

**ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE, MINERALOGIQUE,
MICROPALÉONTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DU
BERRIASIEN - VALANGINIEN
DU JURA CENTRAL**

THESE

Présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel pour l'obtention du
grade de docteur ès sciences

par

Thierry Adatte

Géologue

1988

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Etude sédimentologique, minéralogique, micro-
paléontologique et stratigraphique du.....
Berriasien-Valanginien du Jura central.....

de Monsieur Thierry Adatte.....

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury.

Messieurs J. Remane, B. Kubler, F. Persoz,.....
F. Lippmann (Tübingen) et Mme A. Arnaud-.....
Vanneau (Grenoble).....

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 9 août 1991.....

Pour Le doyen:



H.-H. Naegeli, vice-doyen

RÉSUMÉ

Dans un premier temps, les séries berriasio-valanginiennes situées à proximité de la localité du stratotype historique de Valangin (Jura neuchâtelois) ont été étudiées sous leurs aspects microfaciologiques, micropaléontologiques, sédimentologiques et minéralogiques.

Puis, ces assises berriasio-valanginiennes ont été corrélées avec les séries du Jura vaudois, genevois et français. Ces corrélations sont basées, d'une part, sur l'apparition et la disparition d'associations micropaléontologiques types (*Keramosphera allobrogensis* - *Pseudotextulariella courtionensis* - *Montsalevia salevensis* - *Pfenderina neocomiensis*, etc...) et d'autre part, sur l'étude des discontinuités principales.

De l'étude sédimentologique, il ressort que les dépôts observés sur la plate-forme jurasienne appartiennent à quatre domaines distincts :

- Le talus-bassin
- La plate-forme externe
- La plate-forme interne
- L'ensemble margino-littoral.

Chacun de ces ensembles est représenté par des faciès particuliers.

L'étude micropaléontologique a, non seulement permis de corréler les différentes unités lithostratigraphiques, préalablement définies par MOUTY pour le Jura vaudois et STEINHAUSER pour le Jura neuchâtelois et genevois, mais aussi de dater ces unités.

Pour les séries du Jura vaudois, l'étude séquentielle a mis en évidence trois séquences majeures, séparées par trois discontinuités :

- la discontinuité D0 (passage du Purbeckien au Calcaire de Thoiry),
- la discontinuité D1 (passage de la formation de Pierre-Châtel aux Couches de la Corraterie),
- la discontinuité D2 (passage du calcaire du Val de Fier au Valanginien Supérieur Marneux).

Ces trois discontinuités sont corrélables avec celles reconnues par C. DARSAC à la Chambotte, dans les chaînes subalpines (région du Lac du Bourget, France).

Dans la région neuchâteloise, seules les discontinuités D0 (passage du Purbeckien à l'Unité Inférieure Oolithique) et D1 (passage de l'Unité Supérieure Gréseuse au Calcaire Roux) ont été reconnues. La discontinuité D2 se perd dans le Calcaire Roux (apparition de *Montsalevia salevensis*).

Ces discontinuités délimitent des séquences de comblement, mais leurs couches sus-jacentes traduisent toujours un approfondissement généralisé des milieux. Globalement, les séquences reconnues s'organisent en une mégaséquence transgressive.

Les corrélations basées sur les discontinuités et les foraminifères benthiques montrent que le Calcaire Roux n'est pas une formation isochrone; dans la région de Neuchâtel, ce qui était considéré comme un équivalent latéral des Marnes d'Arzières, correspond en réalité aux Couches de la Corraterie de la région vaudoise.

Dans un cadre plus global, les séries étudiées ont été corrélées avec la courbe eustatique de VAIL et al. (1987).

La majeure partie du Calcaire Roux neuchâtelois serait ainsi attribuée au passage Berriasien - Valanginien intérieur.

AVANT-PROPOS

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans la collaboration, et l'assistance de certaines personnes que je tiens à remercier :

- Le prof. J. Remane, dont j'ai apprécié, au cours de nombreuses conversations, l'approche scientifique rigoureuse et les connaissances en stratigraphie et en sédimentologie.
- Le prof. B. Kübler, qui m'a initié à la technique des rayons X et m'a fait partager sa passion pour les argiles.
- A Amaud-Vanneau, chargée de recherche au C.N.R.S., à Grenoble qui m'a accueilli chaleureusement (de même que son mari) dans son équipe à l'institut Dolomieu et m'a initié aux secrets des plate-formes et à la détermination des foraminifères.
- Le prof. F. Persoz, doyen de la faculté des sciences à Neuchâtel et le prof. F. Lippmann de Tübingen (RFA) d'avoir accepté de faire partie du jury.
- Le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique qui a assuré le financement de ces 4 années de travail (requête N° 2575.084).
- mon collègue, compagnon de thèse et ami Georges Rumley , avec qui j'ai levé tous les profils, durant de nombreuses journées de terrain.
- Sylvain Huon, qui a daté certain de mes micas, à Genève.
- mes amis Carlos, Eduard, Rüdiger, Xavier, Michel, François-Jaques, Charles-Henri, Alessandra, Antje, Manuel, Ricardo,...que ceux que j'ai oublié m'excusent par avance, pour leur aide amicale en tout genre.
- M. Magranville, pour la confection de plus de 1200 lames minces.
- C. Gretilat qui a bien du dérouler quelques km de diffractogrammes de R.X.
- Nevis , ma femme, dont le soutien et l'amour m'ont beaucoup aidé durant l'élaboration de ce travail.

L'étude micropaléontologique de la coupe du Maréchet (France) a mis en évidence des formes évoluées, connues jusqu'à présent uniquement dans l'Hauterivien supérieur, dans un niveau localisé au sommet du Valanginién supérieur calcaire (MOUTY, 1966).

L'étude minéralogique a mis en évidence une relation entre la nature du sédiment et son association minéralogique. Les spectres granulométriques obtenus par Coulter counter montrent que la distribution des tailles est très dépendante du milieu de dépôt. La datation de quelques micas (fraction 2-16 microns du résidu insoluble) indique une origine hercynienne de ces derniers (Massif Central et/ou Massif schisteux Rhénan).

La notion d'apparition synchrone d'une argile donnée est ainsi remise en question. La kaolinite peut tout de même faire l'objet d'une corrélation, si on tient compte de l'influence des milieux sur sa distribution.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchung der Serien des Bernias bis Valangin in der Region des historischen Stratotypus und im Waadtland ermöglicht die Definition und Datierung der Evolutionsschritte der Karbonatplattform des Jura. Die sedimentologischen Untersuchungen führen zu einer Rekonstruktion der Ablagerungsmilieus, die man in vier paläogeographische Bereiche unterteilen kann :

- den Abhang-Becken-Bereich
- die externe Plattform
- die interne Plattform
- das Küstenrandgebiet

Jeder dieser Bereiche wird von einer charakteristischen Fazies repräsentiert. Die folgende Untersuchung zeigt :

- In der Umgebung von Neuchâtel besteht die untersuchte Serie aus zwei Hauptsequenzen, die durch den Diskontinuitätshorizont D1 voneinander getrennt sind.
- Im Waadtland wurden drei Hauptsequenzen kartiert, die von den Diskontinuitätshorizonten D1 und D2 getrennt werden. D1 und D2 drücken eine allgemeine Vertiefung des Milieus aus. Die drei erkannten Sequenzen bilden eine transgressive Megasequenz.

Die Vergleiche basieren auf den Discontinuitäten und den benthischen Foraminiferen und zeigen, dass der Calcaire roux keine isochrone Formation ist. Die Schichten der Umgebung von Neuchâtel, die als ein laterales Äquivalent der Marnes d'Arzières betrachtet werden, korrespondieren tatsächlich mit den Schichten der Corrairie im Waadtland.

Die untersuchten Serien werden in einem globaleren Rahmen mit der eustatischen Kurve von VAIL et al (1987) verglichen. Der Hauptteil des Calcaire Roux von Neuchâtel könnte dem Übergang Bernias-Valangin entsprechen.

Die mikropaläontologischen Untersuchungen führen zum Nachweis von entwickelten Formen ("hauteurviennne supérieure") im Top des Valanginien supérieur calcaire (MOUTY, 1966).

Die mineralogischen Untersuchungen beweisen einen Zusammenhang zwischen der Art des Sediments und seiner Mineralvergesellschaftung. Die Korngrössenspektren, erhalten mittels COULTER-Verfahren, zeigen eine starke Abhängigkeit der Korngrössenverteilung vom Ablagerungsmilieu.

Die Vorstellung des gleichzeitigen Vorkommens eines Tonminerals wird auf diese Weise wieder in Frage gestellt. Der Kaolinit kann ebenso Gegenstand einer Korrelation sein, wenn man den Einfluss des Milieus auf seine Verteilung miteinberechnet.

RIASSUNTO

Lo studio della serie Berriasiana-Valanginiana nella regione dello strato-tipo storico e la regione vadosa, a permesso di definire e di datare gli stadi dell'evoluzione della piattaforma carbonatica del Giura.

Lo studio sedimentologico ha portato alla ricostruzione degli ambienti di deposizione che si possono suddividere in quattro domini paleogeografici :

- la scarpata-bacino;
- la piattaforma esterna;
- la piattaforma interna;
- l'insieme margino-littorale.

Ognuno di questi insiemi è rappresentato da facies particolari. L'analisi sequenziale ha mostrato che :

- entro la regione di Neuchâtel, la serie studiata è costituita da due sequenze maggiori, separate da un orizzonte di discontinuità D1;
- entro la regione di Vaud, 3 sequenze maggiori sono state classificate, separate da due orizzonti di discontinuità D1 e D2. D1 e D2 registrano un approfondimento generale dell'ambiente. Le tre sequenze riconosciute costituiscono una megasequenza trasgressiva.

Le correlazioni basate sulle discontinuità e sui foraminiferi bentonici, mostrano che il Calcare rosso non è una formazione isocrona. Entro la regione di Neuchâtel, dove è stato considerato un equivalente laterale delle Marne d'Arzières, corrisponde infatti agli strati della Corratère della regione di Vaud.

Entro un quadro più globale, le serie studiate sono state correlate con la curva eustatica di VAILLET al (1987). La maggior parte del Calcare rosso di Neuchâtel viene attribuito al passaggio Berriasiano-Valanginiano sup. calcareo (MONTY, 1966).

Lo studio mineralogico ha messo in evidenza una relazione tra la natura del sedimento e la sua associazione mineralogica.

Gli spettri granulometrici, ottenuti col COULTER-counter, mostrano che la distribuzione delle dimensioni è estremamente dipendente dall'ambiente di deposizione.

L'idea della comparsa sincrona di un'argilla particolare è quindi messa in discussione.

Perfino la kaolinite può essere oggetto di correlazione, se si tiene conto dell'influenza dell'ambiente sulla sua distribuzione.

TABLE DES MATIERES

1.	INTRODUCTION GENERALE	1
1.1.	Cadre géographique général	1
1.2.	Cadre structural général	2
1.3.	Extension des affleurements crétacés inférieurs	3
1.4.	Cadre stratigraphique général	4
1.5.	Localisation des coupes	7
1.6.	Historique	10
1.7.	Historique, seconde moitié du 20ième siècle	18
1.8.	Une nouvelle approche : les discontinuités	24
2.	ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	28
2.1.	Introduction	28
2.2.	Méthodologie	29
2.3.	Terminologie utilisée	51
2.4.	Analyse quantitative	55
2.5.	Le profil de la plate-forme	55
2.6.	Description des faciès	58
2.6.1	L'ensemble talus-bassin	61
2.7.	Les faciès de plate-forme	71
3.	MICROPALÉONTOLOGIE	134
3.1.	Introduction	134
3.2.	Inventaire et description	136
3.3.	Les algues calcaires	171
3.4.	Paléoécologie	174
4.	ETUDE MINÉRALOGIQUE	202
4.1.	Introduction	202
4.2.	Méthodes utilisées	210
4.3.	Phyllosilicates reconnus	222
4.4.	Minéraux en grains	242
4.5.	Descriptions des roentgenofaciès	249
4.6.	Analyse COULTER	263
4.7.	Rapport des intensités de la kaolinite des fractions <2 et 2-16 microns	267
5.	DESCRIPTION DES COUPES	272
5.1	Profil de Bienne	272
5.2	Profil du Landeron	276
5.3	Profil de Cressier	284
5.4.	Profil de la Juracime	290
5.5.	Profil du forage 406	305
5.6.	Profil du forage 601	308
5.7.	Profil de l'ENSA	323
5.8.	Profil du Crêt de l'Anneau	332
5.9	Profil de St-Aubin	346
5.10	Profils de Champagne	350
5.11.	Profil de Buttes	362
5.12	Profil du Colas	372
5.13.	Profil du Marchainuz	387
5.14.	Profil du Maréchet	408

6.	CONCLUSIONS GENERALES	434
6.1	Etude sédimentologique	434
6.2	Corrélations des séries des coupes étudiées, par le biais de l'analyse séquentielle et les discontinuités	436
6.3.	Cadre global des séries étudiées (stratigraphie séquentielle, courbe de Vail, 1987)	455
6.4	Etude minéralogique	460
	LISTE DES FIGURES	466
	BIBLIOGRAPHIE	476

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE

1.1.CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL

Le secteur étudié se situe dans le Jura central; il s'étend, d'Ouest en Est, de la région genevoise jusqu'aux bords du lac de Bienne (voir fig.1, p.1).

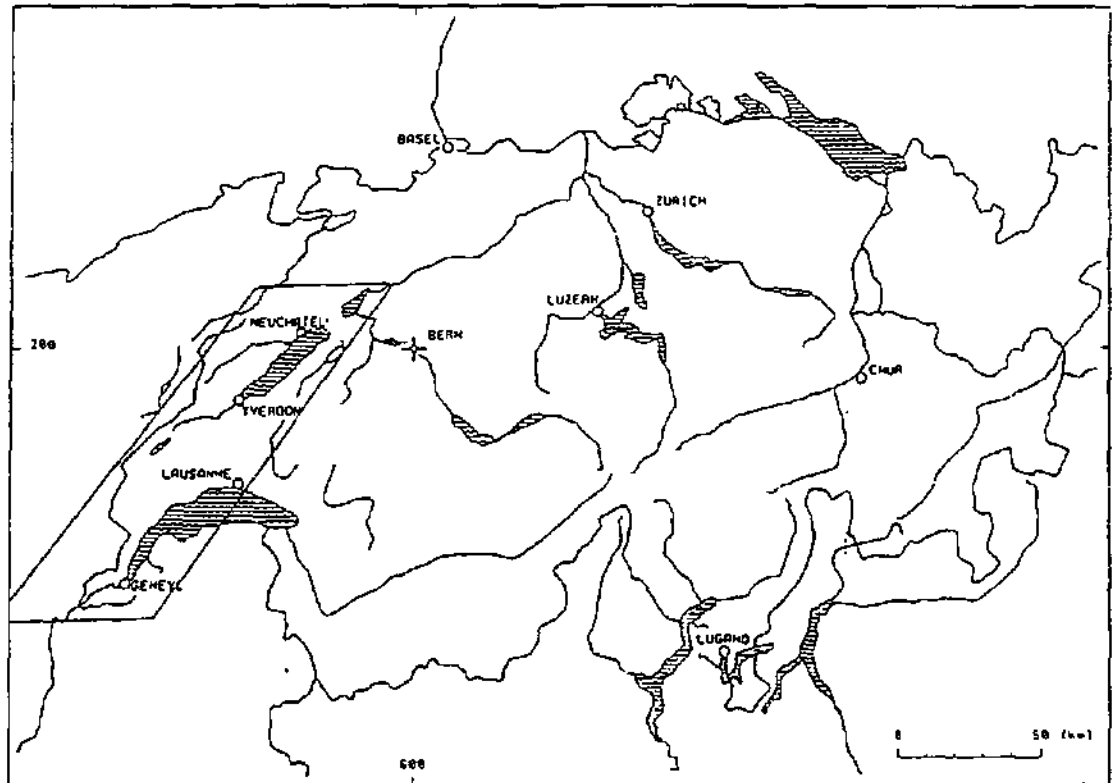


FIGURE 1

Localisation géographique du secteur étudié

1.2.CADRE STRUCTURAL GENERAL

La région, où les profils ont été levés, appartient à une entité tectonique bien définie : le domaine jurassien. La plupart des coupes sont localisées le long des premiers grands axes structuraux (anticlinaux, surtout) du pied du Jura (voir fig.2, p.2).

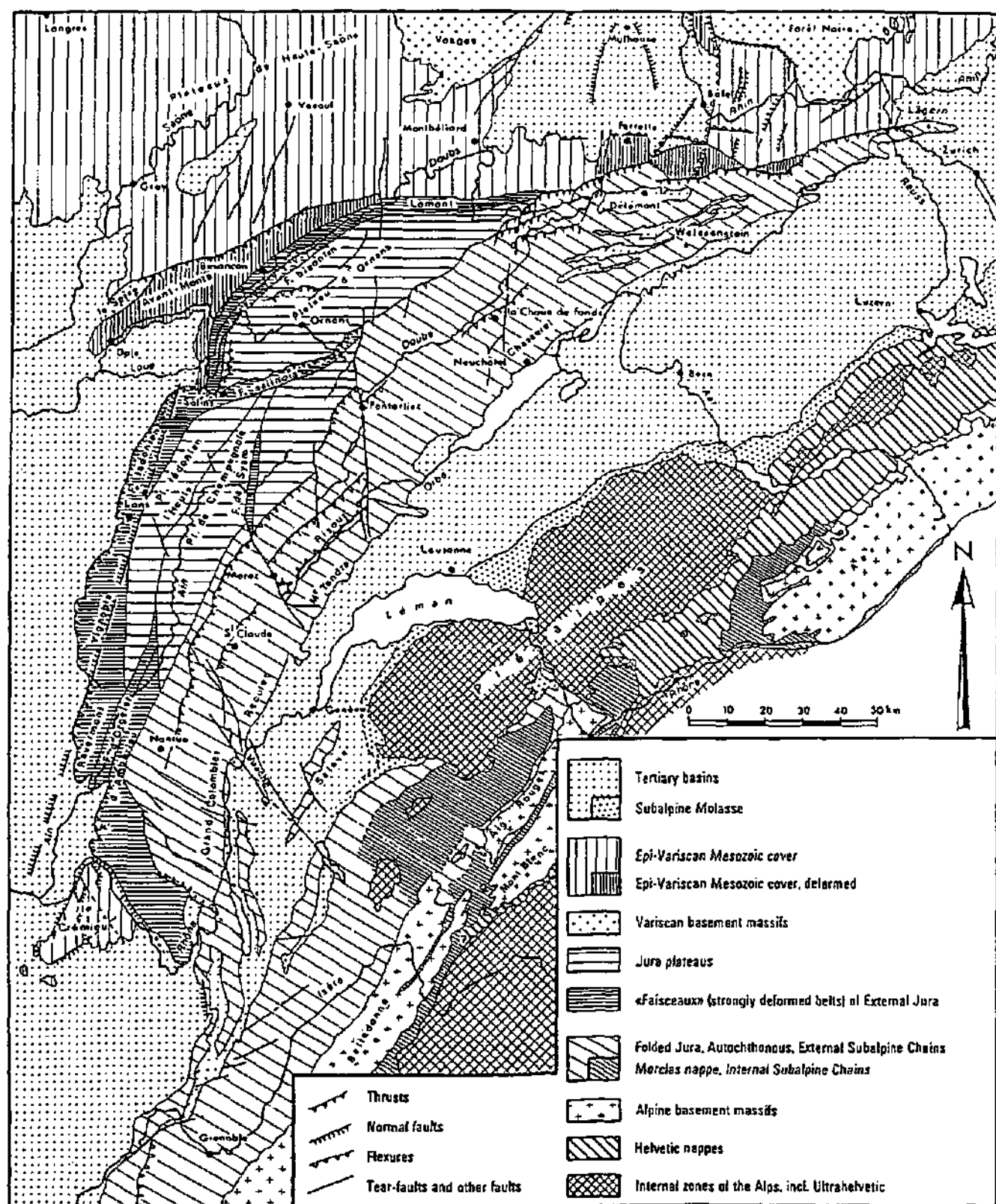


FIGURE 2

Esquisse géologique du secteur étudié; carte structurale du Jura Franco- Suisse, selon Trümpy (1980)

1.3. EXTENSION DES AFFLEUREMENTS CRETACES INF. DANS LE JURA CENTRAL

Les affleurements du Crétacé inférieur du Jura central ont subi trois érosions successives :

- les érosions synsédimentaires du Crétacé inférieur,
- les érosions du Crétacé supérieur et de la base du Tertiaire, responsables de la disparition totale des affleurements Crétacé inférieur au nord de la ligne Bienne-Besançon,
- l'érosion post-plissement, épargnant, en général, les synclinaux et le pied des anticlinaux de la bordure interne du Jura.

Les derniers affleurements Crétacé inférieur, au nord-est de la région considérée, sont, de ce fait, situés au bord du lac de Bienne et dans le vallon de St Imier (fig.3, p.3), les premiers ayant fait l'objet d'un lever de coupe précis.

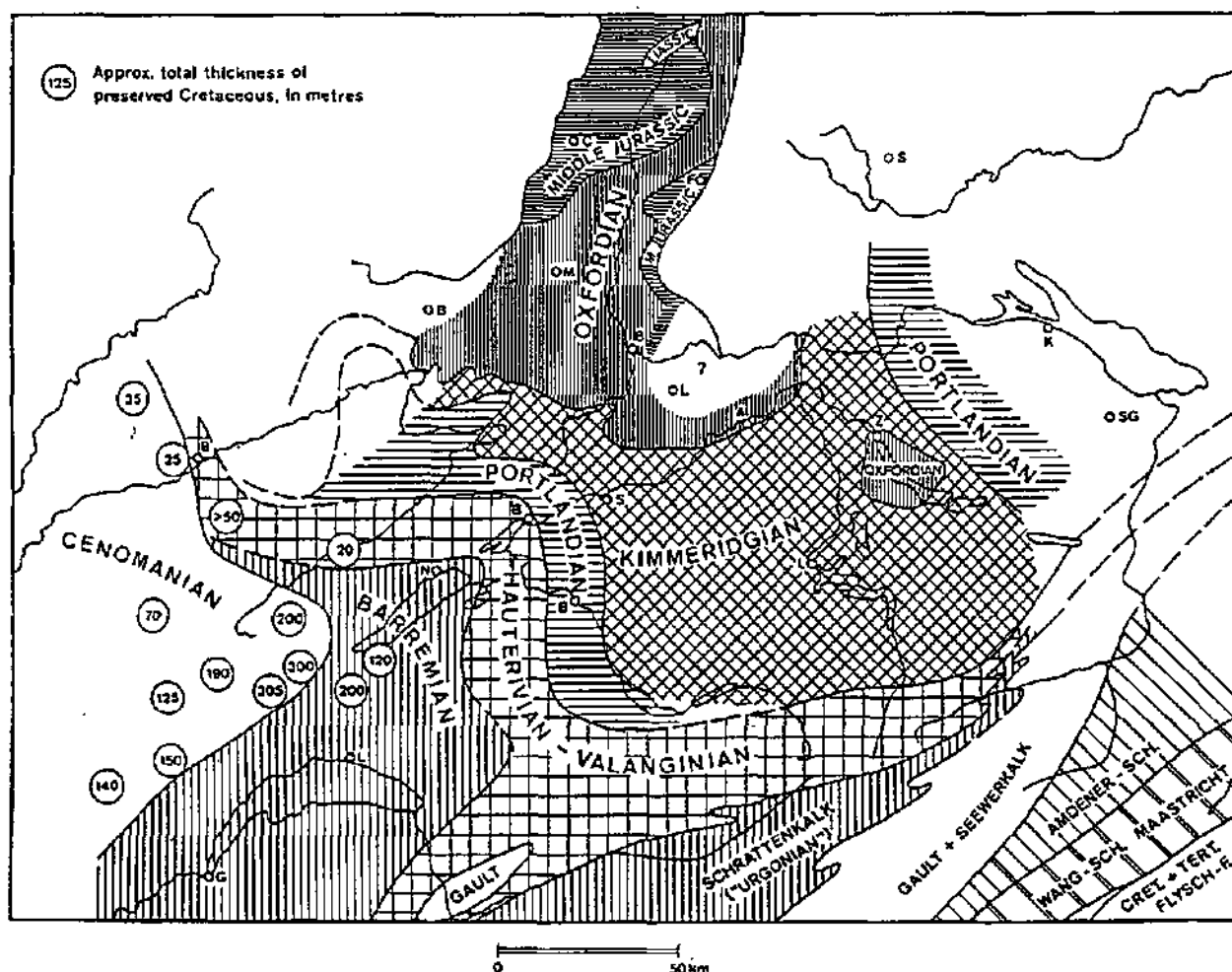


FIGURE 3

Esquisse paléogéologique de la base du Tertiaire, selon Trümpy (1980)

1.4. CADRE STRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE GENERAL DES SERIES BERRIASO-VALANGINIENNES

Le Jura franco-suisse constitue, en quelque sorte, un élément charnière entre les séries subalpines vocontiennes et le bassin anglo-parisien. Il est proche de ce que l'on nomme Détroit Morvano-Vosgien, détroit qui reliait le bassin boréal à la Mésogée durant le Crétacé inférieur (fig.4, p.4).

