour plus d'explication sur le calcul de la "moyenne" des faciès, se reporter à la légende commune des fig. 59 à 62, annexe p.).

A.2.1- Assises sous-jacentes à la séquence A = Berriasien moyen (voir courbes d'évolution en annexe)

L'analyse séquentielle complète des assises comprises entre le toit du Jurassique et la base de la séquence A n'a pas été réalisée (en cours d'étude par P. BERNIER - Lyon).

D'âge berriasien moyen, elles correspondent aux faciès purbeckiens (N. STEINHAUSER, 1969 et M. MOUTY, 1966), à la partie sommitale de la formation du Chéran (N. STEINHAUSER, 1969) (fig. 56), ainsi qu'à la base de la formation du Peuil et peut-être au sommet de la formation du Sautaret (fig. 55).

Ces assises sont représentées par deux faciès très différents:

- Au SE, dans les Bauges (Le Revard), ce sont des faciès de bassin,
- Au NW, dans le Jura méridional (Val de Fier (Ouest), Billième, Pierre-Châtel et Molard-de-Vions), ce sont les faciès "purbeckiens", caractérisés par des bancs calcaires de 0,2 à 1 m, séparés par des joints marneux de couleur verdâtre. Ces calcaires ("brèches à cailloux noirs"), généralement très fins (micrites), renferment des characées, ainsi que des éléments sombres de dimension variable (de 1 mm à plusieurs cm).

Ces assises affleurent mal et correspondent souvent, sur le terrain, à une zone déprimée recouverte par la végétation.

A.2.2- Séquence A: Berriasien moyen - Berriasien supérieur (voir courbes d'évolution en annexe et fig. 59)

L'épaisseur de cette séquence, le plus couramment de 40 m, est de 30 m à St Germain les Paroisses et de 135 m au Revard. Cette séquence A est limitée, à la base par la discontinuité 0 plus ou moins marquée selon la coupe considérée, et en son sommet par la discontinuité 1.

D'un point de vue général, elle correspond dans le Jura à la première falaise visible (pl. 3 fig. 1-2), et dans les Bauges à un talus marneux surmonté d'une importance falaise (≈ 90 m).

L'évolution des faciès, au sein de cette séquence (fig. 59) se situe entièrement dans des faciès de plate-forme interne pour les coupes du Val de Fier (Est), de St Germain les Paroisses, du Molard de Vions et de la Chambotte.

A Pierre-Châtel et à Billième apparaissent des faciès de plate-forme externe, mais le faciès "moyen" caractérisant la séquence (voir fig. 59), reste tout de même un faciès de plate-forme interne.

Les coupes du Val de Fier (côté Ouest) et du Revard sont les plus externes, avec un faciès "moyen" situé sur la bordure dans le premier cas, et dans le bassin, côté talus externe, dans le deuxième cas.

Globalement, cette séquence régressive est rythmique, sauf toutefois au Val de Fier et à St Germain les Paroisses, où un retour à des faciès plus externes dans le sommet de la séquence, la transforme en séquence cyclique.

Dans le détail, son évolution séquentielle retrace plusieurs étapes du développement d'une plate-forme. Elle est marquée cependant par quelques périodes d'approfondissement temporaires des milieux de dépôt (indentations des courbes séquentielles, figures en annexe), permettant de distinguer cinq séquences d'ordre inférieur séparées par des horizons de discontinuité locaux (a, b, c et d).

Cette séquence se présente différemment selon le secteur considéré.

Dans une zone centrale (voir courbes d'évolution en annexe): Val de Fier (Est), St Germain les Paroisses, Molard de Vions, la Chambotte, cette séquence reste dans les faciès infralittoraux (faciès à foraminifères et algues: Pi5, Pi6 et Pi7) (fig.59) et se termine dans des faciès supralittoraux (micrites à bird's eyes et niveaux à racines), exception faite des coupes du Val de Fier (Est) et de St Germain les Paroisses.

En effet, dans ces dernières, l'approfondissement des milieux de dépôt du sommet de séquence est marqué, dans le premier cas dès la discontinuité locale d, et dans le deuxième cas dans les tous derniers bancs de cette séquence A.

Les faciès déposés alors, comportent des faciès infralittoraux de la plate-forme interne (partie externe) et au Val de Fier, déjà quelques faciès de "transgression" annonciateurs de la transgression qui va suivre (horizon de discontinuité 1).

Dans le secteur Sud, (voir courbes d'évolution en annexe) (Pierre Châtel, Billième, Le Revard), la séquence débute dans des faciès relativement externes et se termine dans des faciès de plate-forme interne. Il s'agit d'une mégaséquence de comblement rythmique, entrecoupée de petites discontinuités.

C'est au Revard que les faciès sont les plus externes (faciès de bassin). Au coeur de cette séquence A les faciès de plate-forme (entre autre des calcaires à rudistes et cnidaires) apparaissent pour la première fois dans cette région.

Au contraire, à Billième et Pierre Châtel, l'approfondissement de la base de la séquence A se produit à l'emplacement de la plate-forme jurassienne. Il est marqué par l'apparition de faciès de bordure (essentiellement Peb7) faisant suite aux faciès supralittoraux "Purbeckiens".

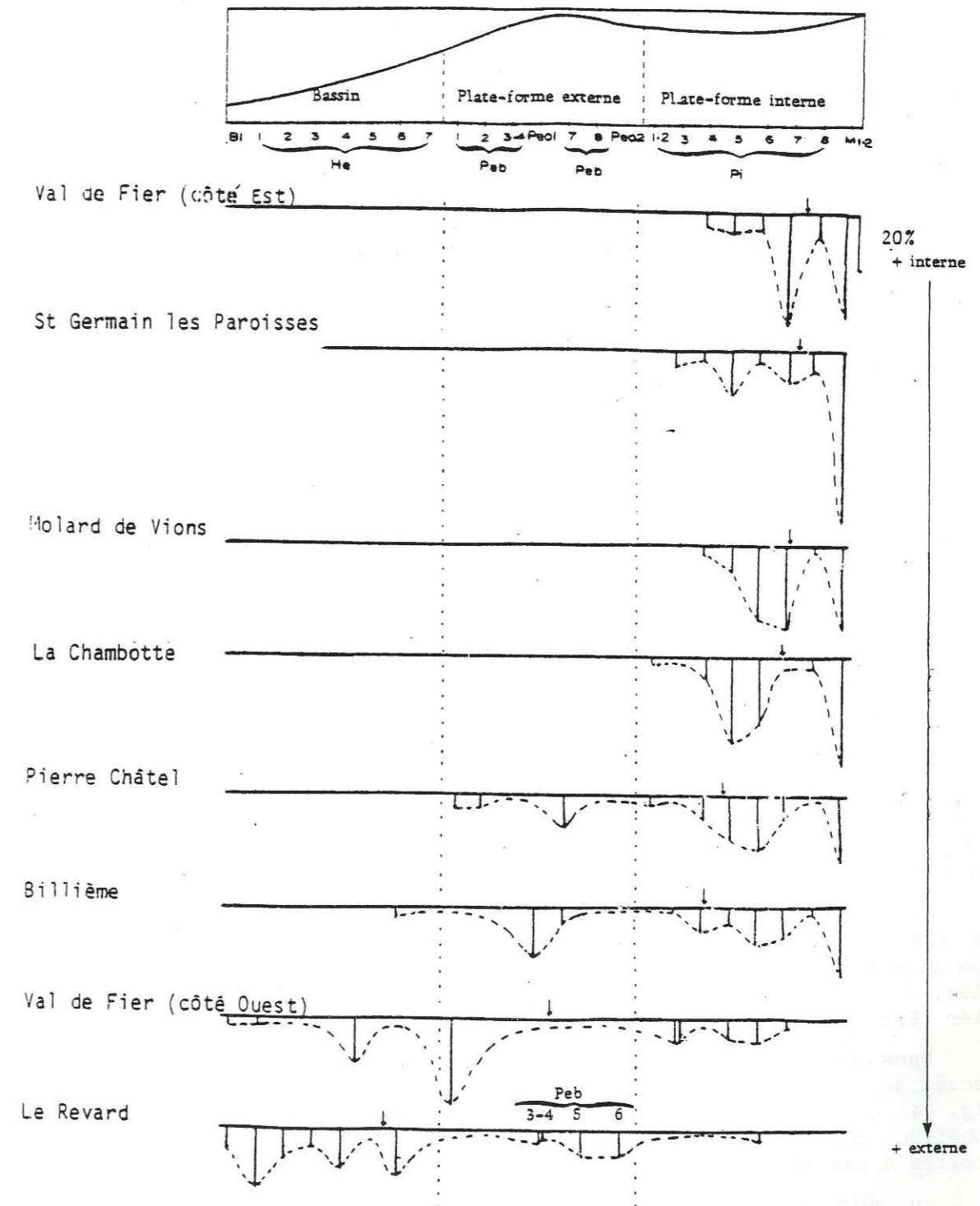


Fig. 59 : Répartition des faciès de la séquence A dans les différentes coupes étudiées (Jura méridional et Bauges).

↓ : positionnement du faciès "moyen" caractérisant la séquence.
Explication du calcul de ce faciès en annexe p. 303.

Dans le secteur NW (voir courbe d'évolution en annexe) (Val de Fier-Ouest), la séquence A est très différente.

Elle débute par des faciès très internes, et très vite, à partir de la discontinuité locale a, des faciès plus externe, appartenant encore à la plate-forme interne, apparaissent. Ce phénomène d'approfondissement s'accroît au niveau des discontinuités locales b et c. Il est marqué sur le terrain, par le passage de bancs massifs à une alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes plissées (replis peut-être dûs à des glissements synsédimentaires mis en place lors de cet approfondissement brutal).

Cet approfondissement est représenté par l'apparition de faciès de bassin et de talus externe, montrant quelques débris rubéfiés, signe d'un remaniement probable (cf. faciès de "transgression").

On note ensuite un retour à des faciès plus internes, présentant parfois quelques débris rubéfiés, de même que les faciès sous-jacents.

On peut donc envisager une tendance au comblement du domaine marin ainsi formé (retour à des faciès plus internes); toutefois la persistance de débris rubéfiés indiquerait un milieu peu stable, pouvant présenter certains remaniements.

En conclusion, l'évolution différente de cette séquence A dans les trois régions, nous permet d'envisager un mouvement de bascule de la plate-forme, du SSE vers le NNW (voir § B.1).

A.2.3- Séquence B: Berriasien supérieur - Valanginien basal (fig. en annexe: courbes d'évolution et fig. 60)

Limitée à sa base par l'horizon de discontinuité 1, et à son sommet par l'horizon de discontinuité 2, cette séquence montre une épaisseur maximale (43 m) au Revard, et une épaisseur minimale (28 m) au Val de Fier.

D'un point de vue général, elle correspond dans le Jura, à un talus marneux surmonté par la deuxième falaise de la série étudiée (pl. 3, fig. 1-2) et dans les Bauges par les bancs sommitaux de l'importante falaise de la série berriaso-valanginienne (fig. 49).

L'évolution des faciès au sein de cette séquence rythmique (fig. 60), se situe dans des faciès de plate-forme interne et externe. Les faciès les plus internes de la séquence A (ex. micrite à bird's eyes) n'existent plus, ou en proportion beaucoup plus faible dans les coupes du Val de Fier (Est), du Molard de Vions et de Billième.

Dans le détail, la base de cette séquence est représentée par des faciès de transgression caractérisés par des remaniements (galets, pl. 3 fig. 4, charas et *Macroporella embergeri* remaniés), par des débris rubéfiés, par la présence de quartz, ainsi que celle de polymorphinidés limités à ces faciès.

Au sein de ces "faciès de transgression", il existe très souvent une petite séquence de l'épaisseur d'un banc (≤ 1 m), caractérisée par des faciès très internes, limitée en son sommet par l'horizon de discontinuité e. Ce dernier se situe entre 7 à 8 mètres au-dessus de la discontinuité 1, et a été retrouvé dans presque toutes les coupes étudiées (fig. 71).

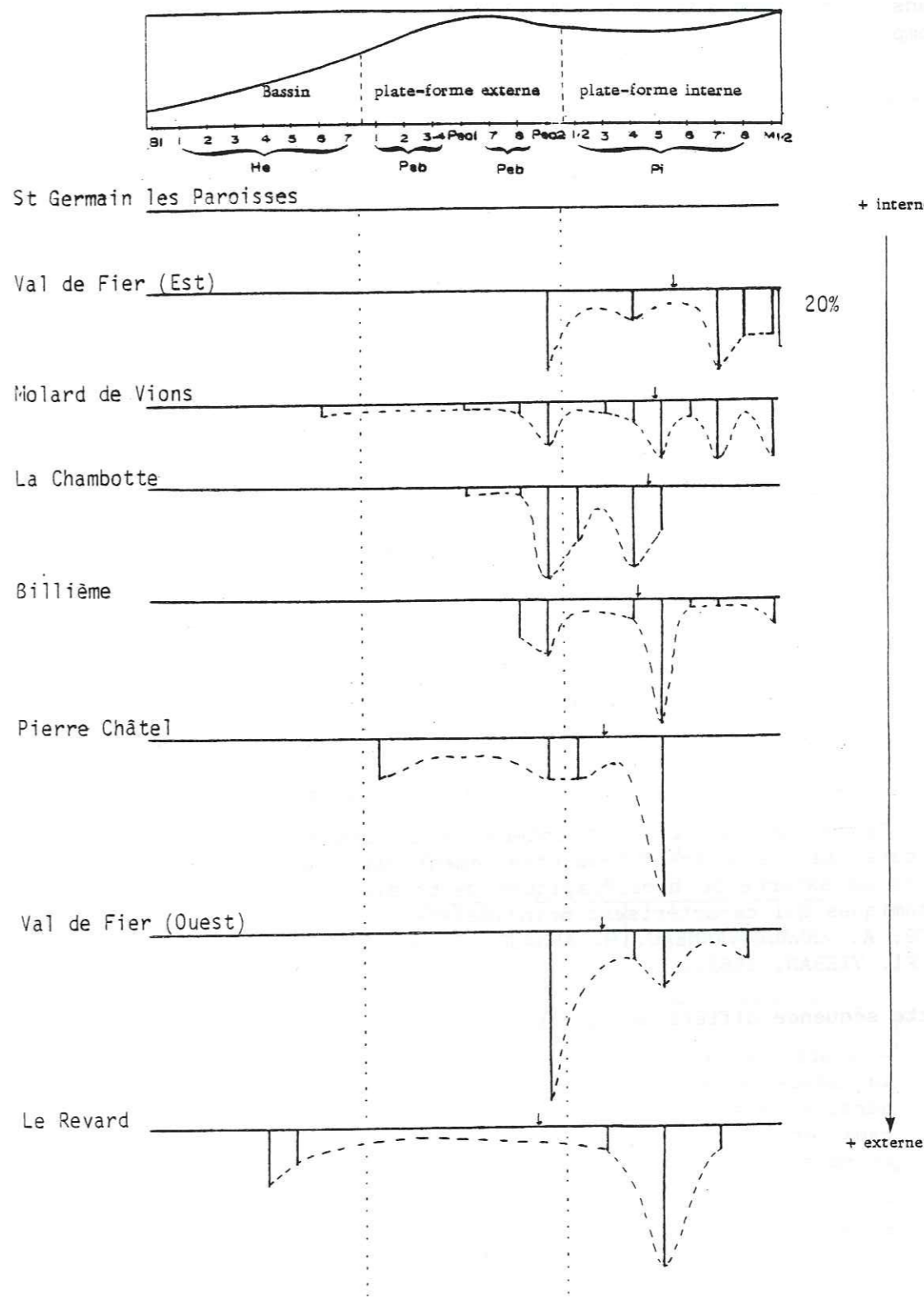


Fig. 60: Répartition des faciès de la séquence B dans les différentes coupes étudiées (Jura méridional et Bauges).

↓ : positionnement du faciès "moyen" caractérisant la séquence.
Explication du calcul de ce faciès en annexe p. 303.

De même que la séquence A, elle est affectée par des oscillations mineures du niveau de la mer, qui sont le plus souvent au nombre de trois. Dans toutes les coupes étudiées, l'évolution de cet ensemble est interrompu brutalement au niveau de la discontinuité 2.

Cette séquence est dans son ensemble un peu plus externe que la séquence A (fig. 59 et 63). Elle est toutefois plus interne au Val de Fier (Ouest), au Revard et à St Germain les Paroisses où aucun dépôt n'est connu. Cette lacune pourrait s'expliquer par une émergence temporaire de cette région. Cette émergence serait confirmée par l'observation d'un biseautage des bancs vers le Nord dans la falaise de la montagne de Parves. Ce biseautage a été observé au carrefour des routes N 504, D 992, à l'Est de Belley, et sur la D 992, au SW de Cressin-Rochefort.

A.2.4- Séquence C : Valanginien inférieur (voir courbes d'évolution en annexe et fig. 61)

Elle est limitée par les horizons de discontinuité, 2 à sa base et 3 à son sommet.

Son épaisseur varie de 16 à 38 m. Elle est en général comprise entre 25 et 30 m; l'épaisseur maximale s'observe au Revard (la séquence n'y est cependant peut être pas complète, les affleurements étant de mauvaise qualité) et l'épaisseur minimale au Val de Fier (côté Ouest). Dans le dernier cas, cette épaisseur très faible peut être due à la tectonisation. La coupe est située sur le flanc occidental, redressé à la vertical de l'anticlinal du Gros Foug.

Cette séquence correspond également à une séquence de comblement soulignant une nouvelle étape dans le développement de la plate-forme jurassienne. Au sein de la séquence, ce développement est momentanément interrompu par des approfondissements peu marqués des milieux de dépôt, à l'exception d'un cas bien individualisé (discontinuité f) (figures en annexe). Cette séquence est cyclique asymétrique et non plus rythmique comme c'est le cas généralement (séquences A et B).

Cette constatation est intéressante. Les séquences cycliques asymétriques se rencontrent essentiellement dans des faciès bioclastiques de talus externe ou hémipélagiques de bassin, contrairement aux séquences rythmiques qui caractérisent principalement le domaine interne (H. ARNAUD, 1979; A. ARNAUD-VANNEAU, H. ARNAUD, T. BOISSEAU, C. DARSAC, J.P. THIEULOY et Fl. VIEBAN, 1982).

Cette séquence diffère de la précédente par:

- l'absence des "faciès de transgression" typiques de la base de la séquence B, remplacée par des faciès de talus externe et de bordure (essentiellement des bioosparites à bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux -Pe01-), parfois plus ou moins remaniés;
- des faciès internes, plus externes qu'auparavant, représentés essentiellement par des biomicrites et biosparites à grands foraminifères et quelques débris d'échinodermes (surtout faciès Pi1 à Pi4) (fig. 61);
- un retour à des faciès plus externes dans le haut de la séquence.

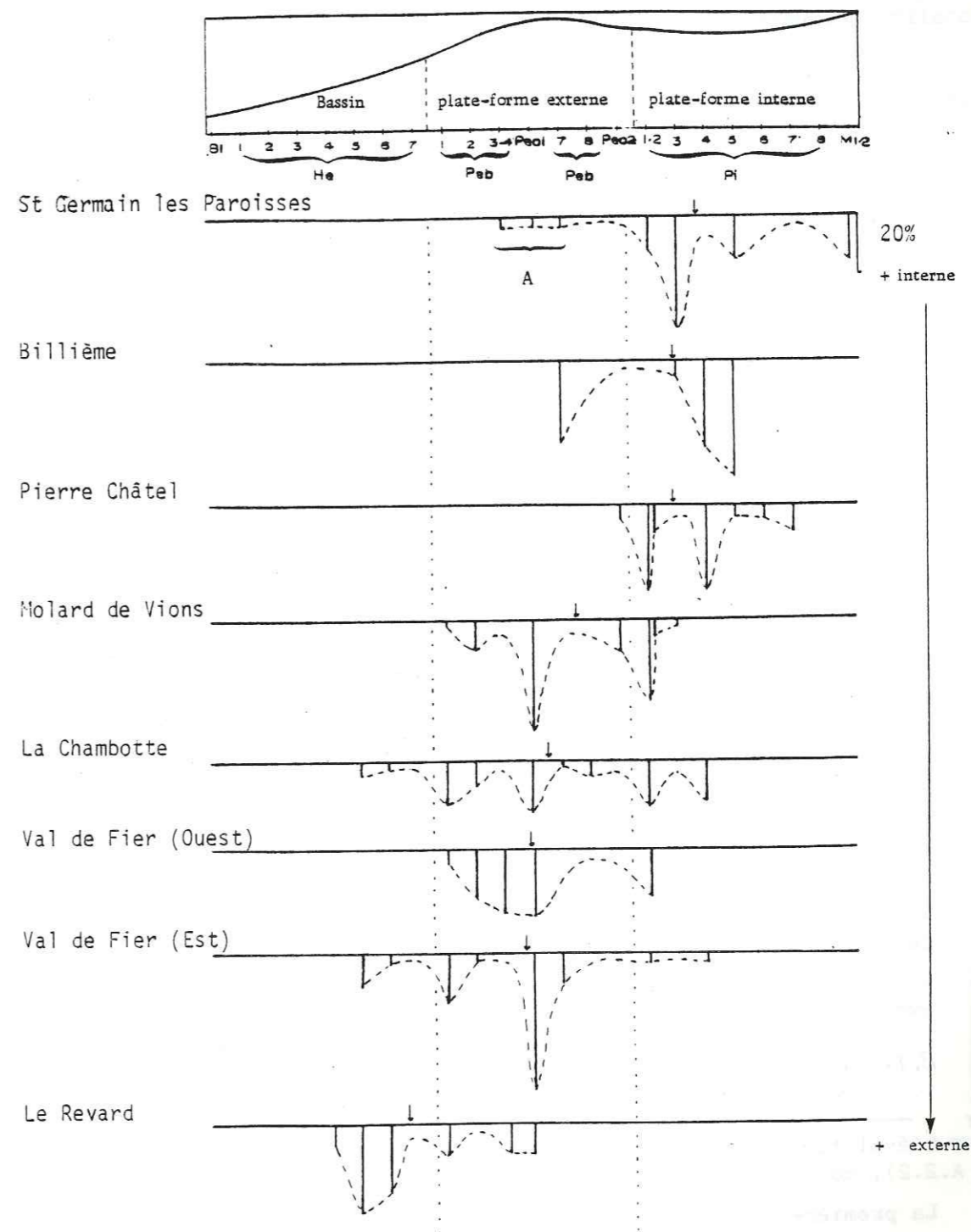


Fig. 61 : Répartition des faciès de la séquence C dans les différentes coupes étudiées (Jura méridional et Bauges).

↓ : positionnement du faciès "moyen" caractérisant la séquence. Explication du calcul de ce faciès en annexe p. 303 .

A : correspond aux faciès rencontrés dans les derniers bancs de la coupe. Ils appartiennent à la séquence C dans le cas où la discontinuité 3 est placée en sommet de coupe.

A.2.5- Séquence D: partie sommitale du Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (fig. en annexe: courbes d'évolution)

Limitée à la base par l'horizon de discontinuité 3 et au sommet par l'horizon de discontinuité 4, cette séquence n'a été observée en totalité que dans la coupe du Revard (fig. 108 en annexe).

Pour cette raison, cette séquence ne sera pas étudiée en détail. Elle comporte, de même que les séquences précédentes, des séquences mineures séparées par des discontinuités locales.

Elle est caractérisée par l'absence complète des faciès de plate-forme interne et par la prépondérance de faciès du talus externe, indiquant ainsi un approfondissement important des milieux de dépôt.

Cette séquence est très reconnaissable par ses faciès typiques, roux, très riches en débris d'échinodermes, crinoïdes et bryozoaires (faciès limités à cette séquence).

Il existerait au sein de cette séquence une évolution sensible vers des faciès plus marneux, du NW vers le SE et l'Est. Les calcaires roux passeraient latéralement à des marnes dans la région stratotypique de Valangin (Jura Neuchâtelois) et, peut-être dans les chaînons plus orientaux du Jura méridional (Vuache-Musiège).

B- EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

L'étude de la répartition des faciès dans l'espace et dans le temps, a permis de situer les différentes coupes les unes par rapport aux autres (fig. 63), permettant ainsi une reconstitution paléogéographique.

Pour l'ensemble de la série berriaso-valanginienne, les différentes coupes peuvent se classer de la plus interne à la plus externe (fig. 62 et 63):

-Saint Germain les Paroisses, Val de Fier (Est), Molard de Vions, Billième, Pierre Châtel et la Chambotte, qui montrent une répartition des faciès assez semblables, le faciès "moyen" représentatif étant un faciès de plate-forme interne;

-Val de Fier (Ouest), pour laquelle le faciès "moyen" est un faciès de plate-forme externe;

-Le Revard, dans laquelle prédominent les faciès de bassin-talus externe.

B.1- Séquence A: Berriasien moyen - Berriasien supérieur (fig. 59 et 63).

L'évolution durant la séquence A, différente selon le lieu considéré (§ A.2.2), comporte trois étapes.

La première étape (fig 64)

Au dessus de la discontinuité 0 et avant la discontinuité b, on constate:

- un approfondissement du secteur SSE marqué:

. dans le Jura (Pierre-Châtel et Billième) par une interruption du dépôt des sédiments très internes sous-jacents (= faciès "purbeckiens");

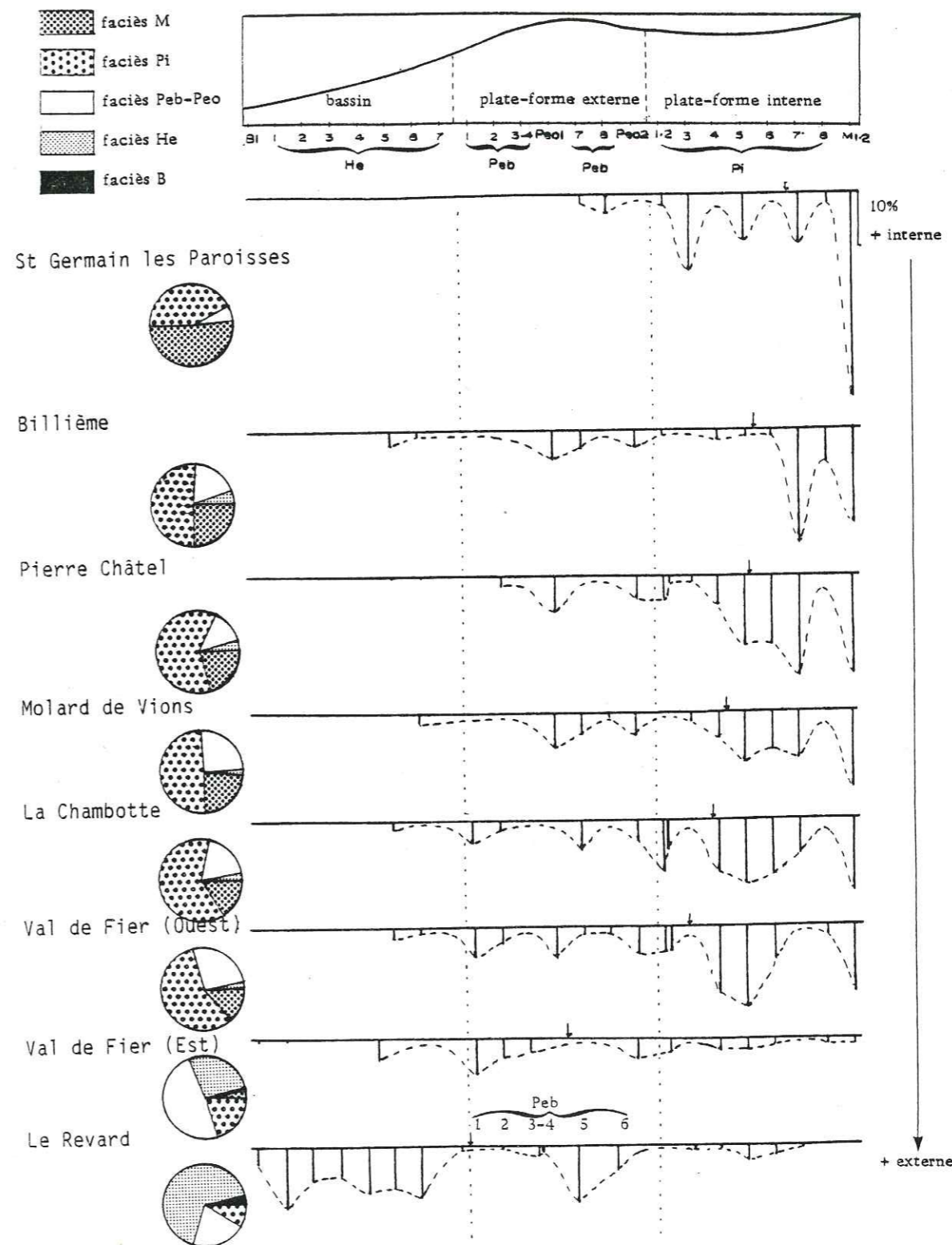


Fig. 62: Répartition des faciès sur l'ensemble de la série berriaso-valanginienne (exception faite des assises sous-jacentes à la séquence A et de la séquence D, qui ne sont pas visibles dans toutes les coupes étudiées).

↓ : positionnement du faciès "moyen" caractérisant les séquences. Explication du calcul de ce faciès en annexe p. 303.

Coupes	Séquence A	Séquence B	Séquence C	B	Pe	Pi
St Germain les Paroisses (2,3)	② 1,86	① 0 Émersion ?	① 3,69 3,30			
Val de Fier (E) (2,8)	① 1,75	② 2,75	⑦ 6,63			
Molard de Vions (2,9)	③ 1,96	③ 3,10	④ 5,76			
Billième (3,4)	③ 3,45	③ 3,49	② 4,02			
Pierre-Châtel (3,6)	③ 3,18	③ 4,07	③ 4,05			
La Chambotte (4,0)	④ 2,04	④ 3,23	⑤ 6,27			
Val de Fier (W) (6,3)	⑦ 6,24	⑦ 4,09	⑤ 6,53			
Le Revard (8,1)	⑧ 9,25	⑧ 5,26	⑧ 8,72			

Fig. 63: Classification des coupes les unes par rapport aux autres.
 La colonne de droite montre l'évolution du faciès "moyen" de la séquence A à la séquence C, au sein d'une même coupe.
 B : Bassin
 Pe : Plate-forme externe
 Pi : Plate-forme interne.
 ■ : position du faciès "moyen" (pour le calcul de ce faciès "moyen" se reporter à l'explication donnée en annexe p.303.
 ① à ⑧ : ① faciès le plus interne, ⑧ faciès le plus externe.
 □ : indication chiffrée du faciès "moyen" de la séquence considérée.
 () : indication chiffrée du faciès "moyen" pour l'ensemble des séquences A, B et C.
 A St Germain les Paroisses :
 □ correspond au faciès "moyen" de la séquence C dans le cas où la discontinuité 3 est placée en sommet de coupe ;
 □ correspond au faciès "moyen" de la séquence C dans le cas où la discontinuité 3 est placée à la base du niveau marneux BG 82.

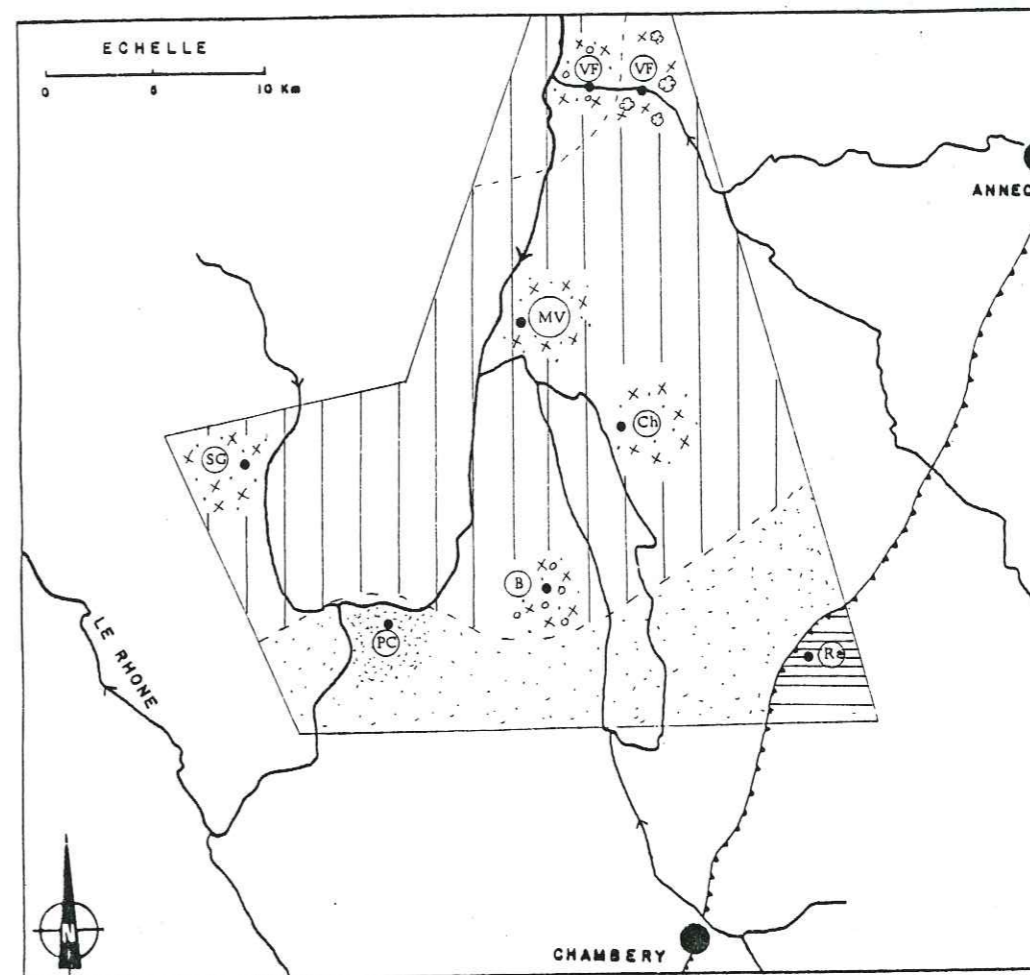


Fig. 64a: Carte de répartition de faciès (séquence A, sous la discontinuité b).

Légende des figurés : voir fig.65

VF : Val de Fier, MV : Molard de Vions, Ch : Chambotte, B : Billième
 PC : Pierre Châtel, SG : St Germain les Paroisses, Re : Le Revard.

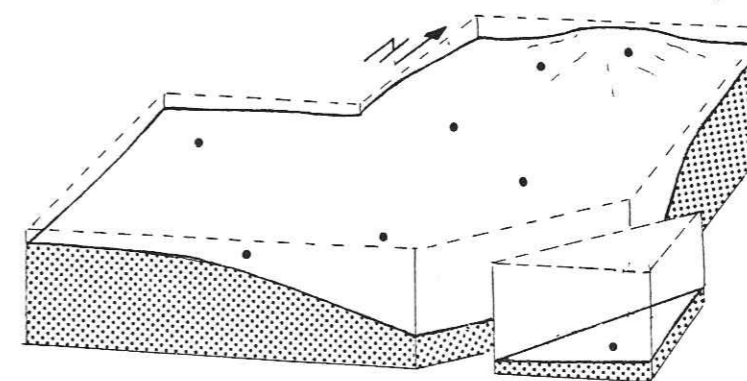


Fig. 64b: Paléogéographie (séquence A, sous la discontinuité b - Berriasien moyen-supérieur). La séparation du bloc diagramme correspond au chevauchement des Bauges.

Fig.65 : Légende des figurés.

○ Localisation des coupes

Figurés au niveau des coupes étudiées

Bassin

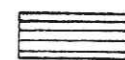
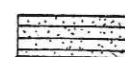
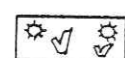
-  Sédiments pélagiques et hémipélagiques (biomicrites à spicules de spongiaires et échinodermes)
 Sédiments un peu plus grossiers (biopelmicrites à biopelsparites à échinodermes)
 Sédiments bioclastiques de la limite bassin-talus (biomicrites et biosparites grossières à bryozoaires et échinides)

Plate-forme externe

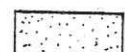
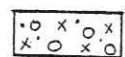
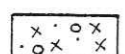
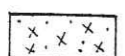
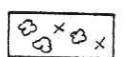
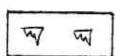
-  Sédiments bioclastiques à petits débris arrondis (talus externe)
 Sédiments bioclastiques à débris infralittoraux (x) et circalittoraux (o) (bordure)

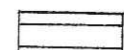
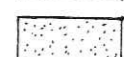
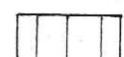
Plate-forme interne

-  Sédiments bioclastiques à débris infralittoraux, péloïdes et quelques débris circalittoraux (plate-forme interne, partie externe, avec encore quelques débris d'échinodermes)
 Sédiments bioclastiques à débris infralittoraux dominants et péloïdes (plate-forme interne, partie interne, sans débris d'échinodermes)
 Sédiments bioclastiques à oncolites et débris infralittoraux (Pi7-Pi8)
 Sédiments montrant des indices d'émersion.

•• Débris rubéfiés

☞ Cnidaire

Interprétation

-  Bassin
 Talus
 Plate-forme interne

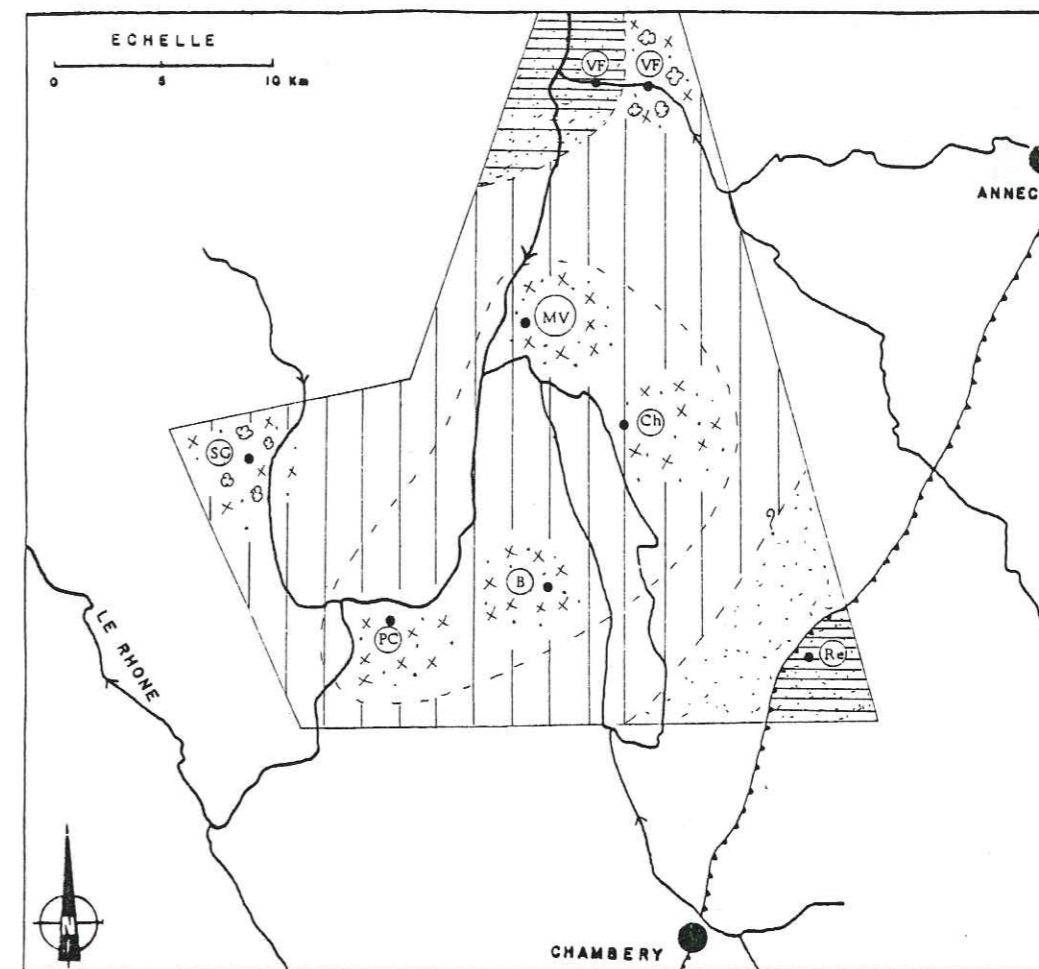


Fig.66a: Carte de répartition de faciès (séquence A, entre les discontinuités b et e - Berriasien supérieur).

Légende des figurés : voir fig.65

VF : Val de Fier, MV : Molard de Vions, Ch : Chambotte, B : Billième
PC : Pierre Châtel, SG : St Germain les Paroisses, Re : Le Revard.

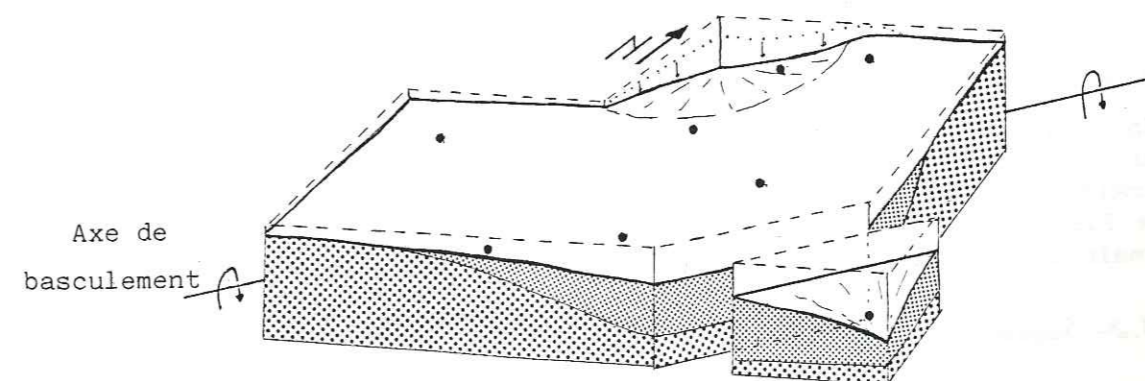




Fig.66b: Paléogéographie (séquence A, entre les discontinuités b et c - Berriasien supérieur). La séparation du bloc diagramme correspond au chevauchement des Bauges.

 et correspondent au dessin de la plate-forme antérieure ;

 et — correspondent au dessin de la plate-forme actuelle (séquence A, entre les discontinuités b et e).

. dans les Bauges (Le Revard) par une continuité des dépôts de sédiments de bassin, toutefois légèrement plus profonds à ce niveau.

- le reste de la région étudiée montre une continuité des dépôts de sédiments de plate-forme interne, parfois un peu plus profonds que les dépôts "purbeckiens".

On peut donc envisager une première modification paléogéographique de la plate-forme jurassienne entraînant un approfondissement de son rebord SSE.

Deuxième étape (fig.66)

Entre les discontinuités b et e, on note:

- un secteur SSE dans lequel les sédiments sont de plus en plus internes de bas en haut de cet intervalle considéré. C'est dans cet intervalle de temps qu'apparaissent les premiers sédiments de plate-forme (calcaires à rudistes et cnidaires), dans la coupe du Revard;

- un secteur NNW (Val de Fier-Ouest) dans lequel apparaissent des dépôts plus profonds.

En conclusion, il semble qu'une telle disposition puisse résulter d'un mouvement de bascule, qui relèverait le secteur SSE et abaisserait la partie NNW.

L'axe de ce basculement, grossièrement SW-NE, serait jalonné par les coupes de St Germain les Paroisses, Molard de Vions, la Chambotte et Val de Fier (Est). En effet, cette zone montre un approfondissement des milieux de dépôt peu marqué, dénotant une certaine stabilité de la plate-forme.

Troisième étape (fig.67)

Entre les discontinuités e et 1, les deux mêmes secteurs s'individualisent (SSE et NNW):

- le secteur SSE qui montre des dépôts de plate-forme encore moins profonds (dépôts de plate-forme interne);

- le secteur NNW, dans lequel des dépôts plus profonds apparaissent dans de nouveaux secteurs: Val de Fier (Est) et St Germain les Paroisses.

C'est dans ce dernier secteur que l'on a pu observer (BG 47) une surface de banc très riche en nérinées montrant une direction de courant grossièrement ESE-NNW.

En conclusion. L'approfondissement observé dans le secteur NNW (dû au mouvement de bascule, amorcé au niveau de la discontinuité b) engagerait à partir de la discontinuité e, non seulement la coupe du Val de Fier (Ouest), mais également celles du Val de Fier (Est) et de St Germain les Paroisses.

B.2- Séquence B : Berriasien supérieur-Valanginien basal (fig.60 et 63)

Cette séquence de comblement est marquée à sa base par un approfondissement brutal, correspondant au dépôt des "faciès de transgression" typiques, caractérisés par le remaniement, dans un environnement externe des sédiments internes précédemment déposés au sommet de la séquence A. Puis le domaine marin ainsi formé se comble progressivement; les faciès supralittoraux ne seront toutefois jamais aussi abondants que dans la séquence A. (fig.59 et 60).

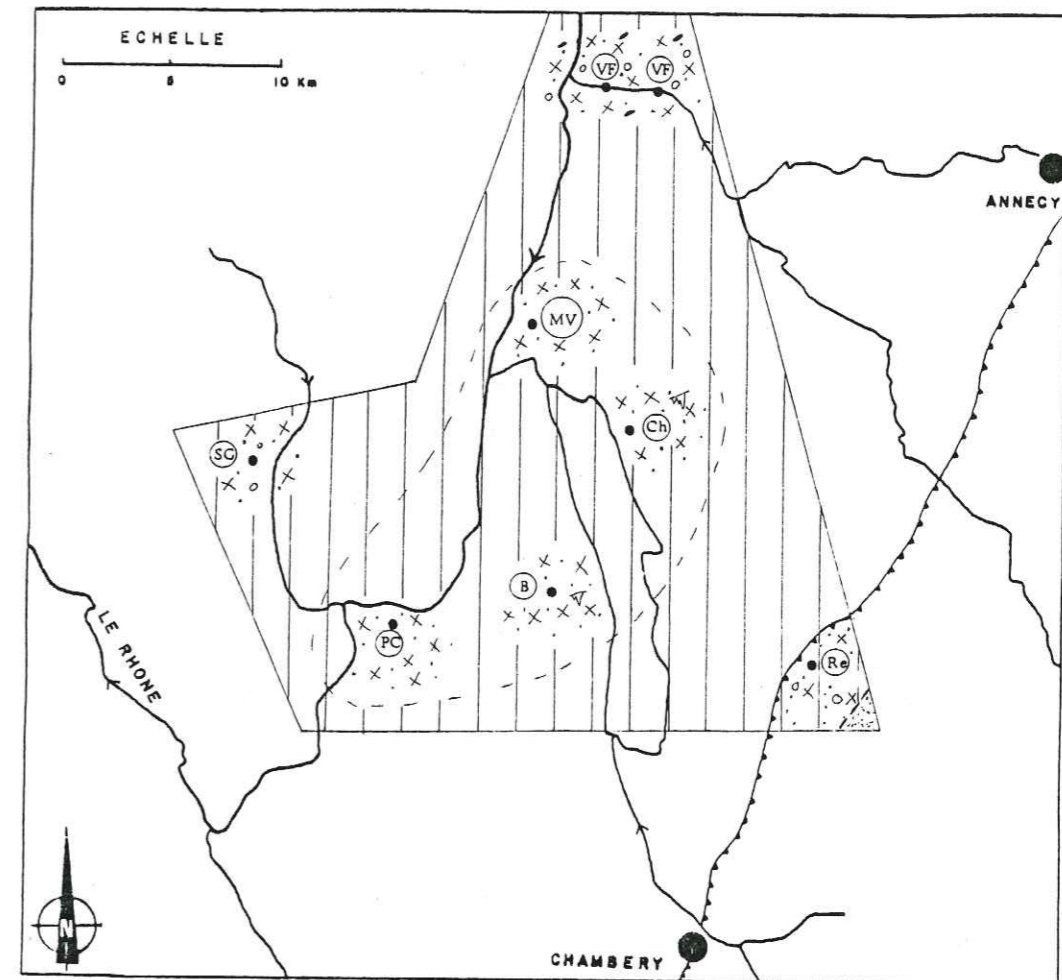


Fig.67a: Carte de répartition de faciès (séquence A, sous la discontinuité 1 - Berriasien supérieur).

Légende des figurés : voir fig.65

VF : Val de Fier, MV : Molard de Vions, Ch : Chambotte, B : Billième
PC : Pierre Châtel, SG : St Germain les Paroisses, Re : Le Revard.

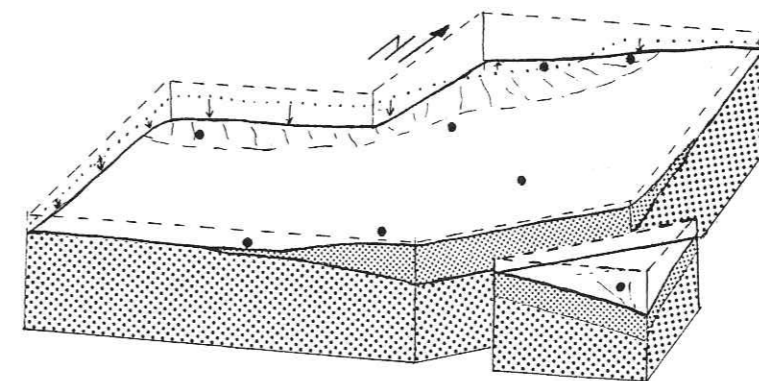


Fig.67b: Paléogéographie (séquence A, sous la discontinuité 1 - Berriasien supérieur). La séparation du bloc diagramme correspond au chevauchement des Bauges.

Légende des figurés : voir fig.66b

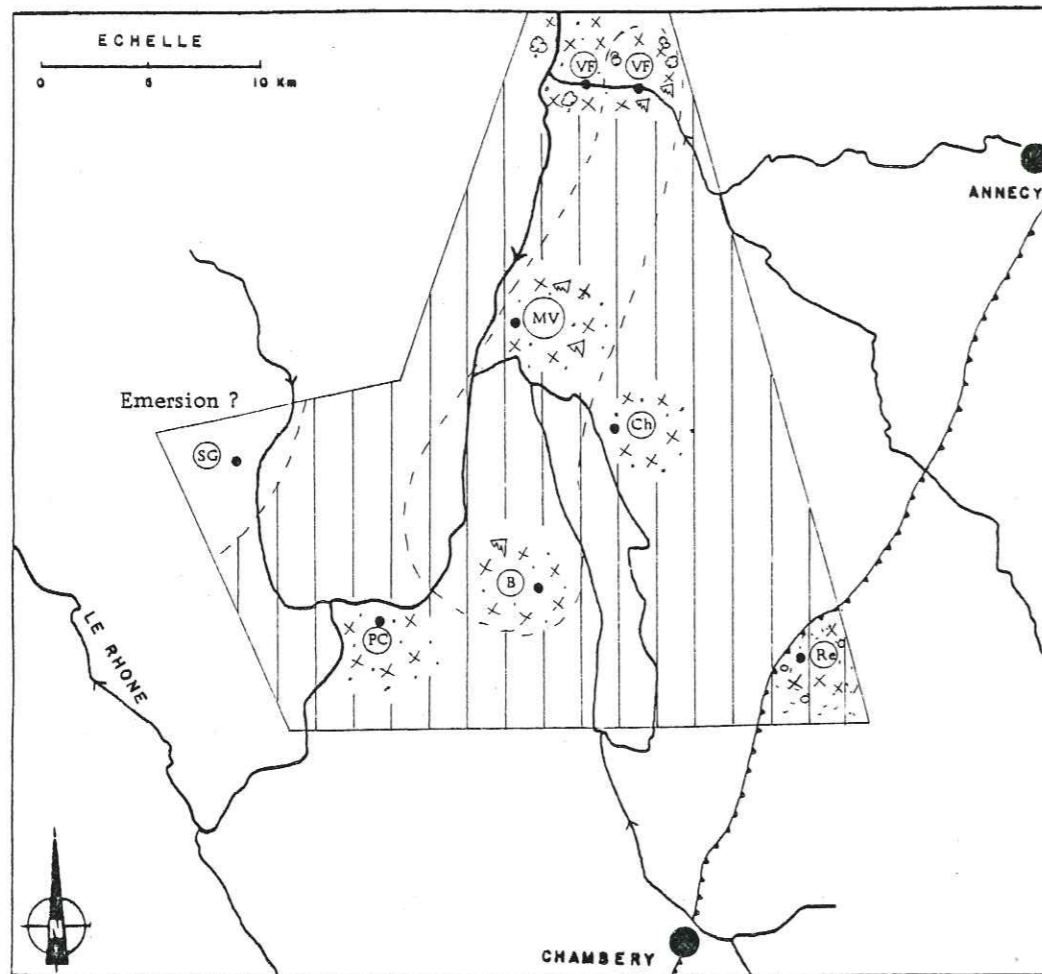


Fig. 68a: Carte de répartition de faciès (séquence B, avant la discontinuité 2 - Berriasien supérieur-Valanginien inférieur).

Légende des figurés : voir fig.65

VF : Val de Fier, MV : Molard de Vions, Ch : Chambotte, B : Billième
PC : Pierre Châtel, SG : St Germain les Paroisses, Re : Le Revard.

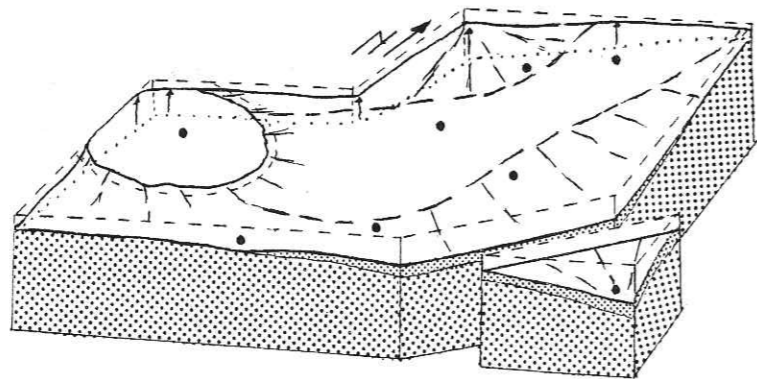


Fig.68b: Paléogéographie (séquence B, avant la discontinuité 2 - Berriasien supérieur-Valanginien inférieur). La séparation du bloc diagramme correspond au chevauchement des Bauges.

Légende des figurés : voir fig.66b

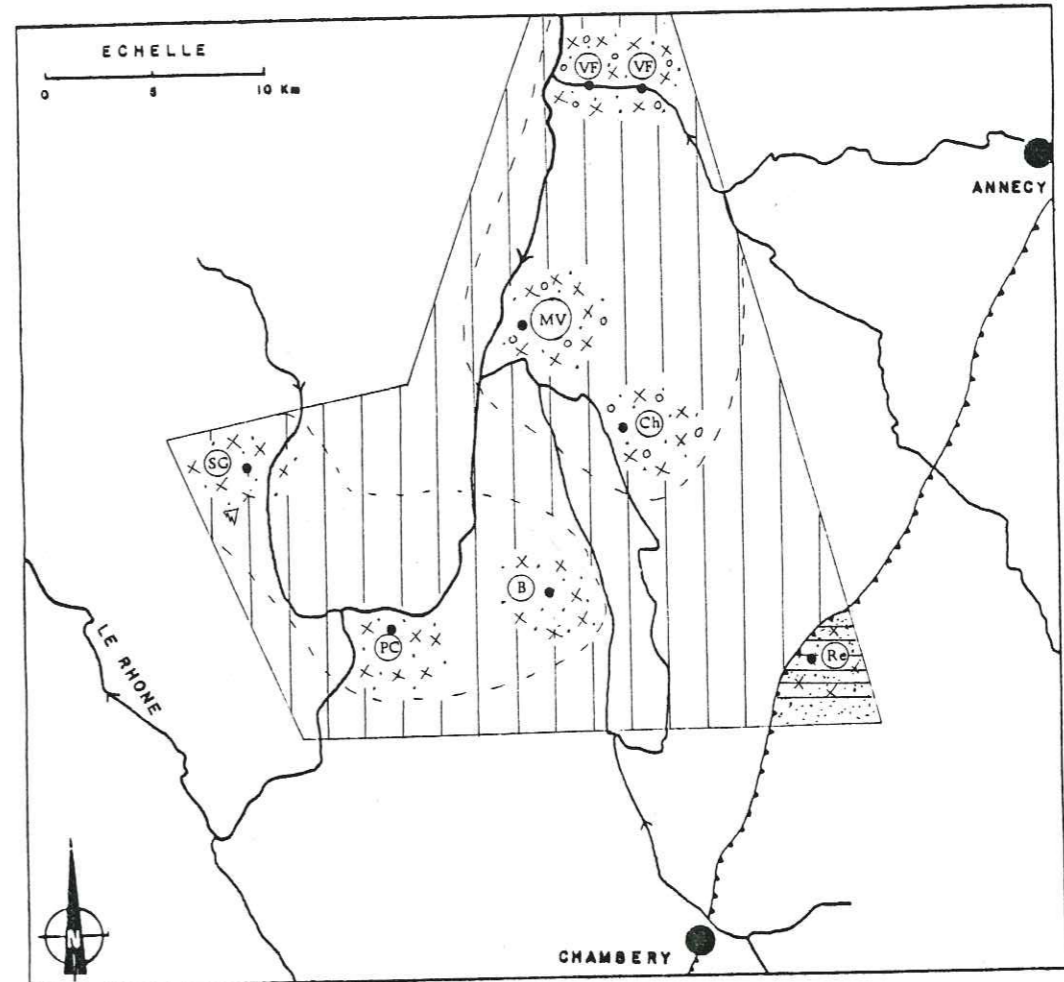


Fig.69a: Carte de répartition de faciès (séquence C, avant la discontinuité 3 - Valanginien inférieur).

Légende des figurés : voir fig.65

VF : Val de Fier, MV : Molard de Vions, Ch : Chambotte, B : Billième
PC : Pierre Châtel, SG : St Germain les Paroisses, Re : Le Revard.

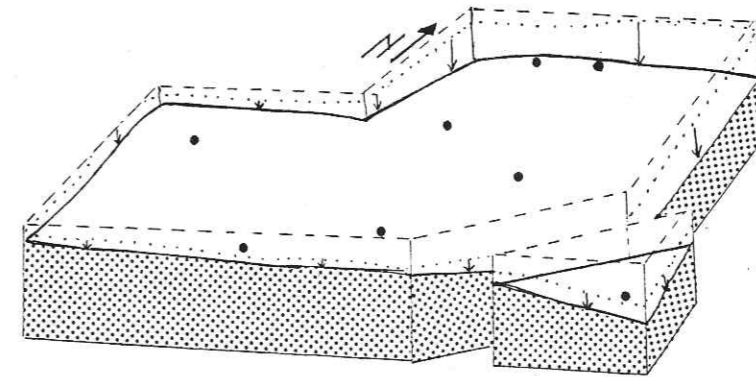


Fig. 69b: Paléogéographie (séquence C, avant la discontinuité 3 - Valanginien inférieur). La séparation du bloc diagramme correspond au chevauchement des Bauges.

Légende des figurés : voir fig.66b

La plate-forme montre (fig.68) une zone émergée probable à St Germain-les-Paroisses (la séquence B fait défaut, § A2-3) et une zone haute au niveau du Val de Fier (Est) et du Molard de Vions. La région montrant les sédiments les plus profonds étant celle du Revard, la pente de la plate-forme serait donc tournée vers le SE.

B3- Séquence C : Valanginien inférieur

On observe ici aussi un approfondissement en base de séquence (au niveau de la discontinuité 2), suivi d'un comblement progressif du domaine marin.

Les témoins d'émergence ou de faciès confinés sont extrêmement rares, le milieu de sédimentation étant plus profond qu'auparavant (fig. 63).

Compte-tenu de la disposition des faciès (fig. 69a), la plate-forme serait pentée vers l'ENE (fig.69b). Cette modification paléogéographique par rapport à la séquence précédente, expliquerait éventuellement un apport plus important en mica détritiques à ce niveau (§ II.C.3- chapitre "Minéralogie"). Ce mica proviendrait d'une zone métamorphique ou cristalline proche (éventuellement le Massif Central ?).

On observe en haut de la séquence C un retour à des faciès plus externes (fig. en annexe et fig. 71), annonciateur de l'approfondissement généralisé qui va se produire à la base de la séquence suivante.

B.4- Séquence D: sommet du Valanginien inférieur - Valanginien supérieur

Caractérisée par une uniformisation des faciès de bassin ou de talus externe sur l'ensemble de la région étudiée, elle indique un approfondissement important et généralisé des milieux de dépôt (fig.70). Il n'est pas possible en raison de la mauvaise qualité de l'affleurement de cette séquence, de connaître les modifications paléogéographiques qui ont pu se produire.

IV- CONCLUSION

Les assises berriaso-valanginiennes du Jura méridional et des Bauges ont été subdivisées en quatre séquences majeures séparées par cinq horizons de discontinuité régionaux isochrones. Ces derniers seront à la base des corrélations stratigraphiques établies tant à l'échelle locale que régionale. Ce découpage séquentiel a permis par ailleurs la reconstitution de l'évolution paléogéographique de la plate-forme jurassienne pendant cette période.

Du point de vue chronostratigraphique, les attributions proposées, entièrement renouvelées par rapport aux schémas antérieurs, sont basées:

- sur des datations obtenues, d'une part par des ammonites et calpionelles trouvées dans la coupe la plus externe (Le Revard, dans les Bauges) et, d'autre part par des ostracodes, des brachiopodes, des échinides, de rares calpionelles et des foraminifères benthiques dans les coupes plus internes du Jura méridional;
- sur des corrélations séquentielles établies, d'une part entre les différentes coupes étudiées (Jura méridional et massif subalpin des Bauges)*, d'autre part entre ces dernières et les assises, riches en céphalopodes, de la région grenobloise et du bassin vocontien.

* fig. 71

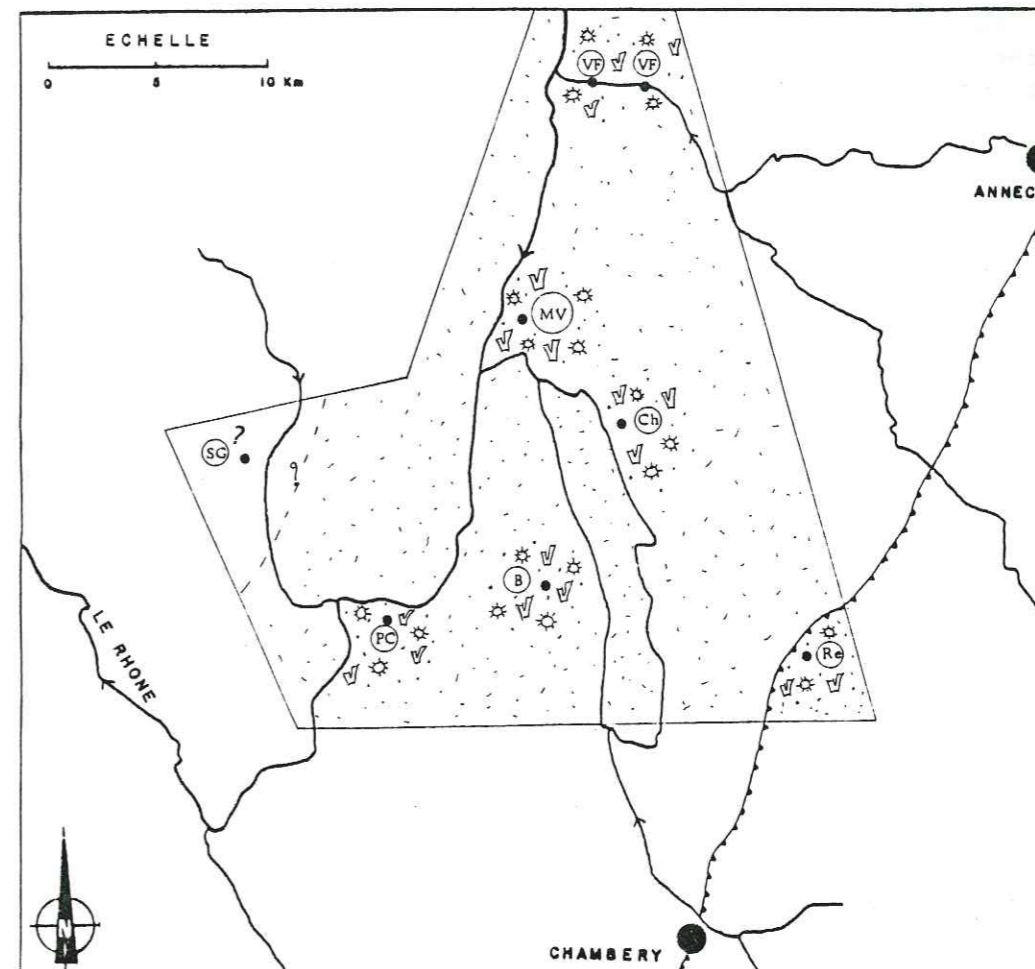


Fig. 70a: Carte de répartition de faciès (séquence D - Valanginien supérieur).

Légende des figurés : voir fig. 65

VF : Val de Fier, MV : Molard de Vions, Ch : Chambotte, B : Billième
PC : Pierre Châtel, SG : St Germain les Paroisses, Re : Le Revard.

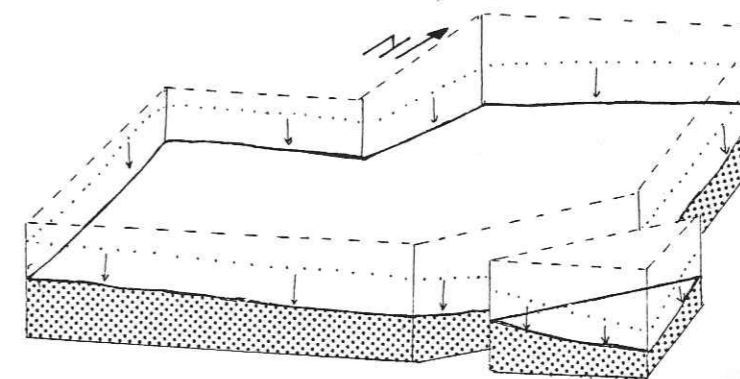


Fig. 70b: Paléogéographie (séquence D - Valanginien supérieur).
La séparation du bloc diagramme correspond au chevauchement des Bauges.

Légende des figurés : voir fig. 66b

La position des différents sous-étages du Berriasien et du Valanginien a pu être précisée par rapport aux horizons de discontinuité limitant les séquences majeures (fig. 55).

La limite Berriasien moyen - Berriasien supérieur se situe approximativement au niveau de la discontinuité locale a.

La limite Berriasien supérieur - Valanginien se trouve dans les bancs sommitaux de la séquence B.

- La limite Valanginien inférieur - Valanginien supérieur, non caractérisée paléontologiquement dans le Jura méridional, se localise dans la partie inférieure de la séquence D.

- La limite Valanginien - Hauterivien serait confondue avec l'horizon de discontinuité 4 qui constitue le toit de la séquence D.

Dans ce cadre, la répartition stratigraphique locale des principaux foraminifères a pu être fixée (fig. 51) entre les discontinuités locales c et d de la séquence A pour *Keramosphera allobrogensis* (Berriasien supérieur), au Berriasien supérieur pour *Pseudotextulariella courtionensis*, au Berriasien terminal - Valanginien inférieur pour *Pfenderina neocomiensis*, au Valanginien inférieur pour *Valdanchella cf. miliani*, ...

Du point de vue paléontologique chacune des séquences A, B et C a pu être caractérisée par une association de foraminifères (fig. 51). Ces associations, toutes caractéristiques des milieux de plate-forme ne passent pas progressivement de l'une à l'autre, mais montrent l'existence de périodes de renouvellement plus ou moins complet des faunes, périodes qui coïncident avec les horizons de discontinuité majeurs.

Du point de vue séquentiel, chacune des séquences majeures A à D correspond à une séquence de comblement caractérisée par le passage vertical progressif de faciès plus externes, c'est-à-dire de bancs finement lités et niveaux marneux (à la base) à des faciès plus internes représentés par des calcaires massifs (au sommet). Ces séquences sont elles-mêmes subdivisées, notamment la séquence A, en plusieurs séquences d'ordre inférieur, mais de caractères généraux semblables. Elles sont limitées par des horizons de discontinuité régionaux dont chacun présente un ensemble de caractères faciologiques, minéralogiques et paléontologiques.

Bien que chaque séquence soit de caractère régressif, l'évolution générale des quatre séquences est marquée, entre le Berriasien moyen et l'Hauterivien par un approfondissement des milieux de dépôt.

Dans ce contexte, deux régions s'individualisent:

- le Jura méridional, dans lequel l'évolution est généralement transgressive (fig. 63 et 49) (sauf à St Germain les Paroisses où la cyclicité serait en fait due à l'émersion de la séquence B, et au Val de Fier (Ouest) qui se situe dans un domaine plus externe). Elle correspond à la partie supérieure du grand cycle régressif - transgressif qui débute au Dogger et s'achève à l'Hauterivien inférieur.

- les Bauges (massif subalpin septentrional) qui montrent une évolution d'ensemble cyclique régressive jusqu'au sommet de la séquence B, transgressive ensuite jusqu'à l'Hauterivien.

L'évolution serait donc transgressive dans le domaine interne et cyclique dans un domaine plus externe (talus, bordure).

Cette différence de comportement entre deux régions voisines est peut-être due à une instabilité du socle, d'origine tectonique.

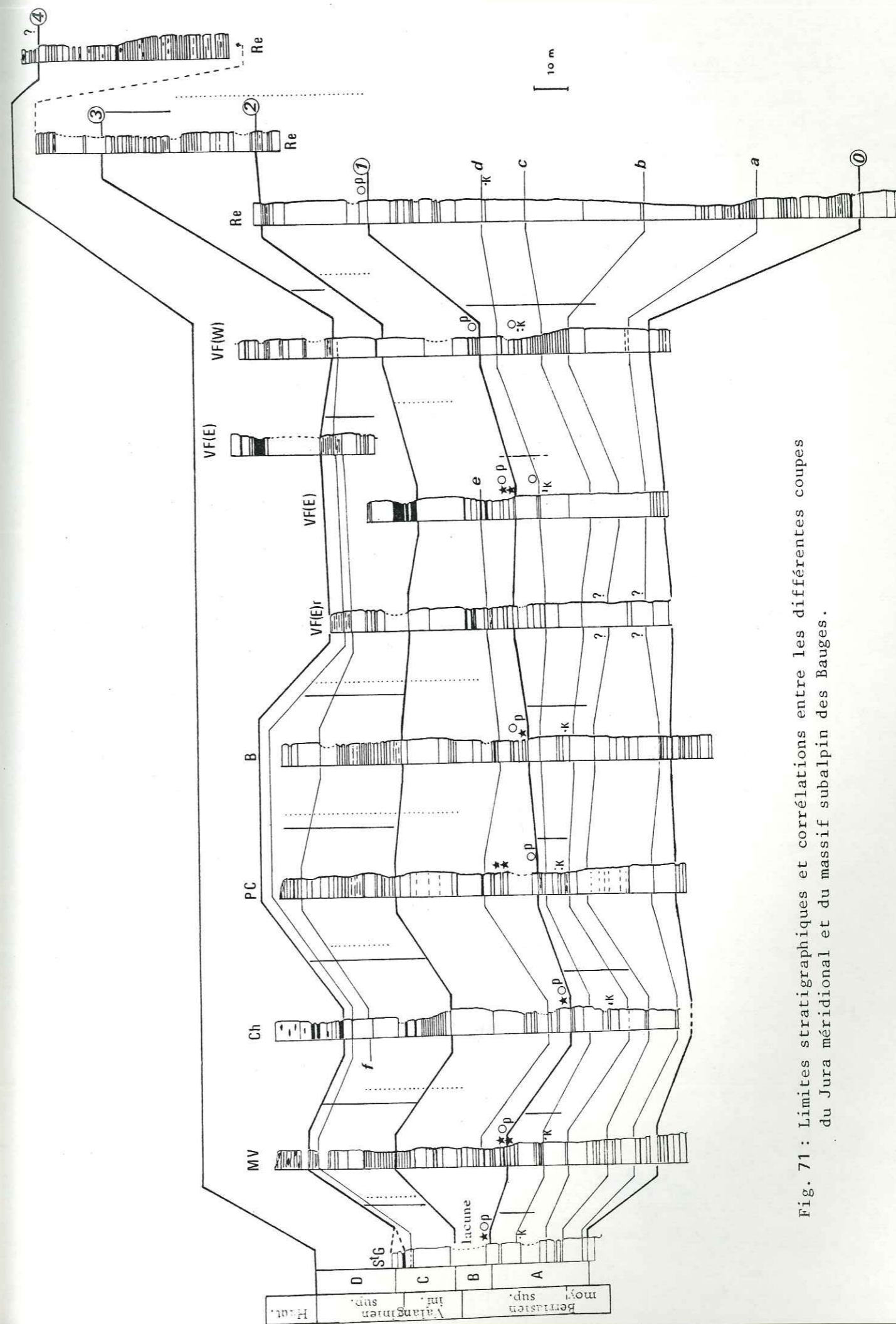


Fig. 71: Limites stratigraphiques et corrélations entre les différentes coupes du Jura méridional et du massif subalpin des Bauges.

Du point de vue paléogéographique, deux périodes s'individualisent: la première correspondant au dépôt des séquences A, B et C (Berriasien moyen à Valanginien inférieur), la seconde correspondant à la séquence D (Valanginien inférieur terminal - Valanginien supérieur).

Du Berriasien moyen au Valanginien inférieur (séquences A et C) deux régions se distinguent constamment:

- Le Jura méridional, caractérisé par la prépondérance des faciès de plate-forme interne;
- les Bauges, où se déposaient essentiellement des faciès de bassin, de talus externe et de bordure.

La séquence A est caractérisée par un basculement de la plate-forme (partie SSE surélevée, partie NNW abaissée) autour d'une zone centrale correspondant à St Germain les Paroisses, Molard de Vions, Val de Fier (Est) et la Chambotte.

- Dans le Jura, les dépôts se font dans un milieu de plate-forme interne, à l'exception du Val de Fier (Ouest) qui correspond à la zone abaissée.
- Dans les Bauges, le basculement entraîne une progradation régulière vers le SE des sédiments du talus externe et de la bordure.

La séquence B débute partout par des faciès de "transgression" typiques, caractérisés par l'abondance des remaniements (galets, charas..), des débris rubéfiés et du quartz détritique, et se termine dans des faciès de plate-forme interne (séquence de comblement).

La plate-forme jurassienne montrerait à cette époque une pente régulièrement tournée vers le SE entre une aire émergée située dans la région de Belley, et le talus externe localisé dans les Bauges.

La séquence C, semblable par ses caractères généraux à la séquence B (séquence de comblement) est caractérisée par une rétrogradation généralisée mais modeste des sédiments. La pente de la plate-forme, tournée vers l'ENE, serait légèrement différente de la précédente.

Au Valanginien inférieur terminal et au Valanginien supérieur (séquence D), la totalité de la région est marquée par un approfondissement important des milieux de dépôt caractérisés par des calcaires roux à bryozoaires et échinodermes. Ces derniers passent latéralement vers le NE, l'E et le SE du secteur étudié à des marnes, renfermant de nombreuses coulées sableuses.

CHAPITRE V

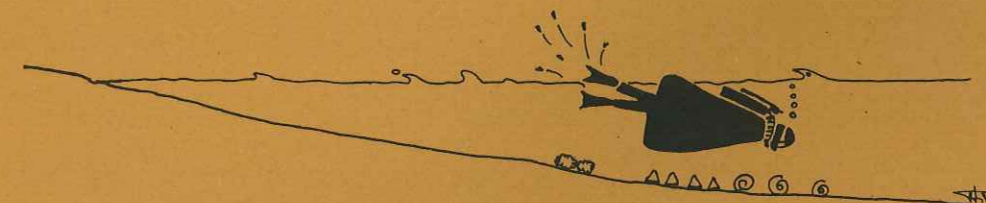
ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE

I - INTRODUCTION

II - DESCRIPTION

III - PALÉOÉCOLOGIE

IV - CONCLUSION



ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE

I - INTRODUCTION

La partie micropaléontologique correspond à un inventaire des foraminifères benthiques qui vivaient sur la plate-forme berriasio-valanginienne. A l'exception de certains niveaux plus marneux qui ont livré par lavage une microfaune dégagée, ces foraminifères sont généralement étudiés en lames minces.

Le découpage systématique est celui qui a été utilisé par A. ARNAUD-VANNEAU (1980).

Les listes synonymiques ont été volontairement simplifiées.

II - DESCRIPTIONA - FORMINIFÈRES A TEST SIMPLE AGGLUTINE (fig. 73a)*A.1 - Tests biloculaires à loge tubulaire droite*

Famille MORAVAMMINIDAE Pokorny 1951

Genre Earlandia Plummer 1930

Earlandia ? brevis Arnaud-Vanneau 1980
Pl. 7, fig. 20 à 22

1969 Aeolisaccus sp.1 - Conrad. fig. 21 b-c

*1980 Earlandia ? brevis n. sp. - Arnaud-Vanneau. Pl.10, fig.1-2, Pl.17, fig.33-36, fig.97.

Répartition stratigraphique : Berriasien-Valanginien (séquences A, B, et C), connu jusqu'au Barrémien supérieur.

Milieu de dépôt : En petit nombre dans des vases et sables vaseux fins déposés dans des milieux circalittoraux du talus externe.

A.2 - Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée

Famille AMMODISCIDAE Reuss 1862

Genre Glomospira Rzehak 1885

Glomospira watersi Loeblich 1946
Pl. 7, fig. 16 à 17

*1946 Glomospira watersi n. sp. - Loeblich Jr. Pl.22, fig.3ab, 4, T. fig.1.

1960 Glomospira cf. charoides (Jones et Parker) - Chevalier, Pl.1, fig.1-2

1980 Glomospira watersi - Arnaud-Vanneau. Pl.10 fig.7-9, Pl.18 fig.8-14, Pl.89 fig.10-11? fig.103.

Répartition stratigraphique : Berriasien-Valanginien (séquences A, B, et C), connu jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt : Il est présent dans des vases sableuses et sables à foraminifères et algues déposés sur la plate-forme interne (faciès Pi1 à Pi6).

Genre Citaella ? Charollais, Bronnimanni, Zaninetti, 1966

* 1966 Citaella? favrei n.sp.-Charollais, Bronnimanni, Zaninetti, Pl.II, fig.3 et 4, Pl.III, fig.1-5, Pl.V, fig. 1 et 2, fig. 4, 5, 6 dans le texte.

1969 Citaella ? favrei - Charollais, Bronnimanni, Zaninetti - Steinhauser, Pl.III, fig.3 et 6.

Répartition stratigraphique : Berriasien supérieur-Valanginien (séquences C et D), connu jusqu'à l'Hauterivien inférieur.

Milieu de dépôt: Ce foraminifère se rencontre essentiellement dans les milieux littoraux. Il ne figure pas sur le schéma (fig.73) en raison de son nombre trop restreint.

A.3- Tests multiloculaires unisériés dont la partie jeune enroulée est importante (supérieure à deux tours de spires) et la partie adulte souvent déroulée : formes involutes.

Famille LITUOLIDAE De Blainville 1825

A.3.1- Ouverture basale

Genre Haplophragmoïdes Cushman 1910

Haplophragmoïdes joukowskyi, Charollais, Bronnimann et Zaninetti 1966
Pl.7 fig. 23-25

* 1966 Haplophragmoïdes joukowskyi Charollais et al., Pl.2, fig. 1, 5, 7 et I, fig. 2-3
1969 Haplophragmoïdes joukowskyi- Charollais et al.-Steinhauser, Pl.3, fig. 7.

Répartition stratigraphique : Berriasien supérieur (séquence B) et Valanginien inférieur (séquence C)

Milieu de dépôt: Vases sableuses et sables de la plate-forme interne et externe, parfois du talus externe.

Genre Nautiloculina Mohler 1938
Emendement Bronnimann 1967

Nautiloculina bronnimanni Arnaud-Vanneau et Peybernès 1978
Pl.6, fig. 26-27

1976 Nautiloculina cretacea n.sp.-Peybernès, Pl.40, fig. 17-22 (non fig. 15-16)
*1978 Nautiloculina bronnimanni n.sp.-Arnaud-Vanneau et Peybernès, Pl.1, fig. 6-8, Pl.2 fig. 4-11.
1978 Nautiloculina cretacea, Peybernès - Garcia - Hernandez, Pl.32, fig.15
1980 Nautiloculina bronnimanni, Arnaud-Vanneau, Pl.50, fig.3-4, Pl.76, fig.4-6, fig.121-122.

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquences A, B et C), connu jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt: En nombre variable dans les vases sableuses et sables des milieux infralittoraux de la plate-forme interne et externe.

Nautiloculina cretacea Peybernès 1976
Emendement Arnaud-Vanneau et Peybernès 1978
Pl.8, fig. 13-14

*1969 Nautiloculina sp., Steinhauser, Pl. 3, fig.4.
1976 Nautiloculina cretacea n.sp. - Peybernès, pl.40, fig.15-16 (non fig.17 à 22 = N. bronnimanni).
1976 Nautiloculina sp. - Masse, pl. 9, fig. 3.
1978 Nautiloculina cretacea Peybernès - Arnaud-Vanneau et Peybernès, Pl.1, fig. 1-5, pl.2, fig. 1-3.
1980 Nautiloculina cretacea Arnaud-Vanneau, pl.50, fig. 1-2, pl.76 fig.1-3, fig.120

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquence A, B et C), connu jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt: Semblable à Nautiloculina bronnimanni

A.3.2- Ouverture aréale

Genre Charentia Neumann 1965
= Ionasia Gorbachik 1968

Charentia cf. cuvillieri Neumann 1965
Pl.6, fig.24

1969 Lituola sp.- Steinhauser, Pl.4, fig.1

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien (séquence A, B, C) connu jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt: Présent dans des vases sableuses ou des sables de milieux infralittoraux de la plate-forme interne et externe.

Charentia nana Arnaud-Vanneau, 1980
Pl.6, fig.25

1974 Charentia cuvillieri Neumann-Saint Marc, pl.1, fig. 9 à 11
1979 Charentia sp.-Peybernès, Conrad, Cugny, Pl.2, fig.10 à 12
*1980 Charentia nana n.sp.-Arnaud-Vanneau, Pl.76, fig.12 à 15, fig.125

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquences A, B, C) des coupes du Val de Fier et de Billième, jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt: Présent dans des sables bioclastiques vaseux et vases sableuses déposés dans des milieux infralittoraux de la plate-forme interne. Il se trouve également dans des faciès de transgression comme il a été signalé dans la localité type.

A.3.3- Ouvertures multiples

Genre Mayncina Neumann 1965
Mayncina sp.A. n.sp.
Pl.5, fig.24

Ce foraminifère montre un test planispiralé involute. Le diamètre équatorial varie de 0,16 à 0,20 mm et le diamètre axial, mesuré sur une seule section serait de 0,06 mm. Le proloculus est assez gros (environ de 40 μ). Elle ressemble beaucoup à Mayncina sp.B dont elle pourrait représenter la forme macrosphérique.

Elle est par ailleurs bien plus petite que Mayncina orbignyi et Mayncina termieri.

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (Séquences A, B et C).

Milieu de dépôt: Vases sableuses et sables des milieux infralittoraux de la plate-forme interne et externe, mais peut également se rencontrer dans des faciès de bassin.

Mayncina sp.B n.sp.
Pl.5, fig.25-26

? 1969 Stomatostoecha sp. - Steinhauser, Pl.4, fig.2.

Ce foraminifère montre un test planispiralé involute. Le diamètre équatorial varie de 0,23 à 0,28 mm, alors que le diamètre axial est compris entre 0,08 et 0,12 mm; cette espèce possède donc une taille plus élevée que la précédente, et un proloculus plus petit (maximum 20 à 25 μ). Il pourrait s'agir de la forme microsphérique de Mayncina sp.A.

Répartition stratigraphique: Rencontré surtout dans la séquence A et accessoirement dans la séquence B, ce foraminifère serait d'âge Berriasien moyen à supérieur.

Milieu de dépôt: Vases sableuses et vases des milieux infralittoraux de la plate-forme interne, et parfois du talus externe.

A.4- Tests multiloculaires bisériés dont l'enroulement initial peut être planispiralé

Famille TEXTULARIIDAE Ehrender 1838

Genre Textularia De France in De Blainville 1824

Textularia cf. tetragonica Arnaud-Vanneau 1980
Pl.5, fig. 22 et 23

Ce foraminifère de plus petite taille et à test plus mince que l'espèce Textularia tetragonica, montre les mêmes caractéristiques, entre autre le rebroussement du septa, facilement reconnaissable au niveau de l'ouverture.

Répartition stratigraphique: Limitée à la séquence A, elle ne dépasserait donc pas le Berriasien supérieur.

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux du domaine interne ainsi que milieux médio à supralittoraux.

A.5- Tests multiloculaires trochospiraux

Famille ATAXOPHRAGMIIDAE Schwager 1977

A.5.1- Test trisérié ou multisérié pouvant devenir bisérié et parfois unisérié

1) Test trisérié

Genre Verneuilina d'Orbigny in de la Sagra 1839

Verneuilina cf. polonica Cushman et Glazewski 1949
Pl.5, fig. 21

*1980 Verneuilina cf. polonica Arnaud-Vanneau, Pl.41, fig.6, Pl.64 fig.2-5, fig.149-150

Répartition stratigraphique: Ce foraminifère n'a été observé que dans la séquence A du Val de Fier (Est); il serait ainsi Berriasien moyen-supérieur. Il est toutefois connu dans l'Hauterivien supérieur et jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux de la plate-forme interne, essentiellement dans des sables à foraminifères et algues (faciès Pi7).

2) Test trisérié ou quadrisérié puis bisérié à ouverture basale

Genre Gaudryina d'Orbigny in de la Sagra 1839

Gaudryina tuchaensis Antonova 1964
Pl.5, fig. 28-29

*1964 Gaudryina tuchaensis n.sp. - Antonova (in Antonova, Shimiginata, Gnedina, Khalilova), pl.6, fig. 3 à 6.

1980 Gaudryina tuchaensis - Antonova - Arnaud-Vanneau, pl.6, fig.1 à 5, pl.13, fig.42 à 47.

Répartition stratigraphique: Valanginien (séquences C et D), connu jusqu'au Barrémien Bédoulien.

Milieu de dépôt: Vases et vases sableuses des milieux circalittoraux du talus externe.

Genre Dorothia Plummer 1931

Dorothia cf. hauteriviana Moullade 1960
Pl.5, fig. 30 et 31

Ce foraminifère diffère de l'espèce type par sa plus petite taille (longueur: 0,25 à 0,30 mm contre 0,70 mm pour l'espèce type) et sa forme plus évasée.

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien (séquences A et C au Revard et séquence D à la Chambotte et au Val de Fier (Est)).

Milieu de dépôt: Vases et vases sableuses des milieux circalittoraux de bassin et de talus externe.

Dorothia cf. metaeformis Espitalie et Sigal 1963
Pl.5, fig.27

Répartition stratigraphique: Berriasien (séquence A du Revard).

Milieu de dépôt: Vases fines des milieux circalittoraux de bassin (faciès B1 à He2).

3) Test trisérié puis bisérié à ouverture en fente longitudinale

Genre Belorussiella Akimets 1958

Belorussiella sp.
pl.7, fig.18 et 19

1969 Gen. ind. Eouvierinidae - Steinhauser, pl.IV, fig.3.

Répartition stratigraphique: Surtout dans la séquence A, mais aussi en plus petit nombre dans les séquences B et C - Berriasien-Valanginien.

Milieu de dépôt: Présent dans tous les milieux avec une plus grande fréquence dans les milieux infra- à supralittoraux.

A.5.2- Test multisérié trochospiraux

Genre Arenobulimina Cushman 1927

Arenobulimina corniculum Arnaud-Vanneau 1980
Pl.5, fig. 32 et 33

1969 Arenobulimina ? sp. (gr.2) - Conrad, figure 11 F.

?1969 Eggerella sp. Steinhauser, Pl.1, fig. 7 et 8.

*1980 Arenobulimina corniculum - Arnaud-Vanneau, pl.53, fig. 1 à 3, pl.81, fig. 1 à 8, fig. 164-165.

Répartition stratigraphique: Berriasien Valanginien, et jusqu'au Bédoulien. Cette espèce est connue dans les séquences A, B et C avec une fréquence plus élevée dans la séquence A.

Milieu de dépôt: Surtout dans les sables et sables vaseux des milieux infralittoraux de la plate-forme interne, exceptionnellement dans des faciès du talus externe.

Genre Dobrogelina Neagu 1979

Dobrogelina ovidi ? Neagu 1979
Pl.7, fig. 13-15

? 1969 Valvulammina sp. - Steinhauser Pl.V, fig.2

* 1979 Dobrogelina ovidi - Neagu, Pl.1, fig. 1-7, Pl.4, fig.17-18

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquence A, B, C) avec une plus grande fréquence dans le Berriasien (séquences A et B).

Milieu de dépôt: Vases sableuses et sables des milieux infralittoraux de la plate-forme interne (essentiellement faciès Pi5), mais également dans des sables fins du talus externe (faciès Peb1).

A.6- Tests multiloculaires discoïdaux dont l'enroulement initial est planispiralé

Famille DICYCLINIDAE Loeblich et Tappan 1964

Genre Ammocycloloculina Maync 1958

Ammocycloloculina erratica Joukowsky et Favre 1913
Pl.7, fig.26

- 1913 *Spirocyclina erratica* Joukowsky et Favre, Pl.34, fig.10-13, T. fig.56.
 1969 *Ammocycloloculina erratica* Maync Steinhauser, fig.19.
 1976 *Ammocycloloculina erratica* Maync Peybernès, Pl.XXIII, fig.14.

Répartition stratigraphique: Berriasien supérieur-Valanginien (base de la séquence C dans le Jura méridional et sommet de la séquence A dans le massif subalpin des Bauges-Le Revard). Il a également été signalé au même niveau (base séquence C), par STEINHAUSER (1969), alors que JOUKOWSKY et FAVRE l'ont trouvé uniquement dans l'équivalent de la formation de Vions (sommet séquence A - base séquence B).

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux (faciès Peb7 à Billième et faciès Pi6 au Revard).

B- FORAMINIFERES A TEST COMPLEXE AGGLUTINE (fig.73ab)

B.1- Tests à structure pseudo-alvéolaire, multiloculaires unisériés dont la partie jeune est enroulée et la partie adulte souvent déroulée

Famille LITUOLIDAE De Blainville 1825

Genre *Melathrokerion* Bronnimann et Conrad 1966

Melathrokerion cf. *valserinensis* Bronnimann et Conrad 1966
 Pl.7, fig.2 et 3

Cette espèce, très proche de l'espèce type, en diffère par sa plus petite taille.

Répartition stratigraphique: Berriasien moyen-supérieur (séquence A).

Milieu de dépôt: Sables et sables vaseux bioclastiques des milieux infralittoraux de la plate-forme interne.

B.2- Tests à structure alvéolaire, multiloculaires unisériés dont la partie jeune est enroulée (supérieure à un tour de spire) et la partie adulte souvent déroulée

Famille LITUOLIDAE De Blainville 1825

B.2.1- Ouverture aréale

Genre *Everticyclammina* Redmond 1964

Everticyclammina cf. *hedbergi* (Maync) 1953
 Pl.8, fig.10

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquences A, B, C) connu jusqu'au Bédoulien.

Milieu de dépôt: Essentiellement dans des milieux infralittoraux de la plate-forme interne, et plus rarement sur le talus externe (faciès Peb1).

Genre FEURTILLIA Maync 1958

Feurtillia frequens Maync 1958
 Pl.7, fig. 4 et 5

- *1958 *Feurtillia frequens* sp. Maync, Pl.1, fig. 1-5, pl.2, fig. 1-10
 1976 *Feurtillia frequens* Maync - Peybernès, Pl.14, fig.16.
 1976 *Feurtillia frequens* Maync - Masse, Pl.9, fig.8

Répartition stratigraphique: Berriasien supérieur terminal (séquence B). Cette espèce a été cependant citée du Berriasien à la base du Valanginien.

Milieu de dépôt: Sables vaseux et sables à foraminifères et échinodermes de la partie externe de la plate-forme interne (faciès Pi1 et Pi4).

B.2.2- Ouverture en crible

Genre *Pseudocyclammina* Yabe et Hanzawa 1926

Pseudocyclammina cf. *lituus* (Yokoyama) 1890
 Pl.8 fig.6-8

- 1969 *Pseudocyclammina* aff. *lituus* Steinhauser, Pl.2, fig.3.

Cette espèce diffère de l'espèce type par ses alvéoles plus grossières, déformées par le matériel agglutiné.

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquences A, B, C)

Milieu de dépôt: Sables et sables vaseux des milieux infralittoraux de la plate-forme interne, côté bordure (faciès Pi1 à Pi5).

Pseudocyclammina sp. à test arénacé
 Pl.8 fig. 11 et 12

Ce foraminifère agglutine du matériel quartzeux en assez grande quantité.

Répartition stratigraphique: Berriasien supérieur - Valanginien inférieur (séquence B et C).

Milieu de dépôt: Dans des faciès plus externes que *Pseudocyclammina* cf. *lituus*, c'est à dire sur la plate-forme externe et le talus externe, où le matériel quartzeux existe d'ailleurs en plus grande quantité que sur la plate-forme interne.

Pseudocyclammina sp.A
 Pl.8, fig.9

Ce foraminifère diffère de *Pseudocyclammina* cf. *lituus* essentiellement par des alvéoles et un matériel agglutiné plus grossier.

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien (séquence A et C). Alors que *Pseudocyclammina* cf. *lituus* se rencontre fréquemment dans la séquence A, il semblerait que *Pseudocyclammina* sp.A, à alvéoles plus grossières, prennent le relai vers le haut des coupes.

Milieu de dépôt: Sables et sables vaseux des milieux infralittoraux essentiellement de la plate-forme interne (maximum: faciès Pi5) mais également de la plate-forme externe (faciès Pe01).

Genre *Choffatella* Schlumberger 1904

Choffatella pyrenaica Peybernès et Rey 1975 Pl. 7 fig. 1

- *1975 *Choffatella pyrenaica* n. sp. Peybernès et Rey, Pl.1, fig. 1-8, Pl.2, fig. 1-17.
 1976 *Choffatella pyrenaica* n. sp. Peybernès et Rey - Peybernès, Pl.40, fig. 1-14
 1977 *Choffatella pyrenaica* Peybernès et Rey - Azéma, et al., pl.4, fig.7.

Répartition stratigraphique: Valanginien inférieur (base séquence C).

Milieu de dépôt: Récolté dans un niveau marneux encadré par des faciès de bordure.

B.3- Tests à structure cloisonnaire, multiloculaires trochospirales, trisériés pouvant devenir bisériés

Famille PAVONITINIDAE Loeblich et Tappan 1961

Genre *Pseudotextulariella* Barnard in Barnard et Banner 1953

Pseudotextulariella courtionensis Bronnimann 1966
 Pl.5, fig.1-8

- *1966 *Pseudotextulariella courtionensis* n. sp. Bronnimann T. fig.1-7, pl.1, fig. 1 à 5, pl.2 fig. 1 à 2, pl.3, fig.3.

- 1969 *Pseudotextulariella courtionensis* Bronnimann - Steinhauser, pl.1, fig.4, pl.3, fig.2,
 1976 *Pseudotextulariella courtionensis* Bronnimann - Peybernès, pl.14, fig.2-5

1977 *Pseudotextulariella courtionensis* Bronnimann-Azéma, Chabrier, Fourcade et Jaffrezo, Pl.3, fig.13-14.

Répartition stratigraphique: Berriasien (séquence A).

Cette espèce est strictement limitée à cette séquence. Notons qu'en Sardaigne, elle est signalée dans le Valanginien inférieur (zone à *Pertransiens*) (AZEMA J., CHABRIER G., FOURCADE E. et JAFFREZO M., 1977).

Milieu de dépôt: Vases ou sables à foraminifères et algues de la plate-forme interne et de l'ensemble marginolittoral.

Pseudotextulariella salevensis Charollais, Bronnimanni, Zaninetti 1966
Pl.5, fig.9-13

*1966 *Pseudotextulariella salevensis* n. sp.-Charollais, Bronnimanni et Zaninetti, Pl.1, fig.1-5, pl.2 fig.2 et 6, fig.1 (dans le texte)

1969 *Pseudotextulariella salevensis* Charollais et al - Steinhauser Pl.1, fig. 1-3

1976 *Pseudotextulariella salevensis* Charollais et al.-Peybernès, pl.14, fig.14-15

1977 *Pseudotextulariella salevensis* Charollais et al.-Azéma et al., pl.3, fig.8-9.

Répartition stratigraphique: Valanginien

Pseudotextulariella salevensis fait son apparition au-dessus de la discontinuité 2, dès la base de la séquence C, dans toutes les coupes étudiées. Dans la séquence D, son absence est sans doute causée par la disparition des faciès dans lesquels elles se développaient. G. CHABRIER et al. (1975) notent d'ailleurs la possibilité de la voir exister plus haut, dans l'Hauterivien.

Milieu de dépôt: Faciès de talus et de plate-forme externe (bordure), mais également dans des faciès de bassin (vases à sables à échinodermes et petits foraminifères) et des faciès de plate-forme interne, proches de la bordure (sables vaseux à sables à grands foraminifères et échinodermes).

Pseudotextulariella sp. A n. sp.
Pl.5, fig. 14-20

Ce foraminifère est de plus grande taille que *Pseudotextulariella salevensis* (hauteur de côte: 0,30 à 0,42 mm contre 0,11 à 0,18 mm pour *P. salevensis*) et montre un cloisonnement moins régulier.

Répartition stratigraphique: Valanginien inférieur (base séquence C)

Milieu de dépôt: Essentiellement milieux infralittoraux de la plate-forme interne (côté bordure) et plate-forme externe.

B.4- Tests à structure centrale en piliers ou pseudo-piliers, multi-sériés trochospiraux

Famille PAVONITINIDAE Loeblich et Tappan 1961

Genre *Pfenderina* Henson 1948

Pfenderina neocomiensis (Pfender) 1938
Pl.8, fig.1-5

* 1938 *Pfenderina neocomiensis* n. sp.-Pfender, pl.16, fig.1-7

1958 *Pfenderina neocomiensis* Pfender-Dufaure, pl.2, fig.4-6

1966 *Pfenderina neocomiensis* Pfender-Guillaume, pl.1, fig.3

1966 *Pfenderina neocomiensis* Pfender-Mouty, pl.7, fig.1-3

1969 *Pfenderina neocomiensis* Pfender-Steinhauser, pl.2, fig.4-5

1976 *Pfenderina neocomiensis* Pfender-Peybernès, pl.13, fig.2, pl.14, fig.11-13

1976 *Pfenderina neocomiensis* Pfender-Masse, pl.10, fig.16

Répartition stratigraphique

Berriasien supérieur - Valanginien

Cette espèce apparaît au-dessus de la discontinuité 1, à la base de la séquence B et est présente dans les séquences B et C (exception faite pour les séquences C des coupes du Val de Fier).

Milieu de dépôt

Sables vaseux et sables à grands foraminifères et échinodermes et vases sableuses et sables à foraminifères et algues, avec encore quelques débris d'échinodermes de la partie essentiellement externe de la plate-forme interne.

B.5- Tests à structure complexe

B.5.1- Tests multiloculaires unisériés, flabelliformes

Famille LITUOLIDAE De Blainville 1825

Genre *Eclusia* Septfontaine 1971

Eclusia moutyi Septfontaine, 1971

1971 *Eclusia moutyi*, Septfontaine, fig.3, 1ab, 2ab, fig.4, fig.5, pl.1, fig.1-3, pl.2 fig. 1-4

1977 *Eclusia moutyi* Septfontaine - Azéma, Chabrier, Fourcade, Jaffrezo, pl.3, fig.4-5

Répartition stratigraphique

Espèce rencontrée exceptionnellement à la base de la séquence C - Valanginien inférieur.