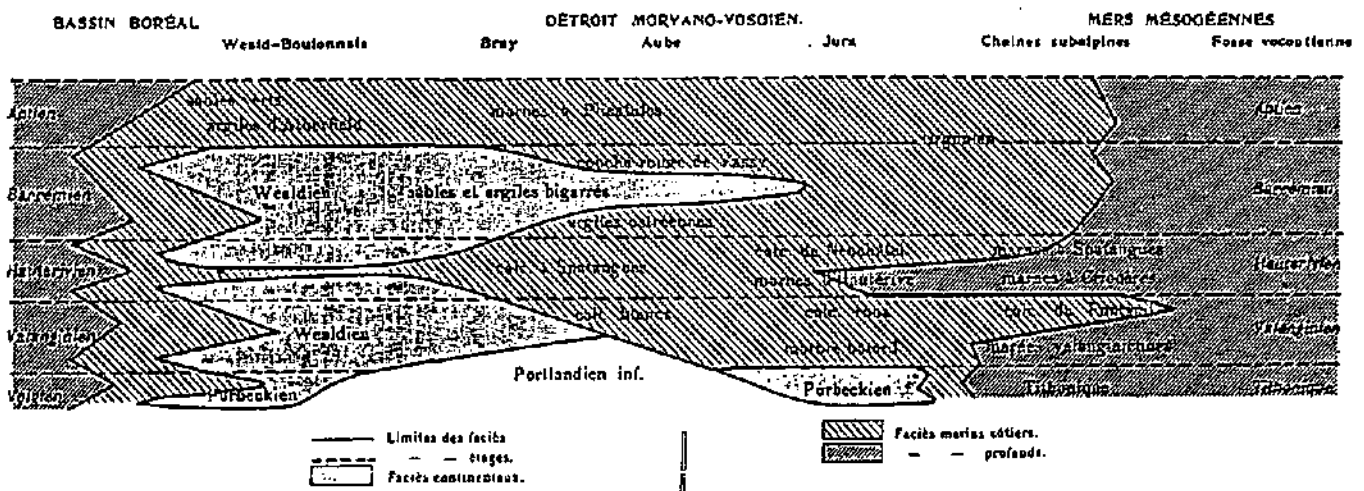


FIGURE 4

Schéma montrant les Faciès du Crétacé inf entre le N de l'Angleterre et le SE de la France, la transgression infracrétacée et l'établissement des communications entre le bassin boréal et les mers mésogéennes. (GIGNOUX, 1960)

Ces séries appartiennent, paléogéographiquement, au domaine de la Plate-forme jurassienne (fig.5, p.5). Ce sont donc, pour l'essentiel, des séries montrant toutes les caractéristiques des faciès de plate-forme.

Dans le Jura suisse, les assises infracrétacé se subdivisent, lithostratigraphiquement en deux domaines distincts; le premier englobe une région allant de Neuchâtel à Bienne et consiste en une série peu épaisse composée de bas en haut (fig.6, p.6):

- des faciès Furbeckien
- des faciès réunis sous le nom de Marbre Bâtard
- des Calcaires roux.

Le deuxième domaine (extrémité Ouest du Canton de Neuchâtel, Jura Vaudois et région genevoise) est par contre, caractérisé par une augmentation de la puissance de ces séries et par l'apparition, progressive d'Est en Ouest, de nouvelles unités lithostratigraphiques.

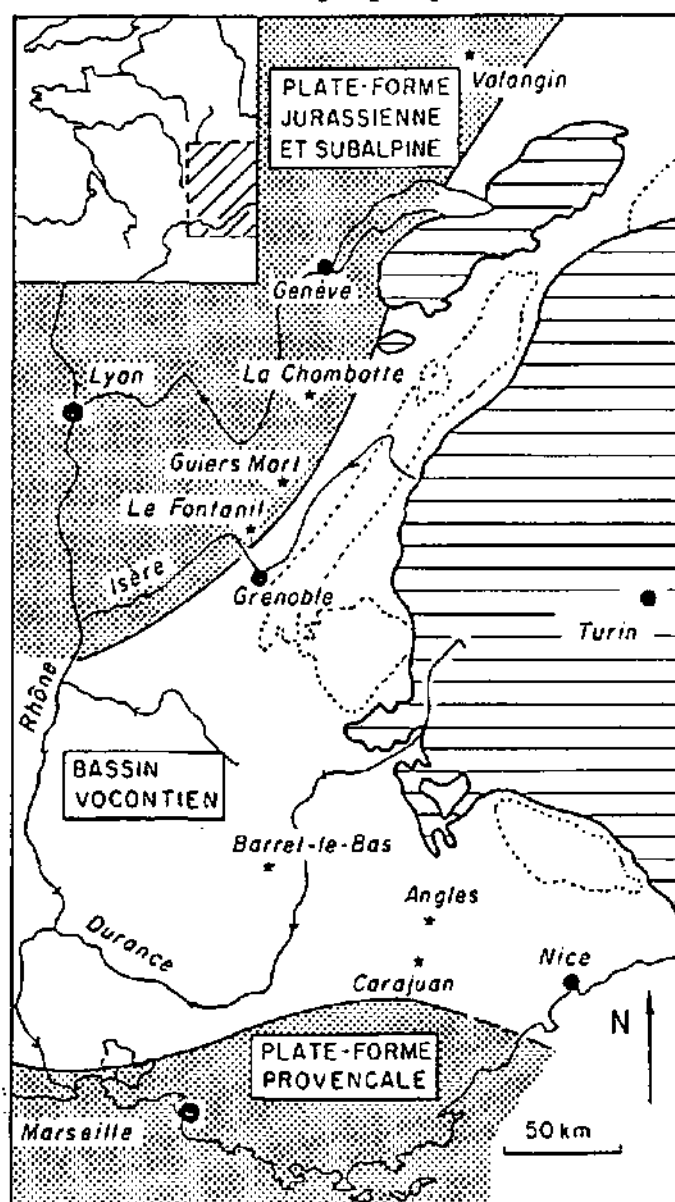
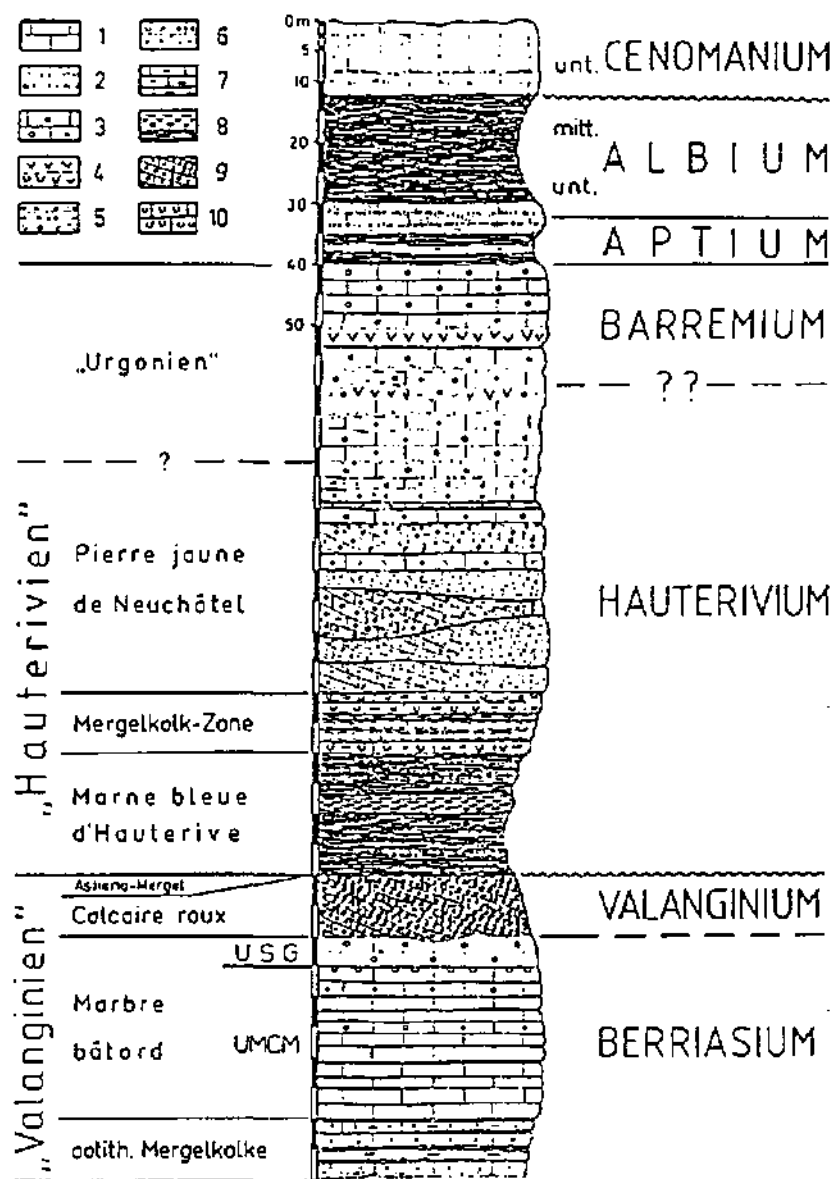


FIGURE 5

Cadre paléogéographique du SE de la France au Néocomien (niveau représenté : Valanginien inf., d'après H.Arnaud, 1964). En blanc : faciès de bassin, en grisé : faciès de plate-forme, en hachures horizontales : zones interalpines.



Schematisches Standardprofil der Kreide des Neuenburger Juras. Links: lithostratigraphische Einheiten, rechts: Aber in internationalen Stufen. N. B. Für den Bereich Aptium — Cenomanium wurde die vollständigere Schichtfolge im Val de Travers SW Neuchâtel zugrunde gelegt. —
 Legende: 1: mikritischer Kalk — 2: sandiger Kalk — 3: Pellerkalk (Pel-mikrit oder Pelsparit) — 4: Riffkalk — 5: oolithischer Kalk (Oosparit) — 6: Fossiltrümmer (Biosparit) — 7: Mergelkalk — 8: Mergel bis Kalkmergel — 9: eisenoolithischer Kalk mit Schrägschichtung — 10: Grabgänge. —
 USG: „unité supérieure gréseuse“ — UCM: „unité moyenne calcaire massive“.

FIGURE 6

Profil synthétique du Crétacé du Jura Neuchâtelois, selon Remane (1982).

1.5.LOCALISATION DES COUPES ETUDIEES

Nous nous sommes efforcé, dans un premier temps, de pallier aux gros inconvénients que présente le stratotype historique de Valangin (tectonisation intense et lacunes d'affleurement), en effectuant un maximum de levés dans la région de ce stratotype (fig.7, p. 7, coupes 1 à 7).

Par le biais de deux coupes dans le Val de Travers (fig.7,coupes 8 et 12) et d'un forage, situé près de St Aubin, des corrélations ont été effectuées avec des profils de la région vaudoise (fig.7, p.7 coupes 10, 11, 13, 14) , du Jura français (coupe 15) et de la région genevoise (coupe 16).

Nous avons aussi pu effectuer une analyse minéralogique d'une coupe, située en France, dans le massif de la Grande Chartreuse, près de St Laurent Du Pont. La synthèse sédimentologique et micropaléontologique de cette coupe, a été effectuée par T.Boisseau (1987) et figure dans sa thèse.

La liste des coupes qui ont été levées figure dans le tableau 1 (page 8). Pour chaque profil, les coordonnées, le numéro de la carte topographique nationale (1:25000), le nombre d'échantillons et l'épaisseur mesurée ont été consignés dans ce même tableau.

FIGURE 7

Localisation des coupes étudiées

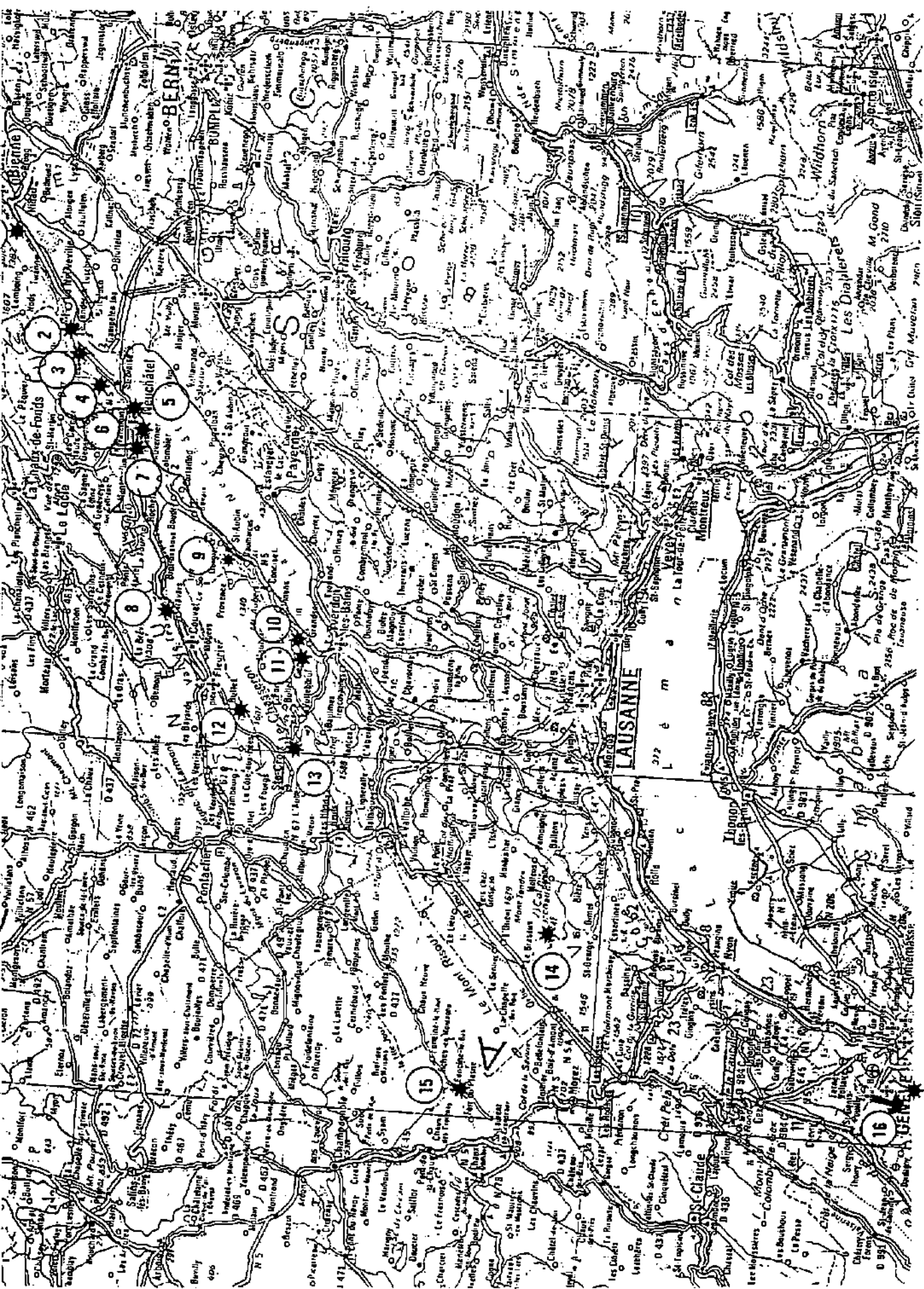


Tableau 1 : liste des coupes étudiées

Nom du profil	Coordonnées	No carte 1:25000	Nb echan.	nb m
Bienne (1)	584.1/220.5	1125 Chasseral	22	7 m
Montheys I (2)	571.48/213.04	1145 Bielersee	36	14 m
Montheys II(2)	571.40/212.25	1145 Bielersee	25	5 m
Cressier (3)	569.10/211.62	1145 Bielersee	8	4 m
Juracime (4)	567.46/210.05	1145 Bielersee	83	32 m
Forage 601 (5)	561.59/205.20	1164 Neuchâtel	119	32 m
Forage 209 (6)	561.05/204.80	1164 Neuchâtel	70	23 m
Ensa (7)	556.55/204.63	1164 Neuchâtel	27	5 m
Crêt Anneau(8)	543.10/199.75	1163 Trevers	100	33 m
St Aubin (9)	549.55/194.95	1183 Grandson	134	63 m
Bonvillars(10)	541.38/188.30	1183 Grandson	16	5 m
Champagne (11)	540.10/187.60	1183 Grandson	47	13 m
Buttes (12)	531.30/192.03	1145 St Croix	43	13 m
Colas (13)	529.15/184.85	1145 St Croix	47	15 m
Marcheiruz(14)	509.10/157.05	1241 Marcheiruz	163	56 m
Marechet (15)	492.20/165.02	1201 Les Rousses	107	46 m
Musièges (16)	486.00/101.80	1301 Cruseilles	83	33 m

Seize coupes ont donc fait l'objet d'une étude approfondie et plus de 1200 échantillons ont été ainsi récoltés.

2.1. HISTORIQUE

Les définitions historiques des étages Valanginien et Berriasien sont quelque peu floues, et les corrélations relatives à ces deux étages ont toujours prêté à discussion. Cet état de fait est dû au choix de l'emplacement de ces derniers, dans des faciès et des régions différentes. Le Berriasien a, en effet, été défini en Ardèche, dans des faciès de bassin, riches en ammonites; le Valanginien, au contraire, a été défini dans les faciès de plate-forme du Jura neuchâtelois, faciès qui ne renferment que fort peu d'ammonites. De plus, d'après Baumberger (1901) et des travaux plus récents, le Berriasien correspond au Valanginien inférieur du stratotype historique.

2.1.1. Le Valanginien

Défini en 1853, par DESOR ET GRESSLY, ce terme désigne les couches calcaires sous-jacentes aux Marnes Bleues d'Hauterive et correspond alors à la partie inférieure du Néocomien de THURMANN. Cette subdivision était basée sur la réexamination des faunes recueillies par CAMPICHE, dans la région de St Croix. JACCARD, en 1869, se basant sur des arguments lithologiques et paléontologiques, sépare ce Valanginien en une partie inférieure et une partie supérieure (fig.8, p.11).

2.1.2. Le Berriasien

Introduit par COQUAND, en 1871, en tant que sous-étage du Valanginien, ce terme est repris par BAUMBERGER, en 1901. Cet auteur en fait l'équivalent du Valanginien inférieur jurassien de JACCARD. Il attribue, dès 1903, une notion d'âge au terme "Berriasien". Le terme "Valanginien inf" est, dès lors, abandonné au profit du Berriasien, devenu un étage indépendant.

Ces attributions stratigraphiques provoquèrent une polémique qui dura jusqu'au colloque sur le Crétacé inférieur de 1963, à Lyon : le Berriasien est-il un étage indépendant d'un Valanginien sensu stricto (RENEVIER en 1897, BAUMBERGER en 1903, MAZENOT en 1939, WRIGHT en 1957 et BUSNARDO en 1963) , ou est-il un sous-étage équivalent du Valanginien inférieur (COQUAND en 1869, BAUMBERGER ET MOULIN en 1899 (fig 9, p.12), GIGNOUX en 1946 et SORNAY en 1957) ?

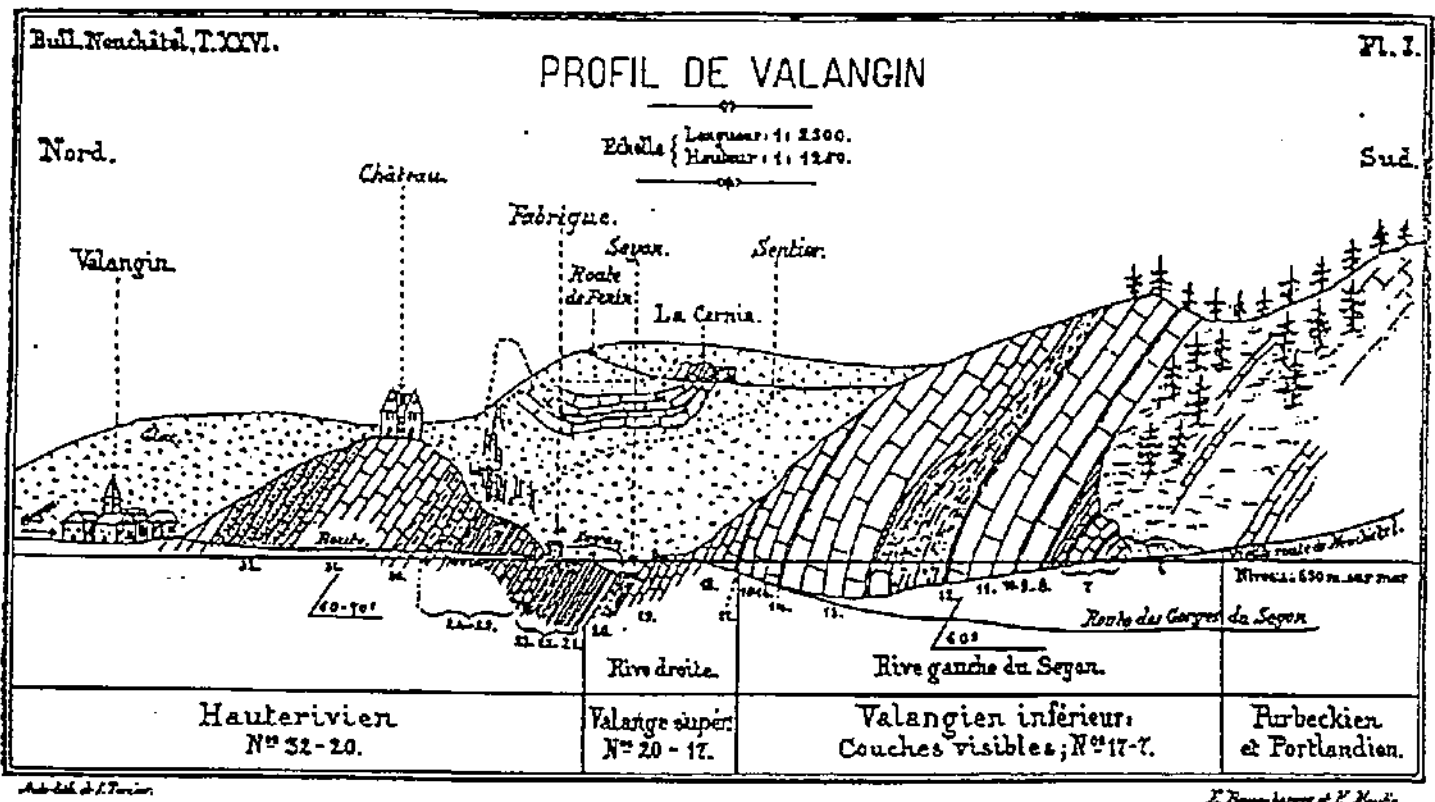


FIGURE 9

Profil du stratotype historique de Valangin par Baumberger et Moulin (1899).