Milieu de dépôt

Marnes et sables à oolites et bioclastes circalittoraux et récifaux assez nombreux de la plate-forme externe.

B.5.2- Tests multiloculaires unisériés coniques débutants parfois par un stade trochospiraux

Famille ORBITOLINIDAE Martin 1980

Genre *Cribellopsis* Arnaud-Vanneau 1980

Cribellopsis sp.

Pl.7, fig.6-8

?1969 *Orbitolinidae* Steinhauser, pl. IV, fig.4 et 5

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquence A, B, C)

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux de la plate-forme et du talus externe avec une légère prédominance sur la plate-forme interne.

Genre *Valdanchella* Canérot et Moullade 1971

Valdanchella cf. *miliani* (Schroeder) 1968

Pl.7, fig.10-12

Valdanchella caractérisé par l'absence de cloisonnettes horizontales.

Répartition stratigraphique: Présente surtout dans des sables déposés dans des milieux infralittoraux de la plate-forme interne, parfois externe.

Orbitolinidae gen. ind. n. sp.

Pl.7, fig.9

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien (séquence A, B et C)

Milieu de dépôt: Essentiellement sur la plate-forme externe (talus externe), parfois sur la plate-forme interne.

C- FORAMINIFERES A TEST CALCAIRE PORCELANE (fig. 73b)

C.1- Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée

Famille FISCHERINIDAE Millett 1898

Genre Cyclogyra Wood 1842

Cyclogyra ? sp

Pl.6, fig.10

? 1951 Cornuspira orbicula (Terquem et Berthelin)-Bartenstein et Brand pl.4, fig.89

? 1971 Cyclogyra cretacea (Reuss) - Fuschs, pl.3, fig.5

1980 Cyclogyra ? sp. - Arnaud-Vanneau, pl.17, fig.20-23

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquences A, B et C), connu jusqu'au Barrémien.

Milieu de dépôt: Vases sableuses fines des milieux circalittoraux du talus externe.

C.2- Tests multiloculaires pelotonnés

Famille NUBECULARIIDAE Jones 1875

Genre Hechtina Bartenstein et Brand 1949

Hechtina praeantiqua Bartenstein et Brand 1949

Pl.6, fig.15-17

*1949 Hechtina praeantiqua sp. - Bartenstein et Brand, p.669-670, fig. 1ac, 2ac.

1969 Nodophtalmidium sp. - Steinhauser, pl.5, fig. 3 et 4

Cette espèce est caractérisée par une partie jeune pelotonnée, aux loges renflées et aux lignes de suture déprimées. Ce test peut montrer une partie adulte déroulée, constituée de loges pyriformes qui se terminent par un goulet pénétrant plus ou moins la base de la loge suivante.

Répartition stratigraphique: Berriasien supérieur (Séquence A)

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (avec un maximum dans le faciès Pi6), peut exister également sur la plate-forme externe (faciès Peb1).

Genre Nubeculariidae gen. ind. sp. B

Pl.6, fig. 18-20

Cette espèce se distingue de Hechtina praeantiqua par le fait que les dernières loges de la partie pelotonnée sont carénées.

Répartition stratigraphique: Berriasien moyen-supérieur (séquence A)

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (faciès Pi6) et externe (faciès Peb1)

Famille MILIOLIDAE Ehrenberg 1839

Genre Quinqueloculina Cushman 1917

Quinqueloculina robusta ? Neagu 1968

Pl.6 fig.1

? 1969 - Quinqueloculina sp. - Steinhauser pl.2, fig.8

Ce foraminifère n'est connu qu'en section. Il ressemble à quinqueloculina robusta, avec toutefois une plus petite taille.

Répartition stratigraphique: Berriasien moyen-supérieur (séquence A).

Milieu de dépôt: Essentiellement dans les milieux infralittoraux de la plate-forme interne, peut exister en très petit nombre dans le faciès Peb1 du talus externe.

Genre Pseudotriloculina Cherif 1973

Pseudotriloculina sp.

Pl.6, fig.5-7

Répartition stratigraphique: Berriasien moyen-supérieur (séquences A et B, mais essentiellement dans la séquence A).

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (un maximum dans le faciès Pi5) peut toutefois exister dans les faciès Peb1 du talus externe.

Genre Pyrgo DeFrane 1824

Pyrgo cf. eliptica Iocheva 1952

Pl.6, fig.8 et 9

Ce foraminifère montre un test légèrement plus épais que celui de l'espèce type, tel qu'il a été figuré en section par A. ARNAUD-VANNEAU (1980), (Pl.89, fig. 14 à 20).

Répartition stratigraphique: Berriasien moyen-supérieur (Séquences A et B).

Milieu de dépôt: Exclusivement sur la plate-forme interne (avec un maximum dans le faciès Pi6) dans des milieux infra- à supralittoraux.

Genre Sigmoilina Schlumberger 1887

Sigmoilina sp

Pl.6, fig.4

Répartition stratigraphique: Berriasien-Valanginien inférieur (séquences A, B et C).

Milieu de dépôt: Milieux infralittoraux de la plate-forme interne essentiellement (maximum dans le faciès Pi4) et de la bordure.

Famille SORITIDAE Ehrenberg 1839

Genre Keramosphera Brady 1882

Keramosphera allobrogensis Steinhauser, Bronnimann et Koehn-Zaninetti 1969

Pl.6 fig.2 et 3

1969 Keramosphera allobrogensis Steinhauser, Bronnimann et Koehn-Zaninetti, p.110-117, fig.3 à 10, pl. 3 et 4

1976 Keramosphera allobrogensis Steinhauser et al.- Peybernès, pl.14, fig.1

Répartition stratigraphique: Berriasien supérieur dans la partie supérieure de la séquence A, entre les discontinuités mineures d et e.

Milieu de dépôt: Vases et sables à foraminifères et algues déposés dans des milieux infralittoraux. Au Val de Fier (Ouest) il a été rencontré dans des faciès remaniés.

D- FORAMINIFERES A TEST CALCAIRE PERFORE (fig. 73 b)

D.1- Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée

Famille SPIRILLINIDAE Reuss 1862

Genre Conicospirillina Cushman 1927

Conicospirillina basiliensis Mohler 1938

Pl. 6 fig. 21-22

* 1938 *Conicospirillina basiliensis* n. sp. Mohler, pl.4, fig.5
 1977 *Conicospirillina basiliensis* Mohler - Azéma, Chabrier, Fourcade et Jaffrezo, pl.3, fig.10

Répartition stratigraphique Berriasien moyen supérieur (séquence A, base séquence B).

Milieu de dépôt Semble ubiquiste.

Famille INVOLUTIDINAE Bütschli 1880

Genre Trocholina Paalzow 1922

L'intervalle stratigraphique Berriasien-Valanginien semble avoir été particulièrement favorable au développement et à la diversification des trocholines.

Ainsi dans le groupe des trocholines appelé A, il a été possible de suivre une évolution se traduisant par une légère augmentation de taille, de l'angle apical et de la hauteur de la loge tubulaire (fig.72). Les différents stades d'évolution A1, A2 et A3 se succèdent dans le temps avec un certain chevauchement (fig.72), et pourraient ainsi être utilisés, avec beaucoup de prudence, comme outil stratigraphique.

Trocholina sp A1 pl.4, fig.1-2

Cette espèce, la plus petite du groupe Trocholina A, montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur : 540 à 960 μ ;
- D= largeur maximale: 300 à 640 μ ; (fig.72) ;
- α = angle apical: 38° à 65° ;
- 5 à 6 sections de la loge tubulaire pour 500 μ de hauteur, à partir du sommet du cône.

Répartition stratigraphique Berriasien moyen et supérieur (séquence A essentiellement).

Milieu de dépôt Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (avec un maximum dans le faciès Pi5).

Trocholina sp A2, pl.4 fig.3-4

Cette espèce, de taille intermédiaire entre Trocholina sp.A1 et sp.A3 (fig.72), montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur: 740 à 1290 μ , mais peut atteindre exceptionnellement 1 500 μ ;
- D= largeur maximale: 620 à 850 μ , mais peut atteindre exceptionnellement 960 μ .
- α : angle apical compris entre 47° et 67° ;
- 4 à 5 sections de la loge tubulaire pour 500 μ de hauteur à partir du sommet du cône.

Répartition stratigraphique Berriasien Valanginien inférieur (séquences A, B et C) avec une fréquence maximale dans la séquence B).

Milieu de dépôt Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (avec un maximum dans le faciès Pi4).

Trocholina sp. A3, pl.4, fig.5

Cette espèce, de plus grande taille (fig.72) montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur: 1010 à 1340 μ ;
- D= largeur maximale: 810 μ à 940 μ ;
- α = angle apical, compris entre 47° et 60° ;
- 3 à 4 sections de la loge tubulaire pour 500 μ de hauteur à partir du sommet du cône.

Répartition stratigraphique Berriasien Valanginien, essentiellement Berriasien supérieur (séquences A, B et C, mais essentiellement dans les séquences B et C, dans des niveaux stratigraphiques plus élevés que Trocholina sp.A2).

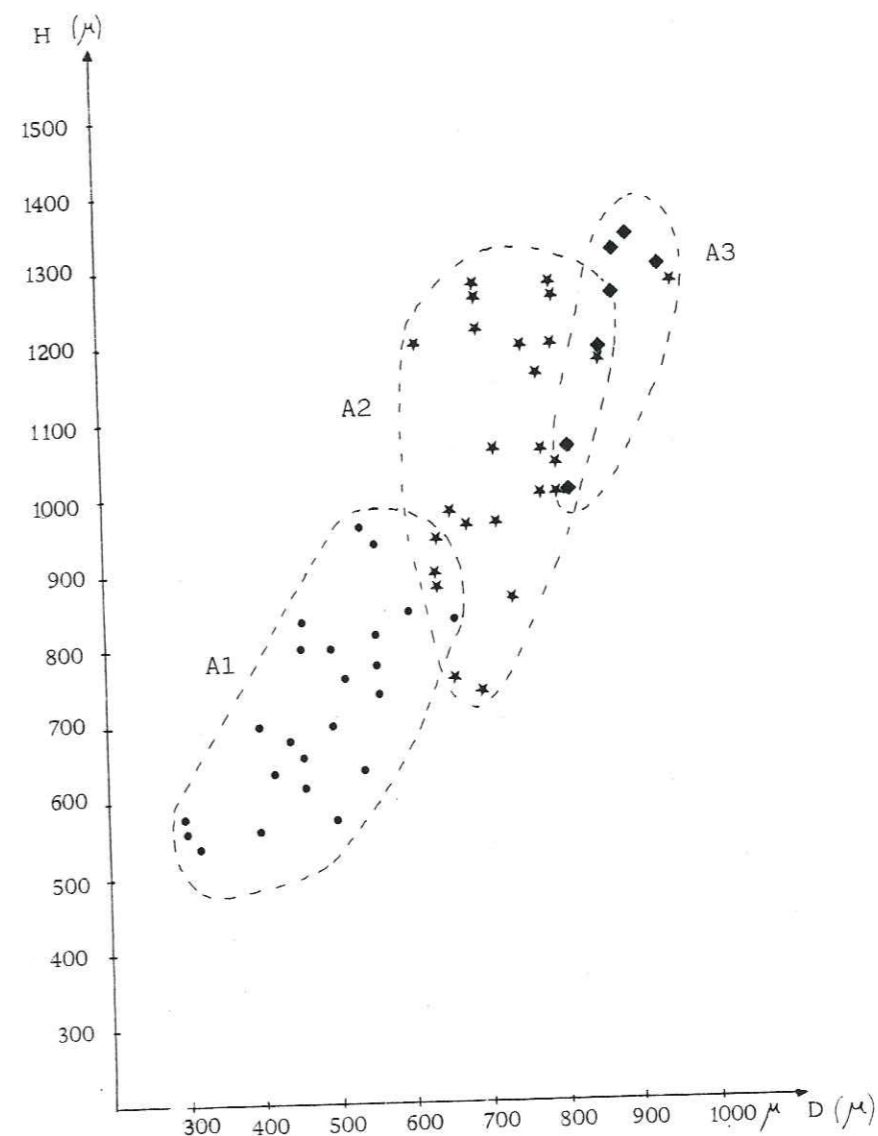


Fig. 72: Evolution de l'espèce Trocholina

- : Trocholina sp. A1
- ★ : Trocholina sp. A2
- ◆ : Trocholina sp. A3

Milieu de dépôt Identique à celui de Trocholina sp.A2.

Trocholina sp.B

Cette espèce, de petite taille, montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur de cône: 420 à 600 μ ;
- D= largeur maximale: 320 à 460 μ ;
- α = angle apical, compris entre 30° et 45°;
- 7 à 8 sections de la loge tubulaire pour 500 μ de hauteur à partir du sommet du cône.

Répartition stratigraphique Berriasien - Valanginien inférieur, séquences A, B et C avec une fréquence maximale dans la séquence C; elle serait donc surtout Valanginienne inférieure.

Milieu de dépôt Essentiellement dans les milieux infralittoraux de la plate-forme interne et externe (2 maxima: faciès Pi4 surtout et Pe01).

Trocholina sp.C, pl.4, fig.6

Cette espèce montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur 580 à 1000 μ ;
- D= largeur maximale 560 à 900 μ ;
- α = angle apical compris entre 47° et 55°;
- 5 à 7 sections de la loge tubulaire pour 500 μ de hauteur, à partir du sommet du cône.

Cette espèce se distingue des autres par la forme de son test: assez peu évasé dans la partie jeune, il s'évase brutalement dans la partie adulte. Les flancs ne sont donc plus aussi rectilignes que pour les autres espèces.

Répartition stratigraphique : Berriasien-Valanginien.

Milieu de dépôt Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (faciès Pi4) et externe (faciès Peb2).

Trocholina cf alpina Leupold et Bigler, 1935
Pl.4, fig. 9-11

Cette espèce montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur 700 à 1 300 μ ;
- D= largeur maximale 1020 à 1480 μ ;
- α : angle apical, compris entre 85° et 108°;
- 3 à 4 sections de la loge tubulaire pour 500 μ de hauteur à partir du sommet du cône.

Elle diffère de l'espèce type par sa plus grande taille et par le fait qu'elle soit plus large que haute.

Répartition stratigraphique Berriasien -Valanginien

Milieu de dépôt Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (maximum dans le faciès Pi4) et externe (maximum dans le faciès Pe01).

Trocholina cf. chouberti Hottinger 1976
Pl.4, fig.12

Cette espèce très évasée montre les caractéristiques suivantes:

- H= hauteur: 800 à 1300 μ ;
- D= largeur maximale: 1260 à 2060 μ ;
- α = angle apical compris entre 125° et 145°;
- 2 sections de la loge tubulaire pour une hauteur de 500 μ , comptée à partir du sommet du cône.

On retrouve comme chez Trocholina chouberti, un système de canalicules très développé, mais cette espèce en diffère par une hauteur de cône un peu plus élevée (formes moins plates).

Répartition stratigraphique : Berriasien-Valanginien.

Milieu de dépôt : Milieux infralittoraux de la plate-forme interne (faciès Pi6) et externe (proche du faciès Pe01).

Trocholina elongata (Leupold et Bigler) 1935.
Pl.4, fig. 7 et 8

- * 1935 Coscinoconus elongata n. sp. Leupold et Bigler, pl.XVIII, fig. 12-14
- 1976 Trocholina elongata (Leupold et Bigler) - Masse, pl.14, fig. 15 et 16
- 1976 Trocholina elongata (Leupold et Bigler) - Peybernès, pl.XIV, fig.7.

Répartition stratigraphique : Berriasien-Valanginien

Milieu de dépôt : Milieux infralittoraux de la plate-forme interne et externe.

Genre Neotrocholina Reichel 1955
Neotrocholina valdensis Reichel 1955 Pl. 6 fig. 23

- * 1955 Neotrocholina valdensis n. sp. Reichel, pl.XVI, fig. 1-5, 7, T. fig.5.

Répartition stratigraphique Berriasien-Valanginien

Milieu de dépôt : Milieux infralittoraux de la plate-forme interne.

Neotrocholina sp. Pl. 6 fig. 26

- 1976 Neotrocholina sp. Masse, pl.14, fig. 11-12.

Répartition stratigraphique Berriasien-Valanginien

Milieu de dépôt : ce foraminifère semblerait ubiquiste avec une fréquence plus élevée dans les milieux circalittoraux de bassin (faciès He5).

D.2- Tests multiloculaires trochospiraux de forme globuleuse

Famille POLYMORPHINIDAE D'Orbigny 1839

Polymorphinidae gen. ind.
Pl.6, fig.11-14

Ces polymorphinidés de petite taille sont caractérisés par leur test mince et lisse. Leurs loges sont globuleuses et partiellement enveloppantes. La dernière loge, plus ovale, surmonte l'ensemble plus ou moins arrondi, formé par les loges précédentes (fig. 11 et 12, pl.6).

D'autres polymorphinidés ont été retrouvés dans les mêmes niveaux: les uns avec un test lisse deux fois plus épais, les autres avec un test costulé. Cependant aucune ne semble avoir une répartition aussi restreinte que ces polymorphinidés à test lisse et mince.

Répartition stratigraphique : Berriasien supérieur limité à la base de la séquence B, c'est-à-dire à la discontinuité 1.

Milieu de dépôt : Caractéristiques des faciès de transgression accompagnant la discontinuité 1.

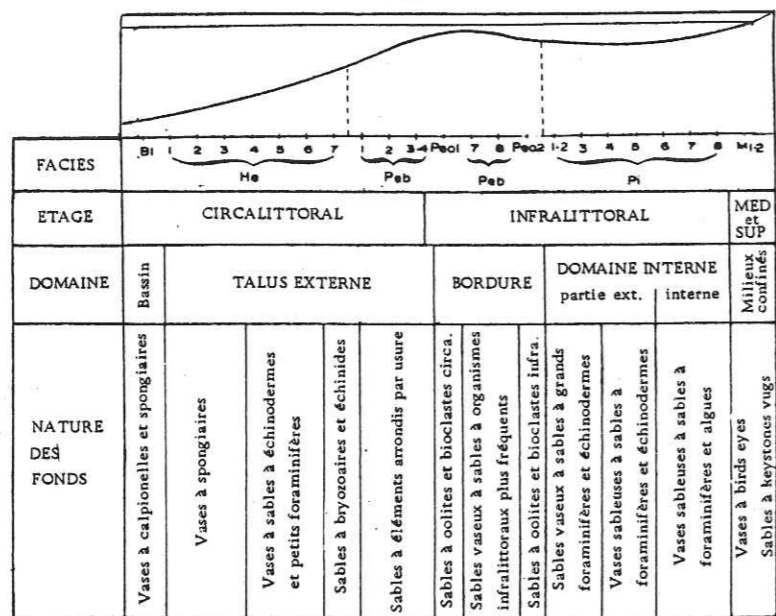


Fig. 73a

Séq.	BERRIASIEN				VALANGINIEN			
	A	B	C	D	inf.	sup.	C	D
FORAMINIFERES A TEST SIMPLE AGGLUTINE								
Moravaminidae								
<i>Earlandia ? brevis</i>								
Ammosciadae								
<i>Glomospira wateri</i>								
Lituolidae								
<i>Haplophragmoides joukowskyi</i>								
<i>Nautiloculina bronnianni</i>								
<i>Nautiloculina cretacea</i>								
<i>Charentia cf. ouvillieri</i>								
<i>Charentia nana</i>								
<i>Mayncina sp. A</i>								
<i>Mayncina sp. B</i>								
Textulariidae								
<i>Textularia cf. tetragonica</i>								
Ataxophragmiidae								
<i>Verneuilina cf. polonica</i>								
<i>Gaudryina tuchaensis</i>								
<i>Dorothia cf. hauteriviana</i>								
<i>Dorothia cf. metaeformis</i>								
<i>Belorussiella sp.</i>								
<i>Arenobulimina corniculum</i>								
<i>Dobrogelina ovidi ?</i>								
Dicyclinidae								
<i>Amocycloloculina erratica</i>								
FORAMINIFERES A TEST COMPLEXE AGGLUTINE								
Lituolidae								
<i>Melathrokerion cf. valserinensis</i>								
<i>Feurtillia frequens</i>								
<i>Everticyclammina cf. hedbergi</i>								
<i>Pseudocyclammina cf. lituus</i>								
<i>Pseudocyclammina à test arénacé</i>								
<i>Pseudocyclammina sp. A</i>								
<i>Choffatella pyrenaica</i>								
<i>Eclusia moutyi</i>								
Pavonitinae								
<i>Pseudotextulariella courtionensis</i>								
<i>Pseudotextulariella salevensis</i>								
<i>Pseudotextulariella sp. A</i>								
<i>Pfenderina neocomiensis</i>								

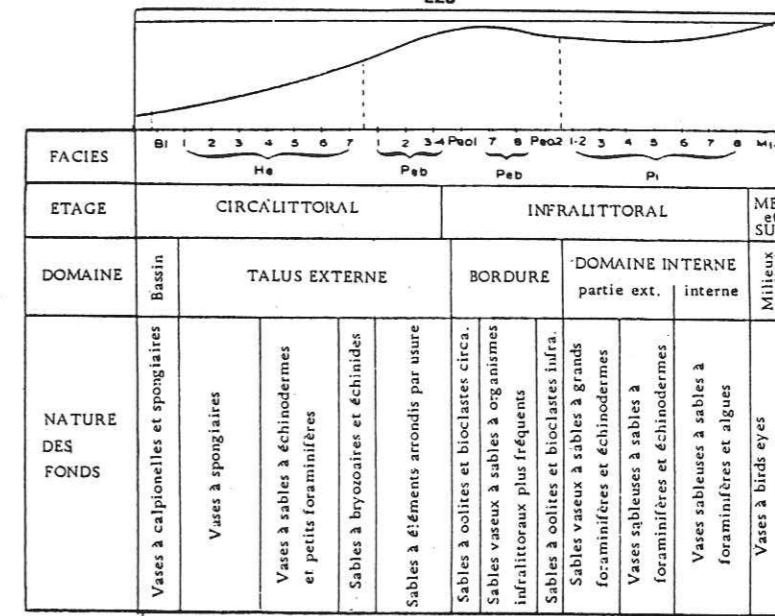


Fig. 73b

Séq.	BERRIASIEN				VALANGINIEN			
	A	B	C	D	inf.	sup.	C	D
FORAMINIFERES A TEST COMPLEXE AGGLUTINE								
Orbitolinidae								
<i>Cribellopsis sp.</i>								
<i>Valdanochella sp.</i>								
<i>Orbitolinidae sp.</i>								
FORAMINIFERES A TEST CALCAIRE PORCELANE								
Fischerinidae								
<i>Cyclogyra sp.</i>								
Nubeculariidae								
<i>Hechtina praeanitqua</i>								
<i>Nubeculariidae sp. B</i>								
<i>Quinqueloculina robusta ?</i>								
<i>Pseudotriloculina sp.</i>								
<i>Pyrgo cf. elliptica</i>								
<i>Sigmoilina sp.</i>								
Soritidae								
<i>Keramosphera allobrogensis</i>								
FORAMINIFERES A TEST CALCAIRE PERFORE								
Spirillinidae								
<i>Conicospirillina basiliensis</i>								
Involutinidae								
<i>Trocholina sp. A1</i>								
<i>Trocholina sp. A2</i>								
<i>Trocholina sp. A3</i>								
<i>Trocholina sp. B</i>								
<i>Trocholina sp. C</i>								
<i>Trocholina cf. alpina</i>								
<i>Trocholina cf. chouberti</i>								
<i>Trocholina elongata</i>								
<i>Neotrocholina valdensis</i>								
<i>Neotrocholina sp.</i>								
Polymorphinidae								
<i>Polymorphinidae sp.</i>								

Fig. 73 a et b : Répartitions stratigraphique et paléoécologique des foraminifères

FT : faciès de transgression.

D.3- Tests multiloculaires unisériés rectilignes

Famille NODOSARIIDAE Ehrenberg 1838

Genre Lenticulina Lamarck 1804

Il a été trouvé dans les lavages faits sur les différentes coupes, des lenticulines déterminées par H. BARTENSTEIN.

- Lenticulina crassa, dans les séquences A et C (Berriasien-Valanginien inférieur);
- Lenticulina muensteri dans les séquences A, B et C (Berriasien-Valanginien);
- Lenticulina cf. nodosa dans la séquence A (Berriasien moyen-supérieur);
- Lenticulina cf. subalata dans les séquences A et B (Berriasien moyen et supérieur);
- Lenticulina macrodisca à la base de la séquence C (Valanginien inférieur).

Milieu de dépôt: les lenticulines se rencontrent dans des faciès de plate-forme externe et parfois dans des faciès de plate-forme interne, partie externe, mais en nombre plus faible.

III - PALEOECOLOGIE

A- COMPOSITION DES POPULATIONS DES DIFFERENTS ENSEMBLES DE LA PLATE-FORME

Le peuplement microfaunistique ne sera pas considéré faciès par faciès, mais de façon globale dans les six ensembles suivants:

- Le bassin et le talus externe;
- la bordure de la plate-forme;
- la plate-forme interne, partie externe montrant encore des débris d'échinodermes;
- la plate-forme interne, partie interne, sans échinoderme;
- l'ensemble marginolittoral;
- les faciès de "transgression".

Parmi ces ensembles:

- les sédiments de plage de l'ensemble marginolittoral ne présente pas de microfaune autochtone;
- les "faciès de transgression" montrent un mélange de faune infralittorale et circalittorale.

On peut toutefois noter que les polymorphinidés à test mince et lisse sont exclusivement limités à ces faciès et caractérisent ainsi la discontinuité 1.

A.1- Le bassin et le talus externe

Il est caractérisé essentiellement par des foraminifères de petite taille, le plus souvent à test simple agglutiné.

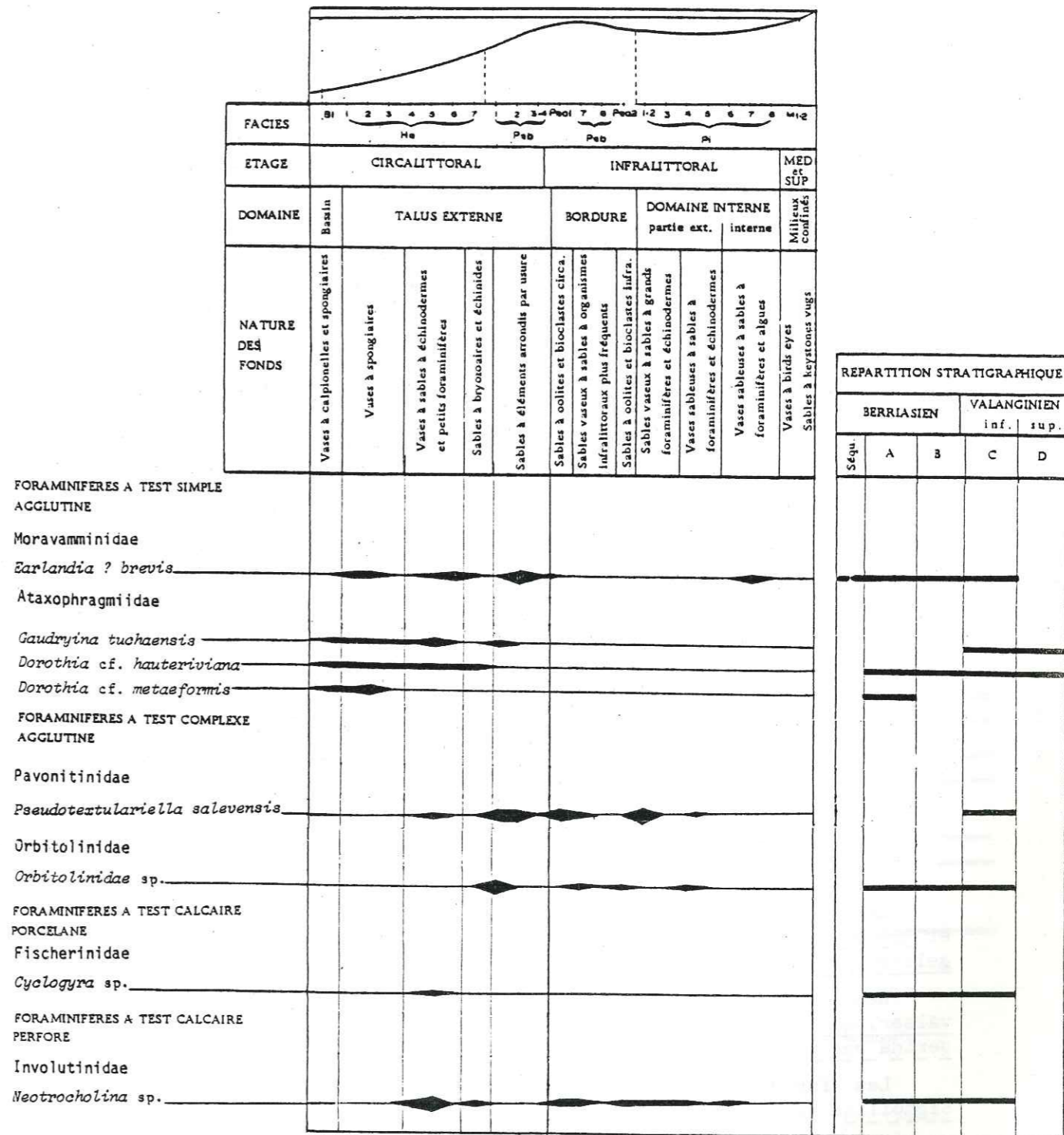


Fig. 74 : Répartitions paléoécologique et stratigraphique des foraminifères dans le bassin et sur le talus externe de la plate-forme.

Ce sont (fig.74):

Les foraminifères à test simple agglutiné: *Earlandia? brevis*, *Gaudryina tuchaensis*, *Dorothia cf. hauteriviana*, *Dorothia cf. metaeformis*.

Les foraminifères à test complexe agglutiné: *Pseudotextulariella salevensis*, *Orbitolinidae* sp. qui apparaissent sur le talus externe.

Les foraminifères à test calcaire porcelané: *Cyclogyra* sp.

Les foraminifères à test calcaire perforé: *Neotrocholina* sp. dont la proportion est plus importante sur le talus externe.

A.2- La bordure de la plate-forme

Elle est caractérisée par des foraminifères de grande taille, essentiellement à test agglutiné complexe, quelques miliolidés de grande taille et quelques trocholines.

Ce sont (fig.75):

Les foraminifères à test simple agglutiné: *Charentia cf. cuvillieri* et *Charentia nana*.

Les foraminifères à test complexe agglutiné: *Pseudotextulariella salevensis* et *P. sp.A*, *Pseudocyclammina* à test arénacé, *Pseudocyclammina* sp.A, *Choffatella pyrenaica*, *Eclusia moutyi*, *Cribellopsis* sp.

Les foraminifères à test calcaire porcelané: *Hechtina praentiqua*.

Les foraminifères à test calcaire perforé: *Trocholina* sp.B et *Trocholina cf. alpina*.

A.3- La plate-forme interne, partie externe

Elle est caractérisée par:

- des foraminifères à test agglutiné de grande taille, test simple ou complexe, correspondant à des foraminifères de la bordure qui persistent (---);

- des organismes limités à la plate-forme interne qui apparaissent (—) et surtout par une abondance de trocholines.

Ce sont (fig. 76):

Les foraminifères à test simple agglutiné: *Nautiloculina bronnmanni* et *cretacea*, *Charentia cf. cuvillieri*, *Arenobulimina corniculum* et *Dobrogeolina ovidi* ?

Les foraminifères à test complexe agglutiné: *Melathrokerion cf. valserinensis*, *Feurtillia frequens*, *Pseudocyclammina cf. lituus*, *Pfenderina necomiensis*, *Valdanchella* sp., *Orbitolinidae* sp.

Les foraminifères à test calcaire porcelané: *Pseudotriloculina* sp. *Sigmoilina* sp.

Les foraminifères à test calcaire perforé: *Trocholina* sp. A2, T. sp.A3, T. *elongata*, *Neotrocholina valdensis*.

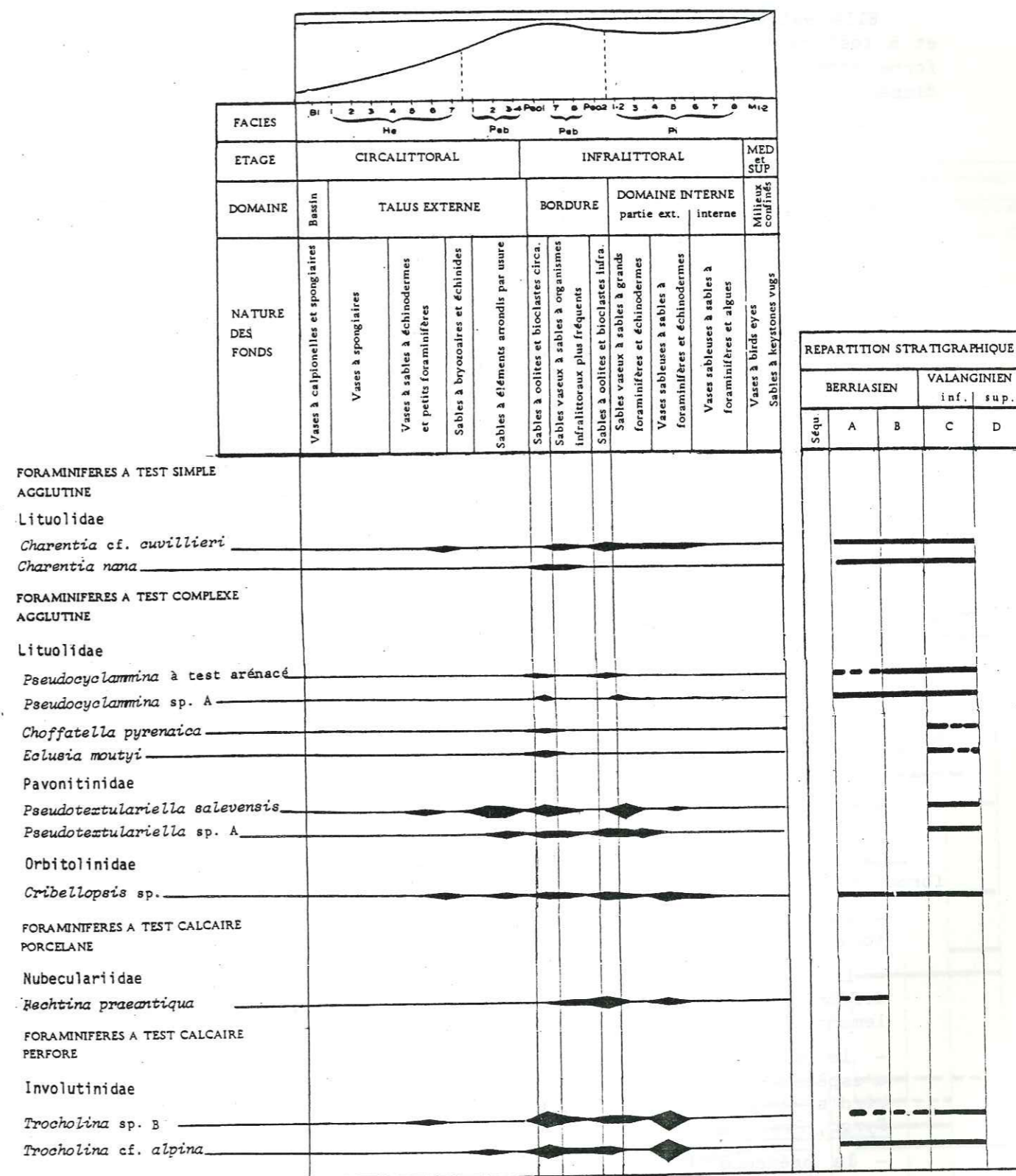


Fig. 75: Répartitions paléoécologique et stratigraphique des foraminifères benthiques de la bordure.

A.4- La plate-forme interne, partie interne

Elle est caractérisée par des foraminifères à test simple agglutiné et à test calcaire porcelané, de plus petite taille que ceux de la plate-forme interne, partie externe. Les foraminifères de la bordure ont ici disparu.

On note (fig. 76):

- la disparition des foraminifères à test complexe agglutiné caractéristiques de la bordure et de la partie externe de la plate-forme interne, à l'exception de Pseudotextulariella courtionensis;
- la disparition presque complète des trocholines;
- l'abondance des miliolidés (test calcaire porcelané).

Les foraminifères à test simple agglutiné: Glomospira watersi, Textularia cf. tetragonica, Verneuilina cf. polonica.

Les foraminifères à test complexe agglutiné: Pseudotextulariella courtionensis.

Les foraminifères à test calcaire porcelané: Quinqueloculina robusta? Pyrgo cf. eliptica, Pseudotriloculina sp., Keramosphera allobrogensis.

Les foraminifères à test calcaire perforé: essentiellement Trocholina sp. A1.

A.5- Les milieux confinés des marais maritimes

Ils sont caractérisés par une microfaune assez pauvre et de petite taille, les espèces ne supportant pas les anomalies de salinité étant éliminées naturellement.

Ce sont (fig. 76):

Essentiellement les foraminifères à test calcaire porcelané: Pyrgo cf. eliptica, Pseudotriloculina sp. et Quinqueloculina robusta?

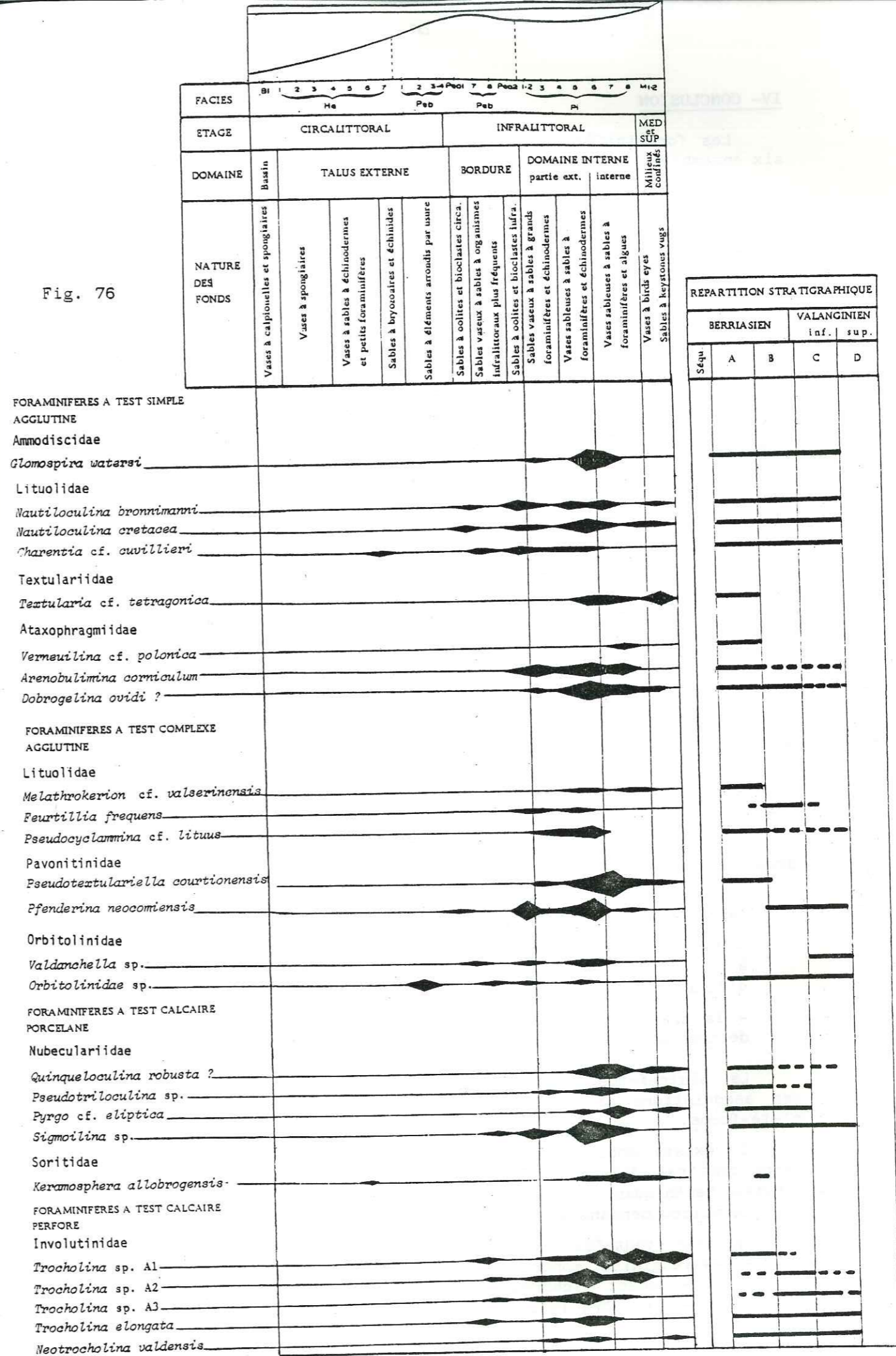
B- FACTEURS AGISSANT SUR LA REPARTITION DE LA MICROFAUNE

La répartition de tous ces foraminifères benthiques sur la plate-forme est liée aux différents facteurs qui régissent:

- la luminosité, qui permet la séparation entre espèces circalittorales et infralittorales;
- la nature du substrat, qui explique le développement d'espèces différentes selon le lieu (ex: Glomospira se rencontre essentiellement dans des vases et Pfenderina dans des sables);
- la salinité, qui élimine le plus grand nombre de genres et d'espèces (ex: dans les faciès de marais maritimes, micrites à bird's eyes, seuls des foraminifères de petite taille subsistent: Pyrgo, Pseudotriloculina);
- la présence de matériel détritique terrigène, qui implique une disparition de certaines espèces et une apparition d'espèces à test arénacé (ex: Pseudocyclamina à test quartzeux des faciès externes);
- la présence d'organismes, qui nuisent au développement des foraminifères (ex: les nombreux bryozoaires et échinodermes des calcaires roux).

Fig. 76 : Répartitions paléoécologique et stratigraphique des foraminifères sur la plate-forme interne et dans les milieux confinés de marais maritimes.

Fig. 76



IV- CONCLUSION

Les foraminifères benthiques de la plate-forme se répartissent dans six ensembles.

- Le bassin et le talus externe, aux sédiments fins sont caractérisés par des foraminifères de petite taille, le plus souvent à test simple agglutiné, et par des nodosariidés.

- La bordure, aux sédiments sableux calcaires assez grossiers, est caractérisée par des espèces de grande taille, à test agglutiné simple ou complexe, quelques plus gros miliolidés et trocholines.

- La plate-forme interne, partie externe est caractérisée avant tout par l'abondance des représentants du groupe des trocholines. On y retrouve tous les grands foraminifères de la bordure, en particulier ceux à test complexe; de nouveaux foraminifères (essentiellement des miliolidés) font leur apparition. Ces derniers persistent dans les parties les plus internes de la plate-forme.

- La plate-forme interne, partie interne est caractérisée par la disparition des foraminifères de bordure (à test complexe surtout), par des foraminifères de plus petite taille et par une grande abondance des miliolidés. Notons qu'un seul grand foraminifère à test complexe caractérise cet ensemble: Pseudotextulariella courtionensis.

- L'ensemble marginolittoral. Les sédiments de plage ne présentant pas de microfaune autochtone, seuls les milieux confinés de marais maritimes sont pris en compte. Ces derniers montrent une microfaune pauvre et de petite taille, à test mince. Ce sont surtout des miliolidés: Pyrgo cf. eliptica, pseudotriloculines diverses et Belorussiella sp.

- Les "faciès de transgression" montrent un mélange de faune externe et interne et la présence de polymorphinidés, limités aux "faciès de transgression" accompagnant la discontinuité 1.

On peut ainsi conclure à une ressemblance entre la plate-forme berriaso-valanginienne et la plate-forme urgonienne (A. ARNAUD-VANNEAU, 1980).

Elle en diffère toutefois par certains caractères qui lui sont propres:

- l'abondance des trocholines qui occupent, au Berriaso-Valanginien, la place qu'occuperont les orbitolinidés à l'Urgonien;
- la présence, limitée à la plate-forme interne, d'un foraminifère à test complexe (Pseudotextulariella courtionensis) n'ayant pas d'équivalent sur la plate-forme urgonienne.
- la présence de polymorphinidés (Pl.6, fig.11-14) dans les faciès de transgression accompagnant la discontinuité 1.

La plate-forme berriaso-valanginienne est donc caractérisée par des associations microfaunistiques spécifiques à chaque ensemble de la plate-forme.

Il existe donc une liaison entre le sédiment et la microfaune ne permettant pas d'établir une zonation très fine basée sur les foraminifères benthiques. Il faudrait pour cela être sûr d'observer le même type de milieu pendant un intervalle de temps assez long.

On peut toutefois noter que la répartition des foraminifères au Berriaso-Valanginien montre des périodes de stabilité et des périodes de renouvellement correspondant aux principales discontinuités (§ II.A.7.2-, Chapitre IV).

PLANCHE 4
(x50)

Fig. 1 à 2. *Trocholina* sp.A1

1. BG 10. Section axiale. St Germain les Paroisses (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
2. B 10. Section subaxiale. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.

Fig. 3 à 4 *Trocholina* sp.A2

3. B 111. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
4. B 86. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Fig. 5. *Trocholina* sp.A3 (x50)

- B 174. Section subaxiale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.

Fig. 6 *Trocholina* sp.C

- B 86. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Fig. 7 à 8. *Trocholina elongata* (Leupold et Bigler) 1935

7. B 121. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
8. BV-6. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen Berriasien supérieur.

Fig.9 à 11. *Trocholina* cf. *alpina* (Leupold et Bigler) 1935

9. BB 172. Section subaxiale. Billième (séquence B). Valanginien inférieur.
10. BB 60. Section subaxiale. Billième (séquence A). Berriasien supérieur.
11. B 92. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Fig. 12. *Trocholina* cf. *chouberti* Hottinger 1976

- B 539. Section subaxiale. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.

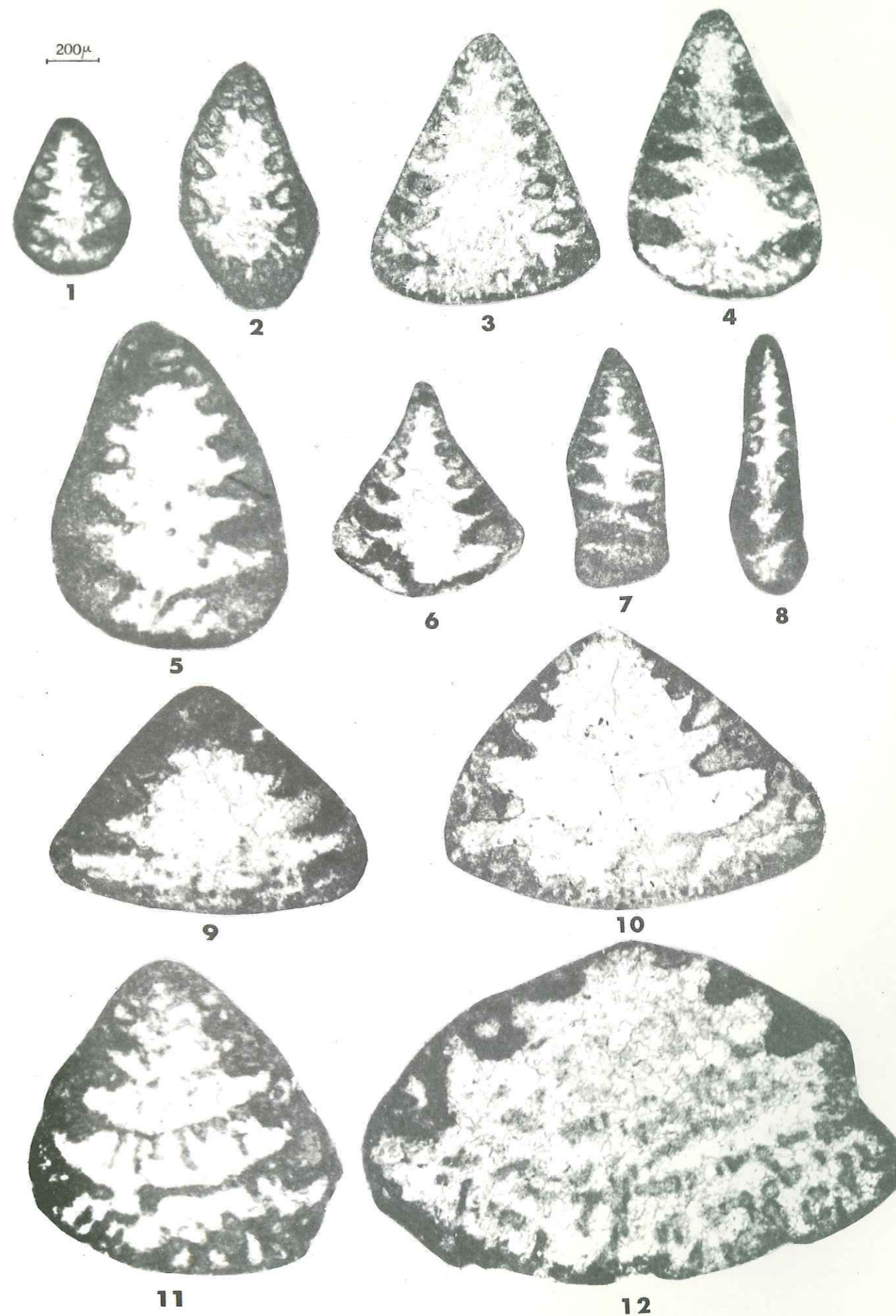


PLANCHE 4
(x50)

Fig. 1 à 2. *Trocholina* sp.A1

1. BG 10. Section axiale. St Germain les Paroisses (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
2. B 10. Section subaxiale. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.

Fig. 3 à 4 *Trocholina* sp.A2

3. B 111. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
4. B 86. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Fig. 5. *Trocholina* sp.A3 (x50)

- B 174. Section subaxiale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.

Fig. 6 *Trocholina* sp.C

- B 86. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Fig. 7 à 8. *Trocholina elongata* (Leupold et Bigler) 1935

7. B 121. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
8. BV-6. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen Berriasien supérieur.

Fig.9 à 11. *Trocholina* cf. *alpina* (Leupold et Bigler) 1935

9. BB 172. Section subaxiale. Billième (séquence B). Valanginien inférieur.
10. BB 60. Section subaxiale. Billième (séquence A). Berriasien supérieur.
11. B 92. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Fig. 12. *Trocholina* cf. *chouberti* Hottinger 1976

- B 539. Section subaxiale. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.

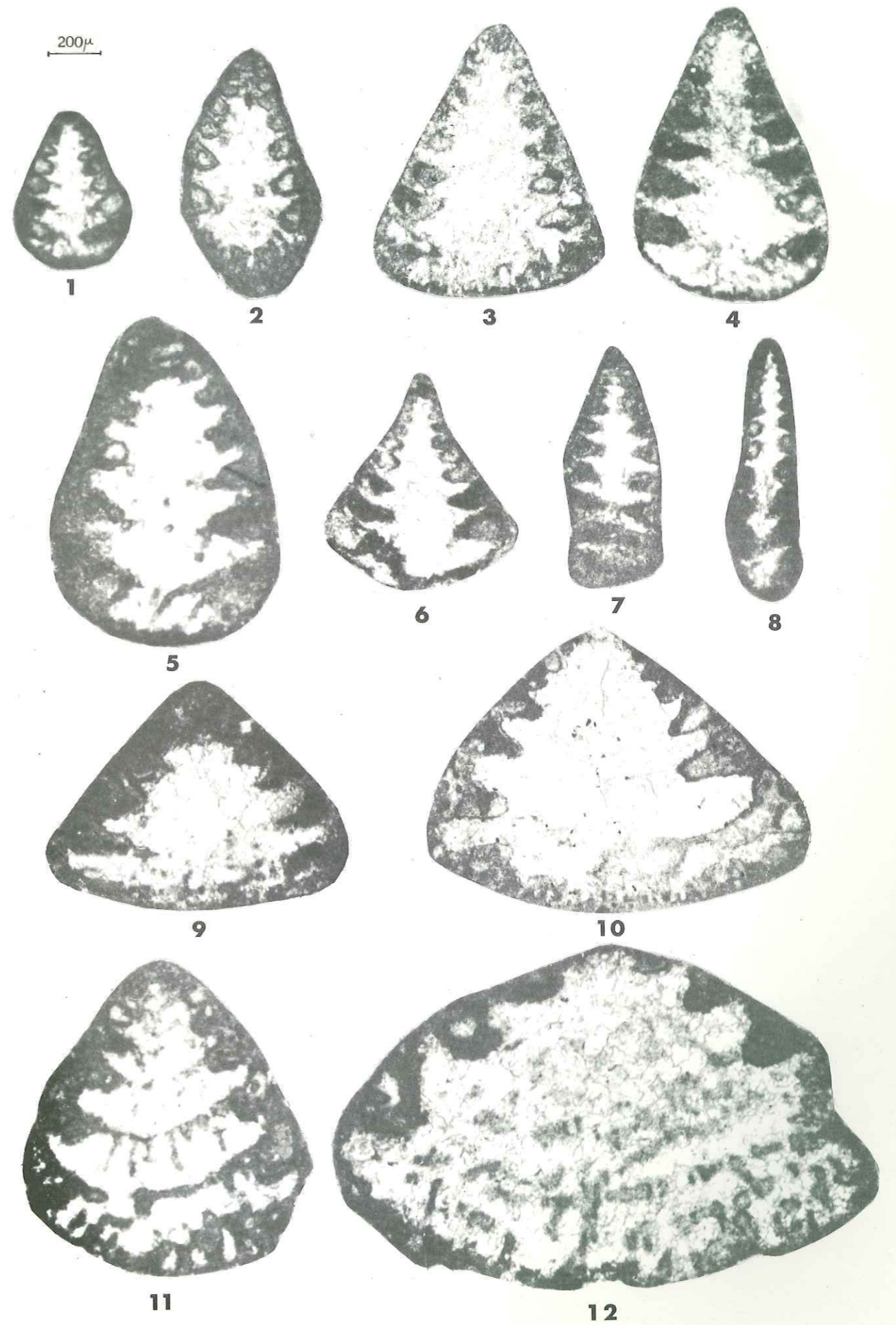


PLANCHE 5
(x50 et 100)

Fig. 1 à 8 *Pseudotextulariella courtionensis* Bronnimann 1966 (x50)

1. B 33. Section tangentielle. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
2. B 55. Section subaxiale. La Chambotte (séquence A). Berriasien supérieur.
3. BV 55. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
4. B 51. Section tangentielle. La Chambotte (séquence A). Berriasien supérieur.
5. BF 48. Section oblique. Val de Fier (Est) (séquence A). Berriasien supérieur.
6. B 39. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
7. B 50. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien supérieur.
8. BF 41. Section transverse. Val de Fier (Est) (séquence A). Berriasien supérieur.

Fig. 9 à 13 *Pseudotextulariella salevensis* Charollais, Bronnimann, Zaninetti 1966 (x50)

9. B 187. Section longitudinale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
10. B 191. Section longitudinale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
11. B 176. Section longitudinale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
12. BF 137. Section transverse. Val de Fier (Est) (séquence C). Valanginien inférieur.
13. B 177. Section transverse. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.

Fig. 14 à 20 *Pseudotextulariella* sp.A (x50)

14. BB 190. Section transverse. Billième (séquence C). Valanginien inférieur.
15. B 171. Section oblique. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
16. B 169. Section oblique. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
17. BG 63. Section longitudinale. St Germain les Paroisses (séquence C). Valanginien inférieur.
18. BV 103. Section axiale sagittale. Val de Fier (Ouest) (séquence C). Valanginien inférieur.
19. B 189. Section subaxiale sagittale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
20. B 191. Section subaxiale sagittale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.

Fig. 21 *Verneuilina* cf. *polonica* Cushman et Glazewski 1949 (x50)

- BF 31. Section subaxiale. Val de Fier (Est). (séquence A). Berriasien supérieur.

Fig. 22 à 23 *Textularia* cf. *tetragonica* Arnaud-Vanneau 1980 (x100)

22. B 35. Section axiale sagittale. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
23. B 591. Section axiale sagittale. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.

Fig. 24 *Mayncina* sp.A (x 100)

- BV 46. Section transverse subéquatoriale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.

Fig. 25 à 26 *Mayncina* sp.B (x100)

25. B 86. Section axiale passant par le proloculus. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
26. B 14. Section transverse équatoriale. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.

Fig. 27 *Dorothia* cf. *metaeformis* Epistalie et Sigal 1963 (x100)

- B 447. Section subaxiale sagittale. Le Revard (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.

Fig. 28 à 29 *Gaudryina tuchaensis* Antonova 1964 (x100)

28. BF 146. Section subaxiale sagittale. Val de Fier (Est) (séquence D). Valanginien inférieur-Valanginien supérieur.
29. BF 142. Section longitudinale. Val de Fier (Est) (séquence D). Valanginien inférieur-Valanginien supérieur.

Fig. 30 à 31 *Dorothia* cf. *hauteriviana* Moullade 1960 (x100)

30. BF 145. Section longitudinale. Val de Fier (Est) (séquence D). Valanginien inférieur-Valanginien supérieur.
31. B 205. Section longitudinale. La Chambotte (séquence D). Valanginien inférieur-Valanginien supérieur.

Fig. 32 à 33 *Arenobulimina corniculum* Arnaud-Vanneau 1980 (x100)

32. B 173. Section subaxiale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
33. BB 102. Section subaxiale. Billième (séquence B). Berriasien supérieur.

Echelle 200 μ : x50 : fig. 1 à 21
Echelle 100 μ : x100 : fig. 22 à 33.

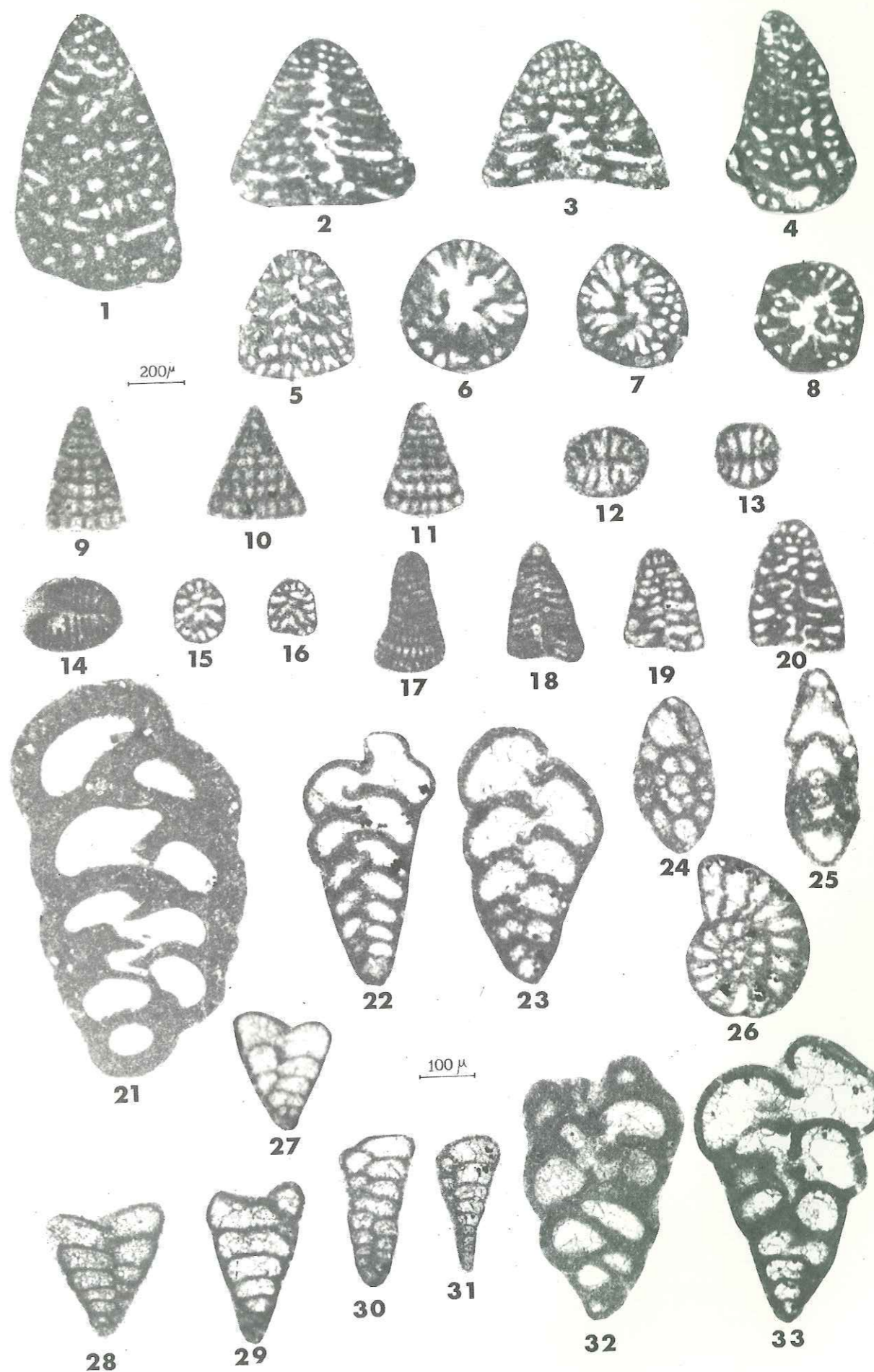


PLANCHE 6
(x50 et 100)

- Fig. 1 *Quinqueloculina robusta* ? Neagu 1968 (x100)
B 38. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 2 à 3 *Keramosphera allobrogensis* Steinhauser, Bronnimann, Koehn-Zaninetti 1969 (x50)
2. B 32. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien supérieur.
3. BV 39. Section transverse. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 4 *Sigmoilina* sp (x100)
B 584. Section transverse. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 5 à 7 *Pseudotriloculina* sp (x100)
5. BV 5. Section transverse. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
6. BV 5. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
7. BV 5. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
- Fig. 8 à 9 *Pyrgo* cf. *eliptica* Iocheva 1952 (x100)
8. BF 87. Section axiale. Val de Fier (Est) (séquence B). Berriasien supérieur.
9. B 39. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
- Fig. 10 *Cyclogyra* sp. (x100)
B 84. Section axiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
- Fig. 11 à 14 *Polymorphinidae* gen. ind. (x100)
11. BB 104. Section subaxiale. Billième (séquence B). Berriasien supérieur.
12. BV 50. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
13. B 77. Section transverse. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
14. BF 54. Section transverse. Val de Fier (Est) (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 15 à 17 *Hechtina praeantiqua* Bartenstein et Brand 1949 (x100)
15. BV 39. Section équatoriale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
16. BB 82. Section subéquatoriale. Billième (séquence A). Berriasien supérieur.
17. BV 30. Section subéquatoriale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 18 à 20 *Nubeculariidae* gen. ind. sp.B (x100)
18. BV 30. Section transverse. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
19. BV 41. Section transverse passant dans la partie déroulée. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
20. BV 23. Section transverse passant dans la partie déroulée. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
- Fig. 21 à 22 *Conicospirillina basiliensis* Mohler 1938 (x50)
21. BB 51. Section oblique. Billième (séquence A). Berriasien moyen-supérieur.
22. BB 48. Section subaxiale. Billième (séquence A). Berriasien moyen-supérieur.
- Fig. 23 *Neotrocholina valdensis* ? Reichel 1955 (x50)
BF 101. Section oblique. Val de Fier (Est) (séquence C). Valanginien inférieur.
- Fig. 24 *Charentia* cf. *cuvillieri* Neumann 1965 (x50)
B 545. Section équatoriale. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 25 *Charentia nana* Arnaud-Vanneau 1980 (x50)
BB 48. Section équatoriale. Billième (séquence A). Berriasien moyen-supérieur.
- Fig. 26 à 27 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès 1978 (x50)
26. B 587. Section subaxiale. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.
27. B 587. Section oblique. Le Revard (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 28 *Neotrocholina* sp. (x50)
B 636. Section subaxiale. Le Revard (séquence C). Valanginien inférieur.

Echelle 100 μ : x100 : fig. 1, fig. 4 à 20
Echelle 200 μ : x50 : fig. 2 à 3, fig. 21 à 28.

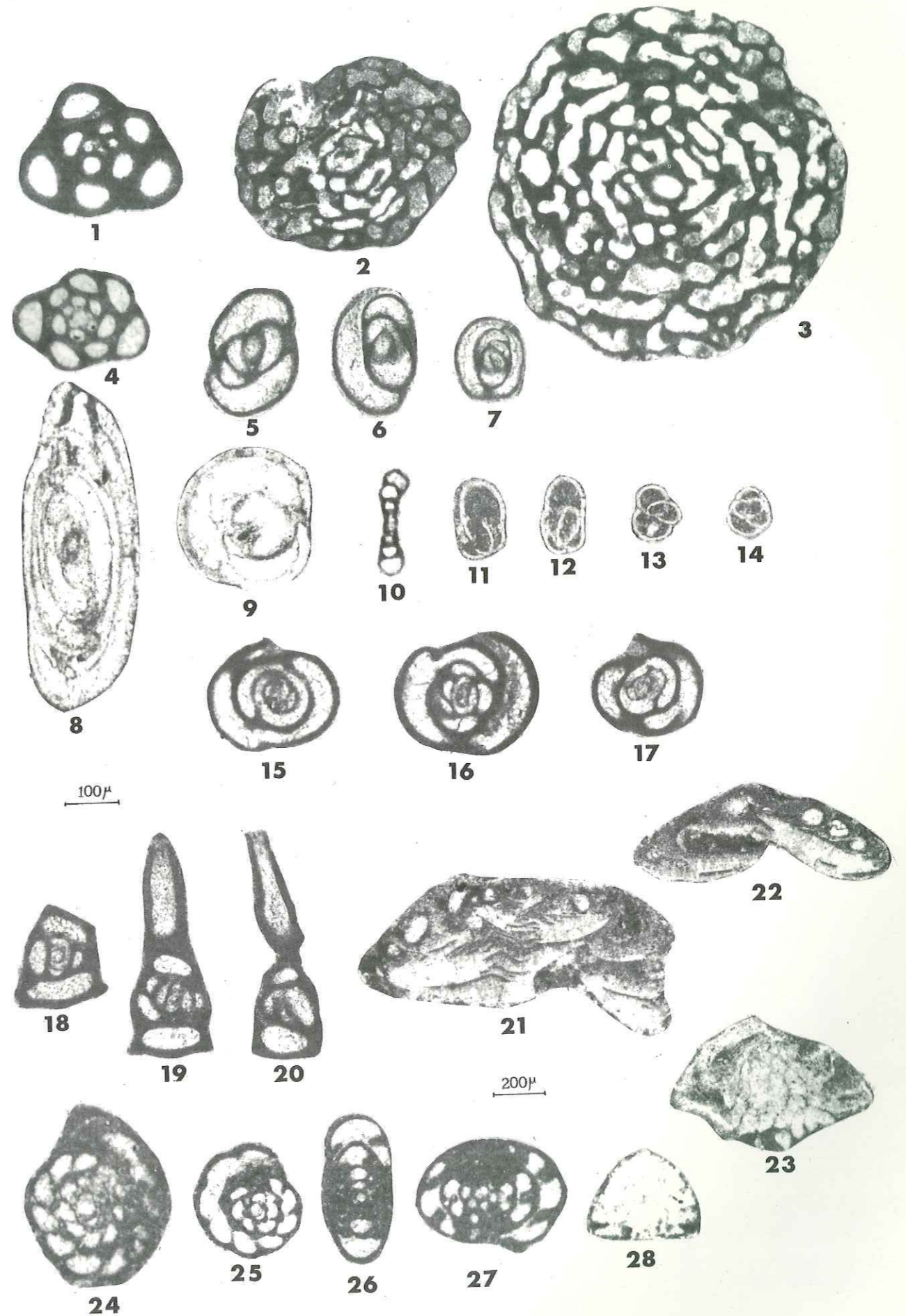


PLANCHE 7
(x 25, 50, et 100)

- Fig. 1 *Choffatella pyrenaica* Peybernès et Rey 1975 (x50)
B 148. Section équatoriale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
- Fig. 2 à 3 *Melathrokerion* cf. *valserinensis* Bronnimann et Conrad 1966 (x50)
2. B 10. Section équatoriale oblique. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
3. BV 59. Section subaxiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.
- Fig. 4 à 5 *Feurtillia frequens* Maync 1958 (x50)
4. B 122. Section subéquatoriale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.
5. B 123. Section oblique. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.
- Fig. 6 à 8 *Cribellopsis* sp. (x50)
6. BF 128. Section subaxiale. Val de Fier (Est) (séquence C). Valanginien inférieur.
7. B 102. Section transverse oblique. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
8. B 121. Section subéquatoriale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
- Fig. 9 *Orbitolinidae* gen. ind. (x50)
BV 30. Section transverse. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
- Fig. 10 à 12 *Valdanchella* cf. *miliani* (Schroeder) 1968 (x50)
10. BG 71. Section subaxiale. St Germain les Paroisses (séquence C). Valanginien inférieur.
11. BB 195. Section tangentielle. Billième (séquence C). Valanginien inférieur.
12. BG 71. Section transverse. St Germain les Paroisses (séquence C). Valanginien inférieur.
- Fig. 13 à 15 *Dobrogeolina ovidi* ? Neagu 1979 (x50)
13. BB 158. Section axiale oblique. Billième (séquence B). Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.
14. BG 58. Section transverse face ventrale. St Germain les Paroisses (séquence C). Valanginien inférieur.
15. BV 2. Section transverse face dorsale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
- Fig. 16 à 17 *Glomospira watersi* Loeblich 1946 (x100)
16. B 27.3. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
17. B 20. Section transverse. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
- Fig. 18 à 19 *Belorussiella* sp. (x100)
18. BB 76. Section subaxiale sagittale. Billième (séquence A). Berriasien supérieur.
19. BB 145. Section subaxiale. Billième (séquence B). Berriasien supérieur.
- Fig. 20 à 22 *Earlandia* ? *brevis* Arnaud-Vanneau 1980 (x50 et 100)
20. BB 51. Section axiale. Billième (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur (x50).
21. B 640. Section axiale passant par le proloculus. Le Revard (séquence C). Valanginien inférieur (x100).
22. BV 22. Section axiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur (x50).
- Fig. 23 à 25 *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Bronnimann et Zaninetti 1966 (x100)
23. B 86. Section transverse équatoriale passant par le proloculus. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.
24. B 154. Section transverse subéquatoriale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
25. B 135. Section transverse équatoriale passant par le proloculus. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
- Fig. 26 *Amocycloloculina erratica* Jukowsky et Favre 1913 (x25)
BB 175. Section subaxiale. Billième (séquence C). Valanginien inférieur.

Echelle 400 μ : x25 : fig. 26
Echelle 200 μ : x50 : fig. 1 à 15, 20, 22
Echelle 100 μ : x100 : fig. 16 à 19, 21, 23 à 25.

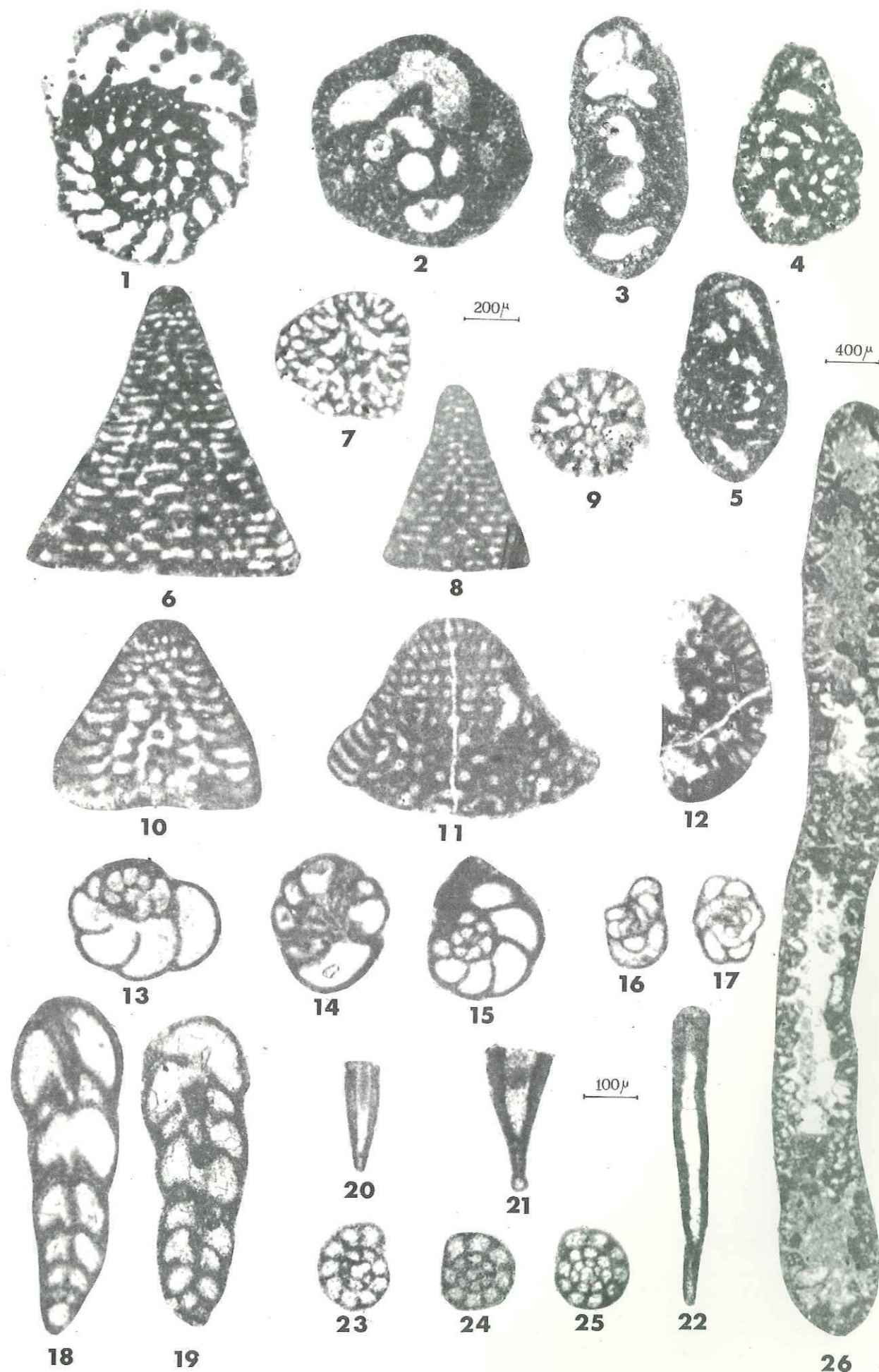


PLANCHE 8
(x25 et 50)

Fig. 1 à 5 *Pfenderina neocomiensis* (Pfender) 1938 (x50)

1. B 594. Section oblique d'un exemplaire de petite taille. Le Revard (séquence B). Berriasien supérieur.
2. BB 195. Section subaxiale d'un exemplaire de grande taille. Billième (séquence C). Valanginien inférieur.
3. BB 169. Section transverse médiane d'un exemplaire de grande taille. Billième (séquence B). Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.
4. BB 186. Section transverse apicale d'un exemplaire de grande taille. Billième (séquence C). Valanginien inférieur.
5. BB 169. Section transverse basale d'un exemplaire de grande taille. Billième (séquence B). Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.

Fig. 6 à 8 *Pseudocyclamina* cf. *lituus* (Yokoyama) 1890 (x25)

6. B 31. Section équatoriale. La Chambotte (séquence A). Berriasien moyen-Berriasien supérieur.
7. BG 61. Section axiale. St Germain les Paroisses (séquence C). Valanginien inférieur.
8. BV 59. Section axiale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.

Fig. 9 *Pseudocyclamina* sp.A (x25)

- BV 36. Section équatoriale. Val de Fier (Ouest) (séquence A). Berriasien supérieur.

Fig. 10 *Everticyclamina* cf. *hedbergi* (Maync) 1953 (x25)

- BG 60. Section équatoriale. St Germain les Paroisses (séquence C). Valanginien inférieur.

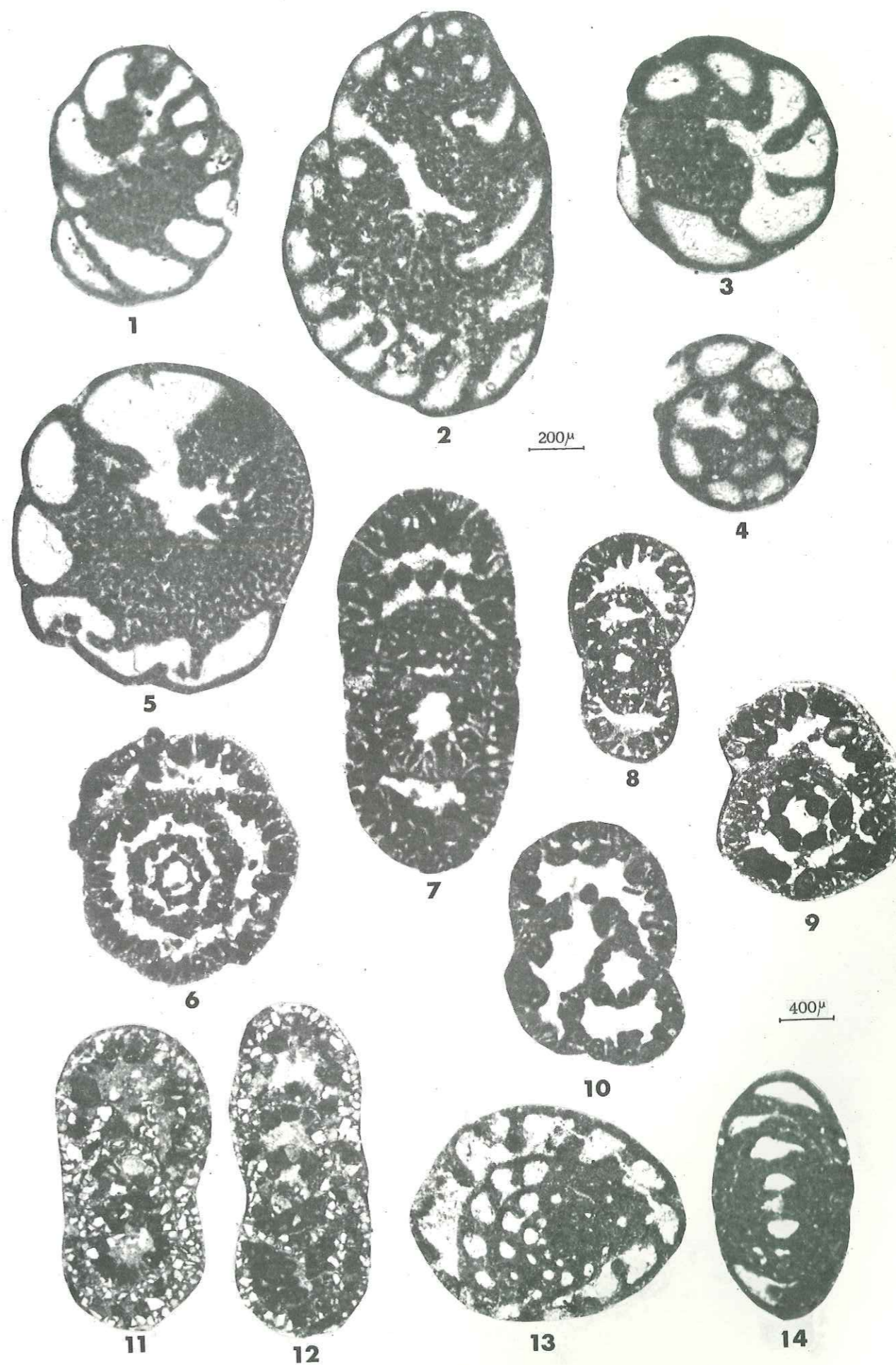
Fig. 11 à 12 *Pseudocyclamina* sp. à test arénacé (x25)

11. B 149. Section subaxiale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.
12. B 147. Section subaxiale. La Chambotte (séquence C). Valanginien inférieur.

Fig. 13 à 14 *Nautiloculina cretacea* Peybernès 1976 (x50)

13. BB 168. Section équatoriale oblique. Billième (séquence B). Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.
14. B 107. Section subaxiale. La Chambotte (séquence B). Berriasien supérieur.

Echelle 200 μ : x 50 : fig. 1 à 5, 13 à 14
Echelle 400 μ : x 25 : fig. 6 à 12.



CHAPITRE VI

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'étude des caractères sédimentologiques, minéralogiques, stratigraphiques, paléogéographiques et micropaléontologiques a permis de définir et de dater les différentes étapes de l'évolution de la plate-forme berriaso-valanginienne dans le Jura méridional et le massif subalpin des Bauges (fig. 77).

L'étude sédimentologique a permis, par la reconnaissance de 28 faciès-types, de reconstituer les milieux de dépôts et d'apprécier leur évolution. Quatre domaines paléogéographiques ont pu être définis.

Le bassin est caractérisé par des sédiments fins vaseux et vaseux-sableux, de couleur beige à bicolore, déposés dans des milieux circalittoraux calmes. Ils contiennent essentiellement des spicules de spongiaires, des échinodermes et des petits foraminifères, ainsi que du quartz détritique.

La plate-forme externe, est subdivisée en un talus externe et une bordure.

. Le talus externe est caractérisé par des sables vaseux et des sables, de couleur beige roussâtre, riches en faune typique des milieux marins ouverts (échinodermes, bryozoaires, lenticulines..), enrichis vers le haut en éléments infralittoraux (cnidaires, dasycladales, gros foraminifères), ainsi qu'en oolites.

. La bordure est constituée le plus souvent:

- de sables grossiers, beige roussâtre à beige, à mélange de microfaune circalittorale et infralittorale (foraminifères essentiellement de grande taille);
- de sables très grossiers à rudistes et cnidaires ou de sables riches en oolites.

Les "faciès de transgression" à débris rubéfiés et quartz détritique se rapprochent de ces dépôts, mais se rencontrent habituellement dans les successions du domaine interne.

La plate-forme interne est caractérisée par des sables, des sables vaseux et des vases, déposés dans des milieux infralittoraux à microfaune très variée.

Cet ensemble est subdivisé en deux parties:

. Une partie externe, dans laquelle des débris d'échinodermes et autres éléments d'origine externe (bryozoaires, lenticulines..) sont encore présents, mais en petit nombre. Le sédiment beige à brun, contient une microfaune essentiellement de grande taille (Trocholines, Pseudocyclammines, Nautiloculines..).

. Une partie interne, dans laquelle tout élément d'origine externe a disparu. Le sédiment de couleur beige, souvent plus clair que dans la partie externe, montre une association de foraminifères de plus petite taille (miliolidés, pseudotri-loculines..), d'algues dasycladales et d'oncolites.

L'ensemble marginolittoral est caractérisé soit par des vases de marais maritimes à bird's eyes, soit par des sables de plage à keystone vugs, de couleur beige à gris ocre.

Dans les vases de marais la microfaune est très appauvrie, seules subsistent les espèces supportant des conditions de salinité anormale. Dans les sables de plage, la microfaune montre une certaine allochtonie.

L'étude minéralogique

L'identification et la quantification des différents minéraux, la comparaison des roentgénofaciès aux microfaciès ont permis de dégager quatre points importants.

- Les variations minéralogiques sont identiques dans les successions du Jura méridional et dans celles, du même âge, du Jura neuchâtelois; elles ont donc une importance régionale et pas seulement locale.

- Il existe une relation entre l'environnement minéralogique et sédimentologique. Ainsi:

.Le talus externe est caractérisé essentiellement par des smectites et du quartz.

.La bordure, zone complexe, montre des caractères comparables, soit à ceux du talus externe, soit à ceux de la plate-forme interne.

.La plate-forme interne est caractérisée par l'apparition de la chlorite, la présence et parfois l'abondance de la kaolinite et des interstratifiés dont la composition est variable selon la position sur la plate-forme. L'illite est présente dans ces trois domaines.

- Il existe un parallélisme très net entre l'évolution des microfaciès et celle des roentgénofaciès. De ce fait, l'établissement d'une courbe séquentielle pourra être établie aussi bien à partir de la minéralogie qu'à partir de la sédimentologie, et donnera parfois des résultats complémentaires intéressants.

Par contre, la liaison microfaciès-roentgénofaciès, implique qu'il faut être très prudent quand on parle d'apparition synchrone d'une argile. Par exemple, dans un intervalle de temps donné, à une kaolinite déposée sur la plate-forme interne peut correspondre une smectite sur le talus externe.

L'étude séquentielle

Quatre séquences (A, B, C et D) ont été mises en évidence.

Les trois premières, essentiellement constituées par des faciès du domaine interne de la plate-forme, correspondent à des séquences de comblement caractérisées par le passage vertical progressif des faciès du talus externe (à la base) à ceux du domaine interne (au sommet). Chacune de ces séquences, notamment la première (A), peut être subdivisée en plusieurs séquences d'ordre inférieur, mais de caractères généraux semblables.

La quatrième (séquence D), est caractérisée par l'absence complète de faciès du domaine interne et par la prépondérance des faciès du talus externe.

Bien que cette succession soit constituée par la superposition de séquences de comblement, l'évolution générale de la série berriaso-valanginienne montre le passage progressif vers le haut à des faciès de plus en plus externes (évolution transgressive) dans le Jura méridional. Les coupes du Val de Fier (Ouest) et du Revard (Bauges) se distinguent toutefois par une évolution cyclique, la séquence B marquant l'événement le plus interne.

Ces quatre séquences sont séparées par des horizons de discontinuité, indiquant une perturbation du milieu de sédimentation.

L'étude stratigraphique

Elle a permis de dater les assises berriaso-valanginiennes et de proposer des corrélations d'une part entre toutes les coupes étudiées, d'autre part avec celles de la région grenobloise.

Les datations ont été établies grâce à des ammonites et calpionelles trouvées dans la coupe la plus externe du secteur (Le Revard) et à La Chambotte (calpionelle), et à des ostracodes, brachiopodes et radioles d'oursins pour les coupes les plus internes.

A partir de ces datations et des courbes séquentielles, il a été possible de fixer approximativement les limites Berriasien moyen-Berriasien supérieur (au niveau de la discontinuité a de la séquence A), Berriasien-Valanginien (au sommet de la séquence B), Valanginien-Hauterivien (limite supérieure de la séquence D) (fig.52).

Les corrélations séquentielles avec la coupe du Fontanil dans la cluse de Grenoble (H. ARNAUD, M. GIDON et J.P. THIEULOY, 1981) a permis de préciser ces attributions (la limite Berriaso-Valanginien est légèrement abaissée), et de fixer la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur dans la partie inférieure de la séquence D. (fig.55). La répartition stratigraphique des différents foraminifères benthiques, parfois seul outil stratigraphique disponible dans les faciès internes du Jura méridional, est ainsi connue assez précisément (fig.51).

L'étude micropaléontologique

Elle a permis de décrire les principales espèces rencontrées dans la série berriaso-valanginienne et d'en définir la paléoécologie.

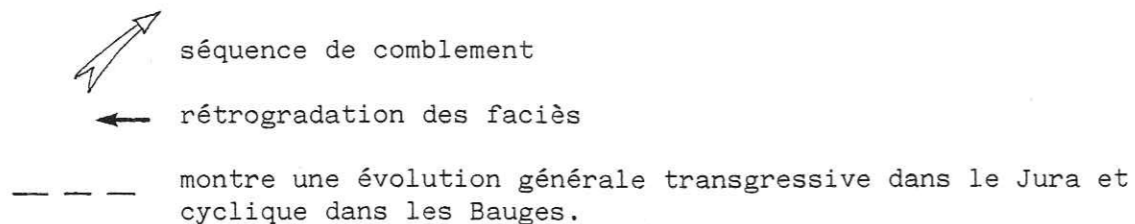
Les foraminifères benthiques correspondent à des environnements bien définis et sont caractérisés :

- dans le bassin et sur le talus externe par des espèces de petite taille, à test simple agglutiné ;
- sur la bordure par des formes de grande taille, à test agglutiné simple ou complexe ;
- sur la plate-forme interne (partie externe) par une abondance de trocholines, des miliolidés et par la persistance de foraminifères de grande taille de la bordure ;
- sur la plate-forme interne (partie interne) par des espèces de petite taille, de nombreux miliolidés, et par la disparition des foraminifères de la bordure ;

LEGENDE DE LA FIGURE 77

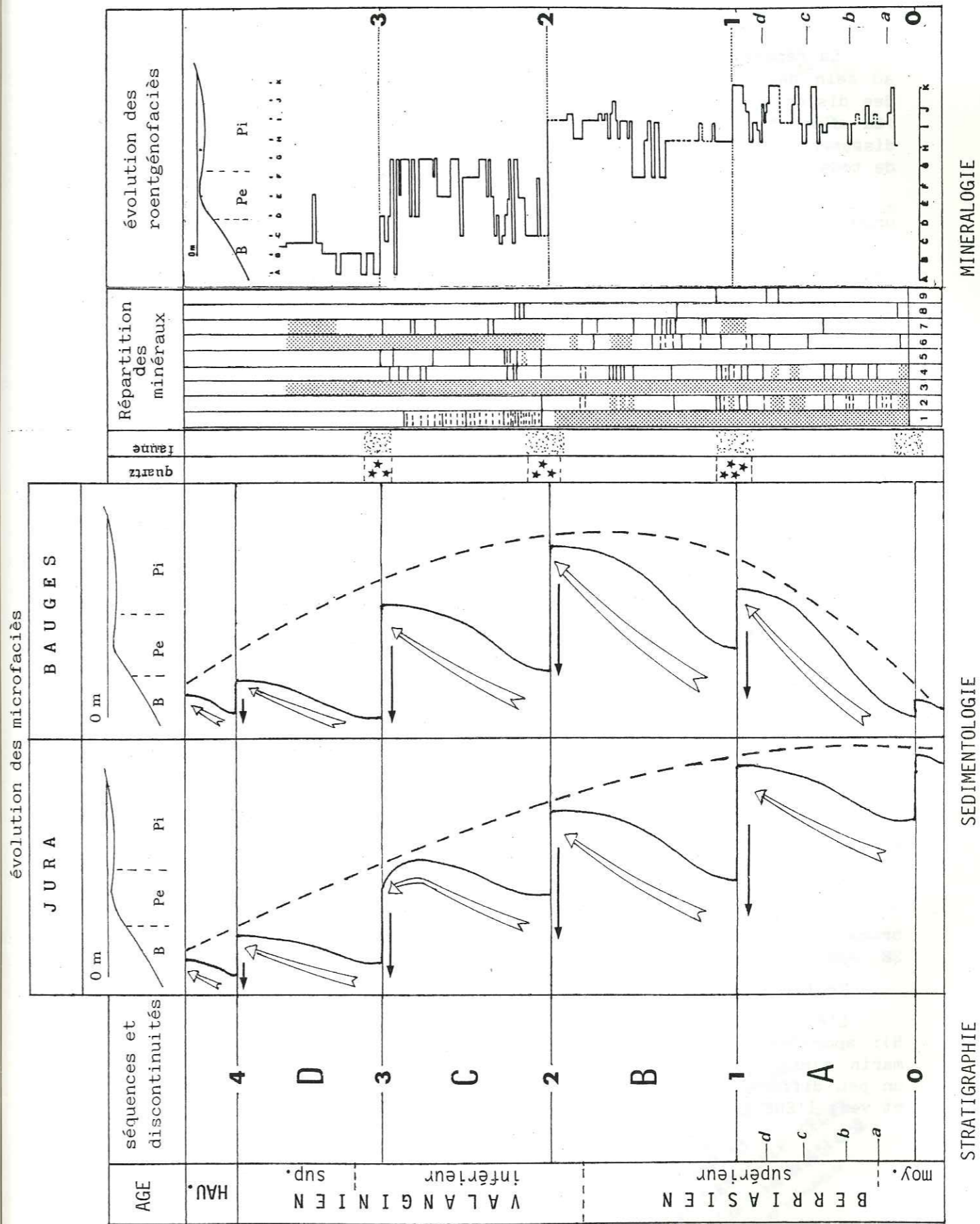
Découpage stratigraphique et séquentiel, évolution sédimentologique et minéralogique des assises berriaso-valanginiennes dans le Jura méridional et le massif subalpin des Bauges.

Sédimentologie



Minéralogie

- 1 : kaolinite
 - 2 : chlorite
 - 3 : illite
 - 4 : smectite 12
 - 5 : smectite 14
 - 6 : quartz fin (<math>< 2\mu</math>)
 - 7 : goethite
 - 8 : lépidocrocite
 - 9 : pyrite
- *** maxima de quartz (visible en lames minces)
- renouvellement de la faune
- B : bassin, Pe : plate-forme externe, Pi : plate-forme interne.



MINÉRALOGIE

SEDIMENTOLOGIE

STRATIGRAPHIE

- dans l'ensemble marginolittoral par une microfaune pauvre et de petite taille (essentiellement miliolidés: Pyrgo, Pseudotriloculina).

La répartition de ces foraminifères montre des périodes de stabilité au sein des séquences, suivies de périodes de renouvellement au niveau des discontinuités 1 et 2 (Berriasien supérieur - Valanginien inférieur).

La discontinuité 3 (Valanginien inférieur) correspond à un approfondissement des milieux de dépôt, ce qui entraîne la disparition momentanée de tous les foraminifères benthiques de la plate-forme.

Ces peuplements ressemblent beaucoup à ceux de la plate-forme urgonienne (A. ARNAUD-VANNEAU, 1980).

Ils en diffèrent essentiellement par l'abondance des trocholines dont l'intérêt stratigraphique pourrait éventuellement être comparé à celui des orbitolinidés dans l'Urgonien, et par la présence d'un foraminifère à test complexe limité à la plate-forme interne (Pseudotextuariella courtionensis).

L'évolution paléogéographique

Quatre grandes étapes de l'évolution de la plate-forme carbonatée du Jura méridional et du massif subalpin des Bauges ont été reconnues. Chacune d'entre elles correspond à la sédimentation des séquences majeures A, B, C et D.

Première étape: Au Berriasien moyen - Berriasien supérieur (séquence A)

Cette étape débute au Berriasien moyen (discontinuité 0) par un approfondissement des milieux de dépôt (apparition de faciès externes au-dessus des faciès supralittoraux "purbeckiens") bien marqué au SSE dans les coupes de Pierre-Châtel et Billième. La coupe du Revard, où se déposaient déjà des sédiments de bassin, est moins sensible à cet approfondissement.

C'est au coeur de la séquence A (Berriasien moyen - supérieur) que la paléogéographie de cette plate-forme va se modifier. Au NNW, le milieu de sédimentation montre un approfondissement; par contre, au SSE les sédiments déposés sont de moins en moins profonds. Il semble qu'une telle disposition puisse résulter d'un mouvement de bascule qui relèverait le secteur SSE et abaisserait la partie NNW. L'axe de ce basculement serait grossièrement SW-NE.

Deuxième étape: Au Berriasien supérieur (séquence B)

La séquence B est caractérisée par un nouvel approfondissement, brutal, suivi d'une progradation des sédiments de plate-forme vers le SE (massif des Bauges).

Troisième étape: Au Valanginien inférieur (séquence C)

L'évolution est semblable à celle du Berriasien supérieur (séquence B): approfondissement des milieux à la base, puis comblement du domaine marin ainsi formé. La plate-forme montrerait à cette époque une pente un peu différente: elle serait pentée vers le SSE au Berriasien supérieur et vers l'ENE au Valanginien inférieur.

Quatrième étape : Au Valanginien supérieur (séquence D pro-partie)

L'approfondissement du milieu de sédimentation à la base de la séquence est plus important, permettant ainsi l'installation de faciès externes à crinoïdes et bryozoaires.

La disparition des faciès de plate-forme est générale : elle est connue dans le Jura, les massifs subalpins, la Provence et sur tout le pourtour du bassin vocontien. Dans ce dernier, à la même période, on note un épaississement notable des bancs marneux.

La généralisation de cet approfondissement pourrait s'expliquer par un phénomène eustatique (élévation du niveau de la mer).

Chacune de ces étapes, correspondant à une séquence majeure, est limitée par une perturbation majeure (horizon de discontinuité). Ces perturbations correspondent toujours à un approfondissement marqué des milieux de dépôt. Elles sont accompagnées d'importants apports de matériel détritique, de changements de composition minéralogique, de renouvellements de la biophase dans son ensemble (y compris des migrations d'ammonites dans le bassin, A. ARNAUD-VANNEAU, H. ARNAUD, T. BOISSEAU, C. DARSAC, J.P. THIEULOY, 1983) et de modifications paléogéographiques plus ou moins marquées. Ces changements de l'environnement se traduisent par le dépôt de sédiments de milieu plus profond et de sédiments particuliers ("faciès detransgression") riches en éléments remaniés et rubéfiés.

Ces horizons de discontinuité, marqueurs d'événements majeurs ont été retrouvés, non seulement dans toute la région étudiée, mais également plus au Sud (Chartreuse et Provence) ; leur signification et leur intérêt sont donc d'importance non seulement locale, mais régionale. Certains d'entre eux pourraient être d'origine eustatique, notamment l'horizon de discontinuité 3 (limite des séquences C et D) qui pourrait correspondre à la première étape de la "transgression hauterivienne".

La série berriaso-valanginienne étudiée s'inscrit dans une grande transgression dont l'apogée se situe au Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur. Elle constitue ainsi la fin de la sédimentation carbonatée de la plate-forme jurassienne qui sera recouverte en totalité par les "marnes d'Hauterive" de l'Hauterivien basal.

Les modifications paléogéographiques seraient probablement dues à des mouvements tectoniques ou eustatiques.

Des mouvements probablement tectoniques expliqueraient les variations d'évolution entre le Jura (évolution le plus souvent transgressive) et les massifs subalpins des Bauges (évolution cyclique) (fig.77).

Des mouvements eustatiques seraient responsables, tout au moins en partie, de l'approfondissement important et général de la base de la séquence D.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 21 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

ANNEXE

A N N E X E

Les coupes étudiées sont localisées sur la figure 78.

Pour chacune d'entre elles il sera donnée :

- une localisation géographique précise,
- une courbe d'évolution des faciès,
- une courbe de fréquence et de distribution de certains organismes (trocholines, pfenderines, échinodermes et lenticulines), du quartz et des oolites.
- une répartition stratigraphique de la faune (ammonites, calpionelles, ostracodes, brachiopodes, oursins, lenticulines et autres foraminifères benthiques) et de la flore.

Légende des microfaciès : se reporter aux planches 1 à 3.

NB : Dans chaque courbe d'évolution des microfaciès :

- un trait plus épais (par exemple au dessus de l'horizon de discontinuité 1) représente les faciès de "transgression" ;
- un trait en pointillé (...) dans la colonne séquences-discontinuités représente le niveau à partir duquel les faciès deviennent plus profonds avant la discontinuité 3.