FACIES DE BASSIN				FACIES DE PLATE-FORME			
Ammonites	Calpionelles	Ornacoles	PEYBERNES pyrénées 1976	AZÉMA et al. Médit. Foraminifères	occid. 1976 Danycladacées	JAFFREZO Corbières 1980	
Valdunichella			Valdunichella n. sp. 1		Valdunichella danycladacea	Valdunichella danycladacea	
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras			Calliceras				
Calliceras							

FIGURE 10

Corrélations entre les échelles stratigraphiques de référence et les biozonations locales (selon Darsac 1983).

2.1.3. Le colloque de Lyon, sur le Crétacé inf. (1963)

Lors de ce colloque, les décisions suivantes furent prises quant au Berriasien et au Valanginien :

- reconnaissance du Berriasien en tant qu'étage indépendant du Valanginien.
- Etablissement d'un parastrototype du Valanginien dans les séries pélagiques du bassin vocontien.
- Définition précise de la limite Jurassique - Crétacé, lors d'un prochain colloque (Lyon-Neuchâtel, 1973).

2.1.4. Le colloque sur la limite Jurassique-Crétacé

(Lyon-Neuchâtel, 1973)

Cette controverse ne trouva, lors de ce colloque, malheureusement pas d'épilogue en raison de gros problèmes de corrélation entre les zones boréales et la Théthys. Pas moins de sept solutions furent proposées, aucune ne fut jugée assez satisfaisante pour être officiellement retenue. Toutefois, une limite Jurassique- Crétacé coïncidant avec la limite Tithonique- Berriasien, fixée à la base de la zone à Jacobi fut officieusement préconisée par la majorité des participants à ce colloque.

2.1.6. La limite Tithonique - Berriasien (fig.10, p.13)

Dans les séries pélagiques de la fosse vocontienne, cette limite se situe entre la zone à Jacobi et la zone à Grandis pour les ammonites (LE HEGARAT, 1973 et HOEDEMAKER, 1982) et au milieu de la zone B, pour ce qui est des Calpionelles (REMANE, 1966 et LE HEGARAT, 1971).

Cette limite devient très difficile à suivre dans les faciès continentaux du Purbeckien. CLAVEL et al. (1987) ont néanmoins trouvé au sommet des faciès purbeckiens des environs de Genève, (fig.11, p.15) des Ammonites appartenants au genre Pseudosubplanites, ce qui confère un âge tithonique terminal -

Berriasien basal (zones Jacobi - Grandis). Ce résultat confirme les vues de nombreux auteurs (DONZE, 1958, MOUTY, 1966, OERTLI et STEINHAUSER, 1969) qui font correspondre une bonne partie des faciès Purbeckiens à la base du Crétacé.

Une étude encore plus récente (MOJON, 1987), qui traite des Characées du Purbeckien des environs de Bienne, confirme ces dernières données; L'ensemble des charophytes décrites, indique un âge Berriasien inférieur basal.

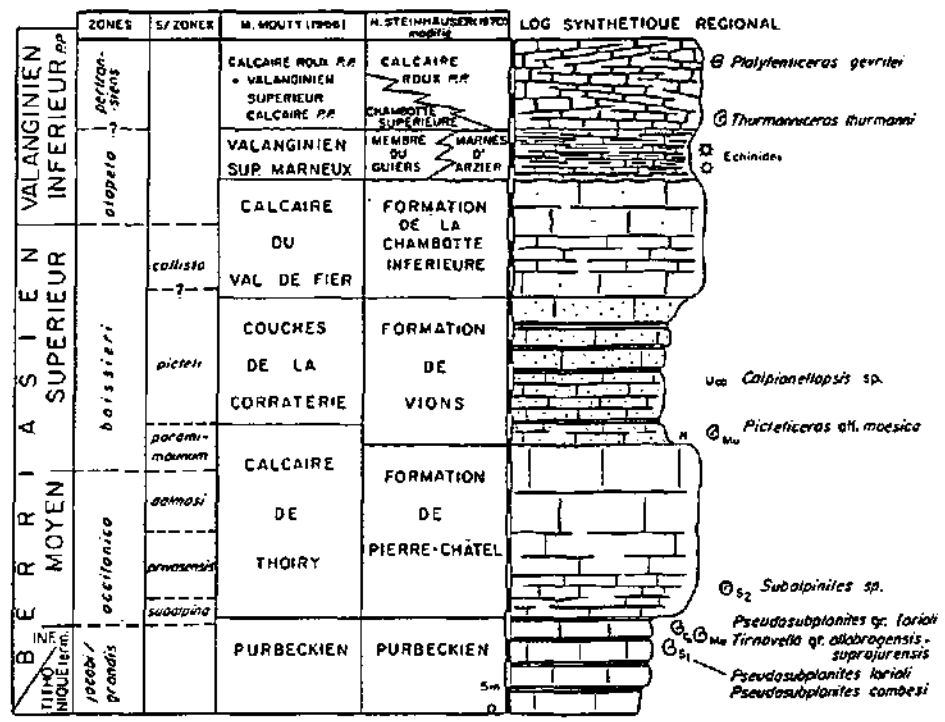


FIGURE 11

Bio- et lithostratigraphie de la plate-forme jurassienne, entre la Cluse de Chailles et Genève, du Tithonique terminal au Valanginien (selon Clavel et al., 1987).

2.1.5. La limite Berriasien - Valanginien

Dans les séries riches en Ammonites des faciès vocontiens, cette limite se situe entre la Zone à Callisto et la Zone à Otopeta (THIEULOY et al., 1979.). Pour les Calpionelles, cette limite se situe dans la zone D, plus précisément dans la sous-zone D3. Dans les séries de plate - forme, en ce qui concerne les ostracodes,

DONZE (1967) proposa, pour cette même limite, l'utilisation de Protocythere paquieri et de Protocythere mazenoti qui se situent au passage Berriasien-Valanginien (fig.10).

Quant aux foraminifères benthiques, trois biozonations ont été récemment proposées (DARSAC, 1983, fig.10, p.13,). On constate que l'extension stratigraphique de ces zones dépend de nombreux facteurs aussi bien géographiques que microfaciologiques. La figure 11 (BOISSEAU, 1987) présente la répartition stratigraphique des foraminifères benthiques les mieux datés (de par la présence de calpionelles et d'ammonites). On constate que la limite Berriasien - Valanginien est marquée par l'apparition de nouvelles espèces telles que:

Pseudotextulariella sp.A,
Pseudotextulariella salevensis,
Valdanchella cf. miliani,
Gaudryina tuchaensis,
Eclusia moutyi.

Il faut, tout de même, rappeler que ces zonations, basées sur ce type de foraminifères, restent locales et peu précises. Ces datations sont en accord avec les résultats récents de CLAVEL et al. (1987, fig.11, p.14).

2.1.6. La limite Valanginien inf.- Valanginien sup.

Elle se situe, dans les séries vocontiennes, entre la Zone à Campylotoxum et la Zone à Saynoceras verrucosum (fig.10, 11 et 12); ce qui correspond pour les ostracodes au passage Protocythere helvetica - Protocythere pustulata.

Elle reste difficile à préciser pour les foraminifères, mais correspond, comme on l'a déjà dit plus haut, à un grand renouvellement de faune lié à un épisode transgressif majeur. Cette dernière remarque s'applique aussi aux ammonites dont les

migrations deviennent importantes (plus grandes facilités de communication entre bassins éloignés). Tout ceci fait que cette limite est, peut-être, la moins discutée de toutes les limites du Berriasio-Valanginien.

Dans le stratotype historique de Valangin, il semble, selon DONZE et Thieuloy (1975, voir fig.12, p.17), que tout le Valanginien supérieur serait condensé dans quelques centimètres de marnes (Couches de Villers et Marnes à *Astieria*), le Calcaire roux étant d'âge Valanginien inférieur.

ETAGES sous- étages	ZONATIONS D'AMMONITES	VALANGIN (stratotype) Zonation actuelle
VALANGINIEN SUPERIEUR	<i>Callidiscus</i>	Marnes à <i>Astieria</i>
	<i>Trochodiscus</i>	Couches de Villers-le-lac
	<i>Verrucosus</i>	
VALANGINIEN INFÉRIEUR	<i>Campylodiscus</i>	?
	<i>Ferraniscus</i>	Calcaires roux
	<i>Ostrea</i>	
		Lacune
BERRIASIEN SUP. MOY. INF.	<i>Eolastri</i>	Unité supérieure gréseuse
	<i>Psittacus</i>	Unité moyenne calcaire
	<i>Grandis</i>	Unité inférieure oolitique "Furbeckien p.p."

FIGURE 12

Datations des assises du stratotype historique de Valangin, grace aux ostracodes permettant des les relier à la zonation d'ammonites du bassin vocontien (selon Donze et Thieuloy, 1975).

2.1.7. La limite Valanginien - Hauterivien

Cette limite est marquée conventionnellement, depuis longtemps déjà, par l'apparition d'*Acanthodiscus radiatus* (KILIAN, 1895, PAQUIER, 1900 et Baumberger, 1906); cette ammonite est considérée comme étant le meilleur marqueur de la base de L'Hauterivien inférieur mésogéen (BUSNARDO et THIEULOY, à paraître).

2.2. HISTORIQUE DE L'EVOLUTION DES DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

CONCERNANT LE DOMAINE JURASSIEN, DEPUIS LA SECONDE MOITIE DU 20ième SIECLE.

2.2.1. Les travaux de Häfeli et Oertli (1966)

Ces auteurs furent parmi les premiers à subdiviser, lithostratigraphiquement, les séries berrias - valanginiennes dans la région du stratotype historique. Même si ceux-ci ont utilisé le Valanginien, dans le sens historique du terme ("Valanginien historique s.l.", fig.13, p.19), ils ont le mérite de placer les faciès purbeckiens, sous la dénomination de "couches de Goldberg", dans le Berriasien. Ils séparent aussi le Valanginien inférieur des anciens en deux formations, lithostratigraphiquement bien distinctes: la "Mergel und Kalk-Zone et le Marbre Bâtard". Les Marnes d'Arziers, les Calcaires roux et les Marnes à *Asteria* font toujours partie du Valanginien sup. historique.

2.2.2. Les travaux de M. Monty (1966)

Cet auteur s'attache essentiellement à subdiviser le Berrias-Valanginien des régions genevoise et vaudoise en termes lithostratigraphiques précis. Il place le Purbeckien dans le Berriasien ("Crétacé très inférieur", selon ses propres termes). Il divise le Valanginien inférieur historique en trois formations: le Calcaire de Thoiry, les Couches de la Corraterie et le Calcaire du Val de Fler (fig.13, p.19). Le Calcaire de Thoiry correspondrait, alors, au Marbre Bâtard neuchâtelois. Ce dernier fait est important,

car il met fin à une vieille confusion, la formation du Val de Fier ayant été aussi appelée Marbre Bâtard

AGE	JURA OERTLI Marnes d'Hauterive	JURA '65 Marnes d'Hauterive	JURA NEUCHÂTEL ST. CL. 1971 Marnes d'Hauterive	JURA VANDOS ST. CL. 1971 Marnes d'Hauterive	REGION GENEVOISE MOUTY 1966 Marnes d'Hauterive	JURA MERIDIONAL ST. LOM. 1969 Marnes grises	ZONE PRE- SUBALPINE STEHR. 1969 Marnes grises	ZONE PRE- SUBALPINE SANTOS 1980	ZONE PRE- SUBALPINE ANN. 1981	AGE	Zones = calconelles		
											HAUT	VALANGININ	BERRIASIEN
VALANGININ	supérieur	Marnes à Tr. "Conches de Villars" Calcaires sur Marnes d'Arzier	Calcaires roux	Formation du BOURGET	Valanginien supérieur calcaire	Formation du BOURGET	Formation du BOURGET	Formation 5	Calcaires de Rivolière	VALANGININ	C	T	V
	inférieur	"Marbre bâtard" Calc. marnes pseudo-vl.	LACUNE	LACUNE	Calcaire du Val de Fier	Formation de la Chambotte Membre du Guliers	Calcaire du Fontenil (partie supérieure)	Formation 4	Marnes de Mallevall Calc. de la Rivière Rim. Culvet Calcaires de Vallières (Calc. du Fontenil ss Marnes des Gullières	VALANGININ	Cam	Pe	O
BERRIASIEN	Purbeckien	Unité sup. gréseuse	Unité moyenne calcaire massive	Formation de Vions	Purbeckien	Formation de Vions	Formation d'Alèves (partie moyenne)	Formation 2	Calcaires argileux du Peuil	BERRIASIEN	Boissier		
											Occitanica		
											Grandis		
BERRIASIEN	Purbeckien	Unité inférieure oolitique	Unité inférieure oolitique	Formation de Pierre Châtel	Purbeckien	Formation de Pierre Châtel	Formation du Chéran	Formation 1	Marnes du Sauteret	BERRIASIEN	Boissier		
											Occitanica		
BERRIASIEN	Purbeckien	Unité inférieure oolitique	Unité inférieure oolitique	Formation de Pierre Châtel	Purbeckien	Formation de Pierre Châtel	Formation du Chéran	Formation 1	Marnes du Sauteret	BERRIASIEN	Boissier		
											Occitanica		

FIGURE 13
Evolution des succession et corrélations des unités lithologiques, dans différentes régions, selon différents auteurs. (in C.Darsac, 1983)

par les anciens auteurs, dans les régions genevoises et vaudoises. Il montre aussi que les Couches de la Corraterie disparaissent dans la région du stratotype. Les séries sus-jacentes à ces dernières, sont divisées en deux formations lithostratigraphiques : le Valanginien sup. marneux et, au dessus, le Valanginien sup. Calcaire. La première formation correspond aux Marnes d'Arziers, la seconde aux Calcaires roux; ces dernières appartenant au Valanginien Supérieur historique.

2.2.3. Les travaux de LOMBARD et STEINHAUSER (1969)

Ces derniers ont, tout d'abord (fig. 14, p.19), déterminé des formations lithostratigraphiques dans les assises berriaso-valanginiennes du Jura méridional, à savoir, de bas en haut, La formation de Pierre-Châtel, de Vions, de la Chambotte inf., le membre du Guiers, la formation de la Chambotte sup. et enfin, la formation du Bourget.

STEINHAUSER (1969), dans sa thèse, tente :

- d'expliquer certains phénomènes sédimentaires, en appliquant les théories d'YRWIN (1965) sur la sédimentation en mers épicontinentales;
- un essai de reconstitution paléogéographique;
- une tentative de datation des séries berriaso-valanginiennes, partant des foraminifères benthiques.

Il propose les corrélations lithostratigraphiques suivantes entre le Jura méridional et le jura central (région genevoise, vaudoise et neuchâteloise (stratotype de Valangin), à savoir :

- corrélation de la formation de Pierre Chatel avec la formation du Calcaire de Thoiry et le Marbre Bâtard de la région neuchâteloise;
- corrélation de la formation de Vions avec la

- majeure partie des couches de la Corratérie,
- peu ou pas d'équivalent dans le Jura neuchâtelois;
- corrélation de la formation de la Chambotte inférieure avec le Calcaire du Val de Fier (Mouty, 1966), correspond à une lacune dans la région neuchâteloise;
- corrélation du membre du Guiers avec le Valanginien supérieur marneux, et avec les Marnes d'Arziars (quand elles existent) , quant aux régions vaudoises et neuchâteloise;
- pas de corrélation de la Formation de la Chambotte supérieure avec les séries du Jura central (lacune);
- corrélation de la formation du Bourget avec le Valanginien supérieur calcaire de Mouty et les Calcaires roux des géologues jurassiens (fig.13, p.19).

Quant aux attributions chronostratigraphiques de cet auteur, on peut dire que, en résumé :

- les faciès purbeckiens sont d'âge berriasien très inférieur;
- la formation de Pierre Chatel représenterait le Berriasien moyen;
- la formation de Vions serait d'âge berriasien sup.;
- La formation de la Chambotte correspond au Valanginien inférieur.;
- la formation du Bourget est d'âge Valanginien supérieur;

2.2.4. Les travaux de N.Steinhauser et J.Charollais (1971)

Les études détaillées des ces auteurs ont permis l'établissement d'unités lithostratigraphiques sérieuses dans les série berriaso-valanginiennes de la région neuchâteloise (fig.14,p.22). Ils

divisent , en effet, le Marbre bâtard de cette région en trois

CORRÉLATION SCHEMATIQUE DES UNITÉS LITHOLOGIQUES · DANS
LE JURA CENTRAL ET MÉRIDIONAL, EN RAPPORT AVEC L'ÉVOLUTION
ALÉOGÉOGRAPHIQUE.

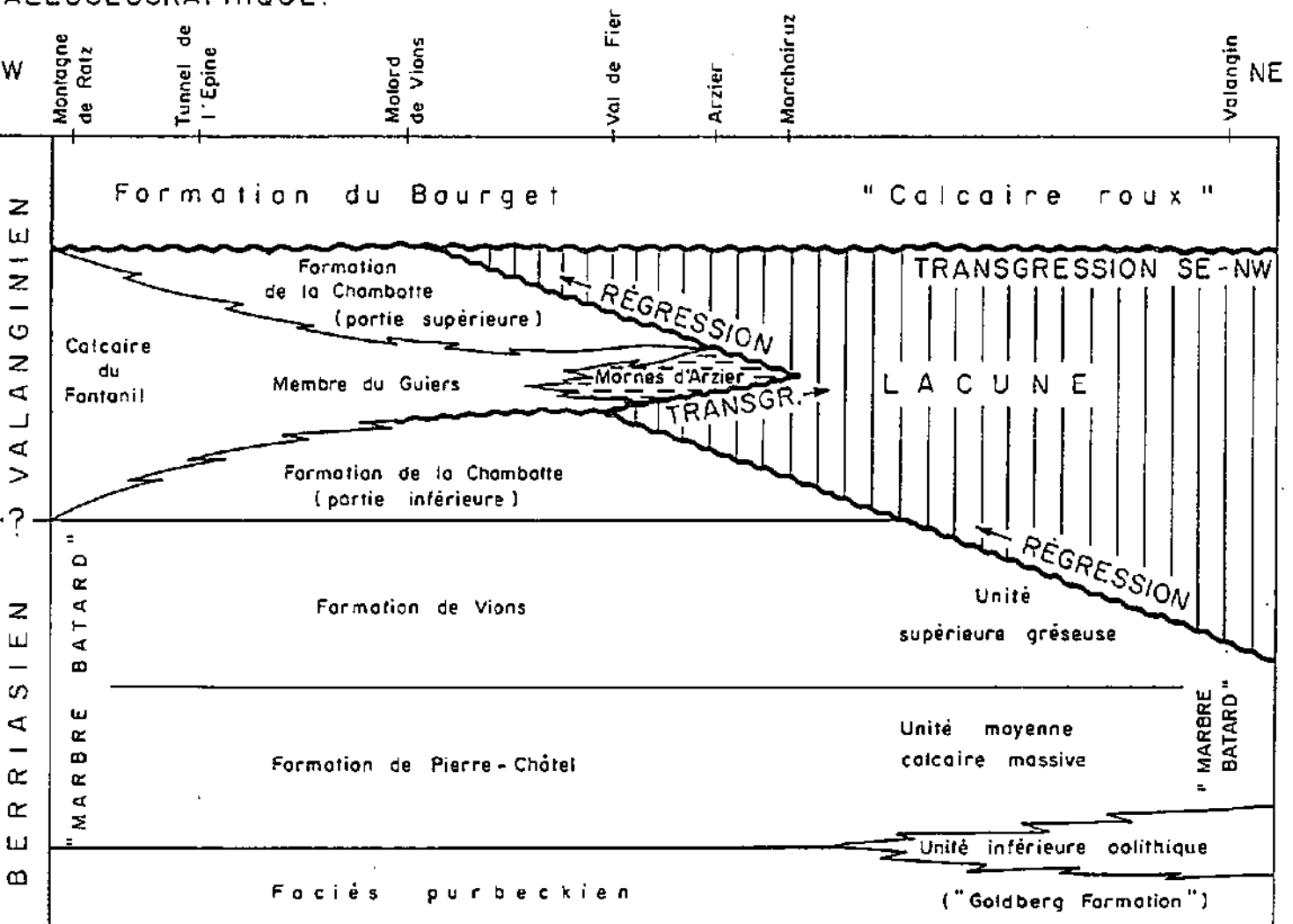


FIGURE 14

Corrélation schématique des unités lithologiques dans le Jura central et méridional, selon N.Steinhauser et J.Charollais (1971).

formations bien distinctes (de bas en haut):

- l'Unité inférieure oolithique (Mergel und Kalk Zone de Häfeli),
- l'Unité moyenne massive,
- l'Unité supérieure gréseuse.

Nous avons conservé et utilisé, pour des raisons pratiques surtout, cette nomenclature, même si celle-ci ne reste applicable que très régionalement. De plus, ces auteurs démontrent l'existence d'un niveau d'érosion à la base du Calcaire roux, qui transgresse sur les formations sous-jacentes, cette dernière est surtout visible dans la carrière de Cornaux. Ils soulignent l'existence d'une importante lacune de sédimentation dans la région du stratotype historique et montrent, à l'aide d'horizons repères (*Keramosphaera allobrogensis*) que la majorité des assises composant le stratotype historique de Valengin est d'âge Berriasien (fig.14,p.22).

2.3. UNE NOUVELLE APPROCHE DES PROBLEMES POSES PAR LES SERIES DU CRETACE INFERIEUR DANS LES DOMAINES DE PLATE-FORME : LES DISCONTINUITES.

D'autres corrélations stratigraphiques sont proposées par ARNAUD et al. (1981). Ces auteurs présentent une nouvelle manière d'aborder les problèmes stratigraphiques par le biais des corrélations séquentielles et de la reconnaissance des horizons de discontinuité. Cette manière de faire, permet d'effectuer des corrélations aisées d'un profil à l'autre et nous évite de se baser sur des corrélations fondées uniquement sur l'aspect lithologique des séries, corrélations qui ne tiennent pas compte de la migration ou de la récurrence de certains faciès.

2.3.1. Les travaux de DARSAC (1983)

Cet auteur a étudié le Berriasien-Valanginien du Jura méridional et de la Savoie, en utilisant la méthode basée sur les corrélations séquentielles et les horizons de discontinuité. Vu les excellents résultats obtenus, nous avons choisi cette méthode de travail, pour nos propres recherches, tout en tentant de conserver une certaine logique lithostratigraphique.

DARSAC (1983) a, dans son étude, mis en évidence 4 séquences importantes (fig.15,p.25), toutes précédées par des horizons de discontinuité (également au nombre de quatre). Les trois premières séquences correspondent à des séquences de comblement, caractérisées par le passage vertical de faciès de talus externe (à la base) à des faciès plus internes (au sommet). La dernière (D) ne montre que des caractères externes et correspond à la formation du Bourget. Malgré ces multiples séquences de comblement, la tendance générale traduit donc plutôt un mouvement transgressif. Son étude sédimentologique, très précise, a permis de délimiter une gamme complète de microfaciès et de définir les grands ensembles de

la plate-forme carbonatée du domaine jurassien, au Berrias -

PRE-SUBALPIN									
JURA					SAVOIE				
					ISERE				
C.DARSAC 1983		M.MOUTY 1966		N.STEINHAUSER 1969		J.M.SANTOS 1980		T.BOISSEAU 1986	
âge	Discontinuités et séquences	âge	Formations	âge	Formations	âge	Formations	âge	Discontinuités et séquences
VALANGININ inférieur sup.	D	VALANGININ supérieur	Valanginien supérieur calcaire	VALANGININ	Bourget	VALANGININ inférieur sup.	Formation 5	VALANGININ inférieur sup.	C-D
	3		Valanginien supérieur marneux		Chambotte supérieure		Formation 4		
	C		Calcaire du Val de Fier		membre du Guiers		Formation 3		
	2		Couches de la Corratierie		Chambotte inférieure		Formation 2		
BERRIASIEN moyen supérieur	B	BERRIASIEN inférieur	Calcaire de Thoiry	BERRIASIEN	Allevés	BERRIASIEN inf. moy. supérieur	Formation 1	BERRIASIEN supérieur	A1 A2 B1 R1 R2
	1		Calcaire de Thoiry		Vions		Formation 2		
	A		Purbeckien		Pierre-Châtel		Formation 3		
	0				Facès purbeckien		Formation 4		
					Chéran				

FIGURE 15

Corrélations des différentes formations et séquences de M.Mouty (1966), N.Steinhauser (1969), J.M.Santos (1980), C.Darsac (1983) et T.Boisseau (1987), in T.Boisseau (1987).

Valanginien. Nous avons, d'ailleurs repris toutes ses définitions, dans notre travail.

La découverte de calpionelles et d'ammonites ainsi que le recensement d'une faune benthique, riche en espèces, lui a permis de dater ces séquences et de fixer aproximativement les limites Berriasien moyen - Berriasien supérieur et Berriasien - Valanginien.

Cet auteur s'est aussi intéressé à la minéralogie des argiles, cet aspect de son travail sera discuté dans la partie historique du chapitre 4 traitant de la minéralogie.

2.3.2. Les travaux de BOISSEAU (1987)

Ces études montrent, qu'il est possible de suivre les horizons de discontinuité D0, D1 et D2 mis en évidence par C.Darsac, dans le Jura méridional, jusque dans les massifs de Chartreuse et du Vercors. On peut par contre, s'interroger sur le bien fondé de la multiplication des discontinuités D' (fig.15.p.25)

Cet auteur a, aussi, pu préciser les datations des assises berriasio- valanginiennes de cette région par la détermination de nombreuses calpionelles et de quelques ammonites.

Le fait que ses analyses microfaciologiques révèlent des milieux de dépôt plus externes (faciès de bassin) que dans le Jura, est important pour nous; puisque BOISSEAU nous remis les échantillons les plus représentatifs d'une coupe située en Chartreuse, ceci , dans le but d'en analyser la fraction argileuse et de comparer les résultats, ainsi obtenus, avec les notres et ceux de DARSAC, provenant de la coupe de la Chambotte, dans le Jura Méridional.

CHAPITRE 2 : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

2.1. INTRODUCTION

Cette étude est effectuée dans le but de reconstituer les principaux environnements de la plate-forme carbonatée durant le Berriasien-Valanginien. L'étude des microfaciès permet, en effet :

- partant d'une classification descriptive, de placer les différentes classes de microfaciès sur le profil théorique de la plate-forme (fig.29, p.55);
- d'individualiser les séquences élémentaires qui constituent les bases de l'évolution séquentielle à grande échelle;
- de reconnaître les discontinuités majeures;
- de corréler les coupes, les unes par rapport aux autres, en fonction des séquences et des discontinuités majeures.

Une étude sédimentologique doit tenir compte des deux points importants qui suivent :

- Une série sédimentaire doit être considérée comme étant une succession de termes lithologiques déposés en continu (LOMBARD, 1956).

- Pour autant que ces successions soient continues, elles doivent aussi obéir à la loi de WALTHER (1894), pour qui l'enchaînement vertical des milieux de dépôt est représentatif de leur évolution latérale. C'est là, qu'intervient le positionnement des microfaciès sur la plate-forme.

2.2.METHODOLOGIE

2.2.1.Choix des coupes et échantillonnage (tab.1, p.9)

Dans un terrain aussi boisé que le Jura, il faut se contenter des rares affleurements existants (Champagne, Crêt de l'Anneau...). Par chance, nous avons pu profiter des forages réalisés lors des travaux de la N5, en vue du percement de tunnels autoroutiers. Nous avons aussi pu lever des profils, mis à jour lors d'autres travaux de génie civil; ces affleurements disparaissent, hélas, souvent très rapidement.

L'échantillonnage est effectué selon une maille très serrée. La mise en oeuvre d'une analyse séquentielle précise exige que soient prélevés systématiquement :

- Un échantillon de part et d'autre des surfaces de discontinuité.
- Un échantillon de part et d'autre des changements de lithologie.
- Un échantillon tous les 30 à 40 centimètres, au minimum.

2.2.2.Traitements des échantillons

Ils sont étudiés en surfaces polies et en lames minces. Une partie de l'échantillon, correspondant le plus possible à ce qui est observé en surface polie et en lames minces, est conservée en vue d'analyses minéralogiques (voir chapitre 4). L'étude des surfaces polies permet surtout, de faire le bon choix quant à l'emplacement du talon, dans lequel seront taillées la ou les lames minces (bonne représentativité de l'échantillon, figures sédimentaires particulières..., etc).

2.2.2. Terminologie descriptive utilisée

A. LES ELEMENTS FIGURES

Sont considérés comme éléments figurés :

- Les bioclastes,
- les pellets,
- les oolithes,
- les intraclastes;

chacun de ces éléments figurés a fait l'objet d'un comptage exprimé en pourcents, de la manière qui suit :

$$\text{Bioclastes} + \text{pellets} + \text{ooïdes} + \text{intraclastes} + \text{liant} = 100\%$$

A.1. Les bioclastes

Sont regroupés sous cette dénomination (in Elf-Aquitaine, 1975):

"Tout élément fossile entier ou en fragment, d'origine végétale ou animale, enrobé ou non d'une gangue carbonatée". Parmi les bioclastes, seuls les foraminifères ont fait l'objet d'une détermination précise (voir chapitre 3). Nous avons effectué des comptages sur les espèces les plus significatives, pour la paléoécologie et à la biostratigraphie. Les autres fragments d'organismes ont été exprimés en terme de fréquence (1 = rare..., 5 = le plus fréquent), il s'agit :

- d'échinodermes,
- de bryozoaires,
- de gastéropodes,
- de lamellibranches et brachiopodes,
- d'ostracodes,
- de serpules,
- de cnidaires,
- d'algues.

Les débris d'échinodermes peuvent former de véritables

accumulations (faciès à entroques des Calcaires roux); il faut aussi rappeler la minéralogie particulière des débris d'échinodermes, à savoir, qu'ils sont formés de calcite monocristalline (fig 17, p.31), sur laquelle vient souvent se greffer une calcite épitaxiale (phénomène d'orientation cristallographique mutuelle de cristaux de calcite dont l'origine génétique est différente).

Les formes des débris de bryozoaires varient en fonction du milieu de dépôt (voir chap.3, p.134).

L'aspect morphologique des débris de gastéropodes est caractéristique; la paroi de la coquille, formée de calcite drusique ne montre pas de structure interne propre; formée auparavant par de l'aragonite, celle-ci s'est dissoute par la suite et, a été remplacée par de la calcite.

Une des difficultés majeures consiste à séparer de façon systématique les débris de lamellibranches et de brachiopodes. En effet, la paroi de la coquille des lamellibranches (fig.17, p.31) montre deux types de structure :

- si la coquille est originellement constituée de calcite, la structure interne de cette dernière sera alors conservée;
- au contraire, si la coquille est constituée d'aragonite, sa structure interne ne sera peu ou pas conservée.

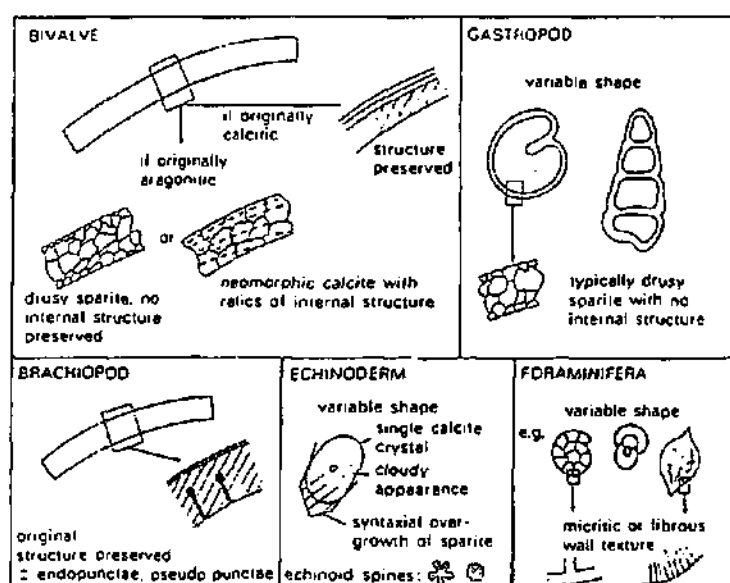


FIGURE 17

Aspect et structure, en section, des parois des lamellibranches (bivalves), des gastéropodes, des brachiopodes, des foraminifères et

Les fragments de coquilles d'huîtres montrent par exemple, une structure primaire foliée généralement bien conservée, puisque celles-ci sont constituées originellement de calcite magnésiennes. La plupart des autres espèces montrent des coquilles composées de calcite drusique, présentant parfois quelques traces de la structure primaire aragonitique, qui a été dissoute et remplacée par de la calcite.

Ce phénomène s'observe aussi chez certains foraminifères : les Trocholines montrent en effet un test recristallisé dont la structure est diffuse, ce qui implique un test aragonitique à l'origine, alors que les Neotrocholines montrent une structure nette, non recristallisée, qui impliquent un test originellement composé de calcite magnésienne.

Les fragments de brachiopodes (articulés) possèdent une paroi composée, à l'origine de calcite (fig.17, p.31). Cette paroi est constituée d'une couche externe lamellaire ou fibreuse et d'une couche interne prismatique dans laquelle se trouvent des pores caractéristiques; ces derniers permettent de différencier les fragments de brachiopodes des fragments de lamellibranches. Malgré ce critère distinctif, il demeure difficile de séparer ces deux groupes; c'est pourquoi nous avons regroupé ces deux familles en une seule, sous le terme "fragments de coquilles" (fig.17, p.31). Vue leur signification paléogéographique importante (environnement récifal), les rudistes ont été différenciés.

Facilement reconnaissable à leurs valves incurvées, les ostracodes sont relativement peu fréquents. Leur détermination en sections est impossible.

Les serpulidés présentent une paroi composée de calcite primaire ou secondaire et préfèrent les substrats durs.

Sous l'appellation cnidaires ont été rangés des organismes tels que

stromatopores, hydrozoaires et coraux. Si on ne peut parler de barrière récifale au sens propre du terme, ces organismes, le plus souvent à l'état de fragments, témoignent de la proximité d'un environnement récifal.

Les algues reconnues sont essentiellement des thalles et des sporanges de Dasycladacées d'une part, des oogones de characées d'autre part. Les encroûtement (*Bacinella*) et les oncoïdes n'ont pas été rattachés à une algue particulière, vue l'absence totale de structure interne propre.

A.2. Les Pellets (fig.18, p.33)

Selon ELF-AQUITAINE (1975), il s'agit de "petits granules ou aggrégats de boue carbonatée, arrondis, elliptiques, ovoïdes, dépourvus de toute structure interne, généralement abondants dans les dépôts où ils sont présents, parfois bien triés surtout parmi les petites tailles".

Trois processus d'origines différentes peuvent conduire à la formation de ces particules.

1) Micritisation intense de grains de toutes sortes conduisant à la formation de pellets, toutefois de taille et de forme plus diverses que les pellets formés selon les modes exposé ci-dessous. ILLING (1954), GINSBURG (1957) et BATHURST (1966) ont discuté ce processus, largement répandu dans les provinces carbonatées actuelles.

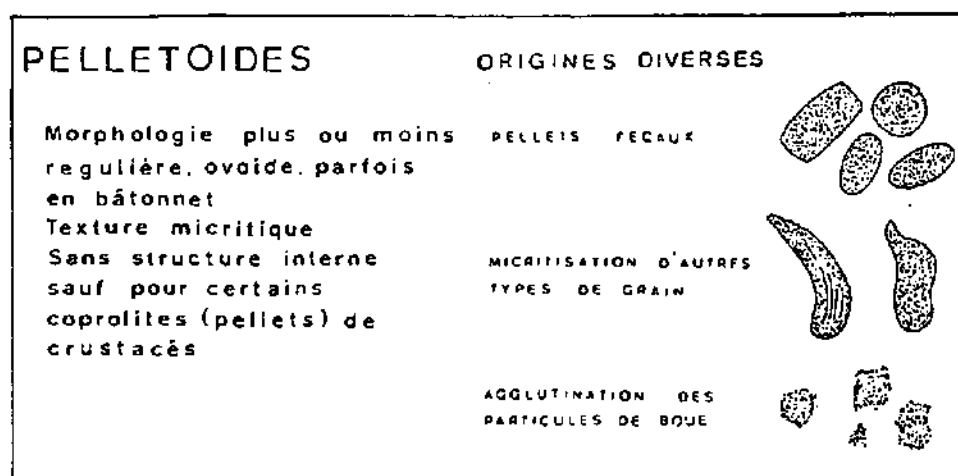


FIGURE 18

Nature et origine des pellets selon PURSER (in PURSER, 1980)

2) Une origine fécale; les pellets fécaux sont en effet très répandus dans les milieux de plate-forme carbonatée. De nombreux organismes marins en produisent d'énormes quantités (annélides, crustacés et mollusques). PURDY (1957), SHINN (1968) attribuent cette genèse biochimique à la plus grande partie des pellets des plates-formes actuelles.

3) Agglomération de la micrite et remaniement de boue carbonatée; une boue micritique peut s'agglutiner sous forme de petits granules, par précipitation d'un ciment cryptocristallin. Ce processus chimique a été observé et discuté par ILLING (1954). Il peut aussi s'agir d'un processus purement hydrodynamique, qui consisterait en un remaniement d'une boue carbonatée mi-consolidée, par agitation. Mais on a observé dans les sédiments actuels du Golf Persique, que le passage d'une vase à un sable pelleteïdal peut se faire sans intervention de facteurs hydrodynamiques, par voie chimique seulement.

Sans toutefois négliger les autres origines possibles, dans le cadre de la plate-forme Berriaso-Valanginienne, le fait que les pellets montrent les plus fortes accumulations dans les faciès sparitiques confirmeraient plutôt un processus d'origine hydrodynamique ou chimique qui remanie les boues carbonatées.

A.3. Oolites et oncolites

A.3.1. Les oolites

Selon ELF-AQUITAINE (1975) il s'agit de "grains carbonatés sphéroïdes possédant un nucleus quelconque et présentant à partir de celui-ci une structure radiale et concentrique régulière. La forme du noyau guide parfois l'allure de l'oolithe et son cortex peut montrer des épaisseurs assez variables".

Trois types d'oolithes ont été reconnues dans nos séries :

- les oolithes fibroradiées,
- les oolithes micritiques,
- les oolithes fibroradiées micritisées.

A.3.1.1. Les oolithes fibroradiées

Elles correspondent au type α de PURSER (1980). Leur caractéristique principale réside dans l'arrangement des laminations corticales qui tendent à régulariser le nucleus (fig.19, p.36). Selon cet auteur ces oolithes sont typiques des milieux agités. Les observations faites dans nos séries, vont aussi dans ce sens :

- La taille de ce type d'oolithes excède rarement le millimètre. Ce fait signifie que l'accroissement du cortex serait principalement compensé par l'usure résultant de la rotation constante du grain sur lui-même, lorsqu'il dépasse une certaine taille (BATHURST, 1968). Ces oolithes montrent, de plus, toujours un bon classement et sont toujours présentes dans les faciès de texture grainstone. Ces observations confirment bien que les oolithes fibroradiées sont issues de milieux constamment agités. Les oolithes actuelles de lagons ou de grottes, formées en milieu calme, montrent une forme irrégulière et de plus grandes tailles, allant jusqu'à 5 cm (NEWELL et al, 1960). Il faut aussi insister sur le fait que les grainstones des milieux agités ne renferment que ce type d'oolithes fibroradiées; ceci souligne parfaitement le lien entre ces dernières et les milieux soumis à un fort hydrodynamisme. Ces oolithes montrent, au niveau du cortex, des laminations dont le nombre est variable. Ceci ne provient pas

forcément d'une différence d'origine ou d'une augmentation de l'hydrodynamisme. En effet, dans un grainstone bien classé, les oolithes à grand nucleus montrent un cortex mince et vice-versa.

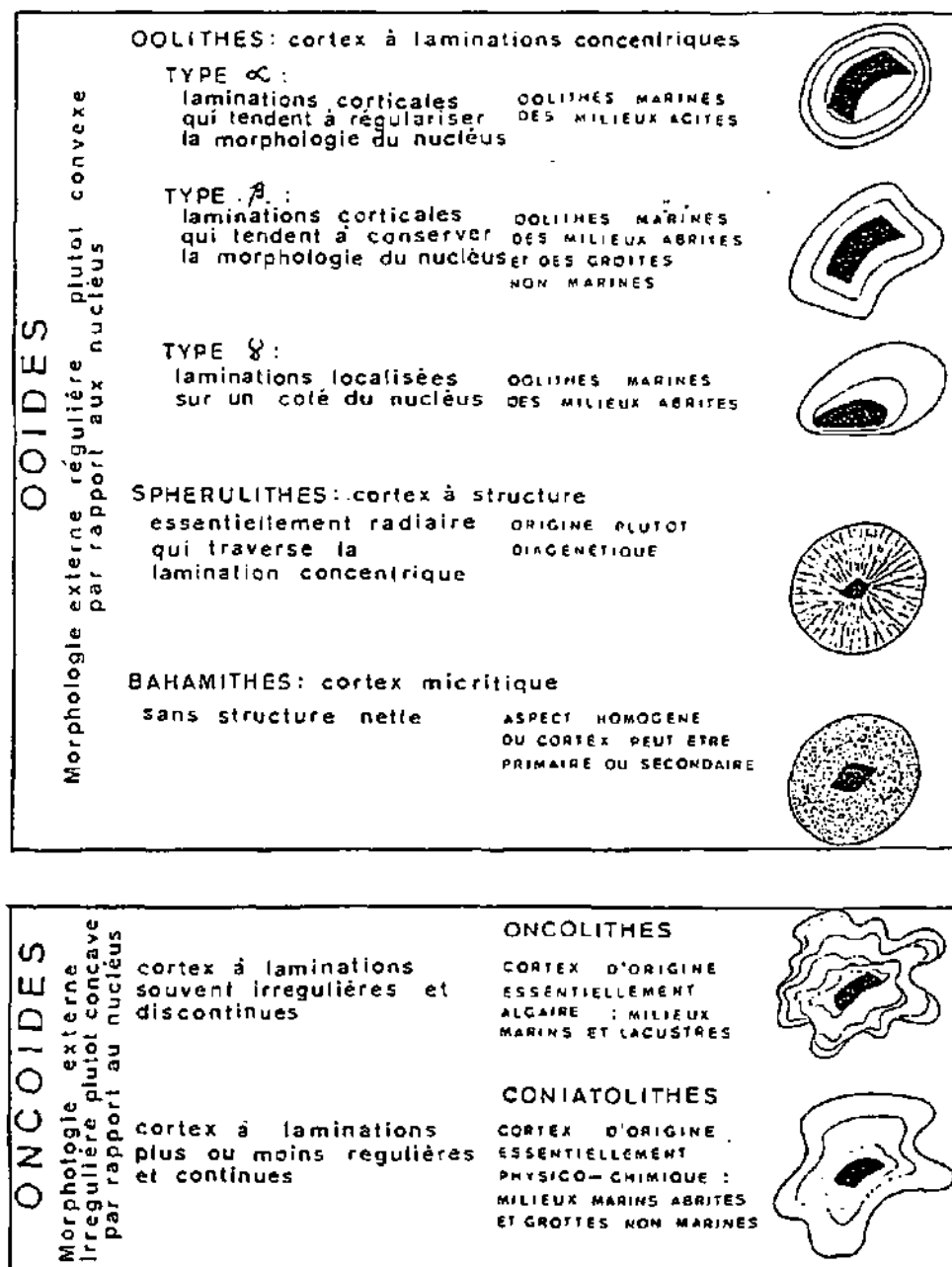


FIGURE 19

Principaux types d'oolithes et d'oncolites selon PURSER (in PURSER, 1980).

A.3.1.2. Les oolithes micritiques

Ce genre d'oolithe correspond plus ou moins aux bahamites décrites par PURSER, en 1980 (fig.19, p.36). Il s'agit d'oolithes à cortex micritique montrant une structure concentrique diffuse. Leur taille varie de 0.5 à 3 mm. Ces oolithes correspondent aussi au type 2 décrit dans les faciès purbeckiens jurassiens par STRASSER, en 1985 ("irregular micritic ooids with thinly laminated cortices"). la formation de ce type d'oolithes peut s'expliquer de deux façons différentes :

- Micritisation d'une oolithe fibroradiée; il s'agirait, dans ce cas, d'un processus biochimique.
- Micritisation concentrique à partir d'un nucleus quelconque; la formation de l'oolithe serait provoquée par une légère agitation dans des milieux encore assez riches en organismes qui précipitent la micrite (algues surtout).

La première hypothèse paraît la plus vraisemblable. Les oolithes micritiques ont été surtout répertoriées dans des faciès micritiques où l'activité algaire et microbienne est importante (arrière-barre et milieu de barre protégé), voisins des faciès soumis à l'action des vagues qui, comme on l'a déjà dit plus haut contiennent des oolithes fibroradiées. Aussi, il est tout-à-fait possible que des oolithes fibroradiées, transportées dans ce type de milieu, subissent peu à peu une micritisation complète. Dans le cas présent, ce processus est surtout d'ordre biochimique et synsédimentaire.

Le fait de rencontrer parfois des grainstones, uniquement composés d'oolithes micritiques, serait le seul élément qui confirmerait la

deuxième hypothèse énoncée ci-dessus. Mais ce faciès demeure cependant beaucoup trop rare, comparé à tous ceux qui en renferment aussi; ce genre d'accumulation pourrait aussi s'expliquer par un lessivage occasionnel. il serait dangereux d'en tirer des conclusions trop générales, reposant sur un type de faciès peu représenté.

3.1.3. Les oolithes fibroradiées partiellement micritisées

Cette troisième catégorie d'oolithes observées, confirme l'avant-dernière hypothèse exposée auparavant. Ce genre d'oolithes présente une alternance irrégulière et concentrique, de laminations micritiques et de couches fibroradiées. Ce fait implique que ces oolithes ont été transportées, tantôt dans un milieu calme, générateur de micrite, tantôt dans milieu assez agité. STRASSER (1985) interprète également ce type d'oolithes comme étant le résultat de transports répétés d'un milieu calme à un milieu agité, ce qui semble logique, vue l'instabilité des milieux de L'Unité Inférieure Oolithique.