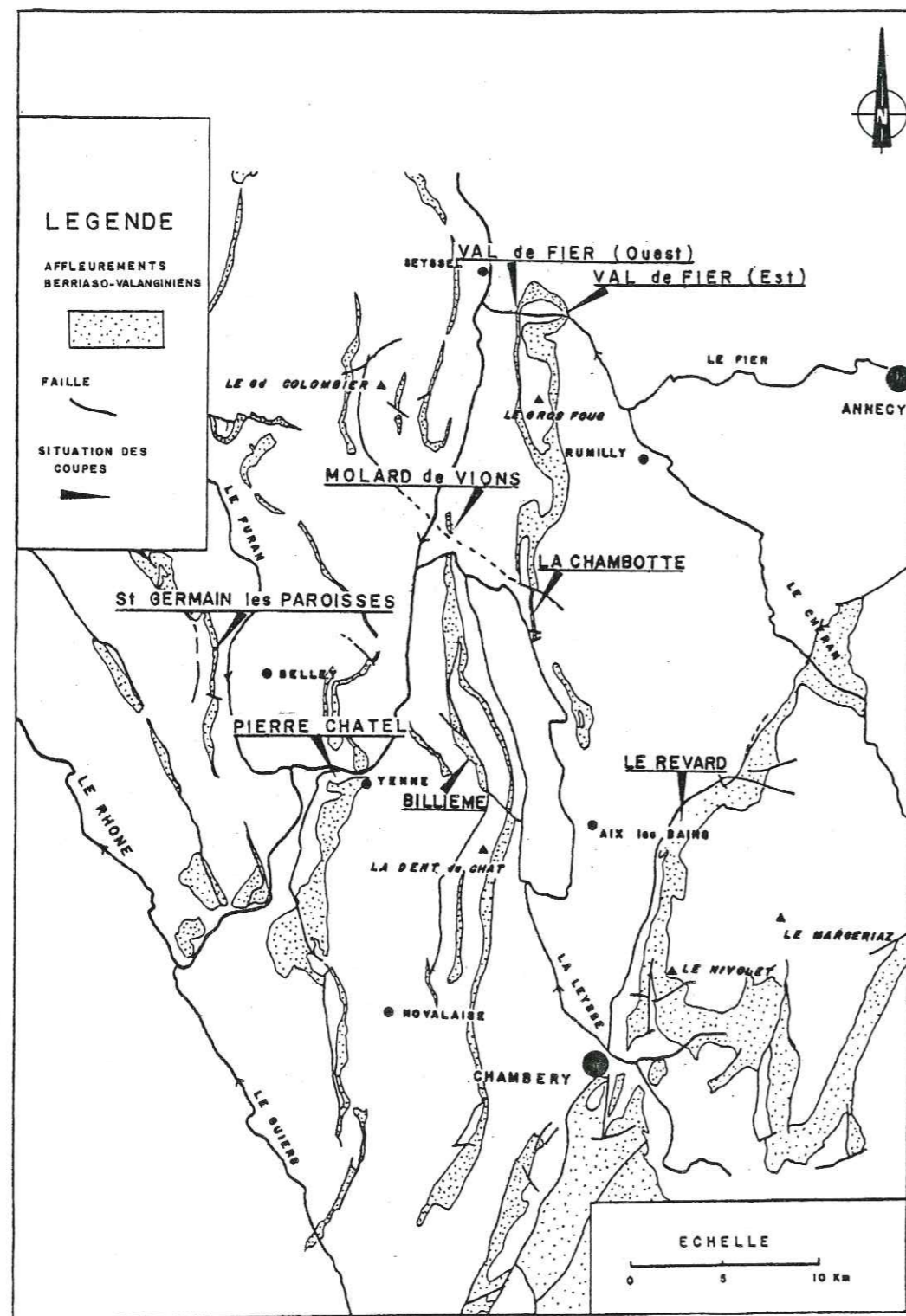


Fig. 78: Carte de localisation des coupes et des affleurements berriaso-valanginiens.

Coupe de la Chambotte (fig. 79, 80, 81, 82, 83, 84)

Feuille de Rumilly 5-6 (1/25 000)

a Base de la coupe x : 874,35 y : 93,45
 b Sommet de la coupe x : 874,45 y : 93,30

La coupe a été levée le long de la route (N 491B) qui monte de Chaudieu à St Germain la Chambotte.

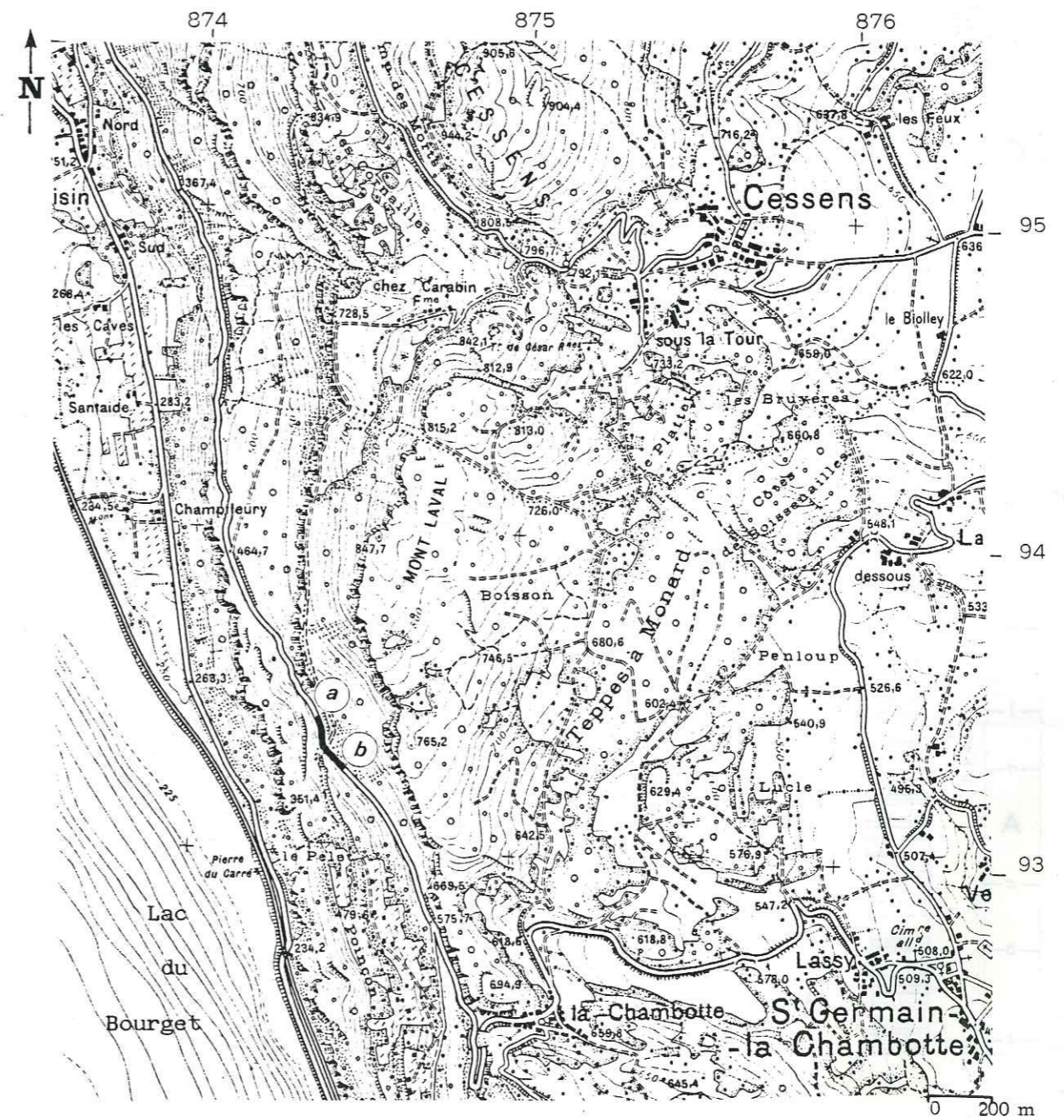


Fig. 79: Localisation géographique précise de la coupe de la Chambotte (1/20 000).

Coupe de la Chambotte

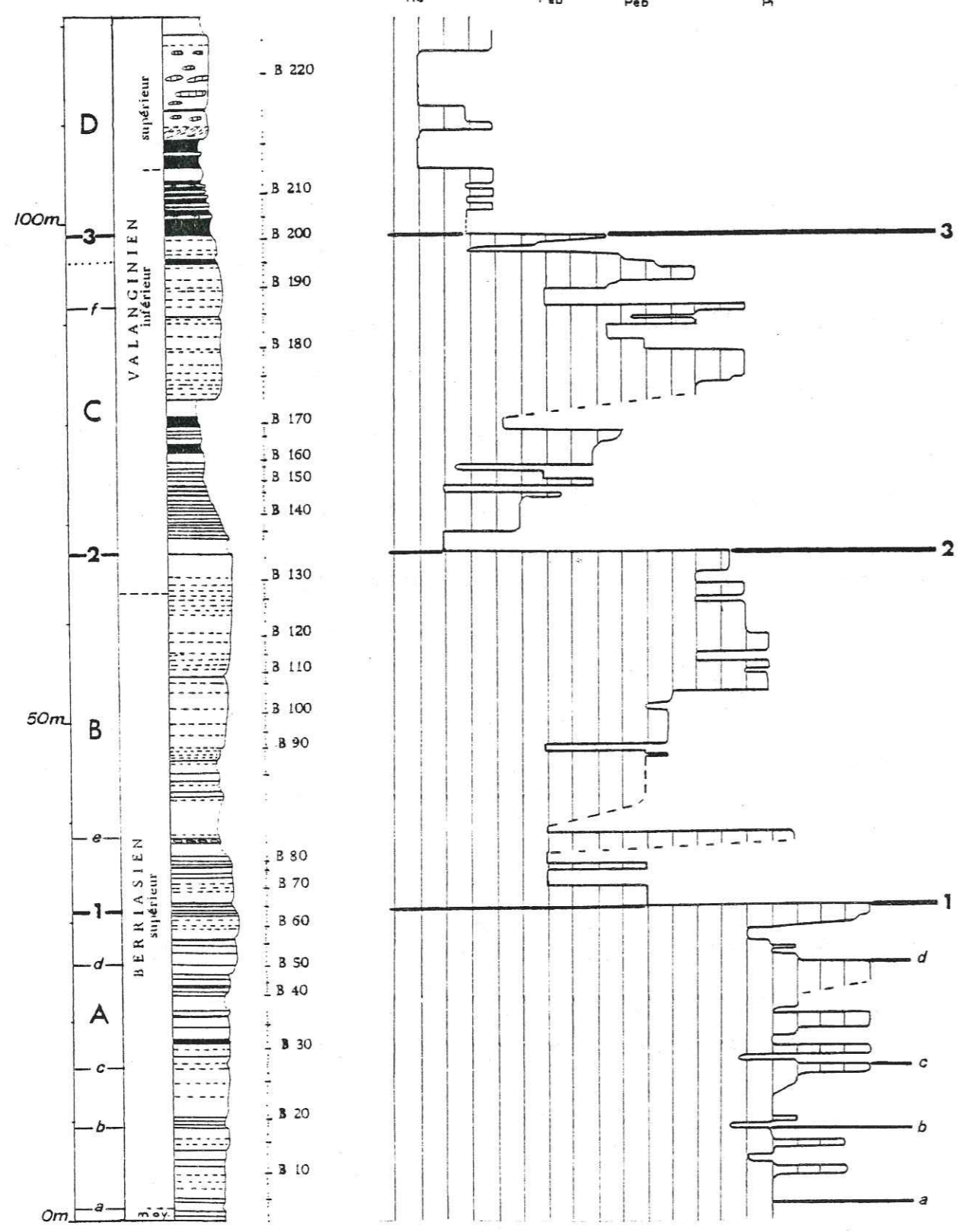
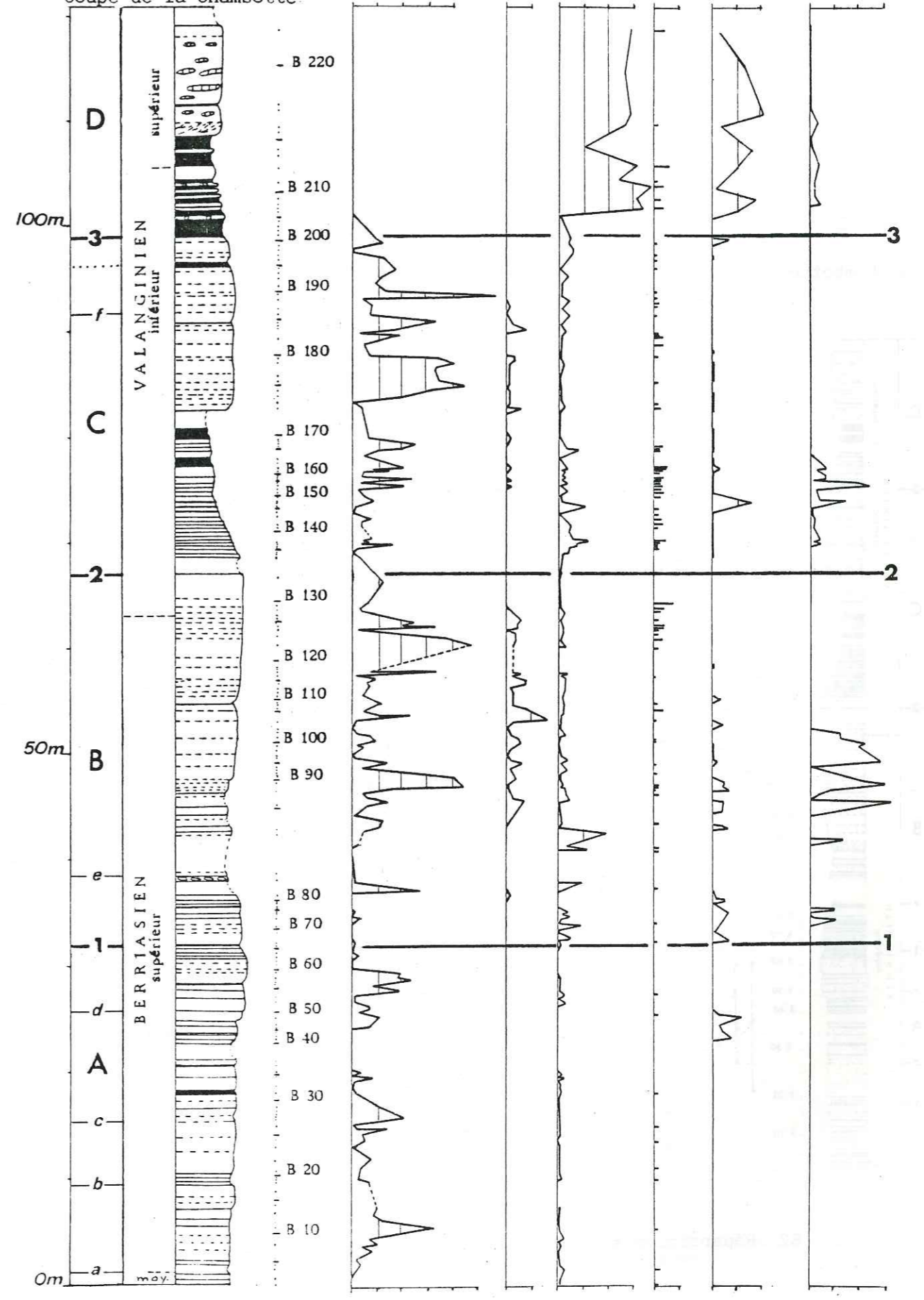


Fig. 80: Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe de la Chambotte



Q 10 20 30 40 50 0 10 0 20 40 60 0 10 0 20 40 % 0.20 40 60 %
 Nb. trocholines Pf. échinod. lent. quartz oolites

Fig. 81: Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites. Légende des échelles : fig. 101.

Coupe de
la Chambotte

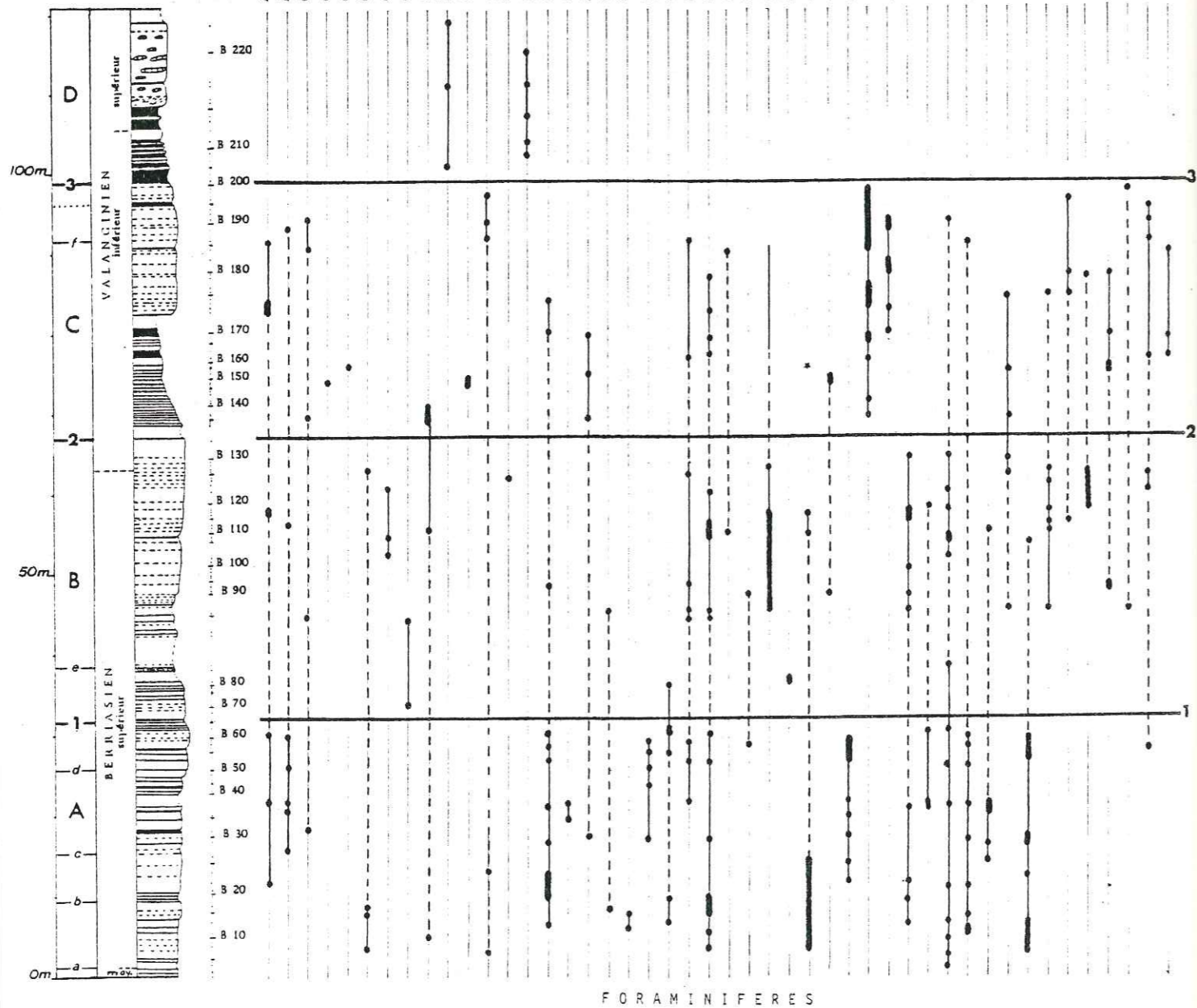


Fig. 82: Répartition stratigraphique des foraminifères.

Coupe de
la Chambotte

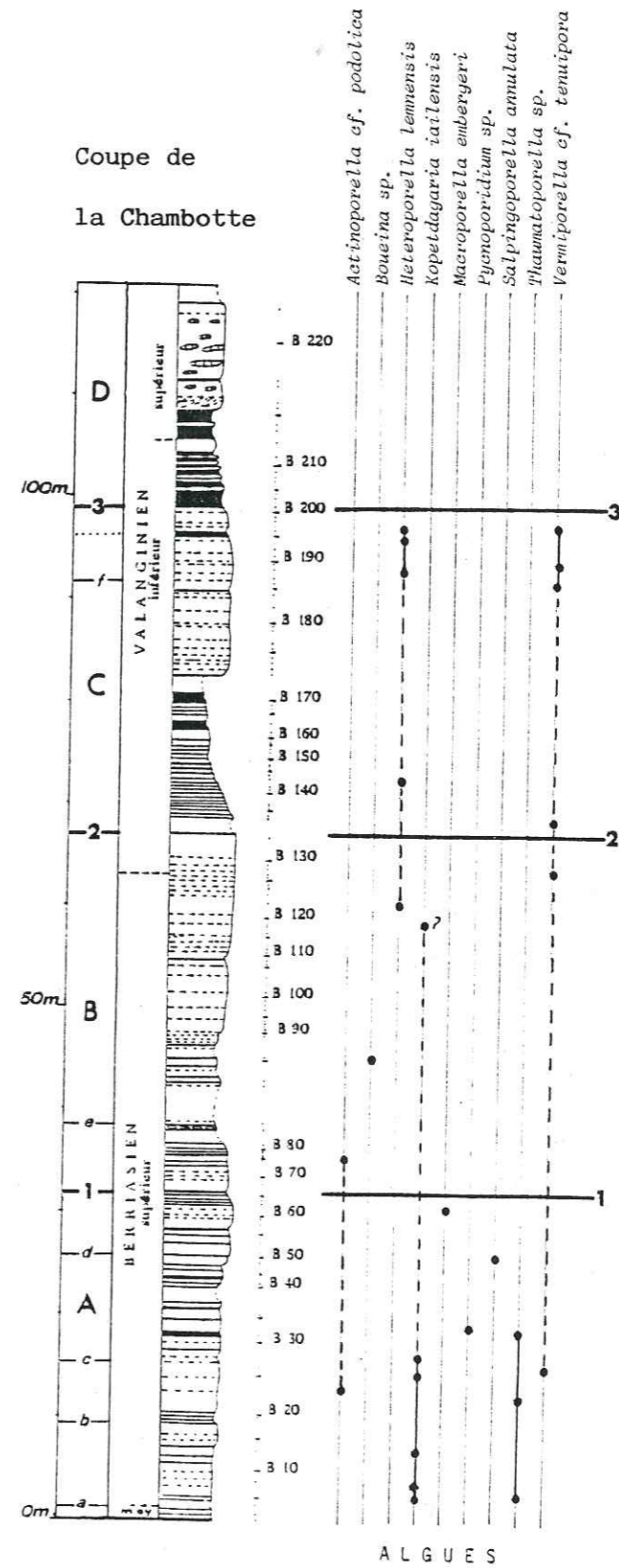


Fig. 83: Répartition stratigraphique des algues.

Coupe de
la Chambotte

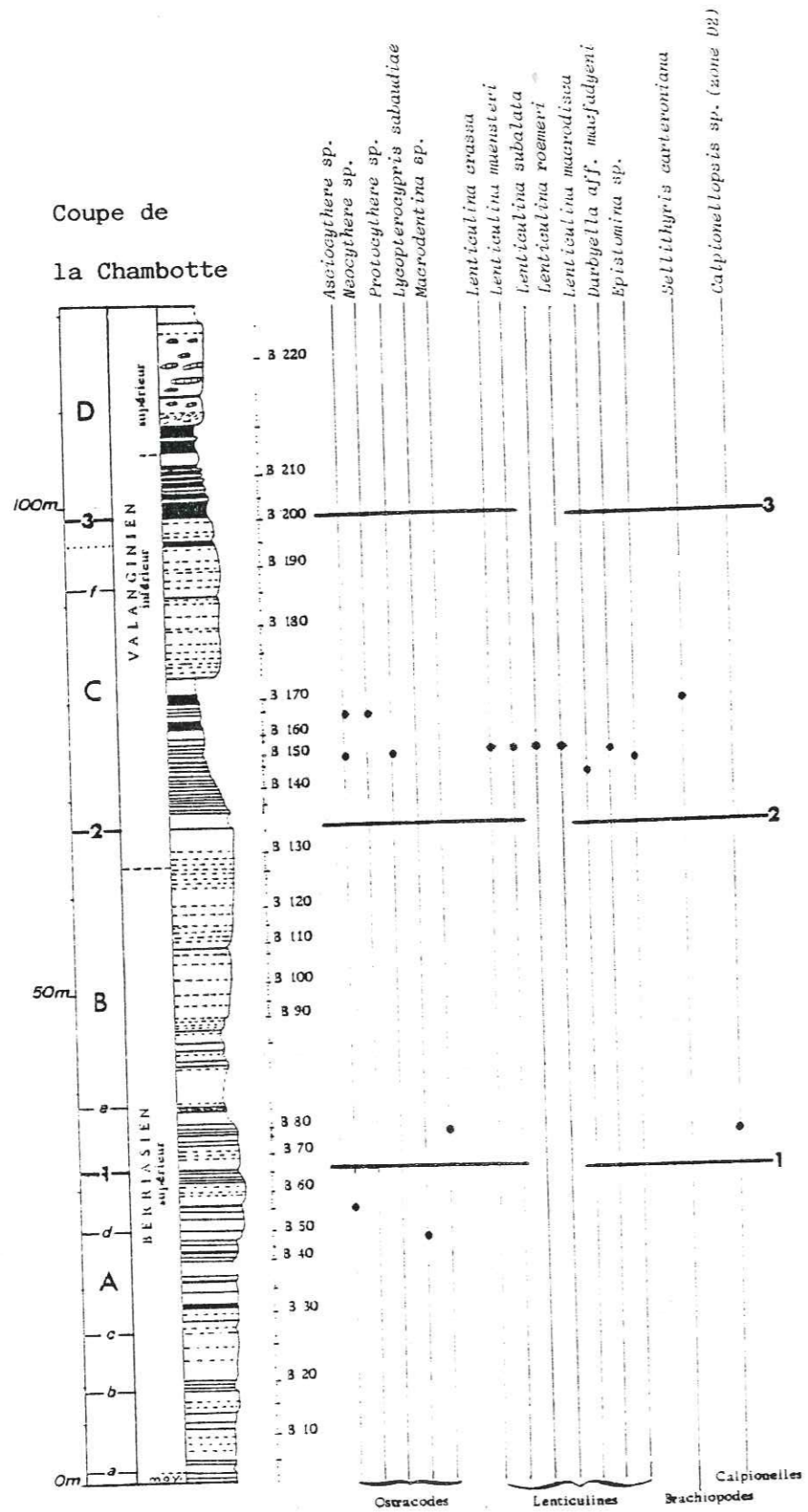


Fig. 84: Répartition stratigraphique de la faune (ostracodes, lenticulines, brachiopodes, calpionelle).

Coupe de Billième (fig. 85, 86, 87, 88)

Feuille de Chambéry 1-2 (1/25 000)

a Base de la coupe x : 871,84 y : 85,20
b Sommet de la coupe x : 872,02 y : 85,00

La coupe a été levée le long de la route montant de Gerba à Taba (sauf pour les derniers bancs qui ont été prélevés dans le champs au dessus de celle-ci).

Les premiers bancs de la coupe sont des micrites à cailloux noirs (faciès "purbeckien").

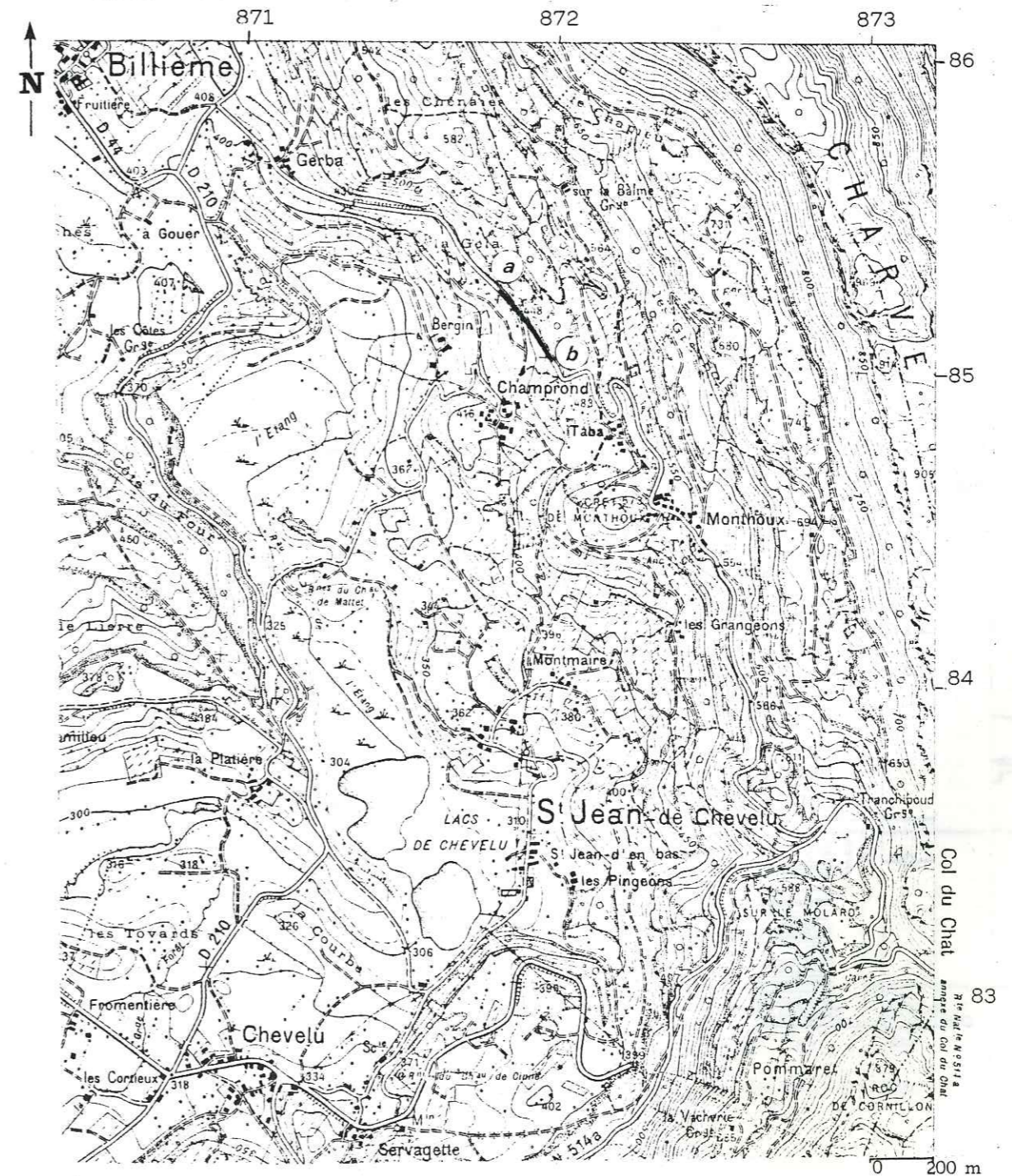


Fig. 85: Localisation géographique précise de la coupe de Billième (1/ 20 000).

Coupe de Billième

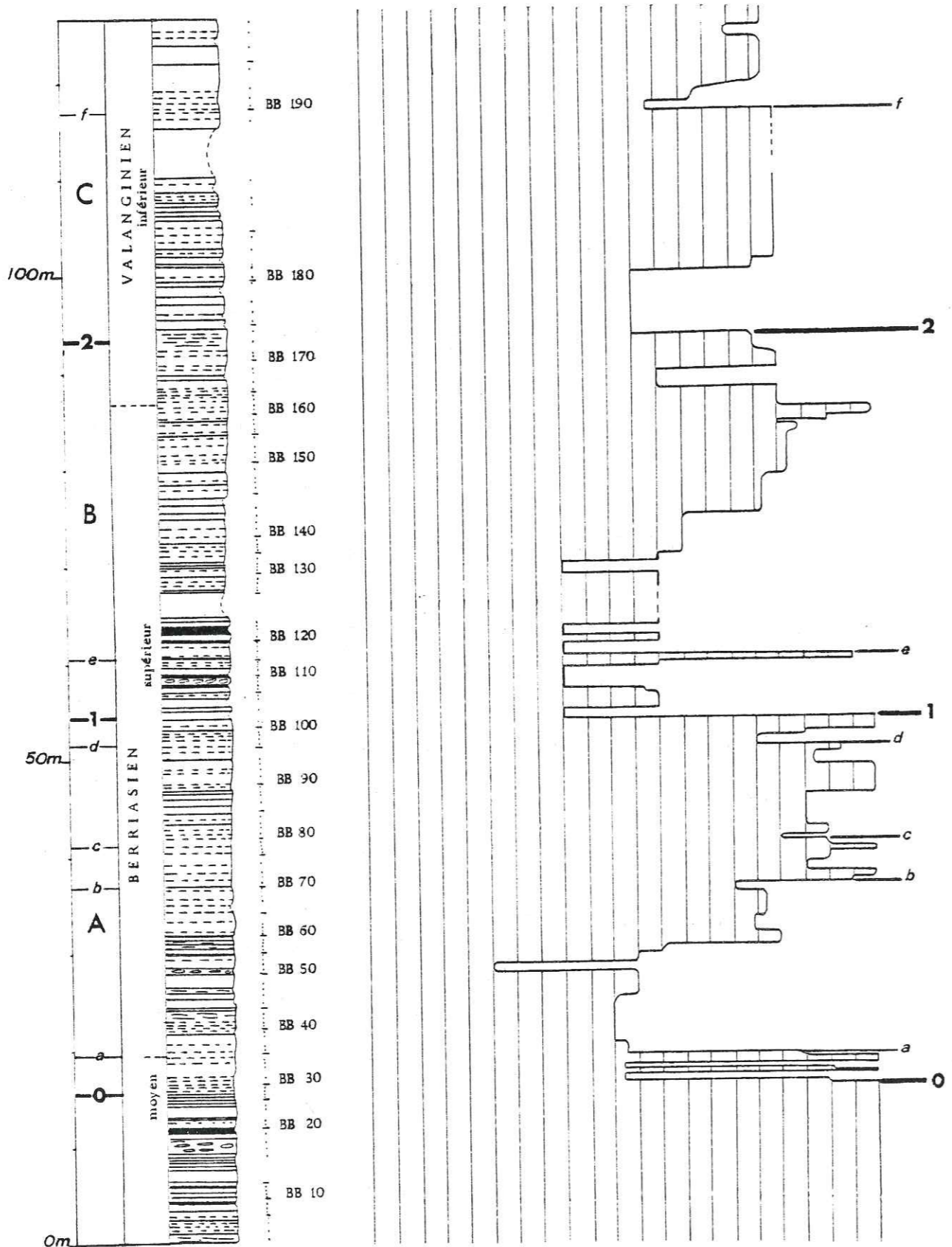


Fig. 86 : Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe de Billième

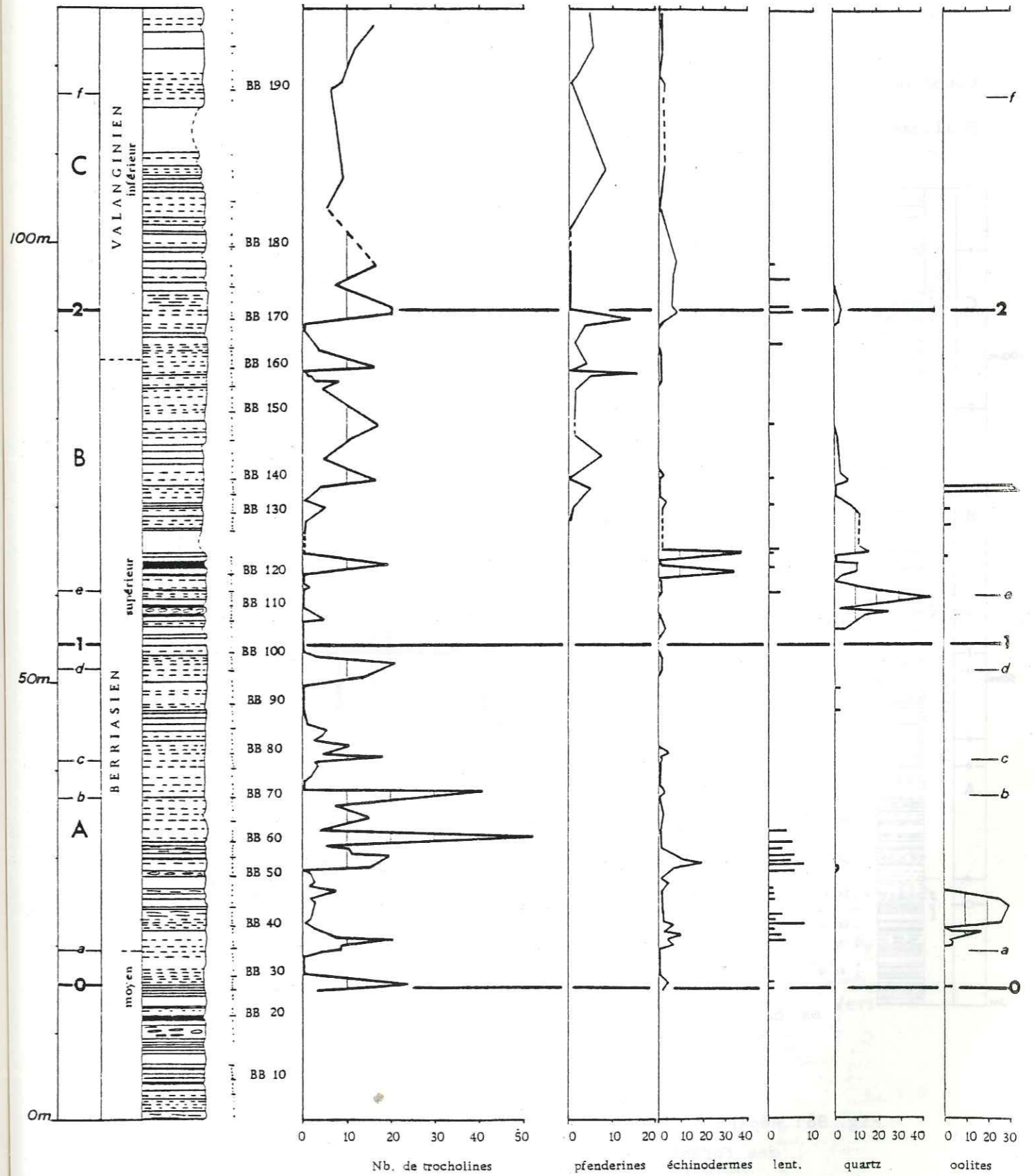


Fig. 87 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.

Légende des échelles : fig. 101.

Coupe de Billième

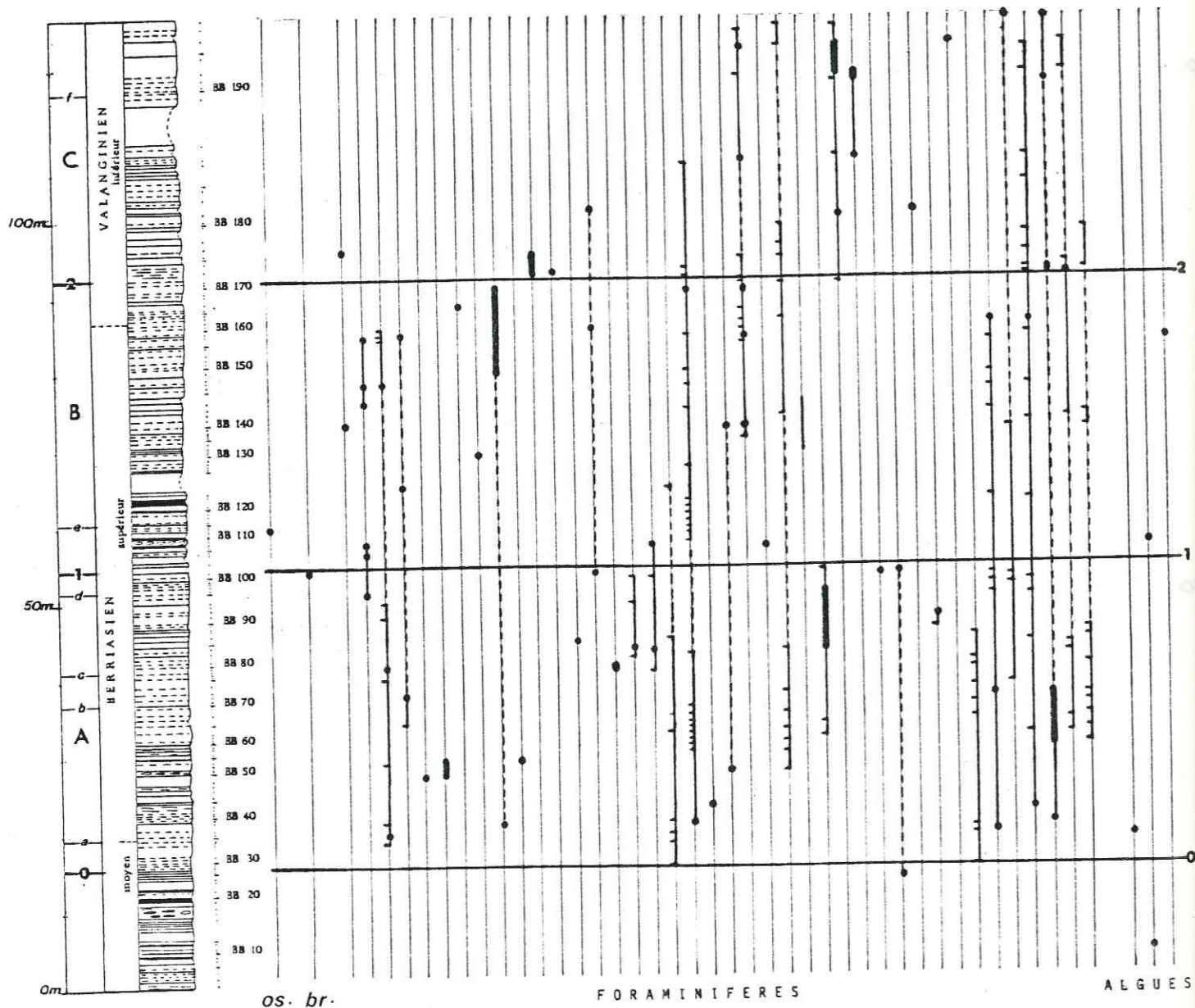


Fig. 88: Répartition stratigraphique des ostracodes, des brachiopodes, des foraminifères et des algues.

Coupe du Val de Fier (Est) (fig. 89, 90, 91, 92, 93)

Feuille Seyssel 5-6 (1/25 000)

Base de la coupe x : 875,40 y : 109,63
Sommet de la coupe x : 875,60 y : 109,53

Cette coupe se situe sur le flanc oriental de l'anticlinal du Gros Foug, près du village de St André.

Elle a été levée en trois parties :

- a - de la base au banc BF 118 : dans une carrière abandonnée en rive gauche du Fier, où sont visibles de vastes surfaces de bancs;
- b - des bancs BF 119 à BF 138 (séquence C) : en rive droite du Fier (Pl. 3) ;
- c - des bancs BF 139 à BF 152 (séquence D) : le long du Fier (rive gauche), en contrebas de la carrière abandonnée (fig. 58).

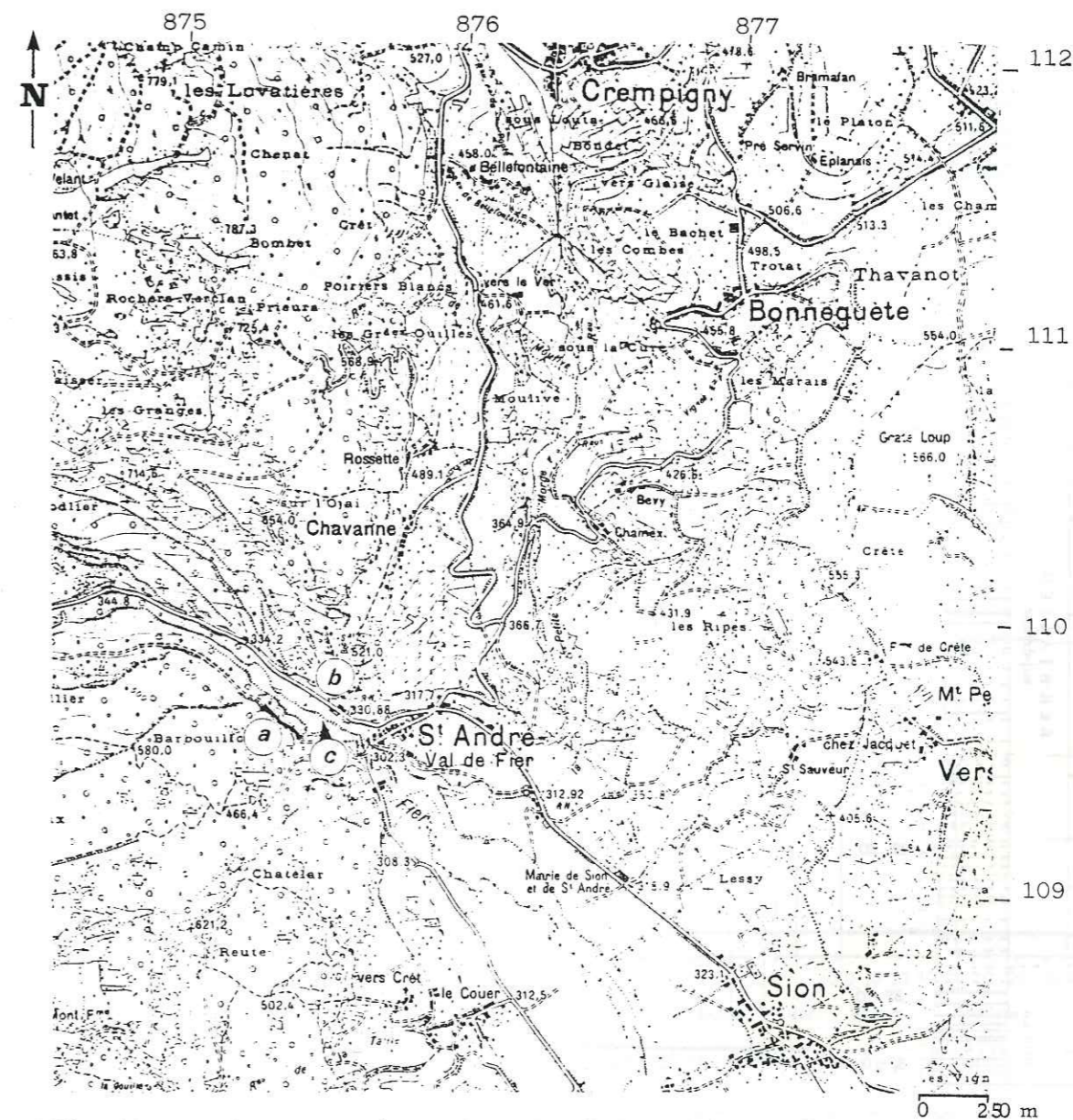


Fig. 89: Localisation géographique précise de la coupe du Val de Fier (Est) (1/25 000).

Coupe du Val de Fier (Est)

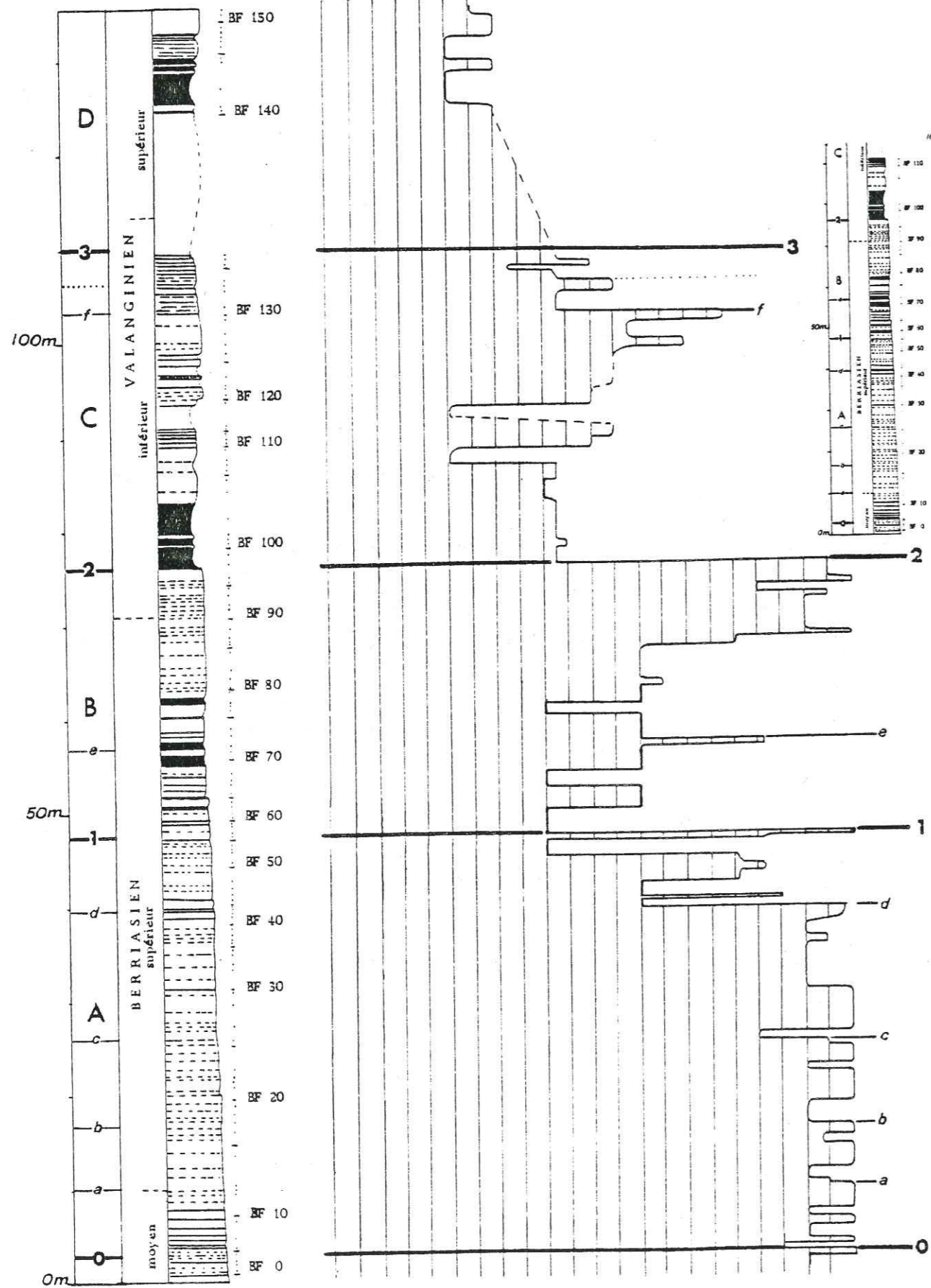


Fig. 90 : Courbe d'évolution des microfaciès. ★ petite figure montrant la similitude des bancs BF 110-118, rive gauche du Fier et des bancs BF 120-125, rive droite du Fier.

Coupe du Val de Fier (Est)

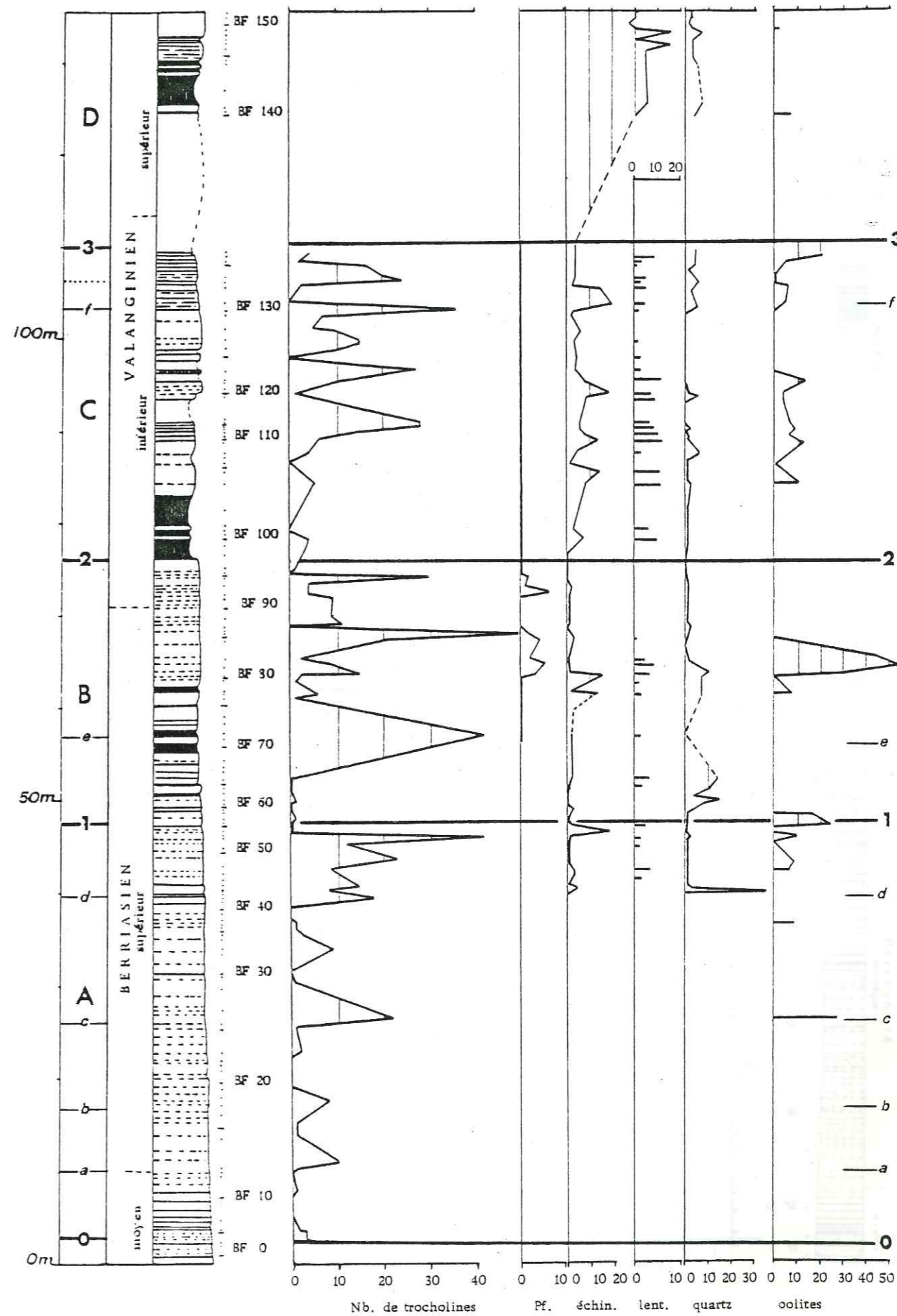


Fig. 91 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites. Légende des échelles : fig.101.

Coupe du
Val de Fier
(Est)

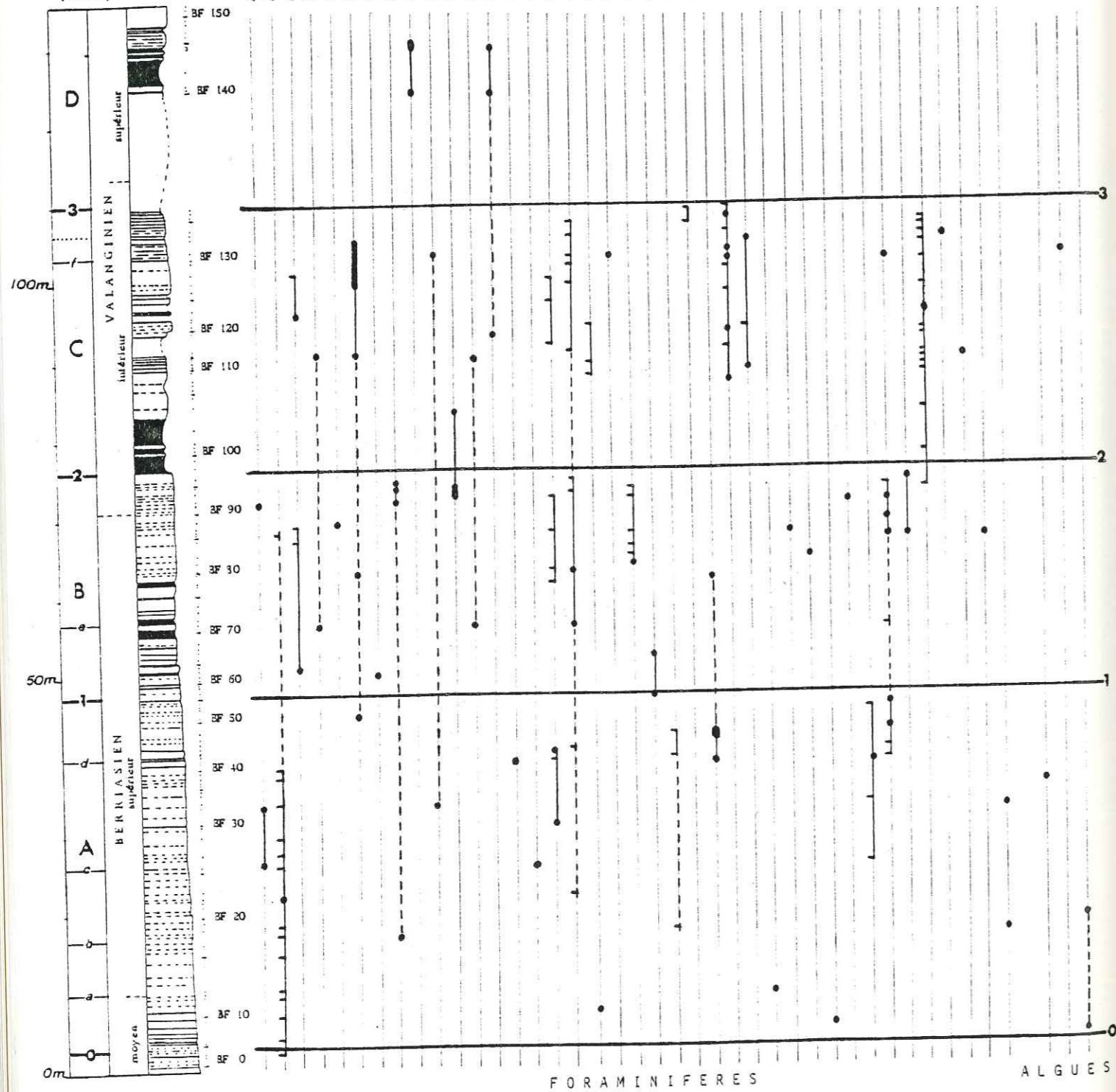


Fig. 92: Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues.

Coupe du
Val de Fier
(Est)

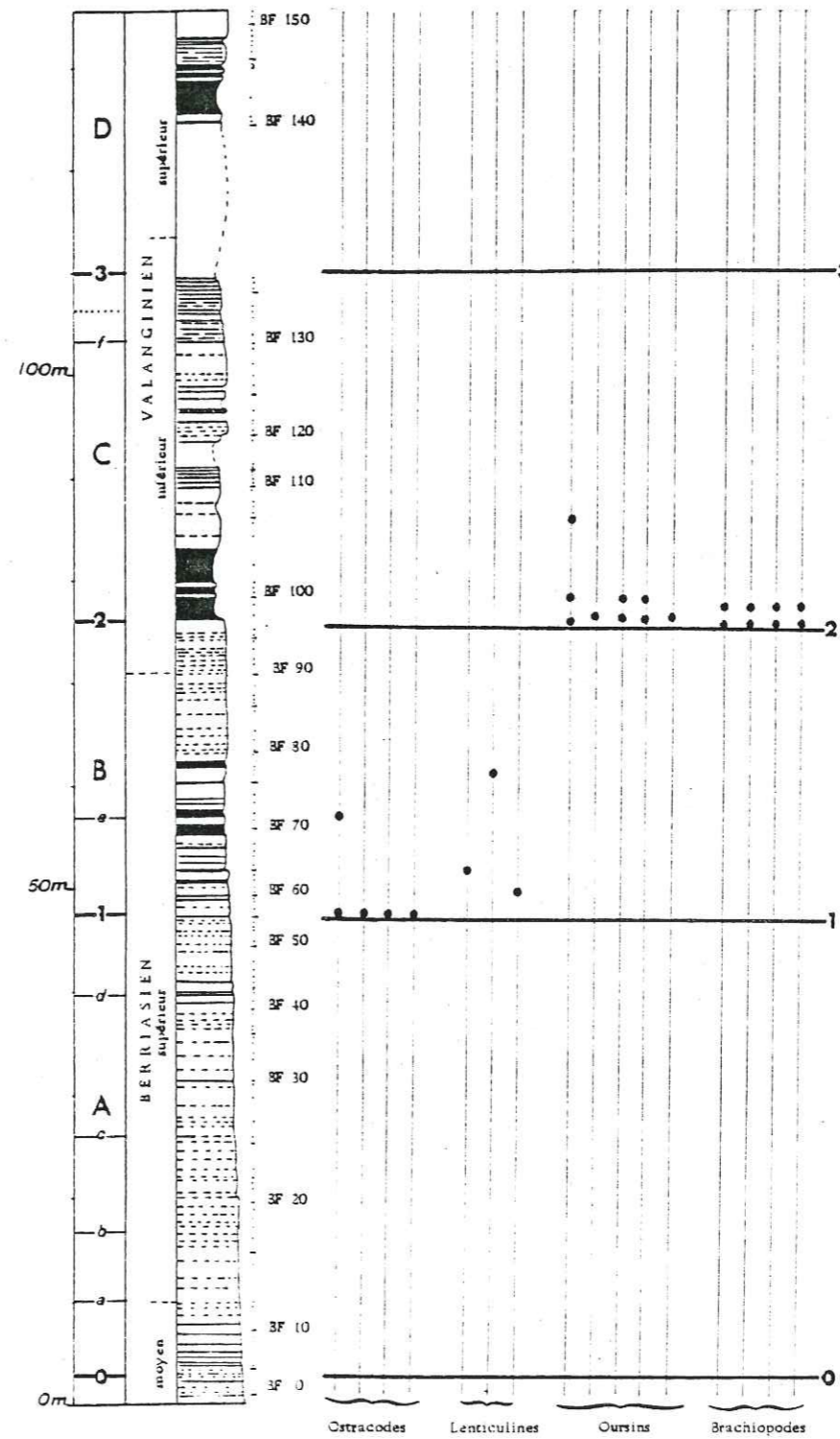


Fig. 93: Répartition stratigraphique de la faune (ostracodes, lenticulines, oursins, brachiopodes).

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
 INSTITUT DE GÉOLOGIE
 DOCUMENTATION
 RUE MAURICE-COISSAC
 F 38000
 TEL. (76) 57.46.70

Coupe du Val de Fier (Ouest) (fig. 94, 95, 96, 97, 98)

Feuille de Seyssel 5-6 (1/25 000)

a Base de la coupe x : 872,90 y : 109,82
 b Sommet de la coupe x : 872,70 y : 109,82

La coupe a été levée le long de la route.

Les premiers bancs ont été prélevés dans les "faciès purbeckiens" (carrière en exploitation).

Cette coupe, située sur le flanc occidental redressé à la verticale de l'anticlinal du Gros Foug, montre des phénomènes de tectonisation: au niveau de BV 95 (dans le tunnel) une faille expliquerait probablement la faible épaisseur de la séquence C.

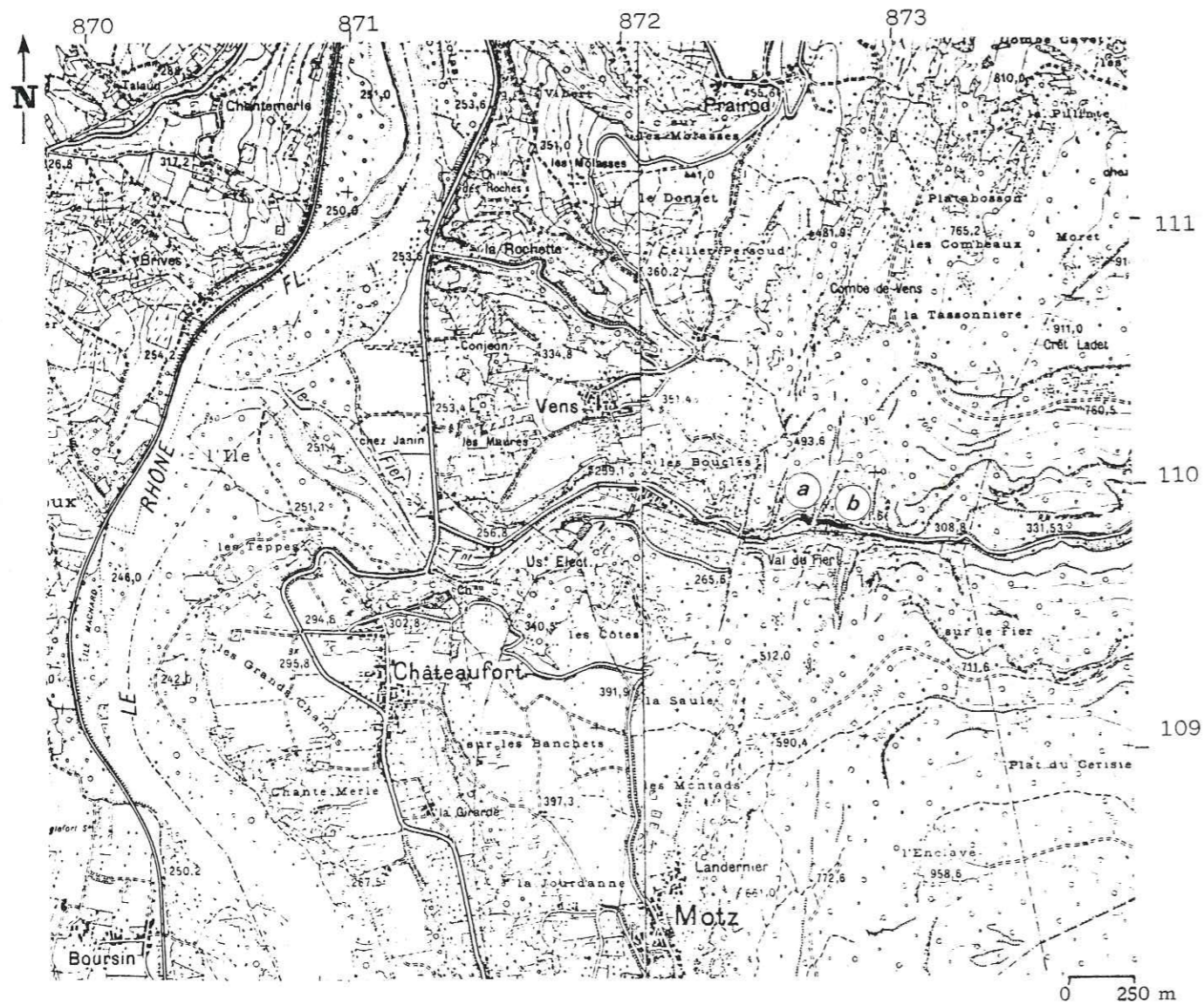


Fig. 94: Localisation géographique précise de la coupe du Val de Fier (Ouest) (1/25 000).

Coupe du
 Val de Fier (Ouest)

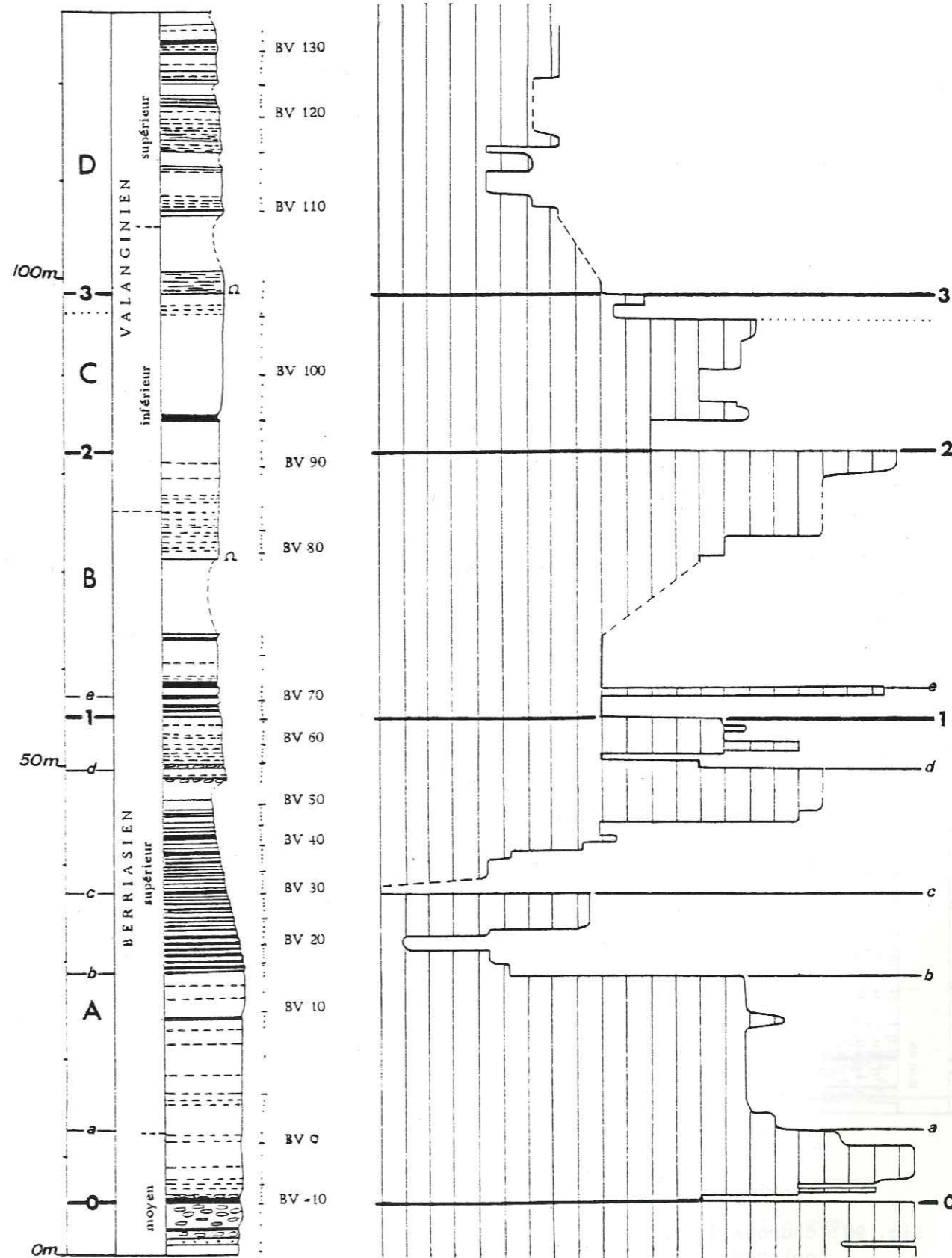


Fig. 95: Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe du Val de Fier (Ouest)

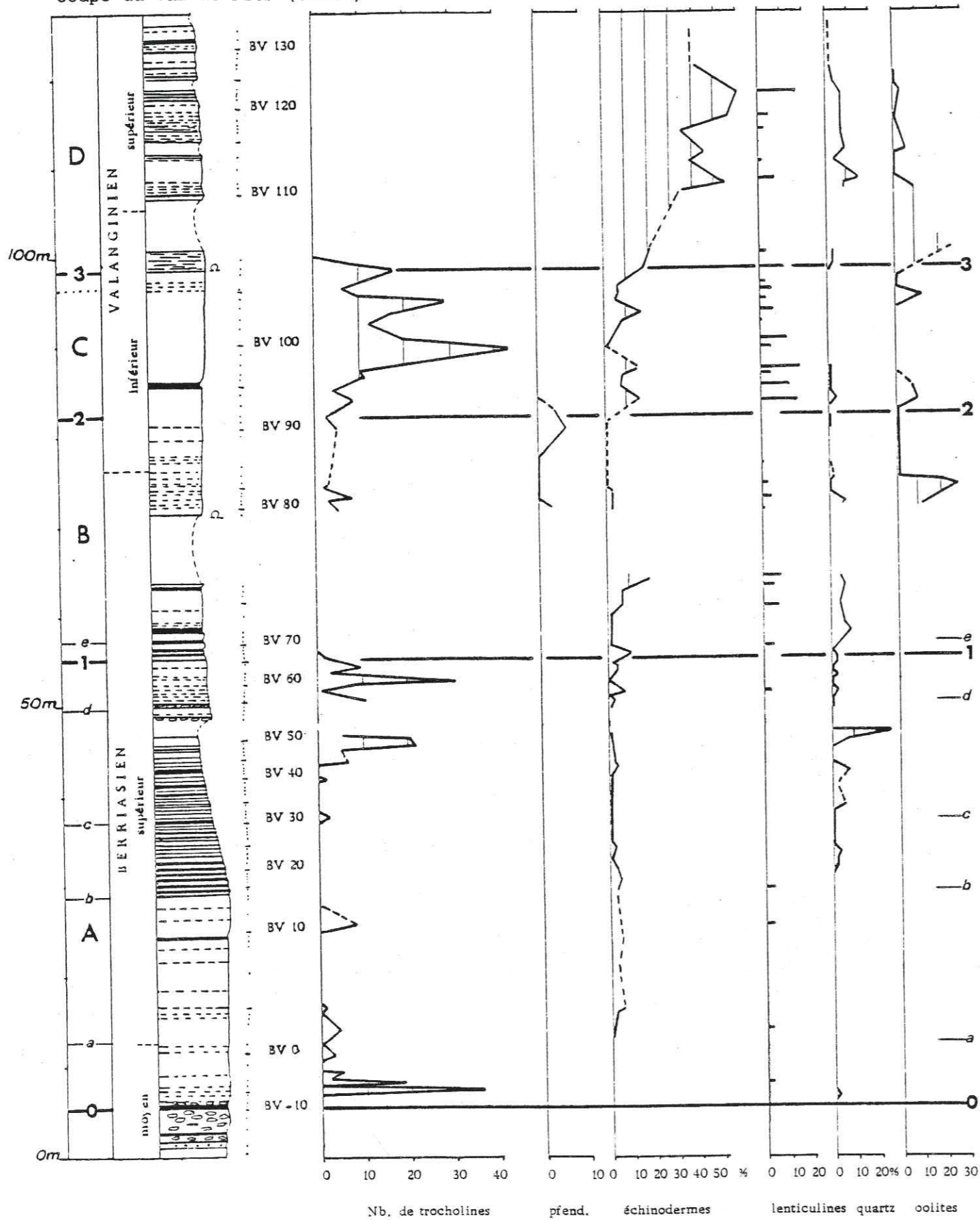


Fig. 96: Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.

Légende des échelles : fig. 101.

Coupe du Val de Fier (Ouest)

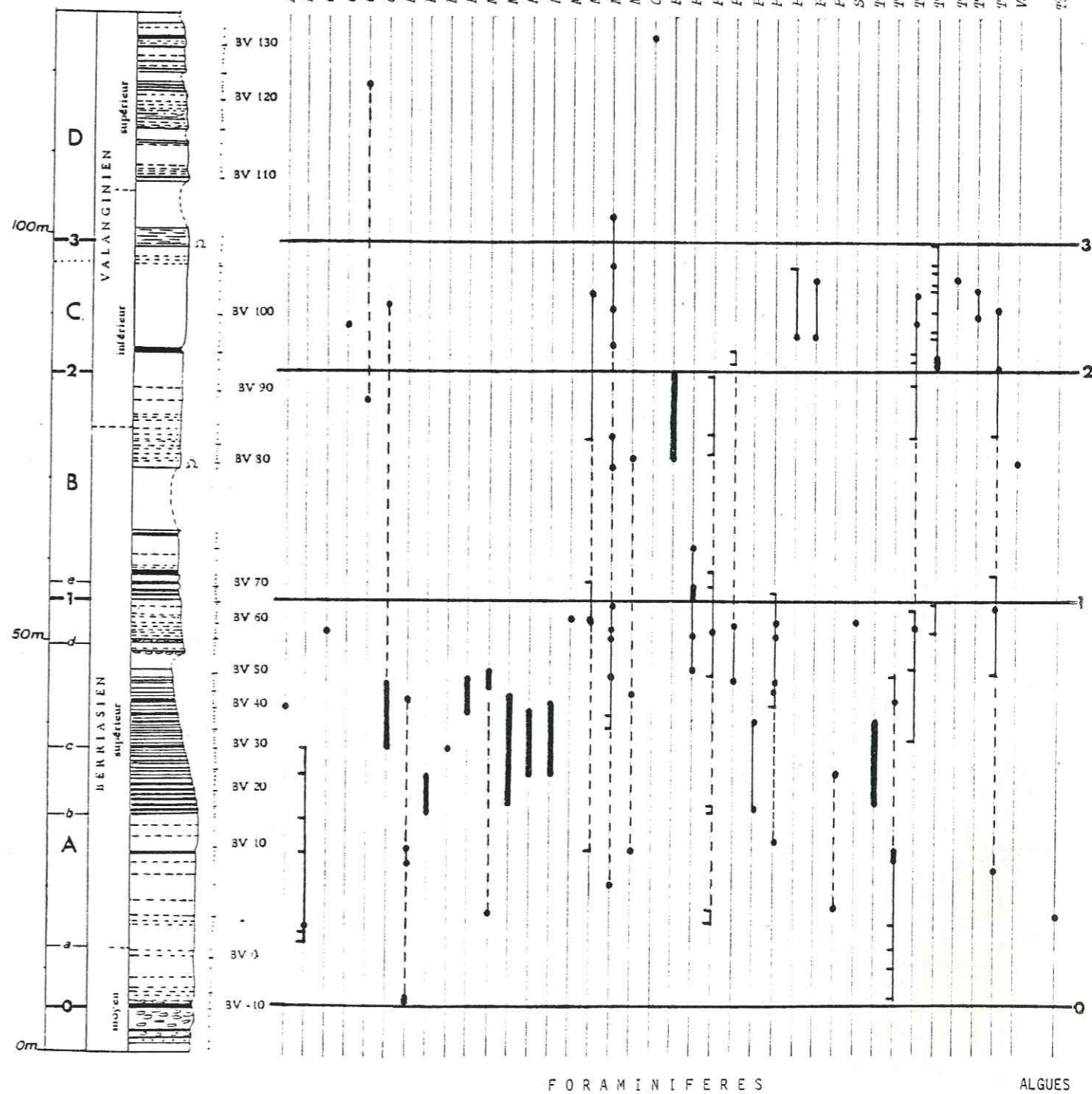


Fig. 97: Répartition stratigraphique des foraminifères et algues.

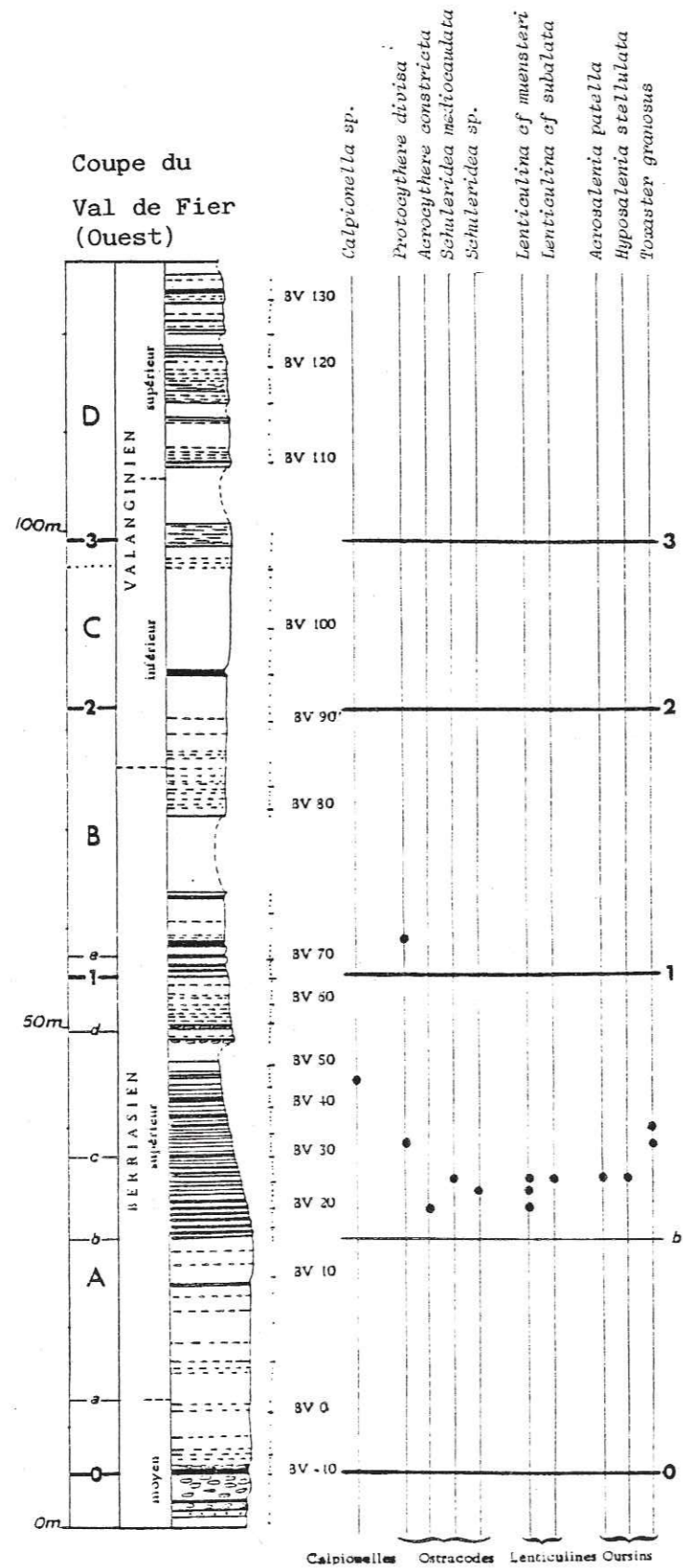


Fig. 98: Répartition stratigraphique de la faune (calpionelle, ostracodes, lenticulines, oursins).

Coupe de St Germain les Paroisses (fig.99, 100, 101, 102)

Feuille de Belley 7-8 (1/25 000)

a Base de la coupe x : 857,17 y : 90,50

b Sommet de la coupe x : 857,36 y : 90,21

La coupe a été levée le long de la route (D 41) qui relie Belley à St Germain les Paroisses.

Le dernier banc (BG 85) a été prélevé dans le petit chemin, au dessus du niveau marneux (BG 82).

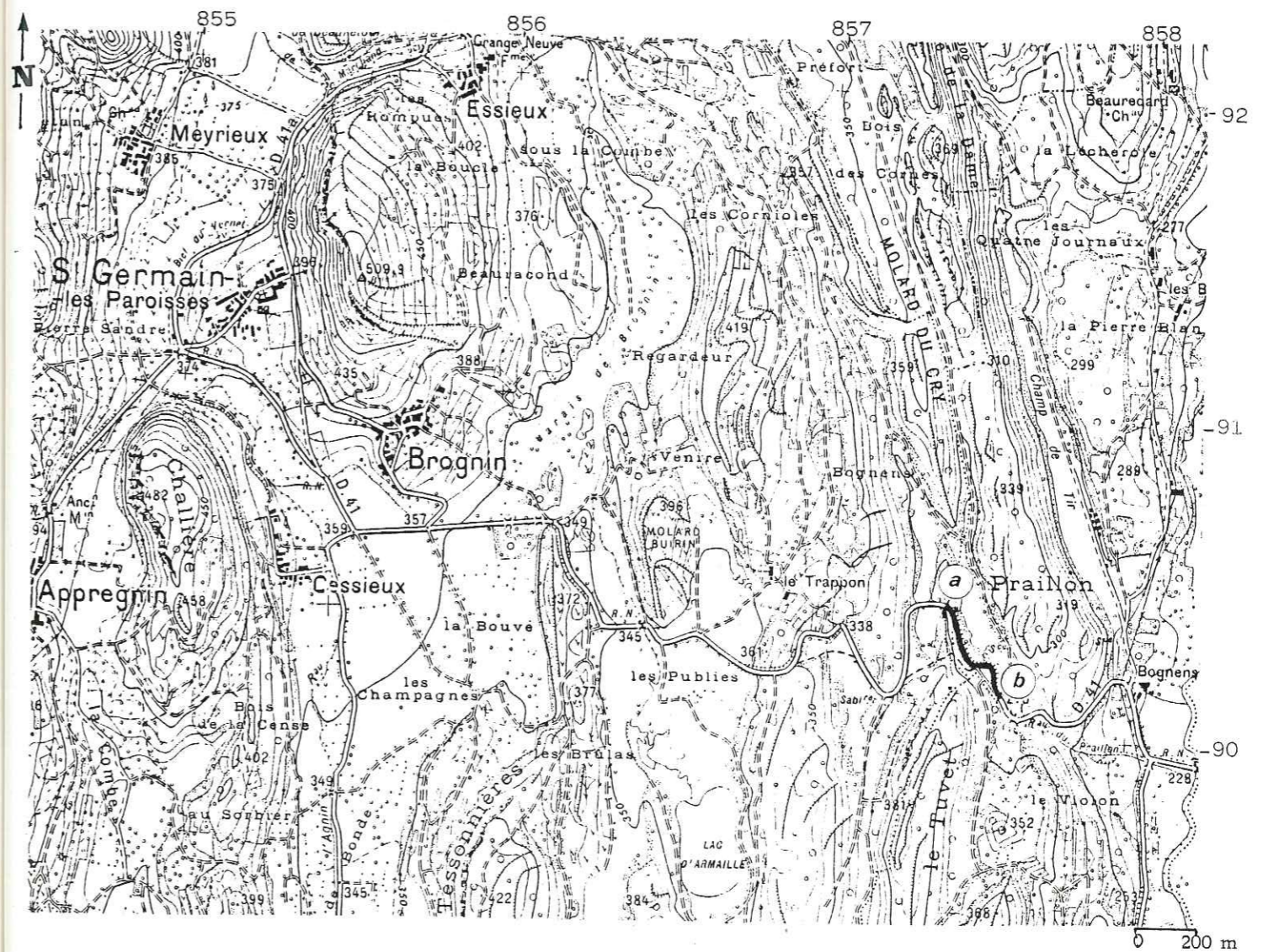


Fig. 99: Localisation géographique précise de la coupe de St Germain les Paroisses (1/20 000).

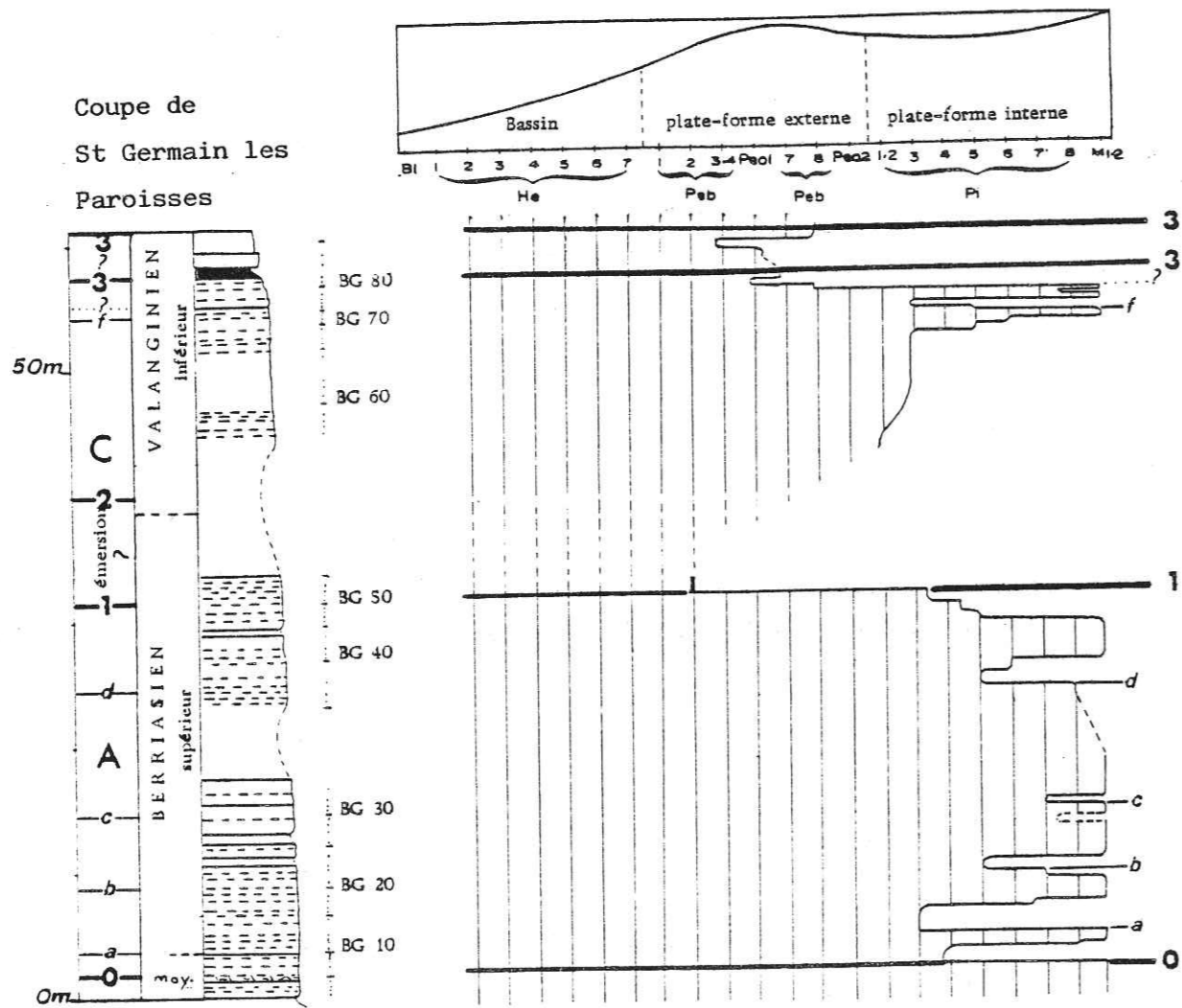


Fig. 100: Courbe d'évolution des microfaciès.

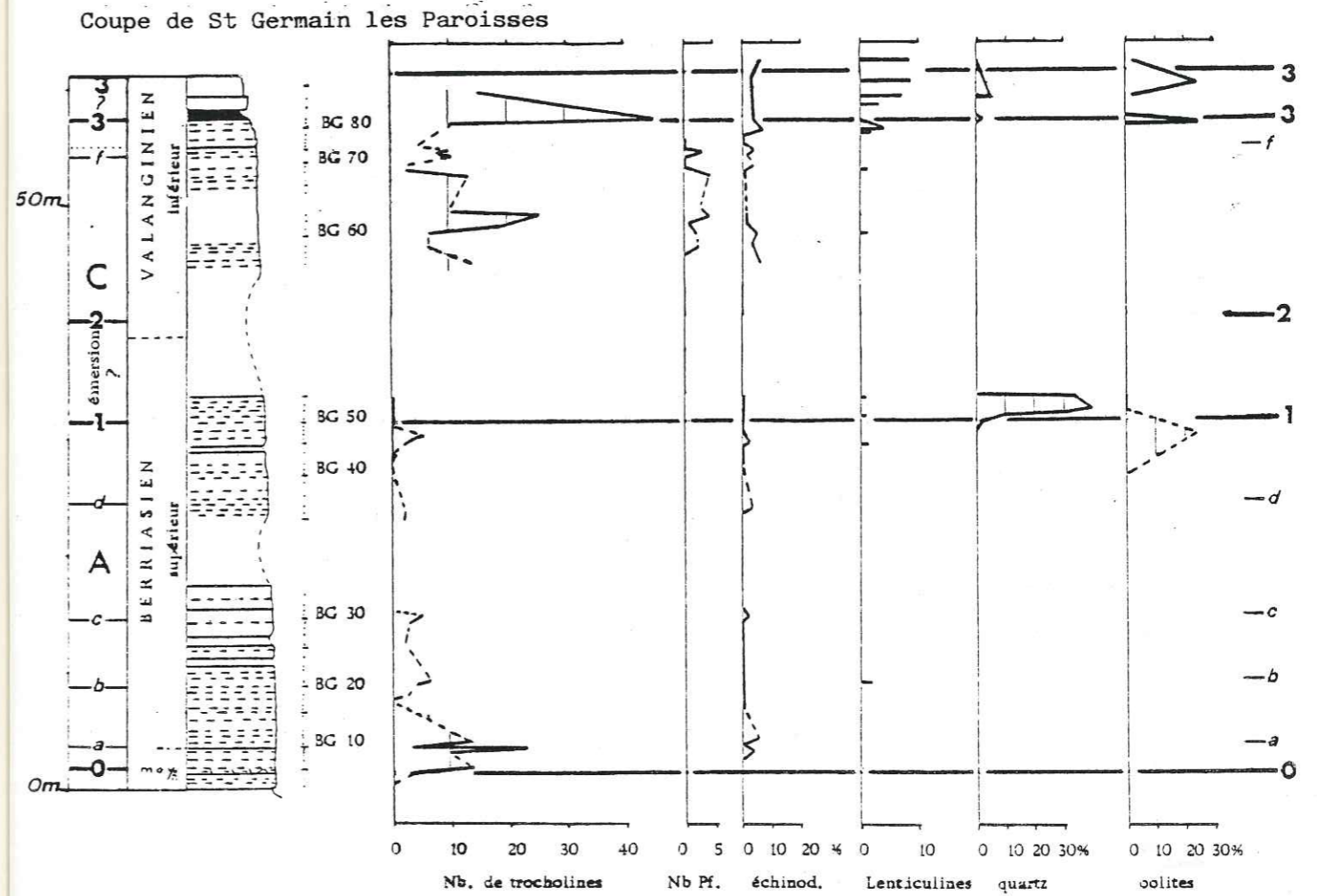


Fig. 101: Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.

Légende des échelles :

- Nb. : nombre
- Pf. : pfenderines
- échinod. : échinodermes
- Lent. : lenticulines

Les débris d'échinodermes, le quartz et les oolites sont exprimés en pourcentage.

Les trocholines, les pfenderines, et les lenticulines sont représentées par un nombre (nombre de trocholines, ... rencontrées dans chaque lame mince).

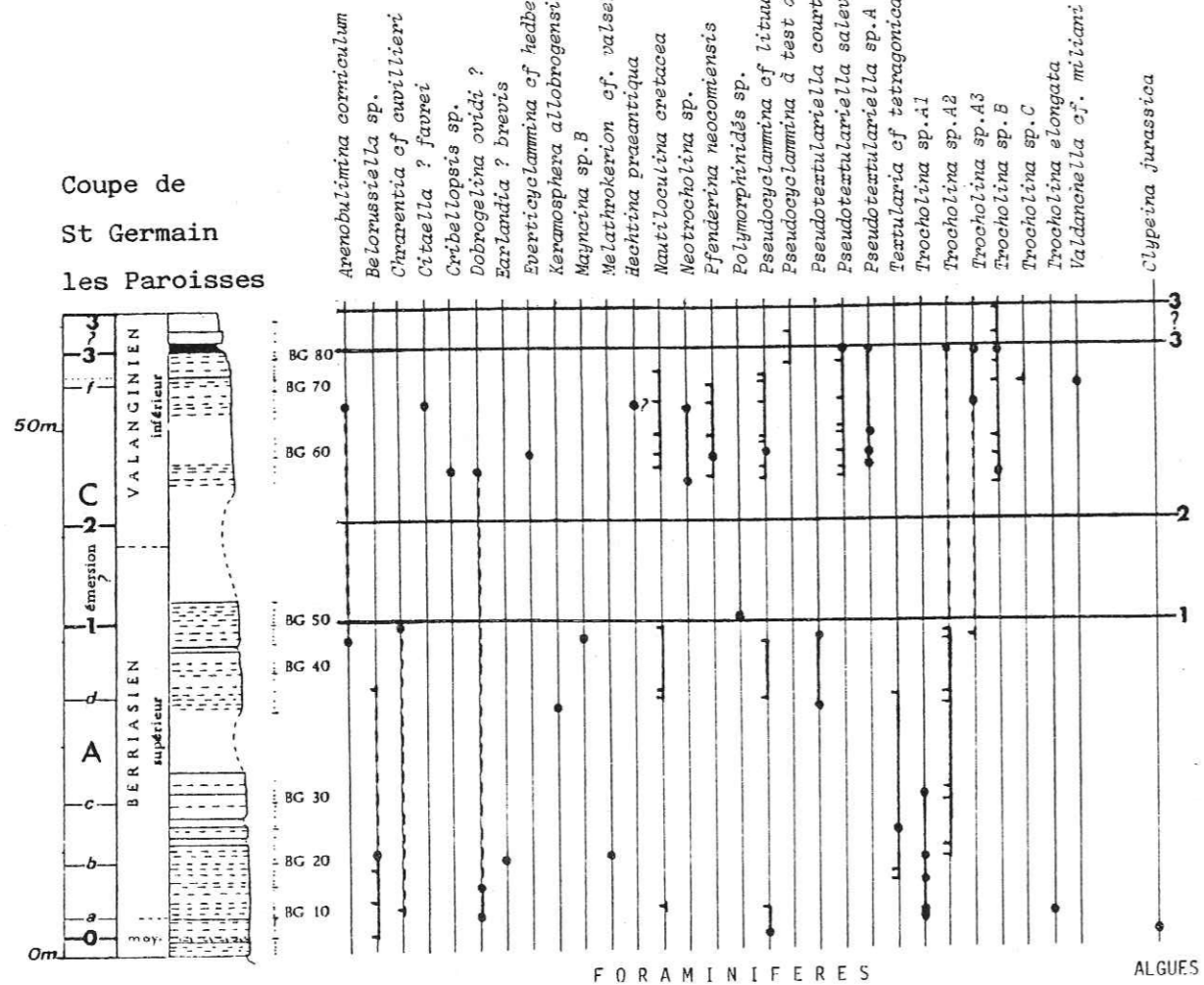


Fig. 102: Répartition stratigraphique des foraminifères et algues.

Coupe du Molard de Vions (fig.103, 104)

Feuille de Rumilly 1 (1/20 000)

Base de la coupe x : 869,40 y : 98,58

Sommet de la coupe x : 869,58 y : 98,66

La coupe a été levée dans la colline située à 3 Km au SE de Culoz (Ain), le long du chemin reliant Molard-dessus au pont du chemin de fer. Elle débute dans la paroi N, à 30 m au-dessus du niveau de la route, au niveau d'une petite exploitation de graviers. Le sommet de la coupe se situe à l'E, à une quinzaine de m au-dessus de la petite carrière, dans le virage N.

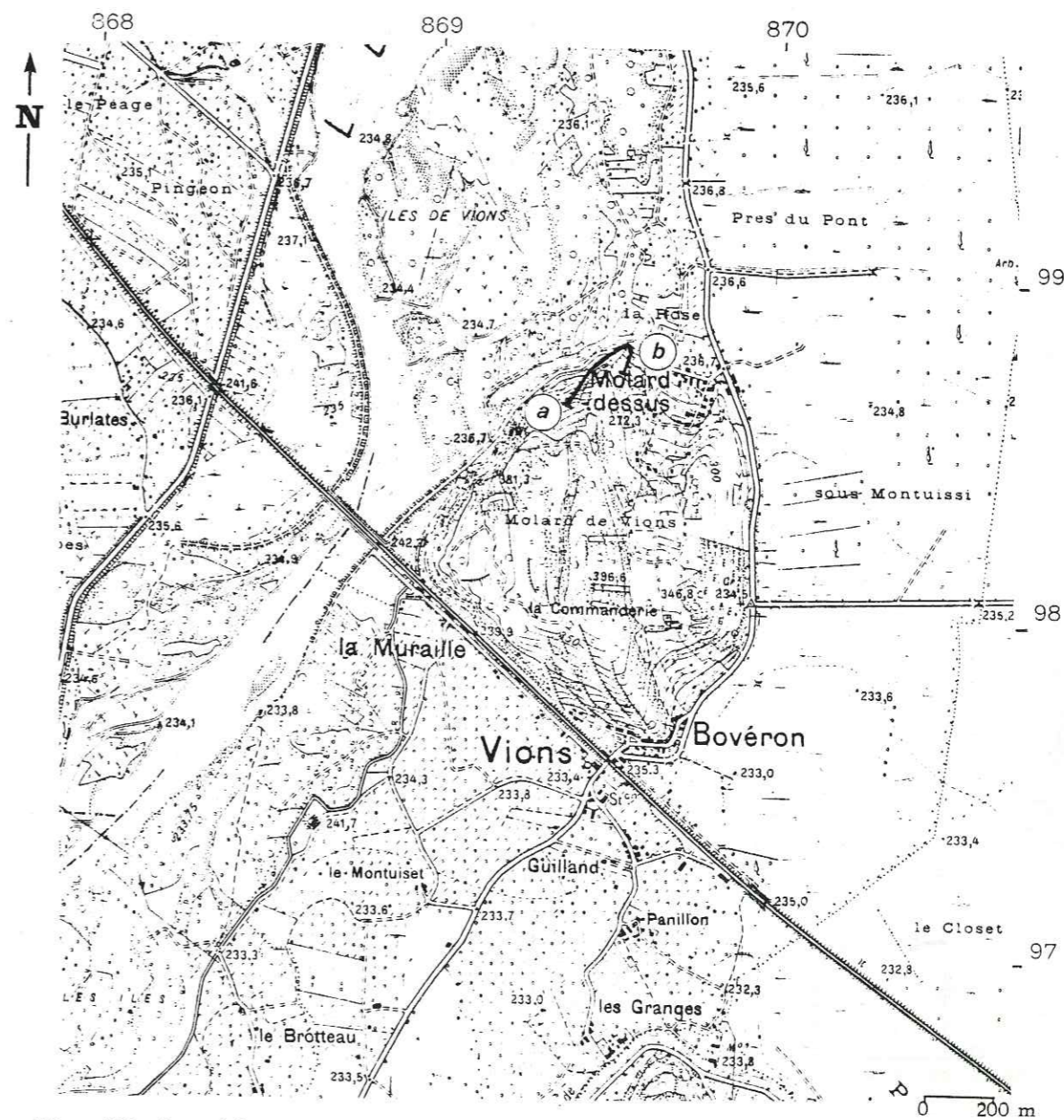


Fig. 103: Localisation géographique précise de la coupe du Molard de Vions (1/20 000).