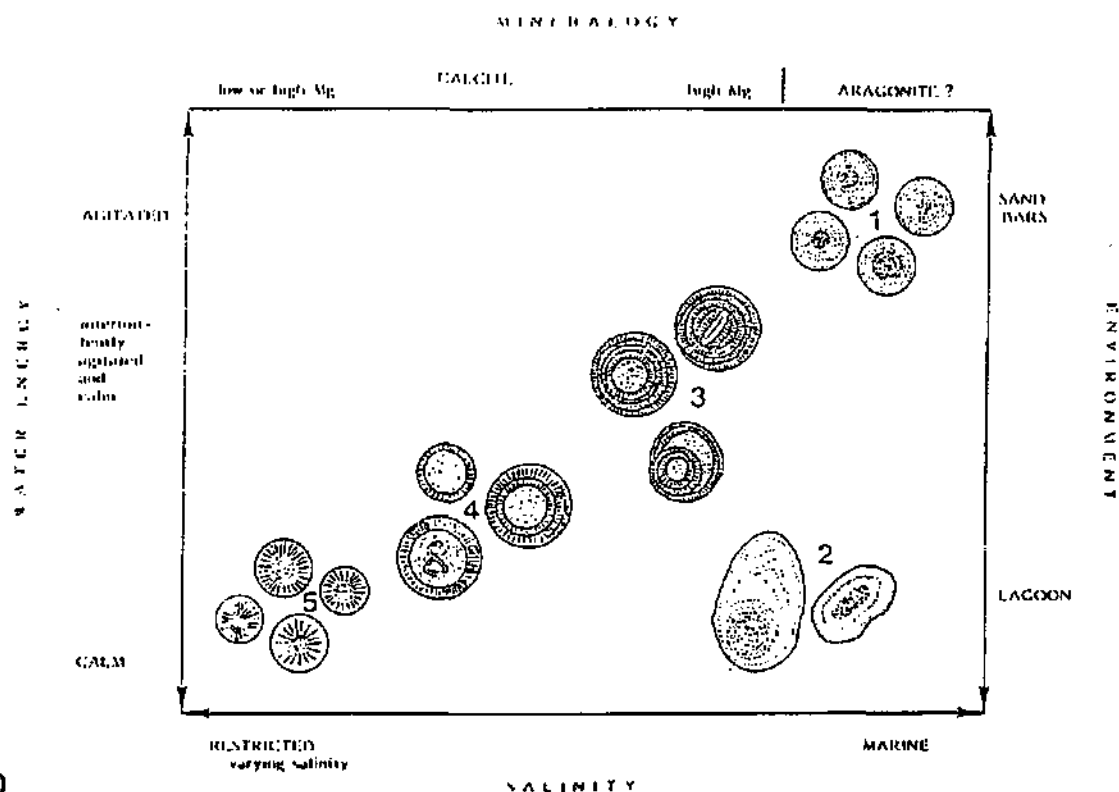


FIGURE 20

Principaux types d'oolithes répertoriées par STRASSER (1986), dans les faciès purbeckiens du Jura franco suisse. (1 : oolithes tangentielle, 2 : oolithes micritiques de lagon, 3 : oolithes mixtes, 3 et 4 : oolithes de milieux restreints)

3.1.4. Origine des oolithes

La formation d'une oolithe peut résulter de deux processus distincts. Le premier suit une voie que l'on peut qualifier de biochimique (LUCAS, 1957); il est en effet possible, en utilisant les algues et les bactéries, d'obtenir, en laboratoire, des oolithes fibroradiées concentriques, par adjonction de bactéries et d'eau de mer à des échantillons de sédiments. Ceci, en milieu anaréobie entraîne une élévation du pH qui peut dépasser 10, grâce à l'action bactérienne. Le carbonate de calcium peut ainsi précipiter sous forme d'aragonite et montre une structure de type oolithique. Il faut toutefois remarquer que ces oolithes sont plus grandes et épousent la forme du substrat sur lequel elle se sont développées.

On peut qualifier de physico-chimique le second processus de formation des oolithes. CAYEUX (1935), ILLING (1954), NEWELL et al (1960) ont proposé le schéma suivant pour la formation des oolithes des Bahamas : Une remontée d'eau océanique froide et saturée en carbonate, sur le bord de la plate-forme, peu profonde et constamment agitée, s'associe à un rapide échauffement de l'eau; il s'ensuit une perte en CO₂ due à l'échauffement et à la photosynthèse, qui stimule la précipitation de l'aragonite. Ces auteurs insistent sur l'importance de la faible profondeur et de l'agitation qui seraient un des facteurs importants; les sables oolithiques apparaissent dans moins de 2 m d'eau, proches de la zone de plus grande saturation, au voisinage de la surface. L'agitation facilite non seulement l'évaporation mais permet en outre, aux eaux de surface de se mélanger aux sédiments adjacents. Ce processus pourrait donc expliquer les accumulations d'oolithes des Bahamas. Ceci correspond bien aux résultats de NEWELL & al (in FABRICIUS, 1967); ces auteurs, en corrélant la concentration en

oolithes du sédiment, en fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau aux Bahamas, obtiennent les résultats suivants :

0 - 7 m : plus de 70% d'oolithes,

2 - 7 m : 40 à 70% d'oolithes,

2 - 15m : 20 à 40% d'oolithes.

Le mode de formation des oolithes doit, par contre, être de nature différente dans le Golf Persique (température et salinité plus élevées associées à une agitation pas nécessairement constante).

En résumé, la plupart des oolithes semblent se former suivant des mécanismes physico-chimiques; les algues et bactéries jouent un rôle indirect. Elles favorisent la précipitation des carbonates par consommation de CO₂. Le fait de rencontrer des oolithes de différentes sortes dans différents faciès souligne l'importance du milieu de dépôt quant à la nature du cortex (micritique ou fibreux).

A.3.2. Les oncolithes

Ce sont des grains à cortex qui se différencient des oolithes par une morphologie très irrégulière et une taille plus grande. Cette morphologie résulte de l'enrobage d'un nucleus de forme irrégulière et d'une variation d'épaisseur des laminations qui sont toujours micritiques.

Les oncolithes, observés dans nos séries, sont d'origine algaire; Il s'agit, en général, de l'association Lithocodium - Bacinella. Ces oncolithes ont un diamètre millimétrique à centimétrique. Leur partie centrale est constituée de filaments recristallisés de Bacinella et leur périphérie par des laminations de Lithocodium aggregatum. Ce processus est donc strictement d'ordre biologique.

A.4 Les intraclastes

Nous avons regroupé sous ce terme les éléments correspondant à la définition qui suit : Tout fragment de roche, sables et graviers dont la morphologie est angulaire et variable. Le terme extraclaste a été abandonné, car les fragments en question ne montrent pas de différences assez significatives avec le milieu qui les renferme. Pour simplifier les comptages, nous avons aussi inclus les aggrégats et les oncolithes dans cette classe.

B. LES ELEMENTS FIGURES NON CARBONATES

Ces éléments font l'objet d'une plus longue étude dans le chapitre consacré à la minéralogie du résidu insoluble.

Les éléments non carbonatés, reconnaissables en lames minces, importants, quant à la compréhension de nos milieux de dépôts, sont le quartz et la glauconie. Seul le quartz a été pris en compte dans nos pourcentages.

Le quartz montre deux aspects d'origine différente :

- Sous forme de grains isolés, le plus souvent anguleux, d'origine détritique.
- A l'état néoformé sous diverses formes, allant du grain avec nourissage, d'une croissance en rosette jusqu'à la formation de silex; ceci étant généralement dû à la circulation de fluides chargés en silice.

Les problèmes liés au quartz détritique et néoformé ont été traités en détail dans le chapitre consacré à la minéralogie.

La glauconie, facilement reconnaissable à sa couleur verte, a été reconnue dans les milieux externes de nos séries, plus spécialement celles de l'Unité inférieure oolithique (U.I.O).

Selon la Littérature, il s'agit d'une association de minéraux argileux à forte teneur en Fe^{3+} , appartenant à une série dont un pôle est de type smectite et l'autre de type mica glauconitique (mica dioctaédrique ordonné ou désordonné). La glauconie se forme exclusivement en milieu marin soit par néoformation, soit par transformation, à des profondeurs allant de 50 à 550 m. Elle se présente le plus souvent sous forme de grains vert clairs à foncés, qui se développent sur des débris minéraux ou coquilliers, sur des pellets, en remplissage de loges de foraminifères, etc. Elle peut parfois, épigéniser, de manière spectaculaire des surfaces durcies (coupe Champagne II, discontinuité D2). Il est paradoxal de constater que la glauconie est le seul phyllosilicate aisément reconnaissable en lame mince, alors qu'il est quasiment impossible de le reconnaître aux rayons X.

C. LA PHASE DE LIAISON

Tous les éléments carbonatés ou non qui s'observent dans un dépôt sont généralement entourés d'une phase dite de "liaison", représentée par une matrice carbonatée fine (micrite) ou par un ciment de cristallinité supérieure (microsparite et sparite).

La phase de liaison a fait l'objet, pour chaque lame mince, de l'estimation suivante, en pourcentages :

Phase de liaison + éléments figurés = 100 %

la matrice et le (les) ciments ont fait l'objet, pour chaque lame mince, de l'estimation suivante , en pourcentages :

Micrite + sparite + microsparite = 100% de la phase de liaison.

C.1. La micrite

Il s'agit donc d'un liant pénécontemporain à la sédimentation, constitué de microcristaux dont les tailles varient de 1 à 4 microns (FOLK, 1959). Du point de vue minéralogique, cette matrice carbonatée est composée de un ou plusieurs polymorphes de $CaCO_3$

(aragonite, calcite magnésienne, et la forme la plus stable, calcite non -magnésienne) ou d'autres minéraux, la dolomite par exemple.

C.1.1. L'origine de la micrite (voir fig.21, p.43)

A) La micrite peut être précipitée par voie chimique exclusivement. Ce mode de formation est possible dans les milieux de grande profondeur, où les organismes présents n'utilisent pas de carbonates pour la construction de leurs squelettes (MILLIMAN, 1969). Dans les milieux moins profonds, ce phénomène semble se limiter aux milieux arides et hypersalins de sabkhas et aux lacs. Ce mode ne caractérisera donc que peu ou pas la plate-forme carbonatée herriaso-valanginienne.

B) La question de la précipitation du CaCO_3 dans la mer, par voie bactérienne reste très controversée. Observée en laboratoire (DEELMAN, 1975), les mécanismes qui la régissent demeurent peu connus. Ce mode de formation de la micrite (décomposition de la matière organique par voie bactérienne, par exemple) ne peut toutefois, englober qu'une toute petite partie des accumulations de micrite connues (5 % aux Bahamas, PURDY, 1963).

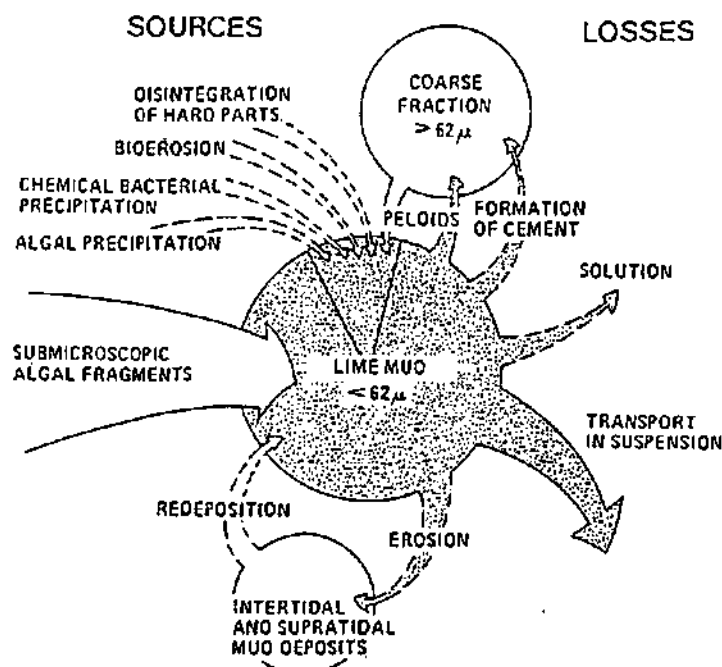


FIGURE 21

Bilan de la micrite, simplifié d'après NEUMAN and LAND (1975) (in FLUEGEL, 1982)

C) Une activité algale importante peut être à l'origine de grandes accumulations de micrite. Les Cyanophycées (algues bleues), qui sont à l'origine des encroûtements stromatholitiques et des oncolithes, précipitent de par leur activité photosynthétique, un carbonate cryptocristallin (aragonite et Mg-calcite). Cette micrite caractérisera surtout les zones internes de la plate-forme.

D) L'origine bioclastique d'une grande partie de la matrice carbonatée a été démontrée par des observations faites au microscope électronique; La micrite est en effet, composée de microorganismes tels que les coccolithes, mais surtout de microdébris issus de la désintégration de squelettes (abrasion mécanique et "érosion" biologique due aux bactéries.

E) Enfin, dans notre cas (mer épicontinentale), une origine terrigène peut être envisagée pour une partie de la micrite; Celle-ci serait amenée par les fleuves (transport en suspension. Les observations de SEIBOLD et al. (1973) montrent que les fleuves qui drainent les montagnes d'Iran, livrent un volume important de calcite au Golfe Persique. Un transport éolien peut aussi apporter une grande quantité de calcite fine (PURSER, 1980).

C.2. Les ciments sparitiques et microsparitiques

Les processus de cimentation varient en fonction de l'environnement et de la stabilité variable des polymorphes du CaCO_3 .

Au niveau de la diagenèse carbonatée, l'exondation conduit à l'existence de deux zones :

- la zone vadose,
- la zone phréatique.

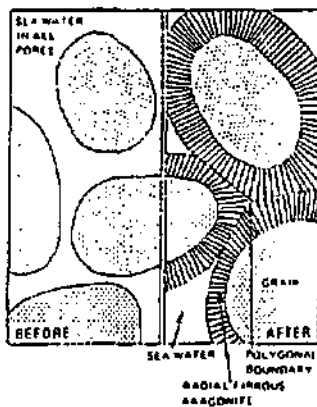
Dans ces zones, les sédiments marins évoluent rapidement, par des phénomènes de dissolution-recristallisation, vers leur polymorphe stable, la calcite.

La zone vadose caractérise un milieu non saturé en eau. Peu épaisse, elle est le siège d'une diagenèse météorique intense. L'aragonite est dissoute et les pores sont remplis d'air. La cimentation est partielle et se produit autour des éléments à partir d'un mince film d'eau. Les pores restent ouverts et les structures sont conservées. Le ciment est composé de calcite fine et régulière (fig.22, p.46).

La zone phréatique (eau douce) est un milieu saturé en eau. Tous les pores sont remplis d'eau météorique chargée en carbonates dissous. Le ciment sparitique est régulièrement disposé autour des grains; il s'agit de calcite équidimensionnelle en mosaïque. La croissance de calcite épitaxiale sur des fragments d'échinodermes est aussi une caractéristique de cette zone (fig.22, p.46).

Dans les zones marines actives, (par opposition aux zones stagnantes), les ciments précipités sont composés d'aragonite et de Mg-calcite. Leur texture est fibreuse. L'aragonite et la Mg-calcite drusique sont fréquentes; il s'agit de cristaux de petites tailles formant une frange qui se développe à partir du bord des éléments (fig.22, p.46).

A Marine phreatic environment B Fresh water vadose environment C Freshwater phreatic environment



Stagnant zone

Processes

1. Little or no water circulation through sediment
2. Bacterial (?) control on cementation
3. Water saturated with CaCO_3

Products

1. Little cementation except in skeletal micropores
2. No leaching
3. No alteration of grains
4. Micritization

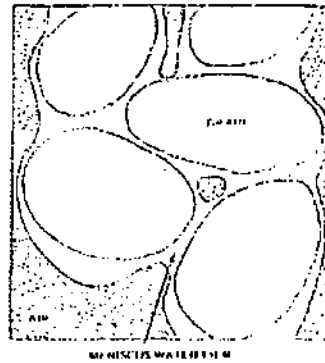
Active zone

Processes

1. Water forced through sediments by waves, tides, or currents
2. All pores filled with sea water
3. No leaching in shallow marine environments

Products

1. Random aragonite needles
2. Isopachous fibrous aragonite
3. Botryoidal aragonite
4. Micrite Mg-calcite
5. Isopachous fibrous Mg-calcite
6. Mg-calcite pseudo-pellets
7. Polygonal boundaries between isopachous cements
8. Interbedded cements and sediments
9. Borings in cements
10. Most cementation in reefs or surf zones



Zone of solution

Processes

1. Solution by undersaturated meteoric water
2. Production of CO_2 in soil zone aiding solution

Products

1. Extensive solution
2. Preferential removal of aragonite if present
3. Formation of vugs in limestone

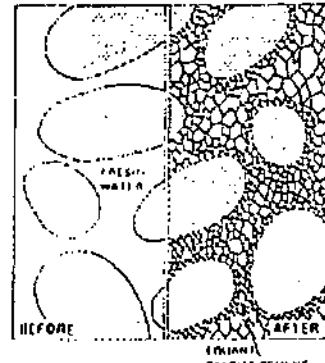
Zone of precipitation

Processes

1. Meniscus or pendant distribution of water
2. CO_2 loss of evaporation

Products

1. Minor cementation
2. Meniscus cements
3. Pendant cements
4. Equant calcite
5. Preservation of most porosity



Zone of solution

Process

1. Solution by undersaturated meteoric water

Products

1. Development of moldic and/or vuggy porosity
2. Possible neomorphism of unstable grains

Stagnant zone

Processes

1. Little or no water movement
2. Water saturated with CaCO_3

Products

1. Little cementation
2. Stabilization of Mg-calcite and aragonite
3. Little or no leaching
4. Preservation of porosity
5. Neomorphism of aragonite grains with some preservation of textures

Active zone

Processes

1. Active water circulation
2. Some leaching of aragonite, leaching may be accompanied by calcite replacement
3. Rapid cementation

Products

1. Abundant equant calcite cement
2. Isopachous bladed calcite cement
3. Interlocking crystals
4. Crystals coarsen toward center of pores
5. Complete replacement of aragonite by equant calcite
6. Syntaxial overgrowths on echinoderms
7. Relatively low porosity

FIGURE 22

Effets de la diagenèse sur des carbonates en zone marine, vadose et phréatique; conséquences sur la cimentation (minéralogiques et cristallographiques), selon LONGMAN, 1980 (in FLUEGEL, 1982).

C.2.1. Les types de ciments rencontrés

La sparite se caractérise par des cristaux dont la taille dépasse 10 microns (FOLK, 1959). Deux processus de formation différents peuvent être invoqués :

- Précipitation d'un ciment intergranulaire (orthosparite),
- recristallisation à l'état solide (sparite néomorphique ou pseudosparite).

La microsparite est caractérisée par des cristaux dont la taille est inférieure à 10 microns et supérieure à 4 microns (FOLK, 1959). la taille et la forme des cristaux sont plus homogènes que dans le cas de la sparite. Selon FOLK (1959), ce ciment provient de la recristallisation de la micrite, qui semble possible par départ des ions Mg^{2+} . Ce départ peut être dû à une circulation d'eau douce dans le sédiment ou encore, à l'adsorption du Mg par les minéraux argileux.

Nos observations montrent que dans deux cas, la microsparite pourrait avoir directement précipité :

- Le faciès Pil (fig.30, p.69) est essentiellement constitué de pellets et petits bioclastes liés par un ciment microsparitique. L'excellent classement de ce faciès et son homogénéité impliquent une agitation qui exclue la micrite. De plus, lors d'une recristallisation de micrite en microsparite (ou sparite), des éléments figurés tels que les pellets sont aussi partiellement touchés par cette transformation; ce n'est jamais le cas des pellets issus de ce faciès.

- Les bird's eyes et les figures géopétales montrent aussi un ciment microsparitique (faciès M1). Celui-ci est uniquement présent dans le fond des cavités. La micrite qui entoure ces cavités ne montrant pas de recristallisation, on est également en droit d'invoquer une précipitation directe de la microsparite.

C.2.2. Morphologie des différentes phases de cimentation

Plusieurs générations de ciment de différents types peuvent être mises en évidence dans une même roche, parce que la cimentation peut avoir eu lieu, successivement dans divers environnements diagénétiques (marins, d'eau douce, etc). La figure 30 (in FLUEGEL, 1982) illustre les quatre types de ciments les plus communément rencontrés :

1) Ciment fibreux ou aciculaire; il croît, en frange, à partir du bord des éléments (A sur la fig.23, p.48). C'est la morphologie typique des ciments formés en milieu marin ouvert. Cette forme de sparite témoigne d'une diagenèse précoce. Ces fibres sont constituées, en milieu sous-marin, d'aragonite ou de Mg-calcite. Transformées par la suite en calcite pauvre en Mg, elles conservent leur forme et leur orientation dirigée vers l'intérieur du pore.

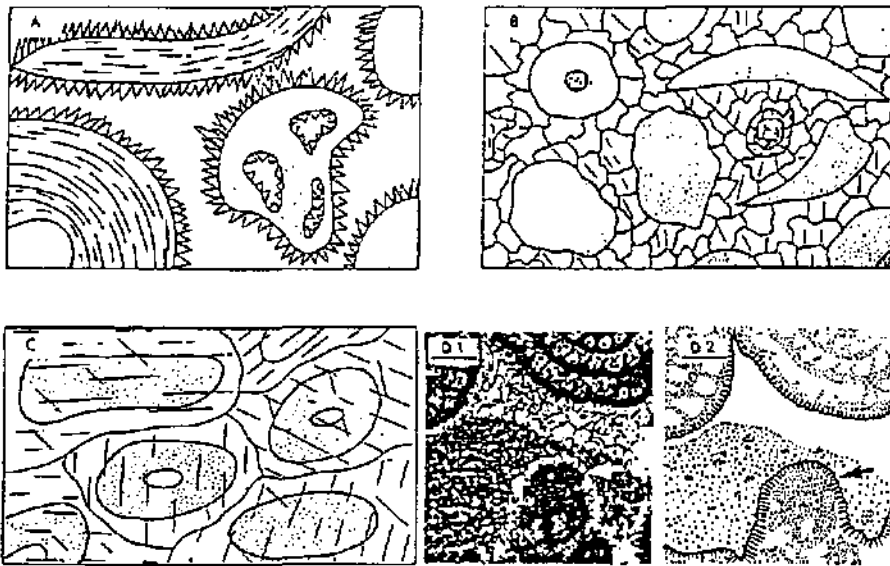


FIGURE 23

Illustration des principaux types de ciments rencontrés ((in FLUEGEL, 1982); A : ciment fibreux, B : Ciment granulaire, C : ciment syntaxial, d1 et d1 : silt vadose et calcite granulaire.

2) Ciment granulaire et drusique B; il précipite dans les vides restant après une première cimentation (ciment A). Plus hétérogène que le ciment A et sans orientation préférentielle des cristaux, il montre une augmentation de la taille des cristallites qui le composent, au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre du pore. Ce genre de ciment est typique d'une diagenèse tardive (après compaction et formation du ciment A), dans des milieux phréatiques et vadoses, voir subaérien. Mais un tel type de cimentation peut aussi se développer en milieu sous-marin. Sa nature minéralogique sera alors fonction du type du milieu dans lequel il s'est formé(voir. C.2., p.48).

3) Ciment syntaxial (C sur la fig.23); ce terme décrit un ciment qui croît sur et autour d'un cristal, selon les mêmes axes cristallographiques que celui-ci, jusqu'à ne former qu'un seul cristal (épitaxie). Ce type de ciment est fréquent dans les calcaires à entroques (faciès Pe2c, T4 et T3) et caractérise soit une cimentation sous-marine précoce, soit un milieu d'eau douce, voire subaérien.

4) Silt vadoses (D1-D2, fig.23); il s'agit ici d'un sédiment "diagénétique" qui est présent dans le fond des bird's eyes, des Keystones-vugs et autres cavités formées dans les milieux supratidaux. ce ciment est formé de cristaux très fins de calcite. Les silts vadoses se forment, selon DUNHAM (1969) dans des milieux temporairement émergés.

C.2.3. Conclusions

La nature des ciments et leurs morphologies s'avèrent importantes en tant que critères faciologiques d'une part, et surtout pour la compréhension des environnements diagénétiques qui se sont succédés depuis la déposition du sédiment, jusqu'à nos jours. La figure 24 (p.50) illustre bien, tous les genres de ciments susceptibles de se

former dans les milieux de la plate-forme berriaso- valanginienne. Cette lame mince provient de milieux supratidaux (faciès M1) situés juste sous la D1 dans la coupe des Montheys. Elle présente, dans l'ordre chronologique une succession de ciments suivants :

- a) Déposition d'une matrice micritique et apparition de Bird's eyes (vides).
- b) Précipitation d'un ciment fibreux fin qui tapisse la cavité, témoignant d'un milieu marin.
- c) apparition d'un ciment fibreux plus grossier et isopaque, qui traduirait des alternances de salinité (phréatique-marin)

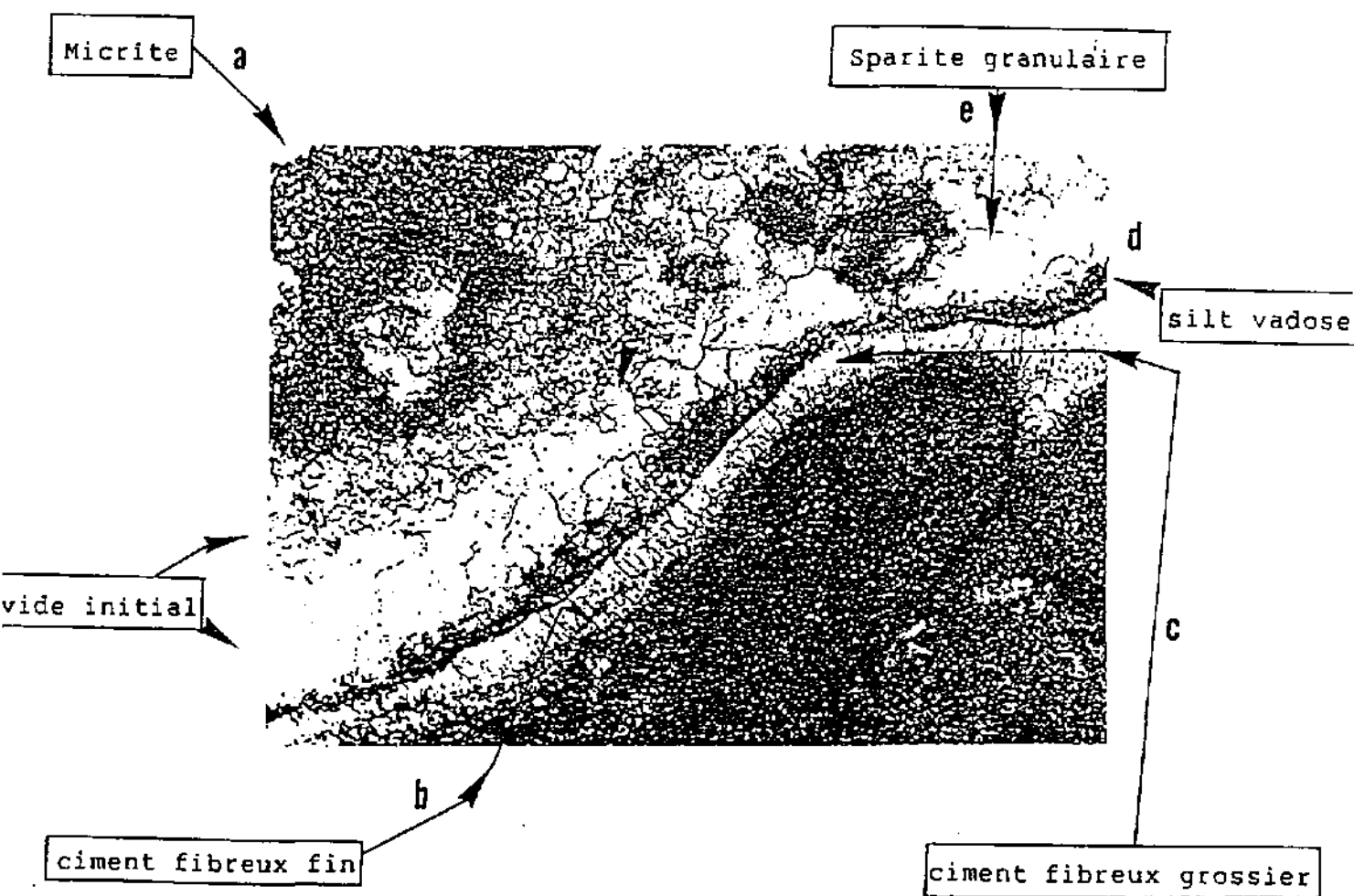


FIGURE 24

Coupe du Landeron I et II, échantillons 29 : Micrite à terriers et bird-eyes présentant plusieurs types de ciments successifs.

- d) formation d'un silt vadose dans la cavité,
ce qui traduit une diagenèse en zone
vadose (émersion).
- e) remplissage du vide restant par une sparite
granulaire et hétérogène (diagenèse tardive
vadose ou subaérienne).

Il faut ajouter que la conservation des bird's eyes et autres cavités implique une lithification précoce de ce mudstone. Les ciments b, c et d sont précoces et typiques des milieux supratidaux (vides, exondation partielle, émersion...etc).

2.3. Terminologie utilisée pour la description des lames minces

Deux types de classification ont été employés :

- La classification de FOLK (1959),
- la classification de DUNHAM (1962).

2.3.1. La classification de FOLK (1959)

Cette terminologie se fonde sur l'importance relative des différents éléments figurés (allochems) et sur la description de la matrice ou du ciment (orthochems). les éléments suivants entrent dans cette classification, sous forme de préfixes :

- Les bioclastes (bio-),
- les pellets (pel-),
- les oolithes (oo-),
- les intraclastes (intra-).

Deux types de ciment ont été retenus, à savoir la sparite et la microsparite; Le terme de micrite décrivant une matrice. Comme l'indique la figure 25, il suffit de combiner les préfixes bio-, pel-, oo-, et intra- avec les ciments ou la matrice pour obtenir

le nom de la roche. Un préfixe tel que pel- sera utilisé, si la roche en question contient plus de 10 % de pellets. Dans le cas où plusieurs éléments dépassent ces 10 %, il est possible de combiner ces préfixes de la manière qui suit :

Une pelbiosparite à intraclastes désigne une roche, dont le ciment est sparitique qui contient en ordre croissant de fréquence, des intraclastes, des bioclastes et des pellets.

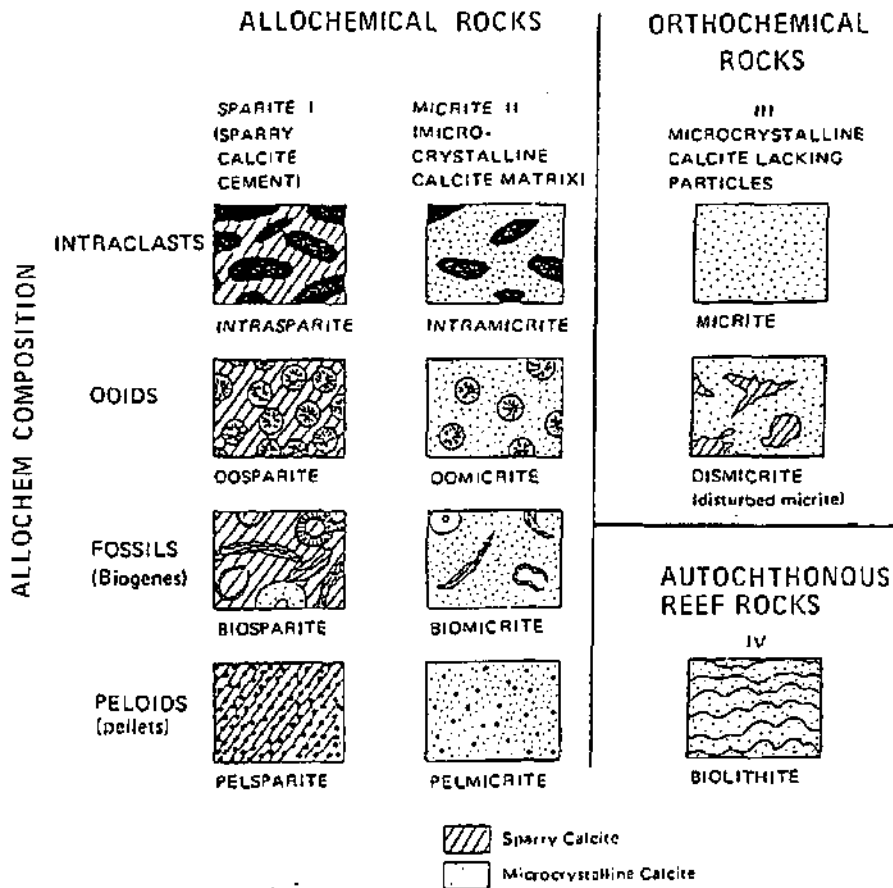


FIGURE 25

Classification de FOLK (in FOLK, 1959) selon la nature des éléments figurés et la matrice ou les ciments; Distinctions entre les roches composées d'éléments (allochems), les roches issus de précipitations directes (orthochems) et les roches construites (autochtones).

La classification de FOLK n'est pas utilisé ici, selon la définition quantitative stricte de base. Nous avons en effet, surtout insisté sur l'aspect descriptif de cette terminologie, en ajoutant à cette dernière des qualificatifs s'appliquant à l'arrangement textural de la roche (bien / mal classé), ou ayant trait à un élément plus particulier tel que le quartz, par exemple (biomicrite gréseuse). Vue l'importance des organismes dans nos subdivisions, les termes cnidaires, échinodermes....etc, sont rajoutés lorsqu'ils constituent des critères importants pour l'arrangement des microfaciès. Le faciès Pi4 correspond par exemple, à une biomicrite à algues et nombreuses trocholines, ce qui signifie que les algues et les trocholines constituent, parmi les bioclastes, le critère cardinal pour différencier ce faciès des autres.

2.3.2 La classification de DUNHAM

Cette terminologie proposée par DUNHAM (1962), concerne la disposition présente des composants de la roche reflétant l'arrangement lors du dépôt. Elle est fondée sur trois critères (voir fig.26, p.53) :

- La présence ou l'absence de boue carbonatée (micrite);
- la proportion de grains présents dans la roche;
- la disposition "jointifs" ou "non jointifs" de ces grains.

Dans le premier cas, les grains sont suffisamment abondants pour se toucher et vont alors, constituer la charpente de la roche. Dans le second cas, les grains sont clairsemés et flottent dans la pâte cryptocristalline. Ces critères, qui permettent de distinguer quatre catégories de roche sont consignés dans la figure 33.

Grains		Avec boue	Sans boue
Jointifs	> 10 %	PACKSTONE	GRAINSTONE
non Jointifs		WACKESTONE	
	< 10 %	MUDSTONE	

F.26 :

Classification de DUNHAM, 1962 (in ELF-AQUITAINE, 1977).

2.3.3. Utilités et complémentarité de ces deux classifications

La figure 27 indique les correspondances envisageables entre la nature vaseuse ou sableuse du sédiment originel, la texture de la roche selon DUNHAM et la classification de FOLK. Ce type de classification donne aussi des renseignements sur l'hydrodynamisme régnant lors du dépôt.

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

FIGURE 27

Correspondance entre la classification de DUNHAM, celle de FOLK, le type de dépôt et l'hydrodynamisme (in DARSAC, 1983).

La classification de FOLK reste le moyen le plus simple et le plus rapide pour caractériser les milieux de dépôts. La fig. 28 (p.54) en est un bon exemple; en quelques mots, il est possible de caractériser l'ensemble du spectre des roches carbonatées, ainsi que les conditions hydrodynamiques découlant du type d'environnements.

Percent Particles	OVER 2/3 LIME MUD MATRIX (Micrite)				SUBEQUAL SPAR AND LIME MUD	OVER 2/3 SPARRY CEMENT (Sparite)		
	0 - 1%	1-10%	10-50%	> 50%		SORTING POOR	SORTING GOOD	ROUNDED & ABRADED
Representative Rock Terms	MICRITE & DISMICRITE	FOSSILI- FEROUS MICRITE	SPARSE BIOMICRITE	PACKED BIOMICRITE	POORLY WASHED BIOSPARITE	UNSORTED BIOSPARITE	SORTED BIOSPARITE	ROUNDED BIOSPARITE
Terminology Folk 1959	Micrite & Dismicrite	Fossiliferous Micrite	Biomicrite		Biosparite			
Terrigenous Analogues	Claystone	Sandy Claystone	Clayey or limonitic Sandstone		Submarine Sandstone	Mature Sandstone	Supermature Sandstone	

 LIME MUD MATRIX
  SPARRY CALCITE CEMENT

FIGURE 28

Spectre des roches carbonatées en fonction de la classification de FOLK. L'hydrodynamisme croît de gauche à droite; ceci correspond à un passage de milieu calme à un milieu de barrière (FOLK, 1962).

2.4. Analyse quantitative des lames minces

Les pourcentages des éléments figurés entre eux et par rapport à la matrice sont estimés sur la base des chartes de BACELLE et BOSELLINI , 1965 (in FLUEGEL, 1982).

La taille moyenne des grains (TM) a été déterminée selon la méthode définie par MASSE (1976); Elle consiste à mesurer la longueur qu'occupent 100 grains interceptés par le fil d'un des réticules, divisée par 100, donnant ainsi la taille moyenne apparente des éléments. Cette méthode qui peut paraître contestable est surtout valable pour les sédiments jointifs. Nous l'avons utilisée à titre comparatif (travaux de DARSAC, 1983, de ZWEIDLER, 1985 et de BOISSEAU, 1987) et parce qu'elle constitue néanmoins, un bon critère microfaciologique.

Les problèmes inhérents aux comptages des divers organismes et foraminifères sont traités dans le chapitre 3.

2.5. Le profil théorique de la plate-forme carbonatée berriasien-valanginienne

La terminologie employée tient compte à la fois d'une zonation verticale et d'une zonation horizontale (voir fig.29, p.56).

2.5.1. La zonation verticale (PERES, 1961)

Cet auteur distingue, au niveau biologique, deux grands domaines, à savoir :

- Un domaine phytal, pénétré par les rayons lumineux (= zone photique de PICARD, 1980),
- un domaine aphytal dans lequel la lumière ne pénètre pas (zone aphotique de PICARD, 1980).

. La zone phytale est caractérisée par quatre étages :

Un étage supralittoral, dont les populations fauniques ne seront qu'exceptionnellement immergées. Celui-ci correspondrait au milieu

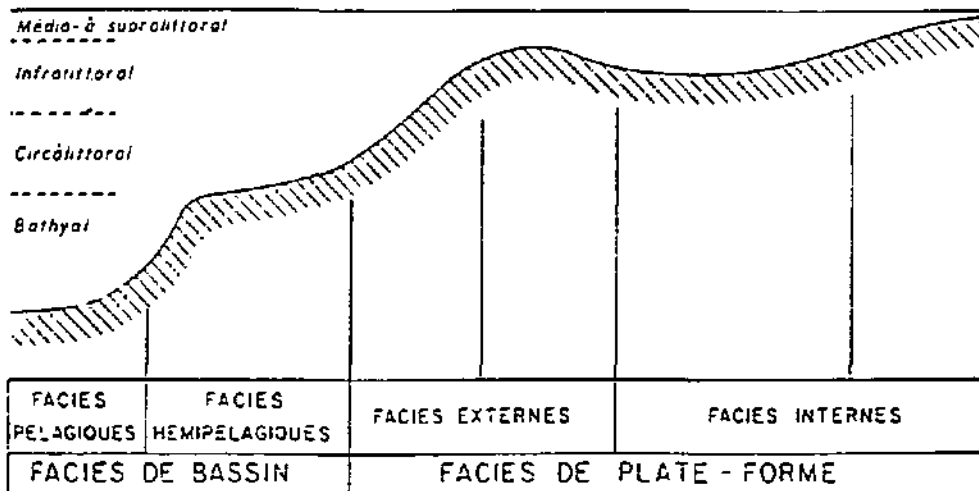
supratidal défini par ELF-AQUITAINE (1980) comme étant "épisodiquement envahi par les hautes marées de vives eaux".

Un étage médiolittoral dans lequel les populations sont soumises à une alternance d'émersion et d'immersion. Il s'agit du milieu intertidal, zone de balancement des marées.

Un étage infralittoral, dont la limite inférieure coïncide avec la zone où les phanérogames marines et les dasycladacées commencent à disparaître (de 8 à 50 mètres, selon la turbidité de l'eau). Cet étage correspond au milieu infralittoral (subtidal, in ELF-AQUITAINE).

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	



GRANDS TYPES DE FACIES

BASSIN	TALUS EXTERNE	BORDURE	DOMAINE INTERNE
		PLATE - FORME	

DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES

FIGURE 29

Profil théorique de la plate-forme, dans lequel sont figurés les zonations verticales et horizontales de PICARD et PERES (1959) et de PERES (1961), les grands ensembles paléogéographiques et les principaux types de faciès définis par MASSE (1976).

Un étage circalittoral situé entre la limite d'extension des dasycladacées et la plus grande profondeur, où vivent les algues les plus sciaphiles (de 80 à 200 m).

Le domaine aphytal correspond aux domaines bathyal et abyssal.

Cette zonation est donc fondée essentiellement, sur des critères biologiques liés à la photosynthèse.

2.5.2. La zonation horizontale

Il s'agit d'une zonation répondant à des critères d'ordre morphologique. Masse (1976) distingue, dans le cas des plate-formes crétacées, trois grands ensembles :

Un ensemble pré-littoral, composé paléogéographiquement du bassin et du talus, dont le sommet coïncide avec la fin de l'étage circalittoral.

Un ensemble de plate-forme composé d'une bordure externe, soumise à un hydrodynamisme constant et élevé, et d'un domaine interne, plus restreint et plus calme.

Un ensemble marginolittoral qui correspond à une zone temporairement exondée et qui montre de grandes variations de salinité.

L'influence de la morphologie se traduit sous la forme d'une barrière, plus ou moins continue. Ce relief qui a une influence directe sur le niveau d'énergie, sur le chimisme des eaux (salinité, température, oxygénation) et sur l'activité biologique entraîne la distinction entre un milieu de plate-forme interne et un milieu de plate-forme externe. La plate-forme berriasovalanginienne ne devait pas montrer de vraie barrière, au sens récifal du terme, mais plutôt un ensemble de cordons oolithiques, voir de platiers échinodermiques. En effet, aucun corps récifal important n'a jamais été mis en évidence sur cette plate-forme. Ceci implique que les communications avec la mer ouverte n'étaient

pas trop restreintes. Ce fait pourrait expliquer l'absence de la dolomie, des évaporites et la distribution de certains phyllosilicates (voir le chapitre 4 traitant de la minéralogie). Ces classifications conduisent à la distinction de grands ensembles de faciès qui seront traités en détail dans les pages qui suivent.

2.6. DESCRIPTION DES FACIES

Les faciès décrits sont représentés sur un profil théorique de plate-forme (fig.30, p.69) et sont désignés de la manière qui suit :

- les faciès de talus-bassin : faciès T
- les faciès de plate-forme externe : faciès Pe
- les faciès de plate-forme interne : faciès Pi
- les faciès marginolittoraux : faciès M

Sont exprimés pour chaque microfaciès :

- la dénomination selon FOLK, (fig.25, p.52)
- la texture selon DUNHAM, (fig.26, p.53)
- L'aspect général, à l'échelle du banc puis, de l'échantillon,
- En lame mince, le pourcentage moyen de chaque élément figuré présent,
- La taille moyenne des grains (T.M. de MASSE),
- les foraminifères les plus représentatifs,
- les organismes les plus fréquemment rencontrés,
- la correspondance avec les faciès décrits par DARSAC (1983) dans la région de la Chambotte et les faciès de ARNAUD-VANNEAU (1987)
- la représentativité de ce faciès dans chaque coupe

étudiée, donnée par la relation suivante :

$$N^1/N^2$$

N^1 = nb. total de lames appartenant à ce faciès

N^2 = nb. total d'échantillons étudiés dans cette coupe. La représentativité globale du faciès obtenue par la relation :

nb total d'échantillons appartenant au faciès décrit / nb total d'échantillons étudiés, est aussi calculée. Ce calcul est surtout utile pour les reconstitutions paléogéographiques, au niveau régional.

Les groupes de faciès et leur agencement sont ensuite décrits et interprétés dans le cadre de l'évolution des milieux de dépôts.

Les critères prépondérants dans l'interprétation des microfaciès, dans le but de les replacer sur le profil théorique de la plate-forme sont :

A) d'ordre lithologique

B) d'ordre biologique

A) Ces critères reposent sur :

- la présence de micrite, sparite, d'un bon ou d'un mauvais classement; un milieu calme est caractérisé par un lient micritique et un classement variable; les éléments issus d'un milieu régulièrement agité seront bien classés et cimentés par de la sparite. Il s'agit donc de critères ayant trait à l'énergie ou à l'hydrodynamisme des milieux.
- la présence de figures sédimentaires; les bird's eyes sont par exemple, typiques des milieux supratidaux calmes, alors que les keystone-vugs témoignent de milieux de haute énergie (grainstone de plage). On peut encore citer les laminations

algaires que l'on peut opposer à la stratification oblique ou entrecroisée.

B) La répartition des associations d'organismes et de foraminifères est un des critères primordiaux dans le positionnement des microfaciès sur la plate-forme. Certaines associations sont, soit caractéristiques d'un milieu, tandis que d'autres sont mutuellement exclusives. Les faciès de transgression sont caractérisés par l'association d'espèces complètement exclusives; la détermination de ces peuplements mixtes constituent ainsi un des critères cardinaux, quant à la reconnaissance des ces faciès.

Les variations de salinité entraînent la disparition de nombreuses foraminifères et favorisent le développement de peuplements monospécifiques, les espèces les plus résistantes étant celles qui vont survivre.

Les algues sont aussi de bonnes indicatrices de profondeur, alors que la présence d'échinodermes dépend surtout de la salinité.

La morphologie des organismes s'avère aussi importante; les bryozoaires ramifiés se développent en milieu calme, à l'inverse des formes massives, caractéristiques des milieux plus agités. La paléoécologie des foraminifères et des organismes est discutée en détails dans le chapitre 3, traitant de la micropaléontologie (p.174-185).

2.6.1. Les faciès de l'ensemble talus-bassin (T1 - T4, pl.1-7)

a) Les biomicrites à petits débris d'échinodermes et microfaune très externes.

faciès T1, lame mince type : FB.39, Maréchet

texture : mudstone à wackestone.