Coupe du Molard de Vions

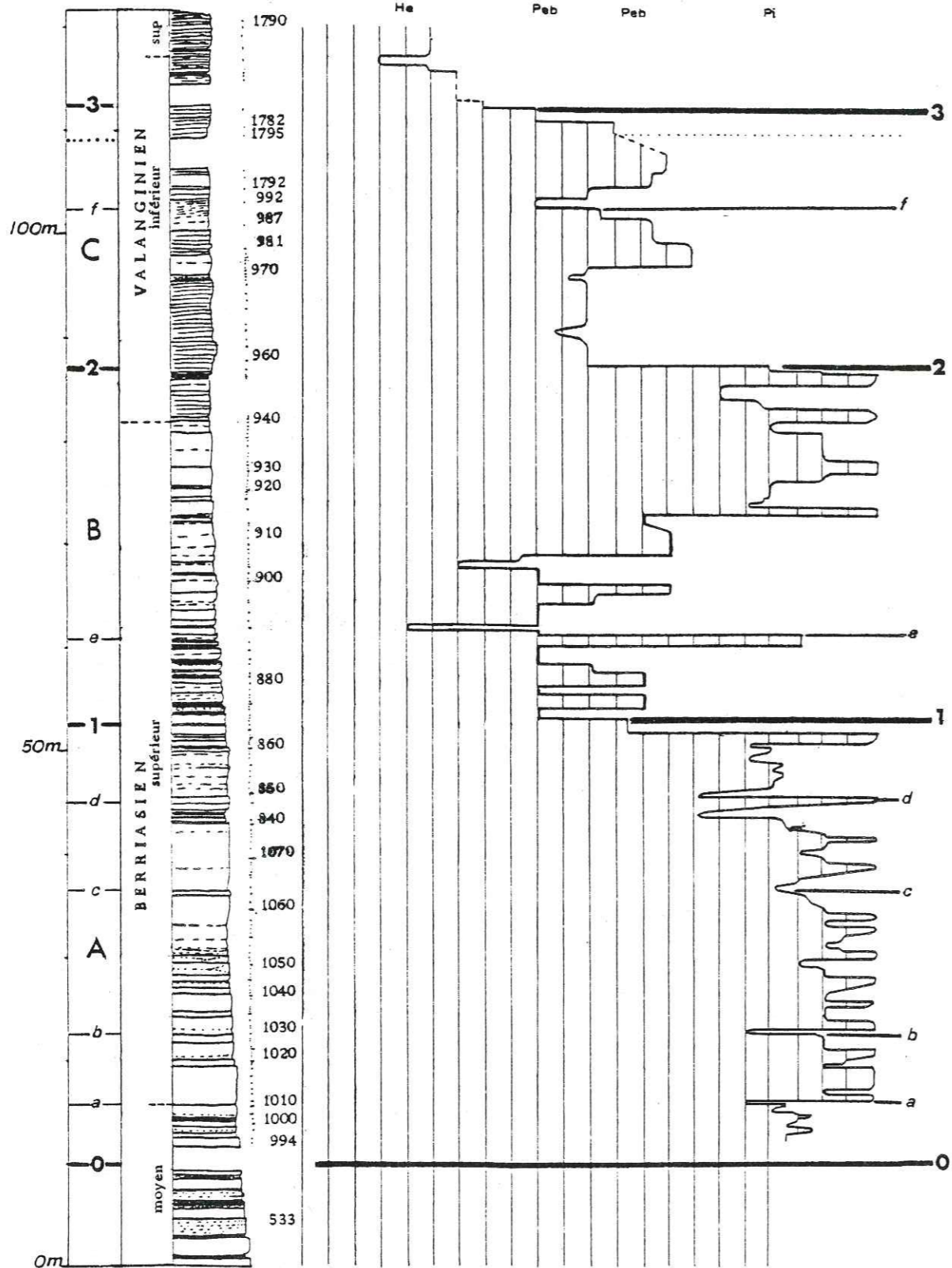


Fig.104: Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe de Pierre CHâtel (fig.105, 106)

Feuille de la Tour du Pin 4 (1/20 000)

Base de la coupe x : 865,50 y : 84,04
 Sommet de la coupe x : 865,68 y : 83,74

La coupe se trouve en bordure de la route nationale 521 B, dans la cluse du Rhône entaillée dans l'anticlinal Montagne de Parves-Mont Tournier, à 1 Km en aval de Yenne (Savoie). Cette coupe débute dans une paroi située à 300 m environ en aval du pont suspendu, et se termine dans le virage en épingle du menant à Chevru.

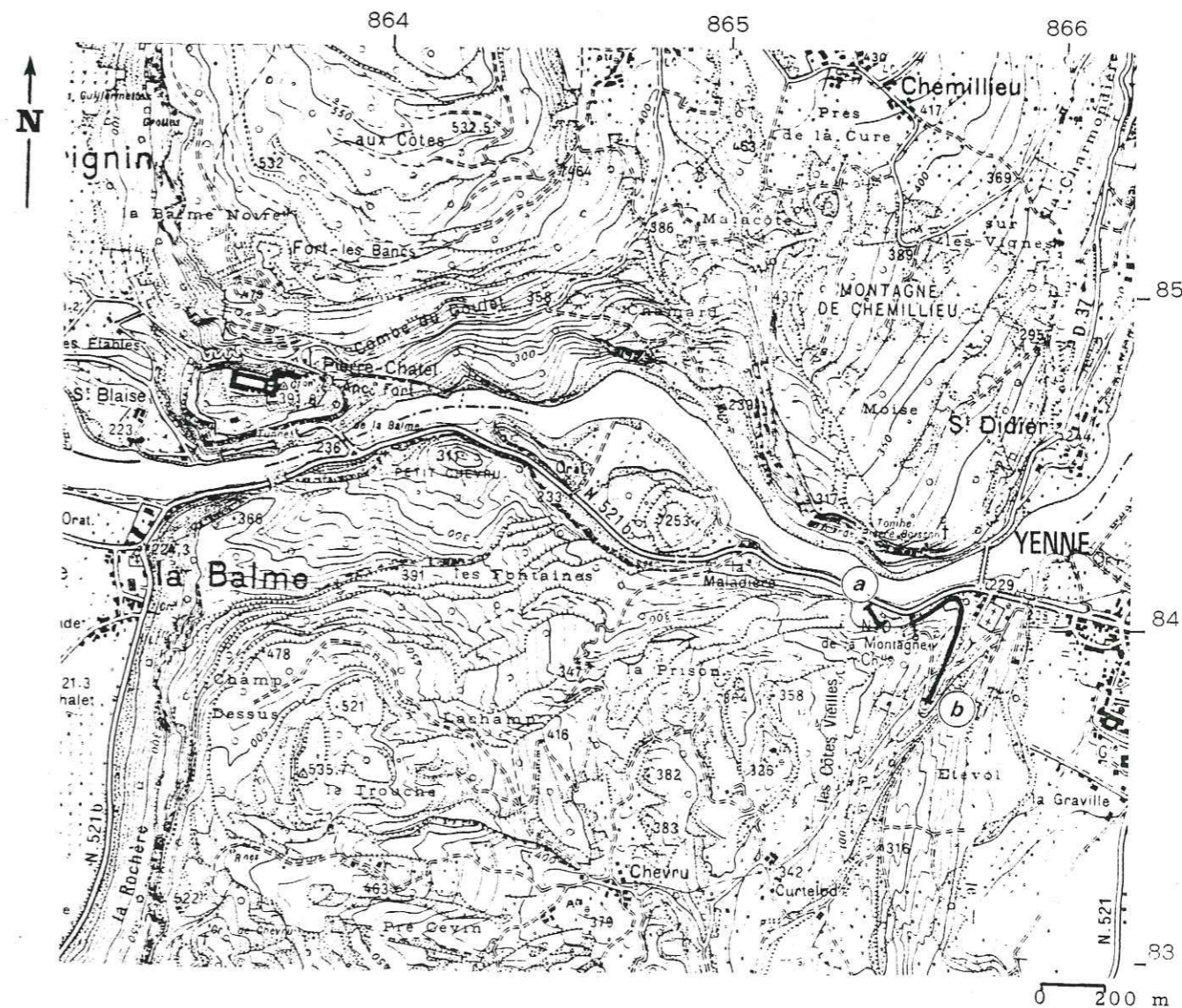


Fig. 105 : Localisation géographique précise de la coupe de Pierre Châtel (1/20 000).

Coupe de Pierre Châtel

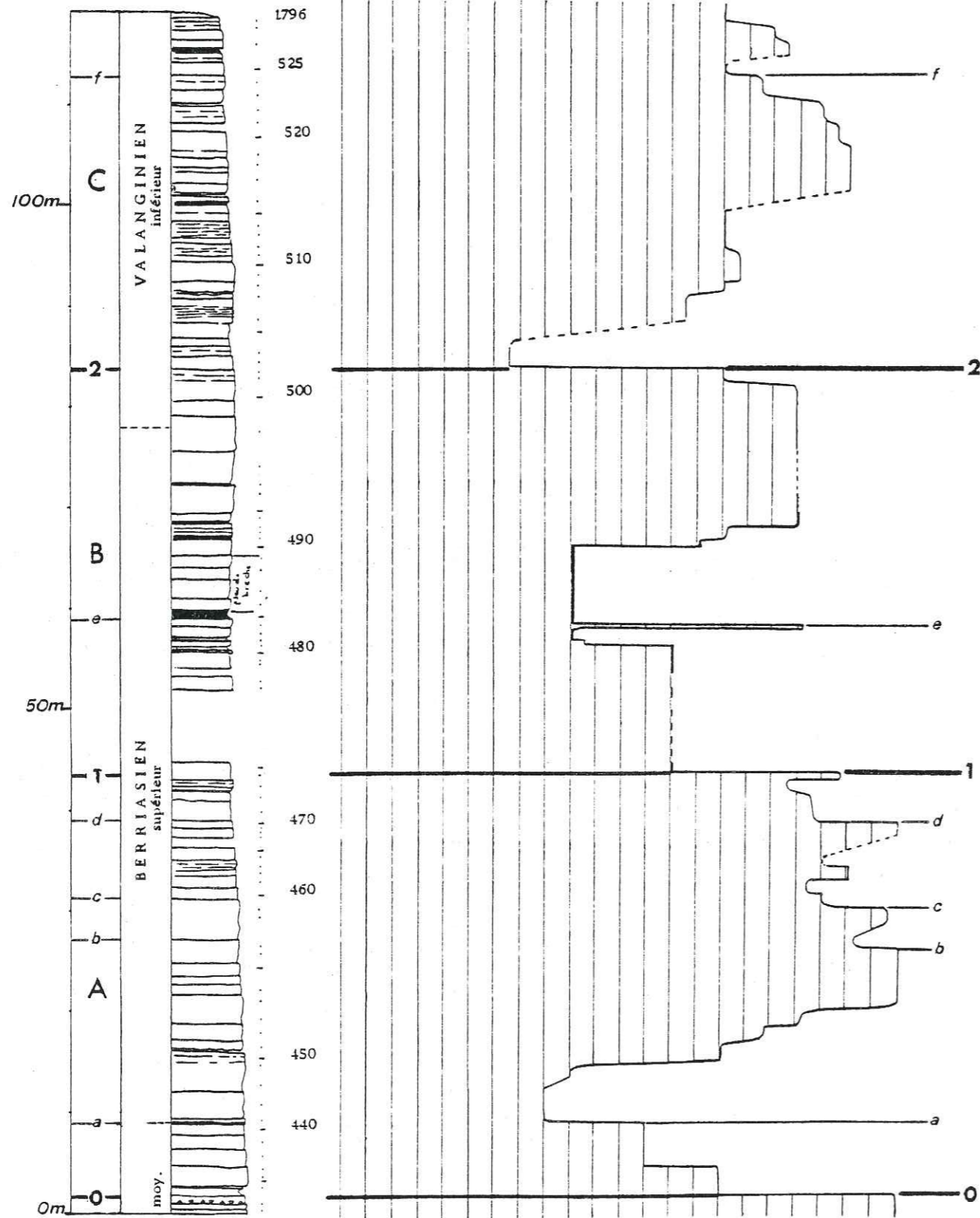


Fig. 106: Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe du Revard (fig. 107, 108, 109, 110, 111)

Feuille de Chambéry 3-4 (1/25 000)

a Base de coupe x : 885,94 y : 84,28
 b Sommet de la coupe x : 885,48 y : 83,40

La coupe a été levée en bordure de la route nationale 513 qui relie Aix les Bains à la station supérieure du téléphérique du Revard.

Le sommet de la coupe (numéros d'échantillons VR) a été prélevé au dessus du parking (point coté 1244) par F. VIEBAN.

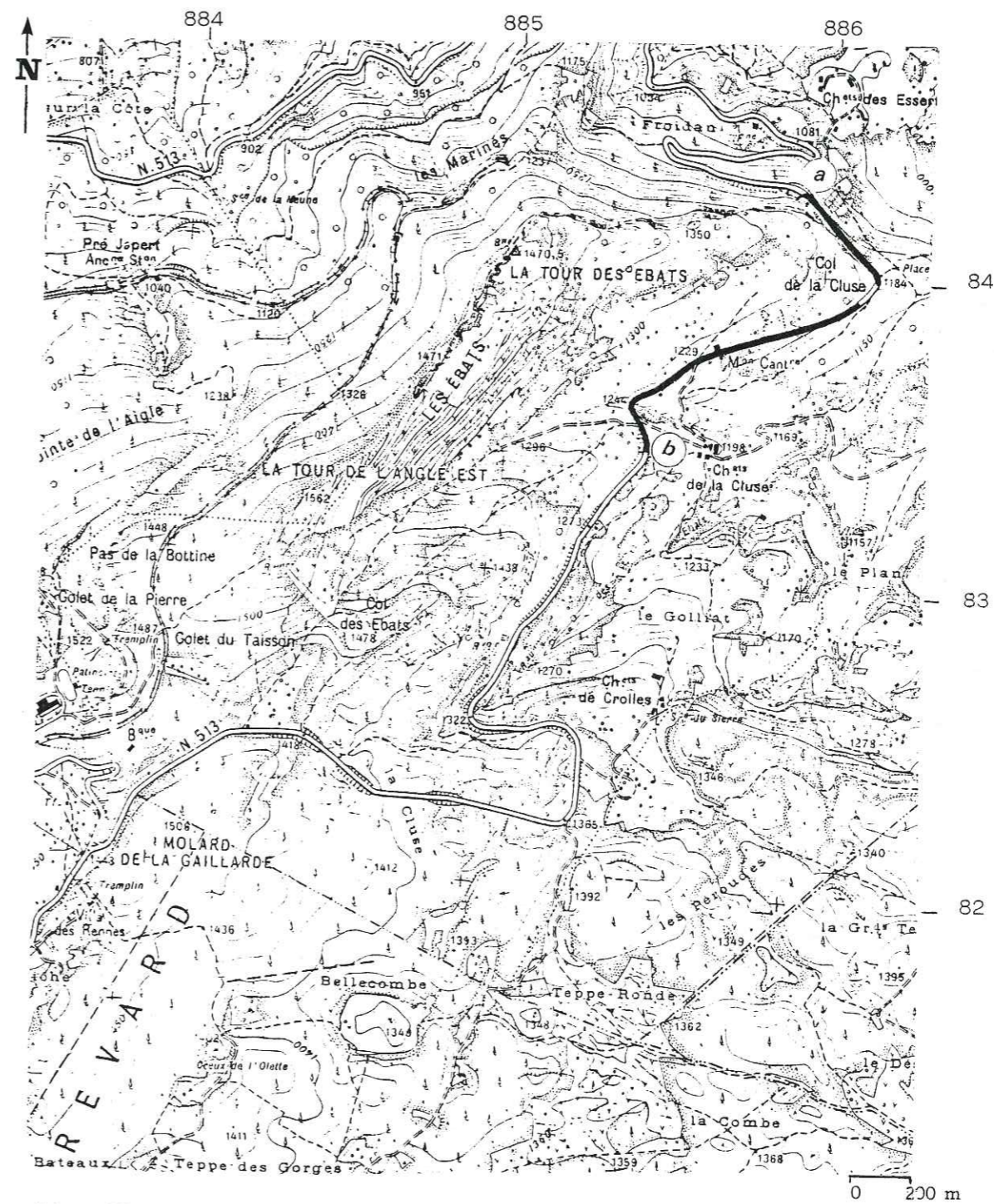


Fig. 107: Localisation géographique précise de la coupe du Revard (1/20 000).

Coupe du Revard
(base)

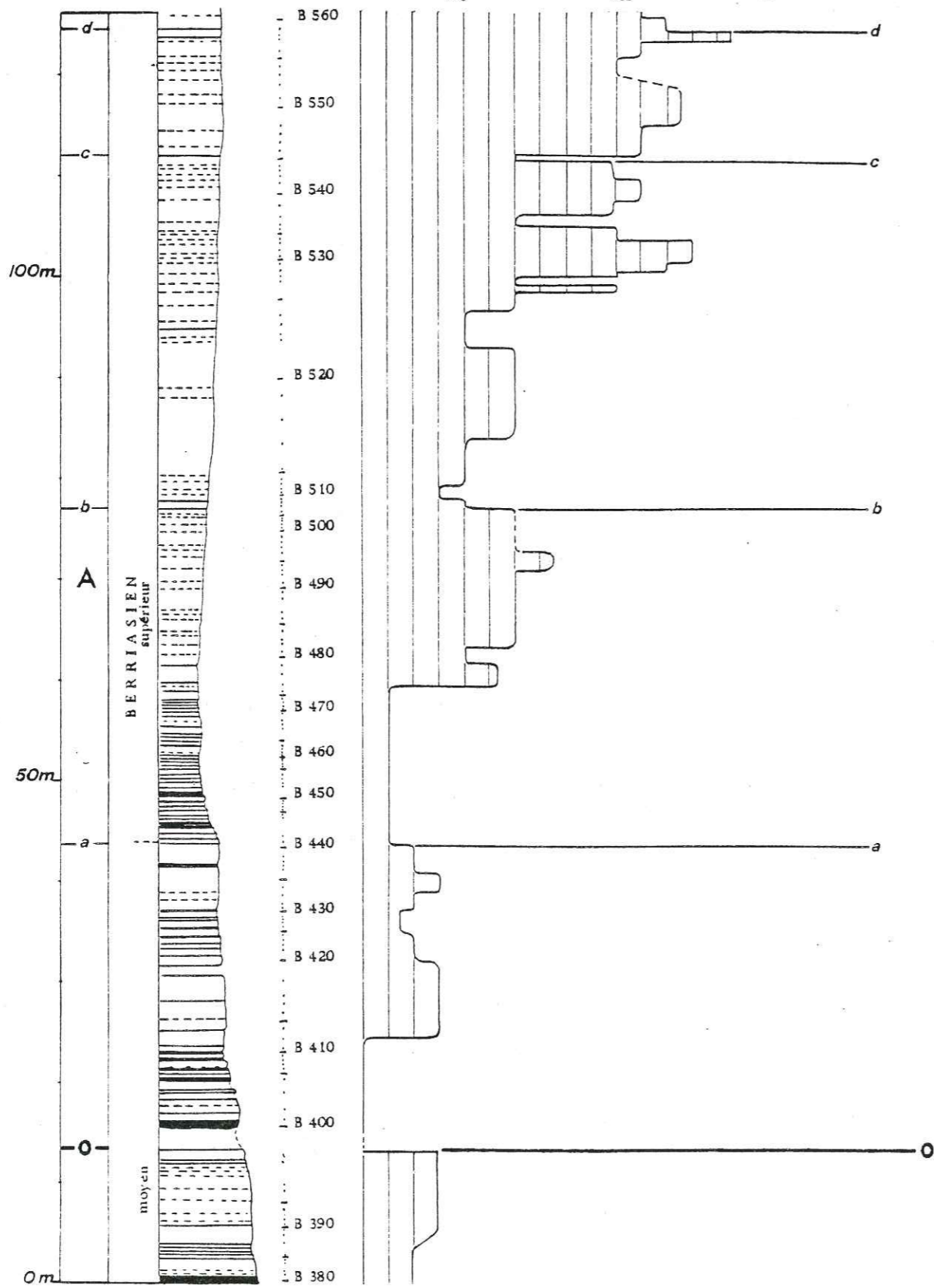


Fig.108a: Courbe d'évolution des microfaciès.

Coupe du Revard
(partie médiane)

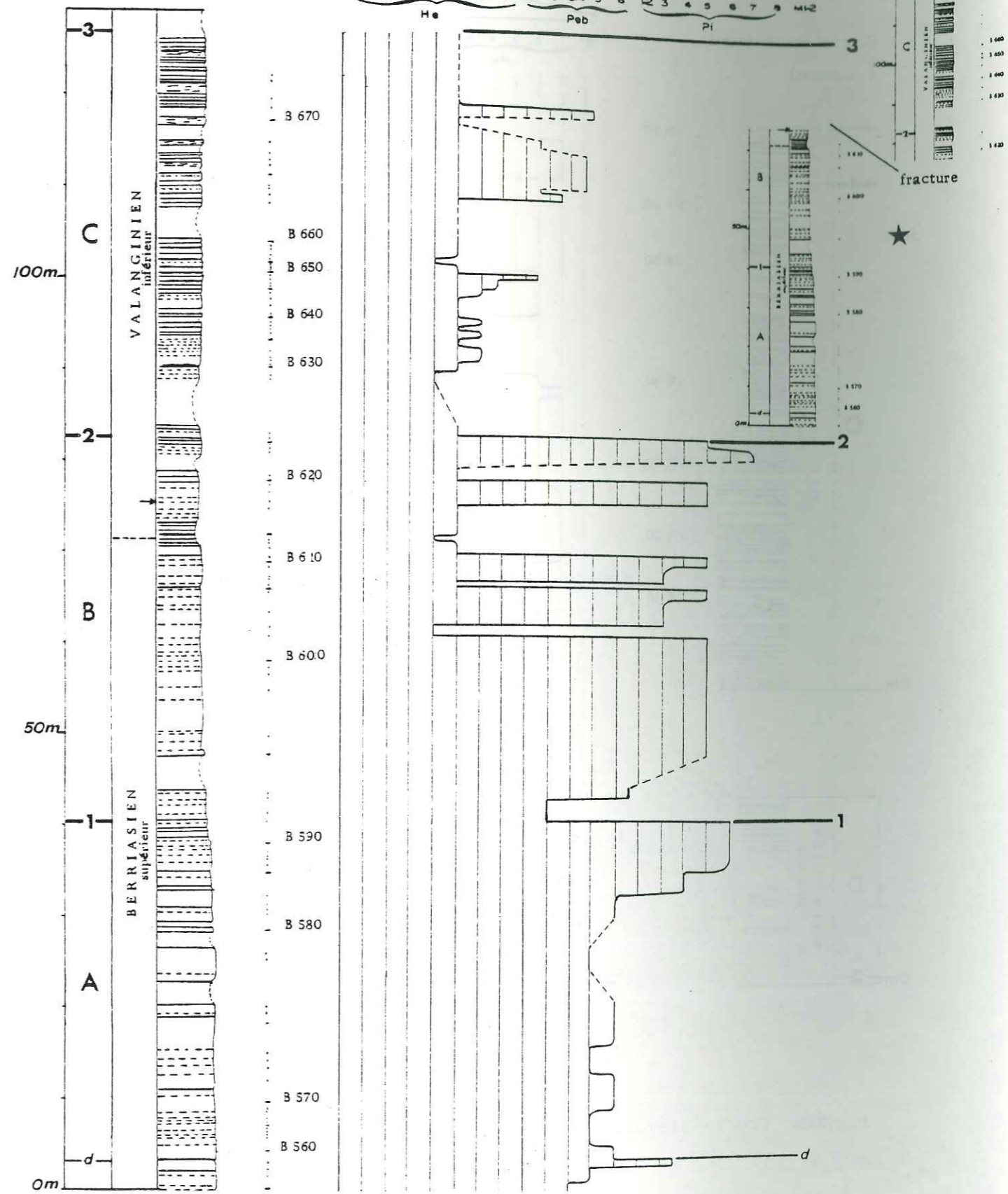


Fig. 108b : Courbe d'évolution des microfaciès.

→ fracture

★ petite figure montrant le décalage probable au niveau de la fracture

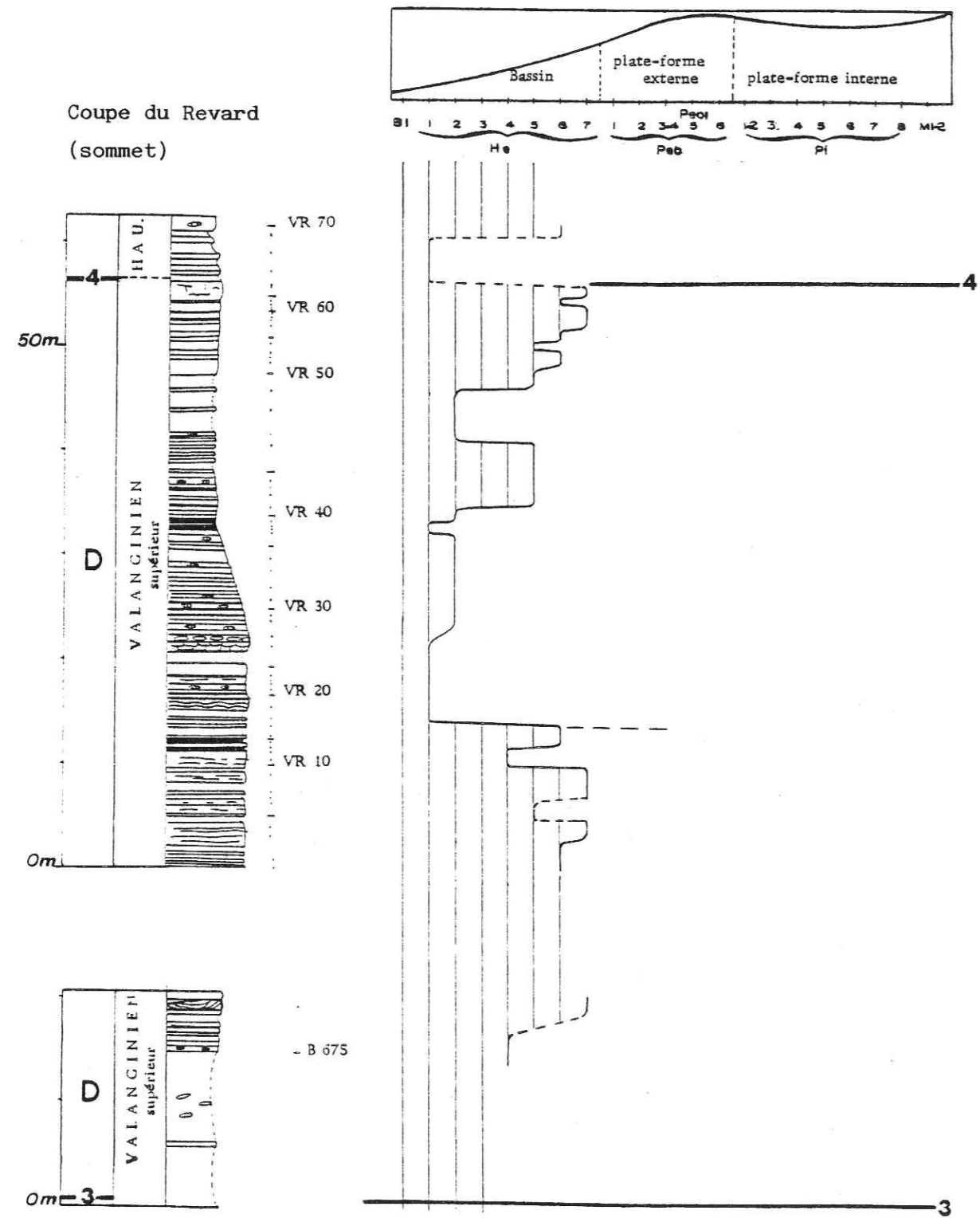


Fig.108c: Courbe d'évolution des microfaciès.

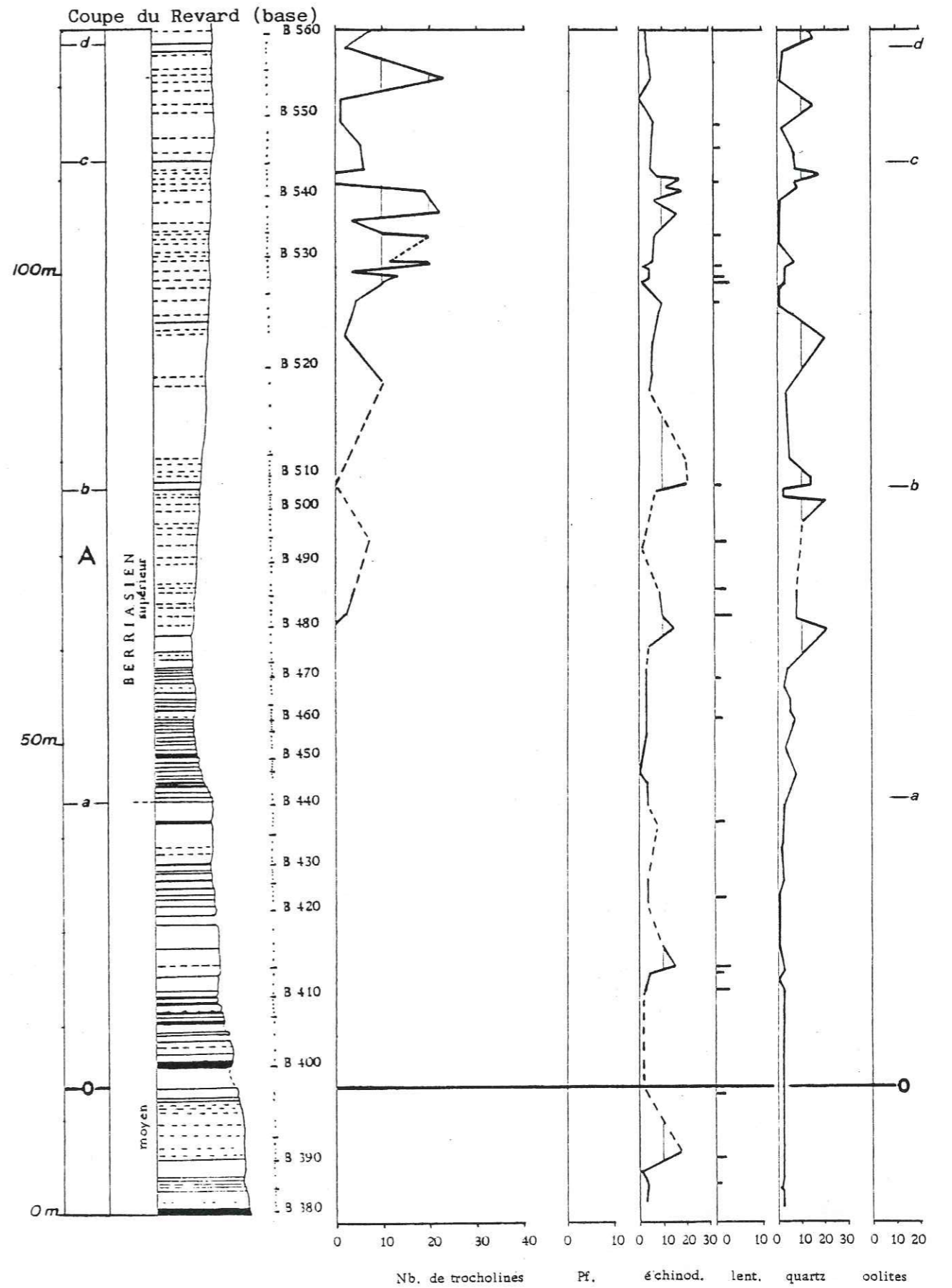


Fig.109a: Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.

Légende des échelles : fig. 101.

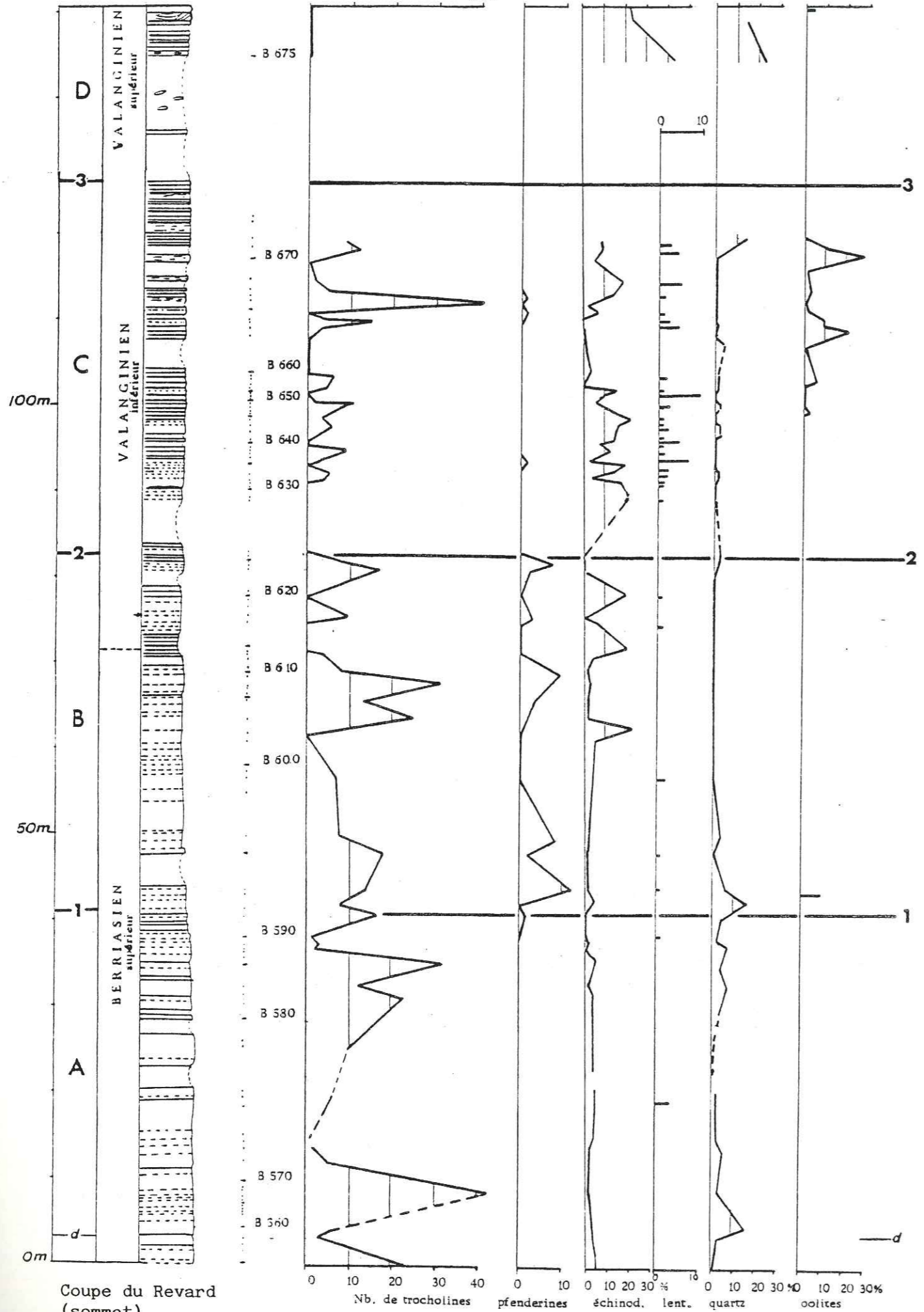


Fig.109b: Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites. Légende des échelles : fig.101.

Coupe du Revard (base)

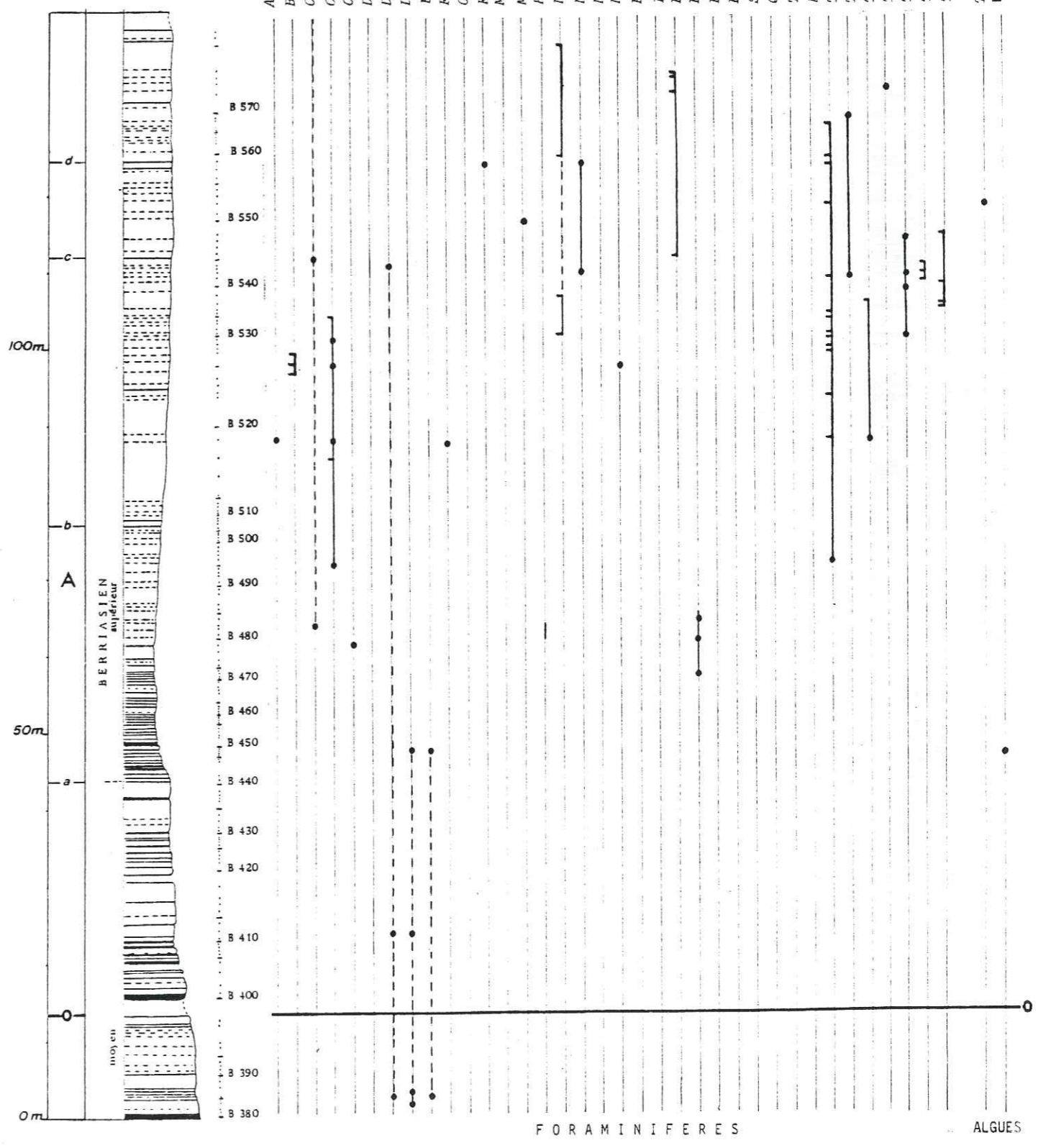


Fig.110a: Répartition stratigraphique des foraminifères et algues.

- Arenolulimina acmiculatum*
- Belussiella* sp.
- Clarentia* cf. *cuvillieri*
- Coniospirillina basillensis*
- Cyclogyra* sp.
- Dobrogeolina ovidi* ?
- Dorothia* cf. *hauteriviana*
- Dorothia* cf. *metaeformis*
- Earlandia* ? *brevis*
- Faurtillia frequens* ?
- Gauchyina tuchaensis*
- Keramosphera allobrogeensis*
- Maynesia* sp. A
- Melathrokerion* cf. *valserniensis*
- Hechtina preantiqua*
- Mubeculariidae* sp. B
- Nautiloculina brommimami*
- Nautiloculina cretacea*
- Neotrocholina* sp.
- Pfenderina neocomiensis*
- Polymorphinidés* sp.
- Pseudocyclamina* cf. *lituus*
- Pseudocyclamina* à test arénacé
- Pseudotectulariella salavensis*
- Pseudotrocholina* sp.
- Sigmolina* sp.
- Quinqueloculina robusta* ?
- Tectularia* cf. *tetragonica*
- Haplophragmoides joukowskyi*
- Trocholina* sp. A1
- Trocholina* sp. A2
- Trocholina* sp. B
- Trocholina* cf. *alpina*
- Trocholina* cf. *chouberti*
- Trocholina* sp. C
- Trocholina elongata*
- Thamatoporella* sp.
- Vermiporella* cf. *tenuipora*

Coupe du Revard
(sommet)

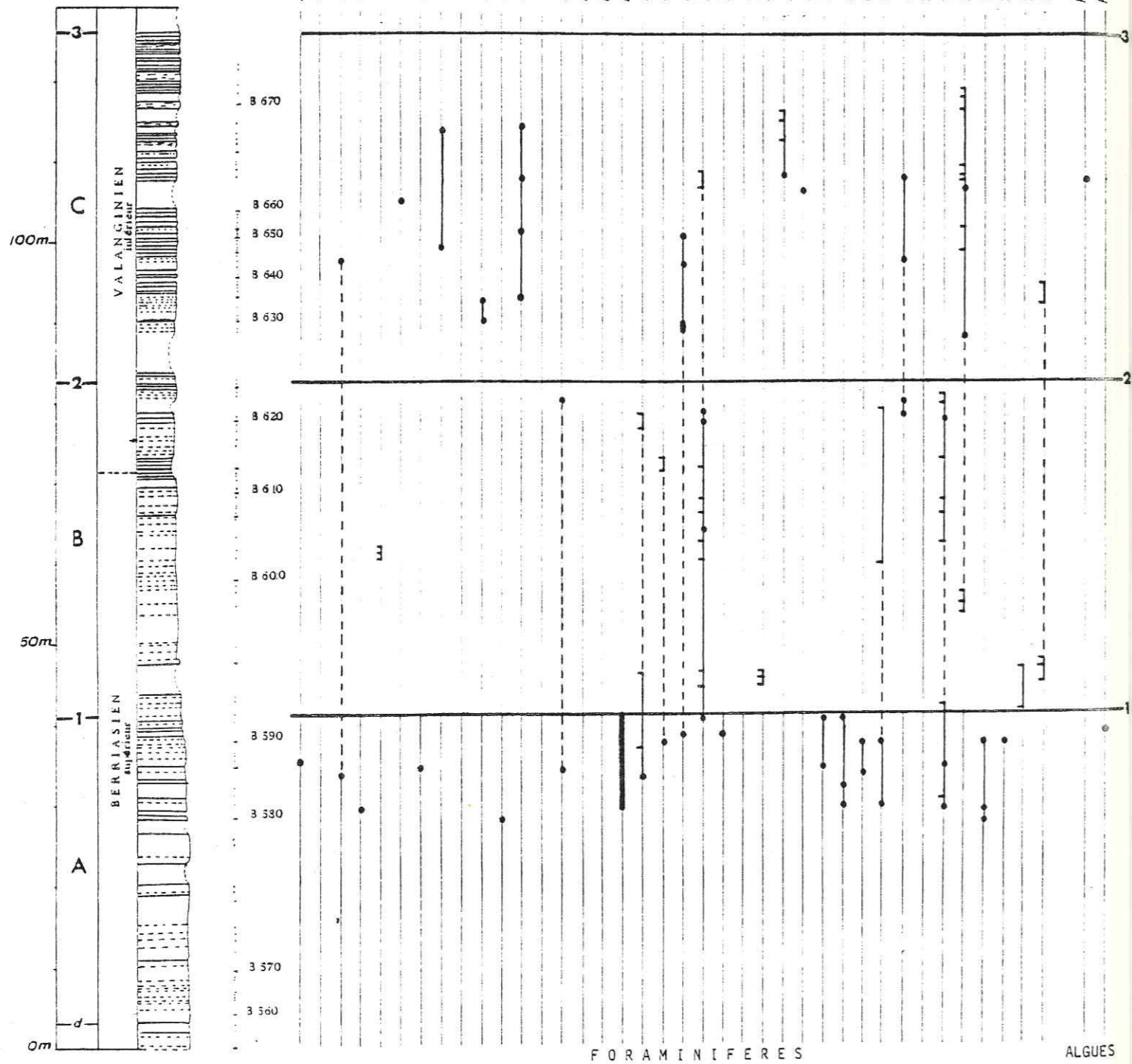


Fig. 110 b: Répartition stratigraphique des forminifères et algues.

Coupe du
Revard (base)

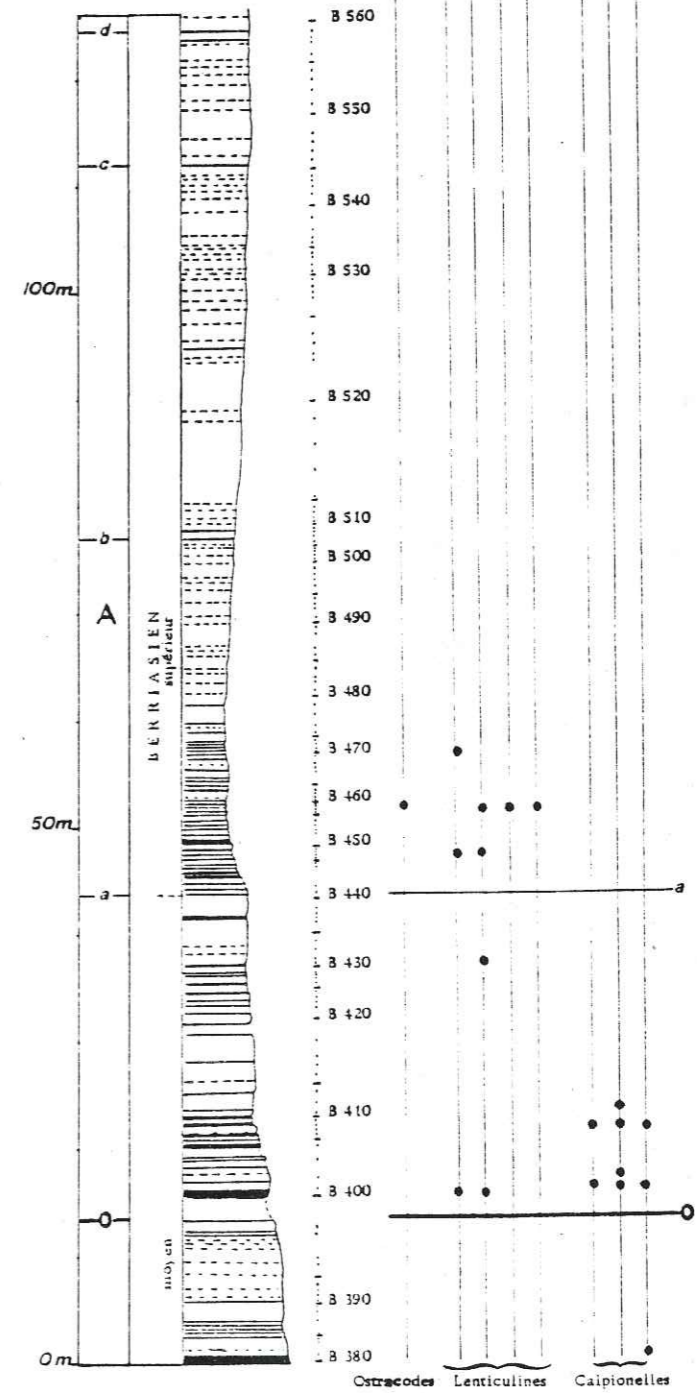


Fig. 111 a: Répartition stratigraphique de la faune (ostracodes, lenticulines, calpionelles).

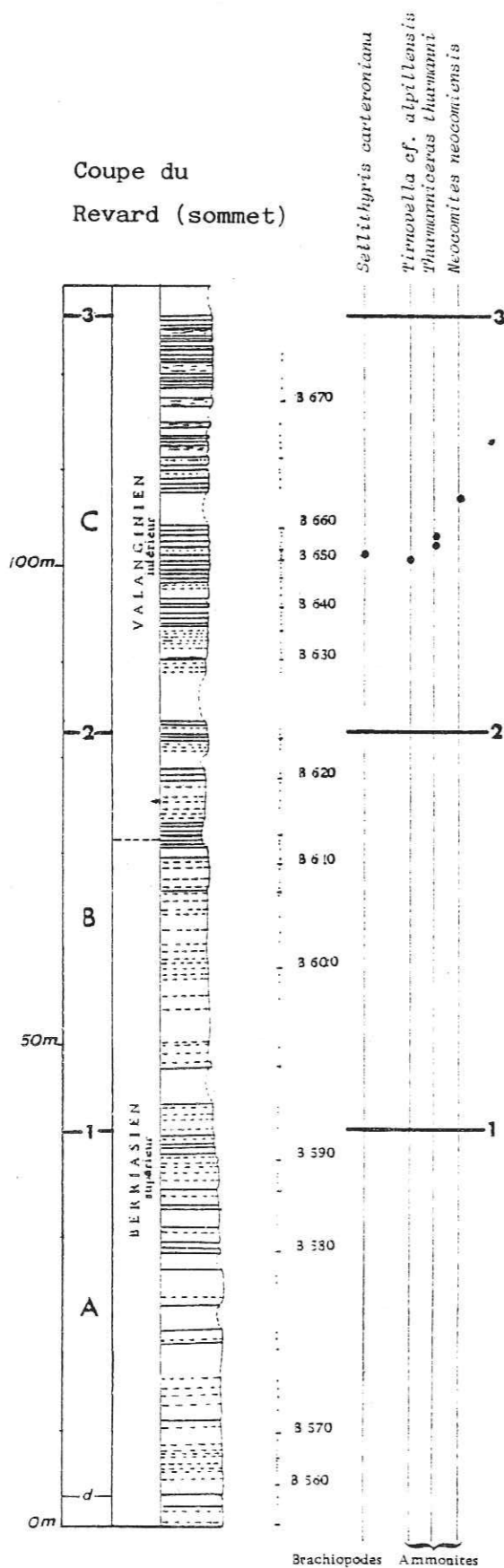


Fig.111b : Répartition stratigraphique de la faune (brachiopodes, ammonites).