Aspect macroscopique :

ce faciès se présente comme une alternance de bancs calcaires décimétriques (10 à 30 cm) et d'interlits marneux. Les bancs calcaires ont un aspect noduleux assez typique. Cette alternance marnes-calcaires peut atteindre 5 m d'épaisseur et forme une vire par rapport aux calcaires plus massifs qui l'entourent (coupe du Maréchet).

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une biomicrite à débris fins, par ailleurs assez rares, dont la taille n'excède pas 0.2 mm.

Parmi les éléments figurés, ont été essentiellement reconnus :

- 10% à 15% de bioclastes,
- 5% à 10% de pellets.

Ce faciès renferme une microfaune très externe composée de très rares calpionelles dont les sections se sont avérées indéterminables, et, de Cadosina. Les fragments d'échinodermes y sont fréquents, de même que les ostracodes. Les foraminifères présents sont de petites taille et caractéristiques des milieux circalittoraux; il s'agit surtout de lenticulines, Glomospira et de Dorothia. Parmi les espèces infralittorales, quelques trocholines, Miliolidae et pseudocyclammes à test arénacés ont été identifiées.

Les grains de quartz sont toujours présents, en faible quantité; d'origine détritique, ils sont très fins (< 0.1 mm).

Ce faciès correspond plus ou moins aux faciès de type He de C.DARSAC (1983), plus précisément au faciès He3. Il s'apparente, dans la classification de A. et H. ARNAUD (1987) aux biopelmicrites à échinodermes (faciès F2). Il faut noter que ce faciès T1 diffère de He3 et de F2 par l'absence de spicules de spongiaires et la présence de calpionelles et de cadosines.

Représentativité du faciès T1 :

Ce faciès n'a été reconnu que dans 3 coupes :

- dans le forage 601 , au niveau de la discontinuité D0',
2/122 échantillons, ce qui équivaut à 2%
du total des faciès reconnus dans cette coupe;
- au Colas, au-dessus de la D2, 3/47 => 6%
- au Marchairuz, au niveau de la D1, 6/163
échantillons, => 4%;
- au Maréchet à proximité de la D1 surtout,
23/107 échantillons => 20%
et représente le plus fort taux de représentativité
rencontré.

la représentativité globale de ce faciès correspond à 3% de l'ensemble des lames étudiées.

b) Les biopelmicrites à échinodermes et petits foraminifères

faciès T2, lame mince type : C11, Colas (pl.2)

texture : mudstone à wackestone.

Aspect macroscopique :

Ce faciès s'observe dans des bancs décimétriques ondulés et irréguliers . Jaunes en cassure, ces bancs renferment souvent des galets mous dont la taille peut atteindre 1 voire 2 centimètres.

Aspect microscopique :

Le faciès T2 correspond surtout à une biopelmicrite contenant 10 à

15% de bioclastes, 10% de pellets et environ 5% d'intraclastes.

Les bioclastes sont représentés par une microfaune peu abondante, de petite taille et par de nombreux débris d'échinodermes. Les fragments de bryozoaires sont très rarement présents. Les annélides rectangulaires et de petite taille sont fréquentes dans ce type de faciès.

Les foraminifères circalittoraux les plus souvent répertoriés sont des lenticulines (5 à 10 par lames), des petits textularidés (Dorothia surtout), Glomospira et des petits miliolidés. Les espèces Pseudotextulariella spA et P.salevensis deviennent relativement fréquentes. De rares trocholines (néotrocholines surtout), P.courtionensis parfois et de gros Miliolidae témoignent de la proximité du domaine infralittoral. Polymorphinidés et pseudocyclammines à test arénacé sont souvent représentés quand le quartz détritique est abondant.

Les débris sont micritisés et relativement bien calibrés. La taille moyenne de ceux-ci varie entre 0.15 et 0.25 mm. Ce faciès pourrait être subdivisé en trois sous-faciès, en fonction de l'abondance du quartz détritique:

- 1) pelbiomicrite à quartz et échinodermes (pl.2),
- 2) biopelmicrite à échinodermes (pl.3),
- 3) biopelmicrosparite (-sparite) à échinodermes, (pl.4).

Le premier de ces sous-faciès contient jusqu'à 20% de quartz détritique et microfaune appauvrie; Le deuxième montre aussi des grains de quartz, dont la proportion n'excède jamais 5%; il contient aussi une microfaune plus riche. Le dernier diffère quelque peu des deux autres, de par la présence d'un ciment, de rares oolithes très altérées et l'absence de quartz, mais montre la même taille moyenne des éléments et une microfaune identique. Ce dernier sous-faciès constitue en quelque sorte, le lien entre le

faciès T2 et les faciès T3 et T4 surtout.

Représentativité du faciès T2:

Celui-ci a été reconnu dans cinq coupes :

- dans le forage 601, 1/119 => 1% des échantillons,
- au Crêt de l'Anneau, 4/100 => 4% des échantillons,
- au Marchairuz, 5/163 => 3% des échantillons.
- au Colas, 14/47 => 30% des échantillons,
- dans la coupe du Maréchet, 7/92 échantillons => 8%.

Ce qui représente, toutes coupes confondues, 2 à 3% des échantillons. Le faciès T2 correspond, dans les grandes lignes, aux faciès He4-He5 (Biopelmicrites et biopalsparites à échinodermes et petits foraminifères) de DARSAC (1983). Les subdivisions, plus fines, de Darsac ont certes, comme on l'a dit plus haut, des équivalents dans la région considérée; mais nous n'avons pas fait ces subdivisions, car ces sous-faciès ne sont pas représentés par un nombre assez significatif d'échantillons. T2 correspond aussi au faciès F3 de la subdivision employée par A. et H. ARNAUD. Pour conclure, le faciès T2 diffère de T1 essentiellement par :

- une augmentation des débris d'échinodermes,
- la présence de rares et petits débris de bryozoaires,
- l'apparition de quelques foraminifères infralittoraux plus gros,
- la disparition des calpionelles et des cadosines,
- l'abondance de quartz détritique,
- la raréfaction de la glauconie.

c) Les biosparites à gros débris d'échinodermes et bryozoaires

Faciès T3, lame mince type : JV 60, Juracime (pl.5-6).

texture : grainstone.

La coupe de Champagne mise à part (1 échantillon), ce faciès est présent uniquement dans les Calcaires roux.

Aspect macroscopique :

Ces biosparites s'observent dans des bancs décimétriques à métriques qui montrent souvent de fins litages obliques, plus rarement entrecroisés. De teinte rousse, ces calcaires renferment de gros débris de bioclastes et des intraclastes, visibles à l'oeil nu, qui tendent à donner, en surface, un aspect graveleux à la roche.

Aspect microscopique:

Cette roche est constituée, en moyenne :

- d'un ciment sparitique (45%),
- de 30% à 40% de bioclastes,
- de 20% à 30% d'intraclastes,
- de rares pellets.

Ces éléments sont lessivés et relativement usés. Leur taille moyenne, assez variable, se situe autour de 0.40 mm.

De gros fragments de crinoïdes, d'échinides et de bryozoaires constituent plus de 80% des bioclastes recensés dans ce faciès; les fragments de brachiopodes et lamellibranches demeurant plus rares. Des spicules de spongiaires ont été parfois reconnus dans des intraclastes d'origine plus externe.

La microfaune, très appauvrie, se limite à de rares exemplaires de lenticulines et de petits Miliolidae.

Les intraclastes de cette biosparite sont particuliers; il s'agit de galets externes arrondis, vraisemblablement issus de milieux plus externes. Ces galets, qui sont une des caractéristiques principales de ce genre de faciès, contiennent parfois quelques spicules de spongiaires.

Du quartz en rosette, néoformé, ainsi que des grains de glauconie

peuvent être aussi présents.

Tous ces éléments sont fortement épigénisés par la goethite; cette dernière montre aussi des structures pisolithiques, pouvant atteindre jusqu'à 2 mm de diamètre.

Représentativité du faciès T3

Il a été reconnu dans les 3 coupes qui suivent :

à la Juracime, 4/83 => 5% des échantillons,

au Landeron (II), 5/27 => 14%,

à Bonvillars, 1/14 => 7%.

Ce type de faciès a été reconnu, dans ces trois coupes, dans les Calcaires roux, au dessus de la D1.

T3 a aussi été répertorié dans le profil de Champagne, entre D1 et D2 (1/47 => 2%).

La représentativité totale du faciès T3 est de 1%. Ceci signifie que ce faciès typique de la formation du Bourget n'est que peu représenté dans la région étudiée.

Ce faciès correspond exactement au type H7, défini par DARSAC (1983), dans sa séquence D (formation du Bourget). Il équivaut au faciès F4 de la zonation standard de ARNAUD-VANNEAU.

Pour résumer, T3 diffère de T2 de par :

- une augmentation de la taille moyenne des grains (0.2 => 0.4 mm);
- l'apparition d'un ciment sparitique (augmentation de l'hydrodynamisme);
- la quantité de débris de crinoïdes de de bryozoaires;
- la présence de galets externes.

d) Les biopelsparites à biopelmicrites à échinodermes et éléments plus grossiers

Faciès T4; lame mince type : AC97, Crêt De l'Anneau (pl.6-7).

Texture : grainstone à wackestone.

Aspect macroscopique :

Ce faciès s'observe dans des bancs ondulés, métriques à décimétriques, sans structure particulière. Grise en altération, la roche est beige en cassure.

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une biopelsparite (biopelmicrite, plus rarement), constituée d'une fraction assez fine (pellets, rares oolithes et foraminifères) d'une part, et d'une fraction plus grossière, constituée de débris d'échinodermes de bryozoaires et de fragments de coquilles d'autre part. Ce faciès est constitué en moyenne :

- d'un ciment sparitique (40 à 50%), dans 90% des cas;
- de 25% à 30% de bioclastes;
- de 10% à 20% de pellets;
- de rares oolithes (0 à 5%);
- d'intraclastes ne dépassant pas les 10%.

Le quartz est rare, voire absent dans ce type de faciès.

La taille moyenne des grains varie de 0.25 mm, pour la fraction fine, jusqu'à 1.8 mm pour les débris les plus grossiers.

Les bioclastes correspondent à :

- des débris d'échinodermes de grande taille, roulés et micritisés;
- des fragments de bryozoaires massifs;
- des fragments de bivalves;
- de petits foraminifères circolittoraux tels que lenticulines, Pseudotextulariella sp A et Pseudotextulariella salevensis, Citaella, Dorothia ...etc;

- de gros foraminifères agglutinants (Pseudocyclamina) et des Trocholina en plus grand nombre.. Comme déjà dit plus haut, le faciès montre une variante micritique; Vue la faible occurrence de cette dernière, nous n'en avons pas fait un faciès particulier. La matrice mise à part, cette biopelmicrite présente la même association d'éléments que la biopelsparite décrite précédemment.

Représentativité du faciès T4 :

Le faciès T4 est surtout représenté dans les 4 coupes suivantes :

- au Landeron (II), 8/27 => 30% des échantillons,
- à la Juracime, 2/82 => 3%,
- Dans le forage 601, 9/96 => 9%,
- Au Crêt De l'Anneau, 6/100 => 6%,

Pour ce qui est de ces quatre coupes, le faciès T4 a systématiquement été reconnu au niveau et au-dessus de la D1, donc dans les Calcaires roux. Il a aussi été répertorié dans 3 autres coupes, mais avec une occurrence moindre. Il s'agit de :

- la coupe du Colas, 1/47 => 2%, au niveau de la D1
- Bonvillars, 2/14 => 10%, au-dessus de la D2,
- Maréchet, 1/106 => 1%, au-dessus de la D2 également.

Ce milieu de dépôt correspond au faciès H6 de Darsac (1983) et au type F3 de la zonation de ARNAUD-VANNEAU, excepté le fait que les oolithes apparaissent dans T4; ce qui n'est pas le cas dans le faciès H6 de DARSAC.

2.6.2 L'ensemble talus - bassin : conclusions.

Les faciès décrits ci-dessus, sont probablement circalittoraux. Ils sont en effet, caractérisés par une microfaune de bryozoaires, de crinoïdes, de serpules et de bivalves d'une part, et d'autre part, par des petits foraminifères typiques de l'étage circalittoral (ARNAUD-VANNEAU, 1980) tels que lenticulines,

Dorothia...etc. La présence de calpionelles et de cadosines (T1) corroborent ces observations. La présence sporadique de plus grands foraminifères (trocholines, néotrocholines, pseudocyclammines) constitue toutefois, un indice de la proximité de l'étage infralittoral.

La glauconie est aussi un bon marqueur de ces milieux externes. Dans une séquence d'approfondissement, ces faciès apparaissent toujours brusquement, au-dessus des discontinuités principales

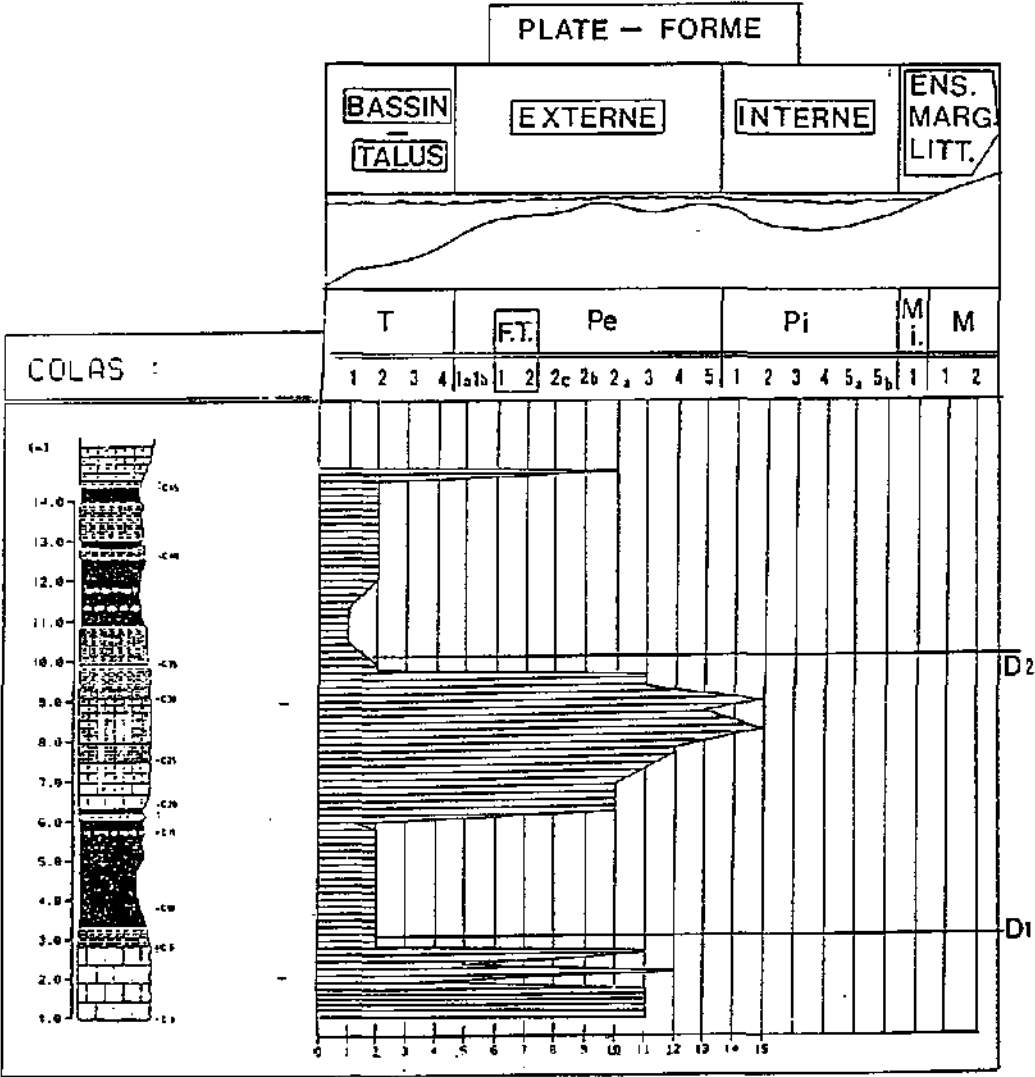


FIGURE 30
Courbe d'évolution de la coupe du Colas, exemple d'apparition des faciès T1, T2 et T4.

Il n'y pas de passage graduel du faciès T4 au faciès T1. La courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Colas en est bon exemple (fig.30, p.69); la phase d'approfondissement, souvent précédé d'un hard ground, semble brusque et n'est annoncée que par les faciès de transgression généralement présents dans les sédiments sous-jacents aux discontinuités majeures.

Dans le cas d'une séquence de comblement, la succession des microfaciès s'agence de la façon qui suit:

Biomicrite T1 => biopelmicrite T2 => biopelsperite T4 (ou T3)

Cette évolution se marque par un passage progressif de faciès fins à des faciès de plus en plus grossiers; La taille moyenne des grains passant de 0.2 (T1) à 1.8 mm (T4-T3). Les faciès montrent aussi dans le même temps, une hétérogénéité des tailles de plus en plus marquée. La coupe du Landeron II présente, à son sommet une telle séquence (fig.31, p.70):

T1 => T2 => T4 et T3

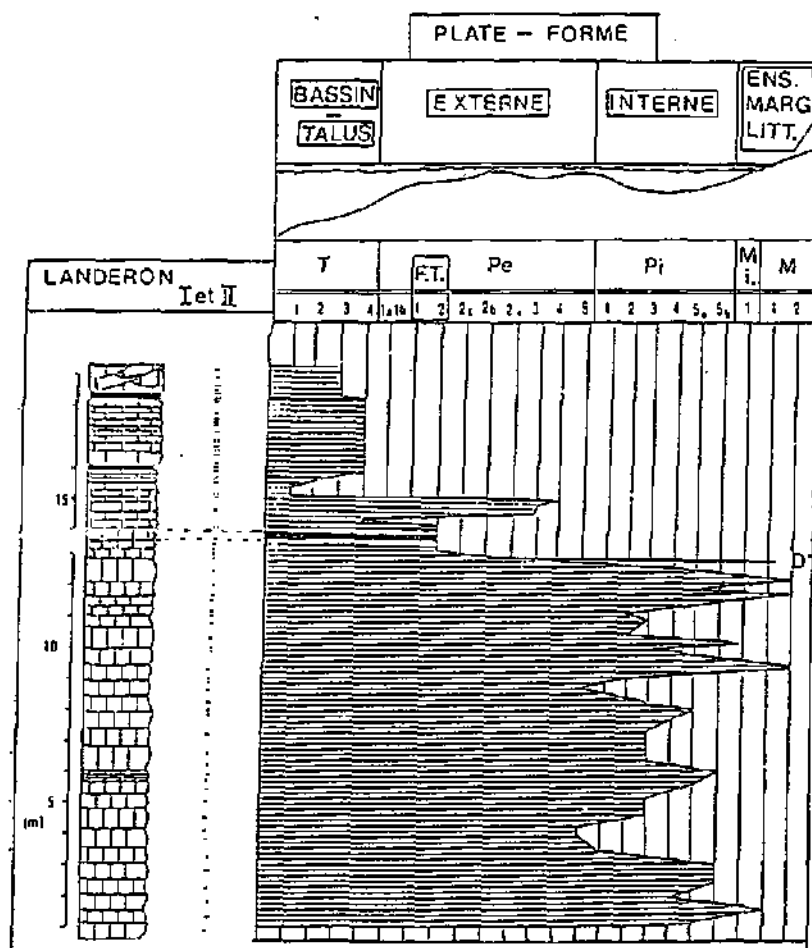


FIGURE 31

Courbe d'évolution de la coupe du Landeron, exemple de séquence de de comblement (partie sup. de la coupe, de 15 à 20m).

Le faciès T4, limité aux Calcaires roux, constitue plutôt une exception; Celui-ci diffère de T3, par sa plus grande richesse en échinodermes et sa pauvreté en foraminifères, mais ses autres caractéristiques restent assez semblables (ciment, TM...).

En conclusion, l'évolution du sédiment le plus profond vers le moins profond se marque par :

- la disparition des organismes planctoniques,
- l'augmentation de la proportion d'échinodermes et de bryozoaires,
- l'apparition de grands foraminifères (pseudocyclammines et trocholines) au détriment des petites espèces (Dorothia, Lenticulina..),
- l'augmentation de la taille moyenne des grains.

2.7. LES FACIES DE PLATE-FORME

2.7.1. Les faciès de plate-forme externe

a) Les biosparites à biomicrites à petits débris allongés et quelques oolithes

Faciès Pel (pl.8-9)

Ce faciès a été divisé en deux sous-faciès, en fonction de la nature de sa phase de liaison, à savoir :

- Pela, pour les biopelsparites (pl.8),
- Pelb, pour les biopelmicrites. (pl.9).

Le faciès Pela

Texture : grainstone.

Lame type : JV60, Juracime (sans quartz), MA50, Marchairuz (avec quartz détritique).

Aspect macroscopique :

Cette biopelsparite s'observe dans des bancs décimétriques, souvent

biseautés, présentant souvent une stratification entrecroisée. La roche est rousse en cassure et contient parfois des galets mous.

Aspect microscopique : Il s'agit d'une biopelsparite fine, bien triée, comportant beaucoup de petits débris allongés, de bivalves généralement, disposés selon une orientation préférentielle, parfois alternés de "lits" plus oolithiques ou plus quartzeux. Les débris montrent un excellent classement.

Ces biopelsparites sont constituées, en moyenne de :

- ciment sparitique fin (40% à 50%),
- 15% à 25% de bioclastes,
- 15% à 20% de pellets,
- 5% à 10% d'oolithes fibroradiées.

Le quartz détritique peut parfois être fortement présent (> 20%, coupe du Marchairuz). Cette forte augmentation du quartz se fait surtout au détriment des bioclastes (< 10%) et dans une moindre mesure des oolithes (< 5%).

Les bioclastes correspondent à :

- de fins débris de bivalves et brachiopodes (60% des bioclastes);
- de petits fragments d'échinodermes (<20% des bioclastes);
- de rares fragments de bryozoaires;
- des petits foraminifères circalittoraux (Dorothia, Lenticulina)
- des petits foraminifères infralittoraux (petites trocholines, pseudocyclammes, Miliolidae, Decuseoloculina.
- des sporanges de dasycladacées (Acicularia et Terquemella);

La taille moyenne des éléments est inférieure à 0.20 mm et diminue dans les échantillons les plus riches en quartz (0.16mm).

Le faciès Pelb

Texture : packstone; lame type : ch7, profil de Champagne

Aspect macroscopique:

Pelb s'observent dans des bancs plus épais, gris à l'altération, ondulés et irréguliers, sans structure particulière.

Aspect microscopique:

Sa matrice micritique exceptée, la nature et le pourcentage des pellets, des bioclastes et des oolithes demeurent assez semblables à ce qui a été observé dans le sous-faciès Pela. Le quartz détritique montre des taux assez comparables.

Parmi les bioclastes, les foraminifères sont un peu plus nombreux (Pseudotextulariella spA et Pseudocyclammina).

Représentativité du faciès Pel

Ce faciès a été reconnu dans presque toutes les coupes :

- à la Juracime (Pela), 4/83 => 5%
- dans le forage 601 (Pela), 2/122 => 1%
- au Crêt De l'Anneau (Pela), 1/100 => 1%
- à l'Ensa (Pelb), 2/27 => 7%
- à Champagne (Pelb, Pela), 8/47 => 12%
- au Colas (Pela), 1/47 => 2%
- au Marchairuz (Pela), 9/163 => 6%
- au Maréchet (Pela), 1/106 => 1%

La représentativité totale du faciès Pel est de 6%.