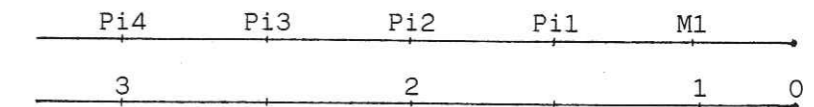
Légende commune aux figures 59, 60, 61, 62 et 63

- La longueur des batonnets de l'histogramme est proportionnelle à l'importance d'un faciès X dans la ou les séquences considérées.

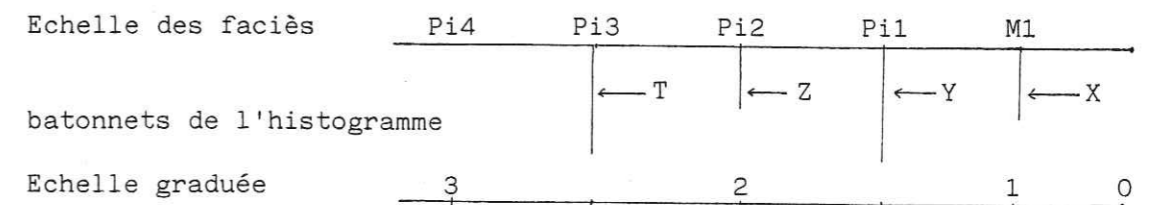
- La petite flèche ↓ représente la position sur la plate-forme d'un faciès "moyen" caractérisant la ou les séquences considérées.

Ce faciès "moyen" est calculé de la façon suivante.

1° - On gradue l'échelle des faciès :



2° - La "moyenne" T se calcule ensuite de la manière suivante :



M1 correspond à 1 sur l'échelle graduée,

Pi1 correspond à 1,5 sur l'échelle graduée....

$$T = \frac{(X \times 1) + (Y \times 1,5) + (Z \times 2) + (T \times 2,5)}{X + Y + Z + T}$$

T étant positionné sur le schéma par la flèche ↓ .

De cette façon il est possible de classer une coupe par rapport à une autre, de la plus interne à la plus externe.

Les faciès "moyens" caractérisant les séquences A, B, C et D des coupes étudiées, sont récapitulés dans le tableau de la figure 63.

NB : Dans le calcul des "moyennes" il n'a pas été tenu compte des "faciès de transgression".

BIBLIOGRAPHIE

- ANTONAVA Z.A., SHMIGINATA T.A., GNEDINA A.G. et KHALILOVA (1964). - Foraminifères neocomiens de la Mejdureciaia. Trudy Krasnodarsk Fil. Vses. Neftegaz nol. in. ta. Vyp., Moscou, vol.12, p. 3-72, pl. 1-14.
- ARNAUD H. (1981). - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Thèse de doctorat es-Sciences Naturelles. Géologie Alpine, Mém. n°12, 3 vol., 804 p., 297 fig., 115 pl.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BOISSEAU Th., DARSAC C., THIEULOUY J.P., VIEBAN F. (1983). Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé inférieur du S.E. de la France : un outil pour les corrélations plate-forme-bassin. A paraître dans Géol. médit.
- ARNAUD H., GIDON M. et THIEULOUY J.P. (1981). - Les calcaires du Fontanil des environs de Grenoble : leur place dans la stratigraphie du Néocomien entre le Jura et le domaine vocontien. Eclogae géol. Helv., Bâle, vol. 74, n°1, p. 109-137, 7 fig., 2 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1979). - Répartition de la microfaune dans les différents paléo-milieux urgoniens. Géobios, Lyon, mém. spéc. n°3, p. 255-275, 4 fig., 2 Pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980). - Micropaléontologie, paléo-écologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. Thèse de doctorat es-Sciences Naturelles. Géologie Alpine, Mém. n°11, 3 vol., 873 p., 267 fig., 115 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. et PEYBERNES B. (1978). - Les représentants éocrétaqués du genre Nautiloculina Mohler, 1938 (Foraminifera, fam. Lituolidae ?) dans les chaînes subalpines septentrionales (Vercors) et les Pyrénées franco-espagnoles. Révision de Nautiloculina cretacea, Peybernès 1976 et description de Nautiloculina bronnimanni n.sp., Géobios, Lyon, n°11, fasc.1, p. 67-81, 5 fig., 2 pl.
- AZEMA J., FOURCADE E., JAFFREZO M., et THIEULOUY J.P. (1976). - Sur l'âge Valanginien inférieur de la biozone à Valdanchella miliani (Foraminifères). Intérêt pour la stratigraphie dans le domaine méditerranéen occidental. C.R. Acad. Sci., (Paris); t. 282, p. 1411-1413.
- BABIĆ L. et GUŠIĆ I. (1978). - Review of fossils from the clastic complex with "Ophiolites" of Mt. Ivansčica and their stratigraphic importance. Géol. Vjesnik. Zagreb, vol. 30, fasc.1, p. 1-19, 3 pl.
- BARBIER R., DEBELMAS J., THIEULOUY J.P. (1965). - Rapports : la série néocomienne, Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon, Mém. B.R.G.M., n° 34, p. 64-68.
- BARBIER R., THIEULOUY J.P. (1965). - L'étage Berriasien. L'étage Valanginien. Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon, Mem. B.R.G.M., n° 34, p. 69-84.
- BARTENSTEIN H. et BOLLIH.M. (1977). - The Foraminifera in the Lower Cretaceous of Trinidad W.I.. Part. 4 ; Cuiche Formation, upper Part ; Leupoldiana protuberans Zone. Ecl. géol. Helv., Bâle, vol. 70, n°2, p. 543-573, 3 fig., 3 pl.

- BARTENSTEIN H. et BRAND E. (1951). - Micropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. Abh. senskenb. naturf. geo., Frankfurt am Main, Bd 485, p. 239-336, pl. 1-25.
- BAUMBERGER E. (1901). - Ueber Facies und Transgressionen der untern Kreide der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. Wissenschaftliche Beilage zum Bericht der Töchterschule zu Basel (1900-1901). Mem. Soc. Paléont., Suisse, t. 30.
- BAUMBERGER E. (1903). - Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura, L. Teil, Stratigraphische Einleitung. Mem. Soc. Paléont. Suisse, t. 30.
- BAUMBERGER E. et MOULIN H. (1899). - La série néocomienne à Valangin. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., t. 26.
- BLANCHET F. (1916-1917). - Etude micrographique des Calcaires urgoniens. Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble, t. II; fasc. 3, p. 29-86, 2 pl.
- BRONNIMANN P. et CONRAD M.A. (1966). - Cinquième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. "Melathrokerion valserinensis" n. gen., n. sp., un foraminifère nouveau du Barrémien à faciès urgonien dans le Jura français. C.R.Sc. S.P.H.N., Genève, N. Ser., vol. 1, fasc. 3, p. 129-151.
- BRUN L., et REY J. (1975). - Nouvelles observations sur le genre Everticyclammina Redmond 1964 et sa répartition paléoécologique dans le Crétacé inférieur du bassin de l'Estramadura (Portugal). Rev. Esp. Micropaléont., Madrid, n° especial cuero 1975, p. 15-36, 4 pl.
- BUSNARDO R. et LE HEGARAT G. (1965). - Le stratotype du Berriasien. Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon, Mem. B.R.G.M., n° 34, p. 5-33.
- BUSNARDO R., THIEULOY J.P., MOULLADE M. et alii (1979). - Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud Est de la France). Les stratotypes français. C.N.R.S., Paris, Vol. 6.
- CANEROT J. (1974). - Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibériques et Catalane (Espagne). ENADIMSA Madrid, Trabajos de Tesis, 520 p., 121 fig., 38 pl.
- CANEROT J. et MOULLADE M. (1971). - Le Valanginien à faciès marin dans le Maestrazgo (provinces de Castellon, Tarragona, Ternel. - Espagne). Etude particulière des Orbitolinidae Valdanchella n. gen., Paracoskinolina pfenderae Arch. Sci. Genève, vol. 24, fasc. 2, p. 207-218, 3 pl.
- CHAROLLAIS J. et al. (1981). - Livret-guide. Réunion en Haute-Savoie - 25-27 Mai 1981. Public Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève, 169 p.
- CHAROLLAIS J., BRONNIMANN P., ZANINETTI L. (1966). - Troisième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description des Pseudotextulariella salevensis n. sp., Haplophragmoides joukovskyi n. sp., Citaella ? favrei n. sp. Arch. Sc., Genève, 19, fasc. 1, p. 23-48, 5 pl.
- CHERCHI A. et SCHROEDER R. (1978). - Osservazioni sul gen. Orbitolinopsis Silvestri (Foraminiferida) e sua presenza nel Barremiano della Sardegna. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., Anno XI, vol. XVII, p. 159-167, 2 pl.
- CHERIF O.H. (1973). - Zur Klassifizierung der Gattung Quinqueloculina (Foraminifera). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, Bd 142, 1, p. 73-96, 15 fig.

- CHEVALIER J. (1960). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur du Languedoc et de la Provence. Diplôme d'Etudes supérieures, Université de Paris.
- Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1975). - Discussions sur la position de la limite Jurassique Crétacé, Mem. B.R.G.M., Lyon-Neuchâtel, n° 86, p. 380-383.
- CONRAD M.A. (1969). - Les calcaires urgoniens de la région entourant Genève. Ecl. Geol. Helv., Bâle, vol. 62, n°1, p. 1-79, 7 pl.
- COQUAND H. (1869). - Nouvelles considérations sur les calcaires jurassiques à Diceras du Midi de la France, en réponse à la note de HEBERT du 9 Nov. 1868. Bull. Soc. géol. Fr., (2), 27, p. 73.
- CUSHMAN J.A. et GLAZENSKI K. (1949). - Upper Jurassic foraminifera from the Nizniew limestone of Podoli, Poland. Contr. Cushman Lab. Form. Res., Washington, v. 25, 1, n° 324, p. 1-11, pl. 1 à 3.
- CUVILLIER J. (1961). - Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine. E.J. Brill. édit., Leiden, 3è édition, 100 pl.
- CUVILLIER J. et DUFAURE P. (1962). - Intérêt stratigraphique des associations d'Algues et des Grands foraminifères dans le Crétacé inférieur du S.E. de la France. C.R. Acad. Sc. (Paris), t. 255, p. 2146-2148.
- DARSAC C., ARNAUD-VANNEAU A. et ARNAUD H. (1982). - Les coupures sédimentologiques du Berriasien et du Valanginien entre le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux. 9è R.A.S.T. Paris, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, pp. 180.
- DECROUEZ D. et LOMBARD A. (1980). - Stratigraphie des couches de Saint-Maurice (Valais). Ecl. Géol. Helv., vol. 73, n°1, p. 109-124.
- DESOR E. (1853). - Sur l'étage inférieur du groupe néocomien. Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. Nat., 3.
- DONZE P. (1951). - Les formations de la limite Jurassique-Crétacé dans les massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 232, p. 862-864.
- DONZE P. (1955). - Les formations de la limite jurassico-crétacée dans la Provence et les Alpes Maritimes. Extrait des C.R. des séances Acad. Sc., t. 241, p. 1798-1800.
- DONZE P. (1958). - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse voncontienne" (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes). Trav. lab. géol. Fac. Sc., Lyon, n°3.
- DONZE P. (1973). - Corrélations stratigraphiques dans le Berriasien Valanginien inférieur du S.E. de la France, sur la base de nouveaux Trachyleberidinae (Ostracodes). Remarques paléoécologiques. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc., Lyon, n° 57, p. 1-13, 2 pl., 1 fig., 1 tabl.
- DONZE P. et LE HEGARAT G. (1965). - Les dépôts de la limite Berriasien-Valanginien dans le stratotype du Berriasien à Berrias (Ardèche) et dans la région avoisinante. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 260, ser. D., n° 13, p. 3707-3709.

- DONZE P. et THIEULOY J.P. (1975). - Sur l'extrême condensation du Valanginien supérieur dans le Jura neuchâtelois, en particulier dans le stratotype de Valangin, et sa signification dans l'ensemble des formations valanginiennes dans le Sud-Est de la France. C.R. Acad. Sc. (Paris), t. 280, p. 1661-1664.
- DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. et TARDY M. (1982). - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 295, Série II, p. 63-68.
- DUFAURE P. (1958). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. Rev. Micropaléont., p. 87-115.
- ELF-AQUITAINE (1975). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : Eléments d'analyse, 2 : Eléments d'interprétation. ELF AQUITAINE Centres de Recherches de Boussens et de Pau, 2 vol.
- ESPITALIE J. et SIGAL J. (1963). - Contribution à l'étude des Foraminifères du Jurassique supérieur et du Néocomien du Bassin de Majunga (Madagascar). Ann. Géol., Madagascar, fasc. 32, p. 11-100, 36 pl.
- FAURE J. ET RICHARD A. (1927). - Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la cluse de la Balme (Jura méridional). Mem. Soc. Pal. Suisse, vol. 46.
- FREYTET P. (1982). - Le Crétacé supérieur languedocien (Région de Narbonne). 2^e partie, les formations continentales. Lab. Géol. Struct. et appl. Univ. Paris Sud. 32 p., 32 fig., 3 pl.
- FUCHS W. (1971). - Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hehenems in Vorarlberg. Abh. Geol. Bundesanst., Wien, Bd 47, 49 p., 5 Abb., 11 pl.
- FULOP J. (1966). - Les formations crétacées de la Montagne de Villany. Géol. Hung., Budapest, Ser. Géol., t. 15, p. 56-131, XVIII pl.
- GARCIA-HERNANDEZ M. (1978). - El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura (Zona prebetica). Thèse de doctorat de l'Université de Grenade, 334 p., 35 pl.
- GIGNOUX M. ET MORET L. (1946). - Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur. Trav. Lab. Grenoble, 25.
- GUILLAUME S. (1966). - Le Crétacé du Jura français. Thèse, 281p., 6 pl., 95 fig.
- GUSIC I. (1975). - Lower Cretaceous imperforate foraminiferida of Mt Medvednica, Northern Croatia (Families : Lituolidae, Ataxophragmidiidae, Orbitolinidae). Paleont. Jugosl. Zagreb, vol. 14, 51 p., 31 pl.
- HAUG. E. (1911). - traité de géologie.
- HOEDEMAEKER Ph.J. (1979). - The Jurassic-Cretaceous boundary near miravetes (Caravaca, SE Spain) ; arguments for its position at the base of the occitanica zone. Cuad. Geol., 10, p. 235-247, 3 pl., 1 fig., Universidad de Granada.
- HOEDEMAEKER Ph. J., (1982). - Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower Valanginian along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain). G.5 Rijksmuseum van geologie en mineralogie Leiden.

- HOTTINGER L. (1976). - An early Umbilical canal System in *Trocholina chouberti* n. sp. from the Lower Cretaceous of North-Eastern Morocco. Eccl. Geol. Helv., vol. 69, n°3, p. 815-820, T. fig. 1,2, Pl.1, fig. 1-15.
- HUMBERT L. (1976). - Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Tome 1 : Description macroscopique et microscopique. Diagenèse, applications. Tome 2 : Atlas pétrographique. Ed. Technip, Paris.
- IKINS W.C. et CLABAUCH S.E. (1940). - Some fossils from the Edwards formation of Texas. Bull. American Paléont., vol. 26, n° 96, p. 5-18, pl. 1-2.
- IOCHEVA P.M. (1962). - Foraminifères of the oolitic limestone of the Aptian along the Rusenki Low River. Bulg. Geol. Soc. Rev., vol. 23, pt.1, p. 41-61, pl. 1-2.
- JAFFREZO M. (1980). - Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozotation, paléoécologie, extension des résultats à la mésogée. Thèse, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI).
- JOUKOWSKY E. et FAVRE J. (1913). - Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). Mem. Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, vol. 37, fasc 4.
- KILIAN W. (1907). - *Lethea geognistica*, II : Das Mesozoicum, bd.3 - Unter - Kreide Stuttgart, Schweizerbart édit., 398 p., 14 pl.
- KILIAN W. (1908). - Sur la présence de *Spiticeras* dans la zone à *Hoplites boissieri* (Valanginien inférieur) du Sud-Est de la France. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, vol.4, n°8, p. 24-25.
- KILLIAN W. (1910). - La faune des couches à *Hoplites boissieri* (Pict.) (Berriasien p.p. Valanginien inférieur) du Sud-Est de la France. Assoc. Fr. Av. Sci., Congrès de Lille, p. 476-496.
- KUBLER B. (1961). - Sur quelques interstratifiés irréguliers Mica-Montmorillonite. Bull. Serv. Carte Géol. Als.Lorr., Strasbourg, t.14, Fasc.4, p. 173-178.
- KUBLER B. (1964). - les argiles indicateurs du métamorphisme. Rev. Inst. Franc. Pétrole, n° 19, p. 1093-1112.
- LE HEGARAT G. et REMANE J. (1968). - Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des ammonites et des calpionelles. Geobics. Fac. Sci., Lyon, n°1, p. 7-70, 16 Tabl., pl. 1-10.
- LE HEGARAT G. (1973). - Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse Lyon, 1^o et 2^o fascicule.
- LEUPOLD W. et BIGLER H. (1935). - *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon. unterkreide Gesteinen der helvetischen. Zone der Alpen. Ecl. Geol. Helv., vol. 28, n° 2, p. 610-617, 618, pl. 28, fig. 1-11.
- LOEBLICH Jr. A.R. et TAPPAN H. (1946). - New Washita foraminifera. J. Paleont., Tulsa, Okla, vol.20, 3, p. 238-258, pl. 35-37, 4 text-fig.
- LORY Ch. (1861). - Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la Carte géologique de cette province. 2^eme partie Massifs sub-alpins. Savy édit., Paris, p. 241-500.

- MASSE J.P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence - Valanginien - Aptien inférieur. Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Aix-Marseille II, U.E.R. Sci. de la mer et de l'environnement, Marseille, 445 p., 125 fig., 60 pl., 11 Tabl.
- MAYNC W. (1953). - *Pseudocyclamina hedbergi* n. sp. from the Urgo-Aptian and Albian of Venezuela. Contr. Cushman Fds. Foram. Res., Washington, vol VI, pt.3, p. 101-103.
- MAYNC W. (1958). - Deux espèces nouvelles crétacées du genre *Pseudocyclamina*. Rev. Micropal., Paris, vol.1, n°4, p. 179-189.
- MAZENOT G. (1939). - Les *Palaehoplitidae* tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. Mem. Soc. Géol. Fr., n° 18, mém. 41, 303 p., 40 pl.
- MIDDLEMISS F.A. (1981). - Lower Cretaceous Terebratulidae of the Jura region. Ecl. Géol. Helv., Bâle, vol. 74, n° 3, p. 701-733, 1 Tabl., 16 fig.
- MOORE R.C. (1964). - Treatise on invertebrate Paleontology, Part.C, Retista 2, vol. 1 et 2.
- MORAND M. (1914). - Etudes de la faune des calcaires valanginiens du Fontanil (Isère). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, n° 10, p. 193-284.
- MOULLADE M. (1960). - Quelques foraminifères et ostracodes nouveaux du Crétacé inférieur vocontien. Rev. Micropaléont., vol.3, n°4, p. 213, pl.1, fig. 9 et 12, pl.1, fig. 10-11.
- MOULLADE M. (1966). - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse vocontienne". Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 15, 369 p., 27 fig., 17 pl.
- MOULLADE M. et PEYBERNES B. (1973). - Etude Microbiostratigraphique de l'Albien du massif du Montgu (Prov. Gerona, Espagne). Description de *Hensonina* nov. gen. (Générotypé *Trocholina lenticularis* Henson 1947). (Foraminifera, Fam. *Involutinidae*). Arch. Sci., Genève, vol. 26, fasc. 2, p. 173-181, pl. 2-3.
- MOULLADE M. et THIEULOY J.P. (1967). - Les zones d'Ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontiens. C.R. Soc. Géol. Fr., p. 226-230.
- MOUTY M. (1966). - Le Néocomien du Jura méridional. Thèse Genève.
- NEAGU T. (1975). - Monographie de la faune des Foraminifères éocrétacés du couloir du Dîmboviciora de Codlea et des Monts Peşaru (couches de Carbaga). Mem. Inst. Géol. Géogr., Bucarest, vol. 25, 141 p., 110 pl.
- NEUMANN M. (1965). - Contribution à l'étude de quelques litoïdés du Cénomaniens de l'île Madame (Charente-Maritime). Rev. Micropal., Paris, vol.8, n°2, p. 90-95, 2 pl.
- NEUMANN M. (1967). - Manuel de Micropaléontologie des Foraminifères. I - Généralités. Systématique. *Saccamminidae* à *Ataxophragmiidae*. Gauthier-Villar édit., Paris, 297p. 60 pl.
- OERTLI H. (1965). - Les données apportées par la microfauve à la stratigraphie du Crétacé basal-Jurassien. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 260, p. 2546-2547
- OERTLI H.J. et STEINHAUSER N. (1969). - Découverte d'un gisement d'ostracodes d'âge Berriasien supérieur au Molard de Vions (Savoie, France). C.R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, vol.4, n°1, p. 114-117.

- PAQUIER V. (1900). - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse. Imprimerie Alliers Frères, Grenoble, 402 p., 8 pl.
- PERES J. M. et PICARD (1959). - On the vertical distribution of benthic communities. First. Inter. Oceanogr. Cong. New-York.
- PERES J.M. (1961). - Océanographie-biologique et biologie marine. Vol.1, Presse Universitaire de France, Paris 541 p.
- PERSOZ F. (1982). - Inventaire minéralogique, diagénèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau Suisse et de la bordure Sud-Est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. matériaux pour la carte géologique de la Suisse, Organe Soc. Helv. Sci. Nat., 52 p.
- PERSOZ F. et REMANE J. (1976). - Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. Ecl. Géol. Helv., vol. 69, n°1, p. 1-38.
- PERSOZ F. et STEINHAUSER N. (1970). - Microfaciès, pétrographie et géochimie du Crétacé inférieur du Molard de Vions (Jura méridional). C.R. Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, vol.5, n° 2-3, p. 177-190.
- PEYBERNES B. (1976). - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-espagnoles. Entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. es Sci. Nat., Toulouse, 459 p., 149 fig., 42 pl.
- PEYBERNES B., CONRAD M.A. et CUGNY P. (1979). - Contribution à l'étude biostratigraphique micropaléontologique et paléocéologique des calcaires urgoniens du Barrémo-Bédoulien Bulgare (Prébalkan et plate-forme Moesienne), Rev. Micropal., Paris, vol. 21, n° 4, p. 181-199, 3 pl.
- PEYBERNES B. et REY J. (1975). - *Choffatella pyrenaica* n. sp., nouveau Lituolidé du Néocomien des Pyrénées et du Portugal. Géol. Méditer., vol. 2, n°1, p. 11-22.
- PFENDER J. (1938). - Les foraminifères du Valanginien provençal. Bull. Soc. Géol. Fr., 5° sér., vol. 8, fasc. 3-4, p. 236-237, pl. 16, fig. 1-7.
- PURSER B.H. (1972). - Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. Mém. B.R.G.M., n° 77, p. 679-698.
- PURSER B.H. (1975). - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse de Doct. Et. Univ. Orsay, 383 p., 183 fig.
- RAWSON P.F. (1982). - The Valanginian to Aptian Stages. Current definitions and outstanding problems. Colloque de Munich, inédit.
- REICHEL M. (1955). - Sur une Trocholite du Valanginien d'Arzier. Ecl. géol. Helv., Bâle, vol. 48, n°2, p. 396-408, pl. XIV-XVI.
- REMANE J. et CHAROLLAIS J. (1979). - Livret-guide. Hauterivien du Jura Suisse. Région du stratotype. Rejet F.N.S.R.S., n°2, 434.0.75.
- RENEVIER E. (1873). - Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymies et les principaux fossiles de chaque étage. Bull. Soc. Vaud Sci. Nat., vol.13.

- REVIL J. (1910-1911). - Géologie des Chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. Thèse de Doctorat d'Université. Grenoble, Institut de Géologie, 694 p., 4 p.
- RUTSCH R.F. ET BERTSCHY R. (1955). - Der typus des Néocomien. Ecl. Géol. Helv., vol. 48, fasc.2.
- SAINT-MARC P. (1974). - Etude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien du Liban. Notes et Mém. sur le Moyen Orient, Paris, t. XIII - Extrait, p. 9-342, 20 pl.
- SALVINI G. (1982). - Etude géologique des formations de Pierre Châtel, Vions, Chambotte s. str. et du calcaire roux (Crétacé inférieur) dans la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France). Diplôme ès Sciences de la Terre. Genève. 97 p., 170 fig.
- SANTOS MARVAZ J.M. (1980). - Contribution à l'étude géologique des chaînons externes Nord-Occidentaux du Massif de la Chartreuse (Savoie). Thèse de Doctorat de 3^è Cycle, Univ. P. et Marie Curie (Paris VI), 170 p., 35 fig., 14 pl.
- SEPTFONTAINE M. (1971). - Eclusia montyi gen. et sp. nov., un Foraminifère nouveau du Valanginien du Jura méridional. Arch. Sci. Genève, vol. 24, fasc.2, p. 285-298, 2 pl.
- SEPTFONTAINE M. (1978). - Broeckinella magna n. sp., un nouveau grand foraminifère dans le Valanginien du Jura méridional (Savoie, France). Rev. Micropal., vol. 21, n°1, p. 32-34, fig.2, pl.1, fig. 1-10.
- SPECK J. (1953). - Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versucht einer paläogeographischen Auswertung. Thèse, Zurich.
- STEINHAUSER N. (1969). - Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). Thèse, Genève, 287 p., 30 fig., 5 pl.
- STEINHAUSER N., CHAROLLAIS J. (1971). - Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du "Valanginien" de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. Géobios, Lyon, vol.4, n°1, p. 7-59.
- STEINHAUSER N. et LOMBARD A. (1969). - Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). C.R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat, Genève, vol.4, n°1, p. 100-113.
- THIEULOUY J.P. (1959). - Etude micrographique des "calcaires à débris" barrémo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t.35, p. 39-99, pl. I-XXV.
- THIEULOUY J.P. (1973). - Le genre Saynoceras verrucosum (Ammonoidea) et la zonéographie valanginienne dans l'Arc subalpin de Castellane (Alpes de Haute-Provence). C.R. Acad. Sci., t. 276 p.925-927.
- THIEULOUY J.P. (1977). - les Ammonites boréales des formations néocomiennes du Sud-Est français (Province Sub-méditerranéenne). Géobios, Lyon, vol.10, fasc.3, p. 395-461.
- THIEULOUY J.P. (1977). - La zone à Callidiscus du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). Lithostratigraphie, ammonitofaune, limite Valanginien-Hauterivien, corrélations. Géologie Alpine, Grenoble, n° 53, p. 83-143.

- VIEBAN F., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. et THIEULOUY J.P. (1982). - Coupures sédimentologiques et stratigraphie de l'Hauterivien inférieur entre le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux. 9^è R.A.S.T. Paris, Soc. Géol. Fr., édit. Paris, pp. 621.
- VIEBAN F. (1983). - Premier sujet : Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. Deuxième sujet : Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage d'une faille majeure (Urgonien du massif subalpin du Vercors). Thèse de Doctorat 3^è Cycle, Grenoble, 291 p.
- YO KOYAMA (1890) in E. NEUMANN ET NEUMAYR. - Zur géologie und Palaeontologie von Japan. Denk. Akad. Wissens. Math. Nat. Cl., vol. 57, p. 26, pl. V, fig.7

CARTES CONSULTÉES

Carte géologique de la France à 1/250 000

Feuille LYON NL 31-9, n° 29 : édition 1980 - KERRIENY, MONJUVENT G., ARNAUD H., ENAY R., GAILLARD C. et MANGOLD C.

Feuille Annecy NL 32-7, n° 30 : édition 1980 - DEBELMAS J., ROSSET J., CHAROLLAIS J. et MONJUVENT G.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille Chambéry 2^è édition 1958 - Coordination: GIDON P.

Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000

Feuille Chambéry XXXIII-32 : édition 1960 - GIDON P., PERRIER R. et DOUDOUX B.
Feuille Seyssel XXXIII-30, n° 677 - édition 1972 - DONZE P.
Feuille Rumilly XXXIII-31 : édition 1970 ENAY, GIDON, DOUDOUX.

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE

Pages

Fig. 1 : Localisation géographique du secteur étudié dans le cadre géologique des Alpes occidentales.....	12
Fig. 2 : Cadre paléogéographique du SE de la France au Néocomien.....	15
Fig. 3 : Cadre structural de la région étudiée.....	15
Fig. 4 : Carte géologique simplifiée de la région étudiée.....	16
Fig. 5 : Carte de localisation des coupes et des affleurements berriaso-valanginiens.....	16
Fig. 6 : Historique de la biozonation du Berriaso-Valanginien dans le SE de la France et en Espagne.....	21
Fig. 7 : Corrélations entre les échelles stratigraphiques de référence et les biozonations locales.....	23
Fig. 8 : Datation des assises du stratotype de Valangin, grâce à la zonation d'ammonites du bassin vocontien.....	24
Fig. 9 : Succession et corrélation des unités lithologiques à des époques différentes et dans des régions différentes.....	28

CHAPITRE II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

Fig. 10 : Ordonnement des divers types de structures sédimentaires en fonction de l'hétérogénéité et de l'homogénéité apparente de la roche.....	34
Fig. 11 : Tableau schématique de la classification des calcaires par R. DUNHAM.....	34
Fig. 12 : Tableau montrant la correspondance entre la classification de FOLK, celle de DUNHAM, le type de dépôt et l'hydrodynamisme.....	35
Fig. 13 : Zonation des fonds marins, grands types de faciès et domaines paléogéographiques..	36
Fig. 14 : Positionnement des faciès sur une plate-forme théorique.....	37
Fig. 15 : Relation entre les différents faciès de bassin.....	47
Fig. 16 : Répartition statistique des principaux constituants des faciès de bassin.....	50
Fig. 17 : Relation des faciès de bassin et de bordure par l'intermédiaire du faciès de talus externe (Peb1).....	63
Fig. 18 : Relation des faciès de bassin (He6) avec les faciès du talus externe (Peb2 et Peb7) et ceux de la plate-forme interne (Pi1).....	63
Fig. 19 : Relation entre les faciès de bassin (He6) et les faciès de talus externe et bordure (Peb3-Peb4-Peb5).....	65
Fig. 20 : Relation entre les faciès de bordure (Peb5 et Peb6) et les faciès de la plate-forme interne (Pi4 et Pi6).....	67
Fig. 21 : Relation entre les faciès du talus externe (He5 et Peb1), de la bordure (Peo1 et Peb7) et de la plate-forme interne (Pi1 et Pi4).....	69
Fig. 22 : Relation des faciès de bordure avec les faciès de "transgression" et ceux du domaine interne.....	70
Fig. 23 : (23a et 23b) : Relation du faciès de bordure Peb7 avec le faciès de bassin He6 et les faciès du domaine interne.....	72 73
Fig. 24 : Répartition statistique des principaux constituants de la plate-forme externe.....	77
Fig. 25 : Relation des faciès de bordure avec ceux de la plate-forme interne (Pi1 et Pi4)...	87
Fig. 26 : Relation existant entre les faciès Pi2, Pi4, Pi5 de la plate-forme interne.....	87
Fig. 27 : Relation des faciès de la plate-forme interne entre eux (Pi1, Pi3, Pi5, Pi6) et ceux de l'ensemble marginolittoral (M2).....	89
Fig. 28 : Relation des faciès de la plate-forme interne entre eux (Pi5, Pi6, Pi7) et avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M1).....	89
Fig. 29 : Répartition statistique des principaux constituants des faciès de la plate-forme interne et de l'ensemble marginolittoral.....	93
Fig. 30 : Relation des faciès de plate-forme interne (Pi5, Pi6) avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M1-M2).....	98
Fig. 31 : Relation des faciès de la plate-forme interne (Pi6, Pi7) avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M1).....	98
Fig. 32 : Relation des faciès grossiers de plate-forme interne (Pi3) avec ceux de l'ensemble marginolittoral (M2).....	99

	Pages
Fig. 33 : Répartition statistique des principaux constituants de la plate-forme berriasio-Valanginienne.....	103
Fig. 34 : Schéma récapitulatif de l'agencement des différents faciès, et principaux caractères de l'évolution des sédiments les plus profonds au moins profonds.....	105
Fig. 35 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des différents domaines paléogéographiques du Berriasien-Valanginien.....	107

CHAPITRE III - ETUDE MINERALOGIQUE ET MINERALOSTRATIGRAPHIQUE

Fig. 36 : Schéma montrant les modalités de mesure de l'intensité des raies.....	121
Fig. 37 : Courbes de distribution des minéraux argileux et des minéraux accessoires.....	125
Fig. 38 : Distribution de la cristallinité de l'illite mesurée sur échantillons traités à l'éthylène glycol (IAG).....	127
Fig. 39 : Tableau comparatif des IAG moyen à la Chambotte et au Molard de Vions.....	128
Fig. 40 : Tableau récapitulatif présentant les différents caractères des classes de diffractogrammes.....	135
Fig. 41 : Répartition des différentes classes de diffractogrammes (roentgénofaciès) par rapport aux classes de microfaciès ; répartition des roentgénofaciès sur le profil théorique de la plate-forme.....	136
Fig. 42 : Diffractogrammes types des classes A1, A2 et B.....	139
Fig. 43 : Diffractogrammes types des classes C, D, E, F, G, H.....	141
Fig. 44 : Diffractogrammes types des classes I1a, I1b, J, K1, K2.....	143
Fig. 45 : Répartition des minéraux et de l'indice d'aigu de l'illite (IAG) sur la plate-forme.....	145
Fig. 46 : Répartition des différents interstratifiés sur la plate-forme.....	146
Fig. 47 : Distribution et répartition sur la plate-forme des 4 groupes d'interstratifiés (définis à partir des diffractogrammes de préparations traitées à l'éthylène glycol).....	147
Fig. 48 : Parallélisme entre les courbes d'évolution des microfaciès et des roentgénofaciès ; répartition des minéraux argileux et accessoires.....	150

CHAPITRE IV - ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

Fig. 49 : Série virtuelle du Jura méridional et des Bauges, évolution séquentielle.....	159
Fig. 50 : Schéma très simplifié montrant les variations verticales et latérales des faciès sur une plate-forme dans le cas du dépôt d'une séquence de comblement.....	160
Fig. 51 : Répartition stratigraphique des foraminifères les plus intéressants.....	165
Fig. 52 : Datation des assises berriasio-valanginiennes dans la région étudiée ; limites stratigraphiques.....	169
Fig. 53 : Corrélation entre la région grenobloise et le Jura méridional (N. STEINHAUSER) proposée par H. ARNAUD et al. ; comparaison de ces résultats avec la conception stratigraphique actuelle.....	171
Fig. 54 : Corrélation du Jura (La Chambotte) avec la région grenobloise (Le Fontanil), le domaine vocontien (Angles) et la bordure nord provençale (Carajuan).....	172
Fig. 55 : Tableau des corrélations entre le Jura et les Bauges d'une part, et la Chartreuse (Le Fontanil) d'autre part.....	173
Fig. 56 : Conception stratigraphique actuelle par rapport à celles de M. MOUTY et N. STEINHAUSER.....	175
Fig. 57 : Comparaison des résultats obtenus pour la coupe du Val de Fier (Est) avec ceux de M. MOUTY.....	177
Fig. 58 : Panorama de la partie supérieure de la coupe du Val de Fier (Est), rive gauche du Fier.....	179
Fig. 59 : Répartition des faciès de la séquence A dans les différentes coupes étudiées.....	185
Fig. 60 : Répartition des faciès de la séquence B dans les différentes coupes étudiées.....	187
Fig. 61 : Répartition des faciès de la séquence C dans les différentes coupes étudiées.....	189
Fig. 62 : Répartition des faciès sur l'ensemble de la série berriasio-valanginienne.....	191
Fig. 63 : Classification des coupes les unes par rapport aux autres ; évolution du faciès "moyen" de la séquence A à la séquence C, au sein d'une même coupe.....	192
Fig. 64 : Séquence A, sous la discontinuité b. Berriasien moyen-supérieur.....	193
64a Carte de répartition des faciès.....	193
64b Paléogéographie.....	193

	Pages
Fig. 65 : Légende des figurés des figures 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70.....	194
Fig. 66 : Séquence A, entre les discontinuités b et e. Berriasien supérieur	
66a : Carte de répartition des faciès, 66b : Paléogéographie.....	195
Fig. 67 : Séquence A, sous la discontinuité 1. Berriasien supérieur	
67a : Carte de répartition des faciès, 67b : Paléogéographie.....	197
Fig. 68 : Séquence B, avant la discontinuité 2. Berriasien supérieur-Valanginien inférieur	
68a : Carte de répartition des faciès, 68b : Paléogéographie.....	198
Fig. 69 : Séquence C, avant la discontinuité 3. Valanginien inférieur	
69a : Carte de répartition des faciès, 69b : Paléogéographie.....	199
Fig. 70 : Séquence D. Valanginien supérieur	
70a : Carte de répartition des faciès, 70b : Paléogéographie.....	201
Fig. 71 : Limites stratigraphiques et corrélations entre les différentes coupes du Jura méridional et du massif subalpin des Bauges.....	203

CHAPITRE V - ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE

Fig. 72 : Evolution de l'espèce <i>Trocholina</i>	219
Fig. 73 : a et b : Répartitions paléocéologique et stratigraphique des foraminifères sur la plate-forme.....	222
Fig. 74 : Répartitions paléocéologique et stratigraphique des foraminifères dans le bassin et sur le talus externe.....	225
Fig. 75 : Répartitions paléocéologique et stratigraphique des foraminifères sur la bordure.....	227
Fig. 76 : Répartitions paléocéologique et stratigraphique des foraminifères sur la plate-forme interne (parties externe et interne) et dans l'ensemble marginolittoral.....	229

CHAPITRE VI - CONCLUSION GENERALE

Fig. 77 : Découpage stratigraphique et séquentiel, évolution sédimentologique et minéralogique des assises berriasio-valanginiennes dans le Jura méridional et le massif subalpin des Bauges.....	257
---	-----

ANNEXE

Fig. 78 : Carte de localisation des coupes et des affleurements berriasio-valanginiens.....	264
Coupe de la Chambotte	
Fig. 79 : Localisation géographique précise.....	265
Fig. 80 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	266
Fig. 81 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.....	267
Fig. 82 : Répartition stratigraphique des foraminifères.....	268
Fig. 83 : Répartition stratigraphique des algues.....	269
Fig. 84 : Répartition stratigraphique de la faune (ostracodes, lenticulines, brachiopodes, calpionelle).....	270
Coupe de Billième	
Fig. 85 : Localisation géographique précise.....	271
Fig. 86 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	272
Fig. 87 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.....	272
Fig. 88 : Répartition stratigraphique des foraminifères, des algues, des ostracodes et des brachiopodes.....	274
Coupe du Val de Fier (Est)	
Fig. 89 : Localisation géographique précise.....	275
Fig. 90 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	276
Fig. 91 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.....	277
Fig. 92 : Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues.....	278
Fig. 93 : Répartition stratigraphique de la faune (ostracodes, lenticulines, oursins, brachiopodes).....	279

	Pages
Coupe du Val de Fier (Ouest)	
Fig. 94 : Localisation géographique précise.....	280
Fig. 95 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	281
Fig. 96 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.....	282
Fig. 97 : Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues.....	283
Fig. 98 : Répartition stratigraphique de la faune (calpionelle, ostracodes, lenticulines, oursins).....	284
Coupe de St Germain les Paroisses	
Fig. 99 : Localisation géographique précise.....	285
Fig. 100 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	286
Fig. 101 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.....	287
Fig. 102 : Répartition stratigraphique de foraminifères et des algues.....	288
Coupe du Molard de Vions	
Fig. 103 : Localisation géographique précise.....	289
Fig. 104 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	290
Coupe de Pierre Châtel	
Fig. 105 : Localisation géographique précise.....	291
Fig. 106 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	292
Coupe du Revard	
Fig. 107 : Localisation géographique précise.....	293
Fig. 108 : Courbe d'évolution des microfaciès.....	294
108a : base, 108b : partie médiane, 108c : sommet de la coupe.....	295
Fig. 109 : Courbes de fréquence et de distribution de la faune, du quartz, des oolites.....	297
109a : base, 109b : sommet de la coupe.....	298
Fig. 110 : Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues.....	299
110a : base, 110b : sommet de la coupe.....	300
Fig. 111 : Répartition stratigraphique de la faune (ostracodes, lenticulines, brachiopodes, calpionelles, ammonites) 111a : base, 111b : sommet de la coupe.....	302
Légende commune des figures 59, 60, 61, 62, 63.....	303

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 1

Position des faciès-types du bassin et de la plate-forme externe sur un profil théorique d'une plate-forme..... 109

PLANCHE 2

Position des faciès-types de la plate-forme interne et de l'ensemble marginolittoral sur un profil théorique d'une plate-forme..... 113

PLANCHE 3

Fig. 1 : Panorama de la coupe de la Chambotte..... 117
 Fig. 2 : Panorama de la coupe du Val de Fier (Est), rive droite du Fier..... 117
 Fig. 3 : Traces de racines . B 50. La Chambotte..... 117
 Fig. 4 : Galet de micrite remanié dans une sparite.B 80. La Chambotte..... 117
 Fig. 5 et 6 : Faciès de "transgression"..... 117

PLANCHE 4, 5, 6, 7, 8

Foraminifères benthiques caractéristiques des sédiments de la plate-forme carbonatée berriaso-valanginienne..... 249

INDEX SYSTEMATIQUE DE LA PARTIE MICROPALÉONTOLOGIQUE

	Pages
<i>allobrogensis</i> (Keramosphera).....	Pl. 6 fig. 2-3 217
<i>alpina</i> (Trocholina cf.).....	Pl. 4 fig. 9-11..... 220
<i>basiliensis</i> (Conicospirillina).....	Pl. 6 fig. 21-22 217
<i>Belorussiella</i> sp.....	Pl. 7 fig. 18-19 211
<i>brevis</i> (Earlandia ?).....	Pl. 7 fig. 20-22 207
<i>bronnimanni</i> (Nautiloculina).....	Pl. 6 fig. 26-27 208
<i>chouberti</i> (Trocholina cf.).....	Pl. 4 fig. 12 220
<i>corniculum</i> (Arenobulimina).....	Pl. 5 fig. 32-33 211
<i>courtionensis</i> (Pseudotextulariella).....	Pl. 5 fig. 1-8 213
<i>cretacea</i> (Nautiloculina).....	Pl. 8 fig. 13-14 208
<i>Cribellopsis</i> sp.....	Pl. 7 fig. 6-8 215
<i>cuvillieri</i> (Charentia cf.).....	Pl. 6 fig. 24 209
<i>Cyclogyra</i> ? sp.....	Pl. 6 fig. 10 216
<i>eliptica</i> (Pyrgo cf.).....	Pl. 6 fig. 8-9 217
<i>elongata</i> (Trocholina).....	Pl. 4 fig. 7-8 221
<i>erratica</i> (Ammocycloloculina).....	Pl. 7 fig. 26 211
<i>favrei</i> (Citaella ?)..... 208
<i>frequens</i> (Feurtillia).....	Pl. 7 fig. 4-5 212
<i>hauteriviana</i> (Dorothia cf.).....	Pl. 5 fig. 30-31 210
<i>hedbergi</i> (Everticyclammina cf.).....	Pl. 8 fig. 10 212
<i>joukowskyi</i> (Haplophragmoides).....	Pl. 7 fig. 23-25 208
<i>Lenticulina</i> 224
<i>lituus</i> (Pseudocyclammina cf.).....	Pl. 8 fig. 6-8 213
<i>Mayncina</i> sp.A n. sp.....	Pl. 5 fig. 24 209
<i>Mayncina</i> sp.B n. sp.....	Pl. 5 fig. 25-26 209
<i>metaeformis</i> (Dorothia cf.).....	Pl. 5 fig. 27 211
<i>miliani</i> (Valdanchella cf.).....	Pl. 7 fig. 10-12 215
<i>moutyi</i> (Eclusia)..... 215
<i>nana</i> (Charentia).....	Pl. 6 fig. 25 209
<i>neocomiensis</i> (Pfenderina).....	Pl. 8 fig. 1-5 214
<i>Neotrocholina</i> sp.....	Pl. 6 fig. 28 221
<i>Nubeculariidae</i> gen. ind. sp. B.....	Pl. 6 fig. 18-20 216
<i>Orbitolinidae</i> gen. ind. n. sp.....	Pl. 7 fig. 9 215
<i>ovidi</i> (Dobrogelina ?).....	Pl. 7 fig. 13-15 211
<i>polonica</i> (Verneuilina cf.).....	Pl. 5 fig. 21 210
<i>Polymorphinidae</i> gen. ind.....	Pl. 6 fig. 11-14 221
<i>praeantiqua</i> (Hechtina).....	Pl. 6 fig. 15-17 216
<i>Pseudocyclammina</i> sp. à test arénacé.....	Pl. 8 fig. 11-12 213
<i>Pseudocyclammina</i> sp.A.....	Pl. 8 fig. 9 213
<i>Pseudotextulariella</i> sp.A.....	Pl. 5 fig. 14-20 214
<i>Pseudotriloculina</i> sp.....	Pl. 6 fig. 5-7 217
<i>pyrenaica</i> (Choffatella).....	Pl. 7 fig. 1 213
<i>robusta</i> ? (Quinqueloculina).....	Pl. 6 fig. 1 216
<i>salevensis</i> (Pseudotextulariella).....	Pl. 5 fig. 9-13 214
<i>Sigmoilina</i> sp.....	Pl. 6 fig. 4 217
<i>tetragonica</i> (Textularia cf.).....	Pl. 5 fig. 22-23 210
<i>Trocholina</i> sp.A1.....	Pl. 4 fig. 1-2 218
<i>Trocholina</i> sp.A2.....	Pl. 4 fig. 3-4 218
<i>Trocholina</i> sp.A3.....	Pl. 4 fig. 5 218
<i>Trocholina</i> sp.B..... 220
<i>Trocholina</i> sp.C.....	Pl. 4 fig. 6 220
<i>tuchaensis</i> (Gaudryina).....	Pl. 5 fig. 28-29 210
<i>valdensis</i> (Neotrocholina).....	Pl. 6 fig. 23 221
<i>valserinensis</i> (Melathrokerion cf.).....	Pl. 7 fig. 2-3 212
<i>watersi</i> (Glomospira).....	Pl. 7 fig. 16-17 207

RESUME

L'étude du Berriasio-Valanginien a permis de définir et de dater les grandes étapes de l'évolution de la plate-forme carbonatée du Jura méridional et du massif subalpin des Bauges.

L'étude sédimentologique a conduit à une reconstitution des milieux de dépôt qui se subdivisent en quatre domaines paléogéographiques : le bassin, la plate-forme externe (talus et bordure), la plate-forme interne et l'ensemble marginolittoral. Chacun de ces ensembles est représenté par des faciès particuliers.

L'étude minéralogique a permis, d'une part de définir l'environnement minéralogique (argiles, quartz, goethite...), et ses variations qui sont non seulement locales mais régionales, d'autre part de comparer les roentgénofaciès (classes de diffractogrammes) avec les microfaciès. Cette comparaison a mis en évidence une relation entre la nature du sédiment et son association minéralogique, et un parallélisme entre évolution minéralogique et évolution des microfaciès ; ainsi la notion d'apparition synchrone d'une argile donnée est remise en question.

L'étude stratigraphique a permis de situer les limites Berriasien moyen- Berriasien supérieur, Berriasien-Valanginien, Valanginien inférieur-Valanginien supérieur, Valanginien-Hauterivien.

Du point de vue séquentiel, la série étudiée, montre quatre séquences principales limitées par autant d'horizons de discontinuité majeurs, constituant une mégaséquence en général transgressive dans le Jura, cyclique dans les Bauges.

Des corrélations entre, d'une part les différentes coupes étudiées, et d'autre part la Chartreuse et la Provence, ont été établies.

Du point de vue paléogéographique quatre grandes étapes ont été mises en évidence au cours de l'évolution de la plate-forme, le début de chaque étape correspondant à un approfondissement des milieux de dépôt.

Au Berriasien moyen-supérieur, la plate-forme jurassienne subit un mouvement de bascule : la région du NW s'enfoncé alors que la région du SE remonte.

Au Valanginien supérieur, l'approfondissement du milieu, important, et général, marque ainsi la disparition temporaire de la plate-forme jurassienne.

L'étude micropaléontologique a mis en évidence les principales espèces benthiques de la plate-forme berriasio-valanginienne, et a permis de donner leur paléoécologie. Cette dernière est assez semblable à celle de la plate-forme urgienne, à l'exception du groupe des trocholines qui se substitue à celui des orbitolinidés.

MOTS CLES

Berriasien ; Valanginien ; Jura ; massif subalpin des Bauges plate-forme carbonatée ; sédimentologie ; évolution séquentielle ; corrélations ; minéralogie ; stratigraphie ; paléogéographie ; foraminifères benthiques ; carbonates.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43