Le faciès Pel correspond en partie au milieu de dépôt Pelb1 défini par DARSAC, à la différence que ce dernier ne montre pas de variante micritique (biosparites à petits débris assez bien classés).

Il correspond aussi au faciès Tl3 défini par H.ARNAUD, dans l'Urgonien du Vercors.

Pour conclure, ce milieu de dépôt diffère des faciès du talus

externe par :

- un excellent tri,
- une nette diminution du nombre de bryozoaires,
- la présence d'un taux significatif d'oolithes,
- une augmentation, pour les foraminifères, des espèces infralittorales,
- l'apparition des algues dasycladacées.

Ce genre d'environnement ne nécessite pas forcément une forte agitation; la petite taille des éléments, leur bon classement n'implique qu'une agitation modérée. La présence de sparite plutôt que de micrite serait alors liée à un enfouissement rapide du sédiment. La diminution des bryozoaires, l'augmentation des fragments brisés de bivalves et d'échinodermes et le bon classement du sédiment paraît indiquer que ce dernier a subi un transport non-négligeable à partir des milieux infralittoraux soumis à un hydrodynamisme élevé.

b) Les faciès riches en oolithes Pe2 a, b, c.

1) Les bioosparites à nombreux débris d'échinodermes

Faciès Pe2c (pl.13)

Texture grainstoné; Lame mince type AC94, Crêt De l'Anneau.

Aspect macroscopique :

Le faciès Pe2c s'observe dans des bancs décimétriques, sans structure particulière. Gris en altération, roux en cassure, cette roche pourrait être, parfois, qualifiée de calcaire "à entroques".

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une bioosparite très riche en échinodermes, mal classée, dont les éléments sont arrondis par usure et parfois micritisés. La nature des divers éléments consiste en :

- environ 30% de bioclastes,
- 20% à 30% d'oolithes fibroradiées, parfois micritisées,
- 5% à 10% d'intraclastes,
- un ciment généralement sparitique.

Le quartz reste rare dans ce type d'environnement. La glauconie a aussi été reconnue (quelques grains). La micrite (10% à 20%) est parfois piégée dans les interstices; étant donné la faible occurrence de ce phénomène, les quelques échantillons micritiques, qui, par ailleurs, montrent toutes les caractéristiques citées ci-dessus, n'ont pas été groupés dans un sous-faciès.

La taille moyenne des éléments varie entre 0.20 et 0.80 mm, les plus gros éléments correspondant aux débris d'échinodermes et de bivalves.

Les bioclastes correspondent à :

- de nombreux fragments d'échinodermes (jusqu'à 90% des bioclastes),
- des fragments de bivalves et brachiopodes,
- de rares algues (*Terquemella*),
- des petits foraminifères circalittoraux (*lenticulines*, *Dorothia*) et quelques formes infralittorales (*Pseudocyclamina*, jusqu'à 10 trocholines par lames et quelques *Nautiloculina*).

Représentativité du faciès Pe2c.

Celui-ci a surtout, été répertorié dans la partie SW du Jura :

- au Maréchet, entre D1 et D2, 2/107 => 2%,
- au Marchairuz, sous et sur D1, 3/163 => 2%,
- à Champagne, entre D1 et D2, 7/47 => 15%,
- a Buttes, entre la D1 et la D2, 1/44 => 2%.

Il a aussi été reconnu dans deux coupes de la région neuchâteloise :

- au Crêt De l'Anneau, > D0 et > D1, 4/100 => 4%.

- à la Juracime, au dessus de D0, 2/82 => 2%.

Ce qui équivaut à 2% du total des échantillons étudiés.

Pour conclure, le faciès Pe2c diffère de Pel de par :

- une augmentation du pourcentage d'oolithes,
- une augmentation de la taille des éléments,
- un mauvais classement,
- une très forte teneur en échinodermes,
- une plus grande proportion de foraminifères infralittoraux, même si la microfaune d'origine circalittorale demeure majoritaire.

Le passage Pel - Pe2c n'est pas à proprement parler linéaire; Mais la plus grande taille des éléments, leur mauvais classement, la teneur en oolithes indiquent que ce sédiment a pris naissance dans un milieu plus agité et n'a subi qu'un transport relatif. La nature de la microfaune montre que cet environnement se situait aux limites des étages circa et infralittoral. La présence sporadique de plages micritiques dans un tel sédiment peut s'expliquer de deux manières; elle peut résulter d'un envasement postérieur à la sédimentation, par des micrites sus-jacentes, ou d'un mélange syngénétique en proportion variable, d'un sable oolithique et d'une vase argileuse (ARNAUD, 1981) . Les observations de terrain confirmeraient plutôt la première hypothèse, les bancs correspondants étant en effet, souvent surmontés de marnes ou de calcaires micritiques.

II) les oosparites à rares bioclastes

Faciès Pe2b (pl.14-15)

Texture : grainstone; lame mince type : FB101.

Aspect macroscopique :

Le faciès Pe2b s'observe dans des bancs décimétriques, parfois

composés de fins litages entrecroisés, parfois simplement ondulés. Ils sont de couleur rousse en cassure. Ce type de milieu peut aussi s'observer au niveau de la D0, dans des bancs massifs, souvent bicolores.

Aspect microscopique :

Cette oosparite renferme en moyenne :

- un ciment sparitique (30% à 40%)
- entre 40% et 70% d'oolithes fibroradiées,
- entre 10% à 20% de bioclastes,
- 0 à 5% de pellets et d'intraclastes.

Le quartz est rare, voire absent. La glauconie n'est représentée que par 1 à deux grains par lame.

La taille moyenne des grains est inférieure à 0.23 mm. Ces derniers sont très bien classés et peu usés. Les oolithes, bien calibrées, possèdent un cortex mince, composé de 1 à 2 couches de calcite fibroradiée et ne sont que très rarement micritisées. La cimentation est précoce (précipitation d'une sparite fibreuse à partir du bord des éléments).

La teneur en bioclastes enregistre une nette diminution par rapport au faciès précédent. La tendance infralittorale de la microfaune devient plus nette. Parmi les bioclastes, ont été en effet, reconnus des foraminifères infralittoraux, à savoir :

- de nombreuses trocholines de petite taille (> 20 individus par lame),
- de nombreux agglutinants (Trochammoïdes, Pseudocyclamina),
- Feurtillia fréquens, dans les bancs proches de la D0,
- Pseudotextulariella courtionensis et P. salevensis,
- apparition d'orbitolinidés, présence de Nautiloculina.

les algues sont surtout représentées par de nombreux sporanges (Terquemella) et parfois par des oogones de characées (au niveau de

la D0).

Parmi la faune circalittorale, subsistent encore des lenticulines, Dorothia et Pseudotextulariella sp.A; les fragments d'échinodermes sont moins fréquents; on constate aussi une quasi disparition des bryozoaires.

Représentativité du microfaciès Pe2b

Ce milieu de dépôt a été observé dans un grand nombre de coupes, à savoir :

- à la Juracime, juste au-dessus de D0, 6/82, => 7%,
- au Crêt De l'Anneau, au-dessus de D1, 6/100, => 6%,
- dans le forage 601, juste au dessus de D0, 9/119, => 8%,
- à Bonvillars, juste sous la D2, 2/16, => 12%,
- à Champagne, dans l'intervalle D1-D2, 6/47, => 13%,
- au Marchairuz, dans l'intervalle D0-D1, 5/163, => 3%,
- au Maréchet, au niveau de la D0 et au dessus de la D2, 5/107, => 5%.

Le faciès Pe2b a donc été reconnu dans 5% des échantillons provenant du périmètre étudié.

Pour conclure, le faciès Pe2b montre par rapport à Pe2c :

- un bon classement et une taille moyenne plus petite,
- une teneur en oolithes beaucoup plus élevée,
- une microfaune plus riche en espèces d'origine infralittorale (développement des trocholines),
- une diminution de la fréquence des échinodermes et des bryozoaires.

Il s'agit d'un milieu oolithisant typique, agité à très agité, situé dans le domaine infralittoral, sans toutefois exclure que cet environnement puisse être circalittoral; car l'excellent tri granulométrique, les variations d'épaisseur très rapides et les stratifications entrecroisées, vont dans le sens d'une accumulation

des sables oolithiques en dehors des milieux oolithisants; la persistance de nombreuses espèces circalittorales (foraminifères et échinodermes) infirmant cette hypothèse. Ce pourrait être le cas des faciès Pe2b reconnus dans la coupe du Maréchet.

III) Les oobiosparites à débris allongés

Faciès Pe2a (pl.16)

Texture : grainstone; lame mince type : MA152, Marchairuz.

Aspect macroscopique

S'observe généralement dans des bancs massifs gris en altération, beige en cassure, sans structure sédimentaire particulière, excepté la coupe du Maréchet dans laquelle, les bancs montrent un fin litage affecté d'une stratification entrecroisée.

Aspect microscopique

Cette oobiosparite renferme, en moyenne :

- un ciment sparitique (40% à 60%),
- des oolithes fibroradiées, souvent micritisées (30%-40%),
- des bioclastes, jusqu'à 25% - 30%,
- de rares pellets et intraclastes (0 - 5%).

Le quartz et la glauconie sont très rares, voire absents. La taille moyenne des éléments figurés varie entre 0.26 et 0.40 mm, selon la proportion des fragments d'échinodermes et de bivalves.

Les bioclastes correspondent à :

- de nombreux fragments allongés de bivalves et de brachiopodes,
- des fragments de gastéropodes,
- de nombreux sporanges de Terquemella et des Cayeuxia,
- une microfaune de foraminifères de plus en plus variée; parmi ceux-ci, des individus appartenant aux genres Dessuloculina, Feurtillia (D0), Orbitolinidae, Nautiloculina, Charentia

et surtout des Trocholina molesta, alpina et elongata) dont le nombre peut dépasser la trentaine d'individus par lame.

Représentativité du faciès Pe2a

Ce faciès est surtout représenté dans le SW du Jura :

- au Maréchet, >D1 et < D2, 3/107, => 3%,
- au Marchairuz, au niveau de la D0 et de la D1, 17/163, => 11%,
- à Buttes, >D1 et < D2, 8/44, => 18%,
- au Colas, au niveau de la D1 et < D2, 5/47, => 10%,
- au Crêt De l'Anneau, au-dessus de la D0, 2/100, => 2%,
- à la Juracime, >D0, 2/82, => 4%.

Ce qui représente environ le 5% du total des échantillons étudiés.

Pour conclure, le faciès Pe2a diffère de Pe2b de par :

- un moins bon classement,
- des débris de bivalves et de brachiopodes plus nombreux que les fragments d'échinodermes,
- une faune infralittorale variée et qui devient dominante par rapport aux espèces circalittorales.
- Une diminution de la teneur en oolithes, au profit des débris d'organismes.

Ces faciès Pe2a,b,c, correspondent au faciès Pe01 (milieux Pe2a et Pe2c) et au faciès Pe02 (milieu Pe2b) définis par C.DARSAC (1983).

Ce faciès peut être, de façon certaine, placé dans le domaine infralittoral en regard de la faune plus franchement infralittorale et de la micritisation plus généralisée des éléments figurés.

c) Les biomicrites à débris allongés et rares débris de madréporaires et de rudistes

Faciès Pe3 (pl.17)

Texture wackestone à packstone; lame mince type : MA162, Marchairuz.

Aspect macroscopique :

Ces biomicrites ont été observées dans des bancs massifs métriques, bicolores (bleu - beige) d'une part, et dans des calcaires plus marneux bleus sombres (au niveau de la D0 uniquement).

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une biomicrite composée, en moyenne :

- d'une matrice micritique (environ 50%, parfois microsparitique),
- d'au minimum 25% de bioclastes,
- de 20% d'oolithes,
- de 5% à 10% d'intraclastes
- de rares pellets (0 à 5%).

La glauconie n'a été observée qu'exceptionnellement. Le quartz est toujours présent, en faible quantité.

La taille moyenne des éléments varie entre 0.30 et 1.3 mm. Leur classement est assez mauvais.

Les oolithes sont soit des oolithes fibroradiées micritisées, soit des oolithes micritiques (définition, p.37), dont c'est la première apparition. Tous les éléments sont par ailleurs systématiquement micritisés.

Les bioclastes sont constitués de :

- de nombreux gros fragments allongés de bivalves (rudistes, parfois) de brachiopodes, et plus rarement de madréporaires,
- des débris de gastéropodes,
- d'un nombre assez moyen d'échinodermes et de très

rare bryozoaires,

- un nombre plus restreint de lenticulines et de Dorothia
- d'un nombre croissant de foraminifères infralittoraux (gros agglutinants, Charentia, Nautiloculina, Pseudotextulariella courtionensis, Feurtillia frequens, Arenobulimina et des trocholines jusqu'à 25 par lame).

C'est dans ce faciès que les plus grosses accumulations d'individus appartenant à l'espèce Feurtillia frequens ont été observées.

Représentativité du faciès Pe3

Ce type d'environnement a été répertorié dans un grand nombre de coupes, à proximité de la D0 d'une part, et entre la D1 et la D2, d'autre part, à savoir :

- au Landeron, > D1, 2/27 => 7%,
- à la Juracime, D0, 4/82 => 5%,
- au Crêt De l'Anneau, < D1 >, 5/100 => 5%,
- à Buttes, D1 <> D2, 13/44 => 30%,
- au Colas, au niveau de D1 et au-dessus, 5/47 => 11%,
- au Marchairuz, proche de D0 et au niveau de la D1, 11/163 => 5%,
- au Maréchet, de part et d'autre de la D0, 4/106 => 5%.

Ce qui équivaut à environ 5% des échantillons étudiés.

Ce faciès pourrait être un équivalent micritique du faciès Pe01 de DARSAC. En conclusion, ce faciès diffère du précédent par :

- une matrice micritique,
- une taille moyenne légèrement supérieure.

Ceci mis à part, il montre les mêmes caractéristiques que le milieu Pe2a. Ce type d'environnement correspondrait à un milieu protégé, situé entre des barres de sables oolithiques par exemple, et cela en milieu tout à fait infralittoral, comme l'attestent les

associations microfaunistiques reconnues.

d) Les bioosparites à débris diversifiés

Faciès Pe4 (pl.18)

Texture grainstone; lame type : BU4, Buttes.

Aspect macroscopique :

Ces biosparites s'observent dans des bancs ne dépassant que rarement 0.5 mètre d'épaisseur. Ces derniers, gris en altération et jaunes en cassure, ne montrent pas de structure particulière.

Aspect microscopique :

Cette bioosparite est composée de :

- d'un ciment sparitique grossier (40% à 50%),
- de 20% à 25% de bioclastes,
- de 20% d'oolithes, fibroradiées pour la plupart,
- de 5% à 10% de pellets et d'intraclastes.

Ce faciès est constitué d'une fraction fine (taille moyenne = 0.19 mm) et d'une fraction plus grossière composée de gros débris micritisés (coquilles, échinodermes...) dont la taille moyenne se situe autour de 0.40-0.60 mm. Tous ces débris sont très usés. Le quartz et la glauconie en sont généralement absents.

Ont été reconnus parmi les bioclastes :

- des fragments d'échinodermes (< 10%);
- de nombreux débris de brachiopodes, lamellibranches et de gastéropodes;
- des débris de madréporaires, parfois associés à des rudistes, provenant du démantèlement de biohermes;
- des algues (Bacinella);
- de rares bryozoaires;
- des foraminifères circalittoraux en petit nombre;
- (lenticulines surtout);
- une grande variété de foraminifères infralittoraux (jusqu'à

25 trocholines par lame, gros agglutinants, Pseudocyclamina,
Nautiloculina, Charentia, Pfenderina, Feurtillia,
Miliolidae..).

Représentativité du faciès Pe4

Cet environnement a été répertorié dans presque toutes les coupes, à savoir :

- au Landeron, au-dessus de D1, 1/27 => 3%,
- à la Juracime, au-dessus de D0, 4/82 => 5%,
- dans le forage 601, au-dessus de D0, 6/119 => 5%,
- au Crêt De l'Anneau, au-dessus de D0, 1/100 => 1%,
- à Buttes, dans l'intervalle D1-D2, 4/44 => 9%,
- au Colas, au dessus de D1, 2/47 => 3%,
- à Champagne, dans l'intervalle D1-D2, 3/47 => 4%,
- au Marchairuz, au niveau de D0 et de D1, 6/163=>4%,
- au Maréchet, dans l'intervalle D1-D2, 1/107 => 1%.

Ces biosparites correspondent aux faciès Pe01 défini par DARSAC (biosparites à bioclastes circa-infralittoraux et débris récifaux) et aux faciès F6-F7 de la classification de A.ARNAUD-VANNEAU.

En conclusion, Pe4 diffère de Pe3 de par :

- un ciment sparitique,
- une distribution nettement bimodale des éléments,
- la prédominance d'oolithes fibroradiées,
- la présence de plus nombreux débris de madréporaire et
- de rudistes,
- des débris moins micritisés, plus arrondis et plus usés.

Ce milieu est donc fortement agité (usure des éléments), partiellement oolithisant, la microfaune infralittorale va dans le sens d'une réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau. Cet environnement peut être considéré comme une transition entre un

sable oolithisant et un sable bioclastique.

e) Les biosparites à biomicrites à gros éléments, débris récifaux (rudistes et madréporaires)

Faciès Pe5 (pl.19)

Texture : grainstone à packstone.

Lame mince type : JV7 Juracime.

Aspect macroscopique :

Ce faciès s'observe dans des bancs métriques, massifs qui ne montrant pas de structure particulière. La roche est beaucoup plus claire, beige en cassure.

Aspect microscopique :

Le liant est le plus souvent sparitique, mais ce faciès peut toutefois être complètement ou partiellement envasé (par percolation ?). Ces biosparites contiennent jusqu'à 60% d'éléments cassés, usés et mal triés; il s'agit de :

- 30% à 40% de bioclastes,
- environ 10% de pellets,
- 10% à 20% d'intraclastes.

Le quartz est rare. La taille moyenne des éléments varie de 0.6 à 1.3 mm. Les intraclastes sont mal classés et micritisés.

Les bioclastes correspondent à :

- une prédominance des débris de bivalves, brachiopodes, gastéropodes, rudistes et madréporaires,
- quelques fragments d'échinodermes (< 3%),
- des algues, grosses Bacinella et nombreuses Cayeuxia,
- des foraminifères circalittoraux représentés que par quelques lenticulines.
- une grande variété de foraminifères infalittoraux, dont Pseudotextulariella courtionensis et de grosses

trocholines (jusqu'à 40 par lames).

Représentativité du faciès Pe5 :

Cet environnement a surtout été reconnu dans les coupes suivantes de la région neuchâteloise :

- au Landeron, sous la D1, 3/36 => 8%,
- à la Juracime, sur la D0, 3/82 => 4%,
- dans le forage, sous la D1, 1/119 => 1%,
- à l'Ensa, sous la D1, 1/27 => 3%,
- au Crêt De l'Anneau, sur la D0, 4/100 => 4%,
- à Buttes, dans l'intervalle D1-D2, 1/44 => 2%,
- au Colas, au niveau de la D1, 1/47 => 2%,
- à Champagne, dans l'intervalle D1-D2, 1/47 => 2%,
- au Marchairuz, proche de la D1, 2/163 => 1%,
- au Maréchet, dans l'intervalle D1-D2, 3/107 => 3%,

Ce qui représente à peine 2% de l'ensemble des échantillons étudiés.

le faciès Pe5 se caractérise par rapport à Pe4 par :

- l'absence d'oolithes,
- la présence de micrite,
- la fréquence des débris de cnidaires et de rudistes,
- l'épanouissement des foraminifères infralittoraux,
- une augmentation de la taille des éléments.

Tout ceci correspond à milieu agité, à proximité duquel des biohermes ont du se développer. Ce milieu peut être donc assimilé à un platier composé de sables bioclastiques, très peu profond, agité, parsemé de petits biohermes.

2.7.2. Agencement latéral et vertical des faciès de plate-forme externe

a) exemple de la coupe du Colas

Le passage du talus à la plate-forme externe, puis interne s'effectue de la façon qui suit (fig.32) :

T1 => Pe2a => Pe4 => Pi2

biomicrite à microfaune très externe => oobiosparites => bioosparites à débris variés => biointramicrite à quelques plus gros éléments.

Elimination des éléments les plus fins

passage d'un bon classement à un mauvais classement

-----=>

Apparition de grains usés et arrondis et d'oolithes
apparition d'algues et d'une microfaune infralittorale

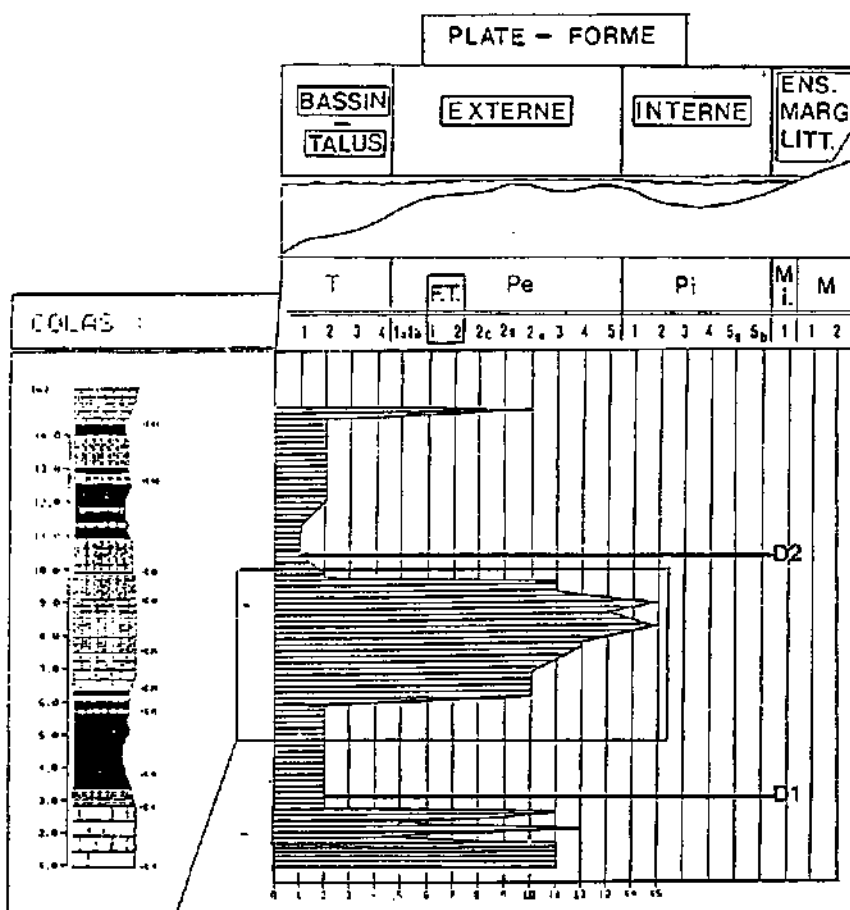


FIGURE 32

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Colas : passage du faciès T1 aux faciès Pe2a, puis Pe4.

Dans ce dernier cas, ces faciès de plate-forme externe sont typiques de barres sablonneuses oolithisantes, ne nécessitant pas obligatoirement une rupture de pente. Le passage des faciès T1 à la plate-forme externe ne se fait pas par l'intermédiaire des faciès Pe1a ou Pe1b.

b) l'exemple de la coupe de Champagne

Deux types de passages y ont été observés (fig.33):

I)

T2 => Pe2c

Biopelmicrite à échinodermes => bioosparites à nombreux échinodermes.

II)

T3 => Pe2a

Biosparite à gros débris d'échinodermes et bryozoaires => oobiosparite

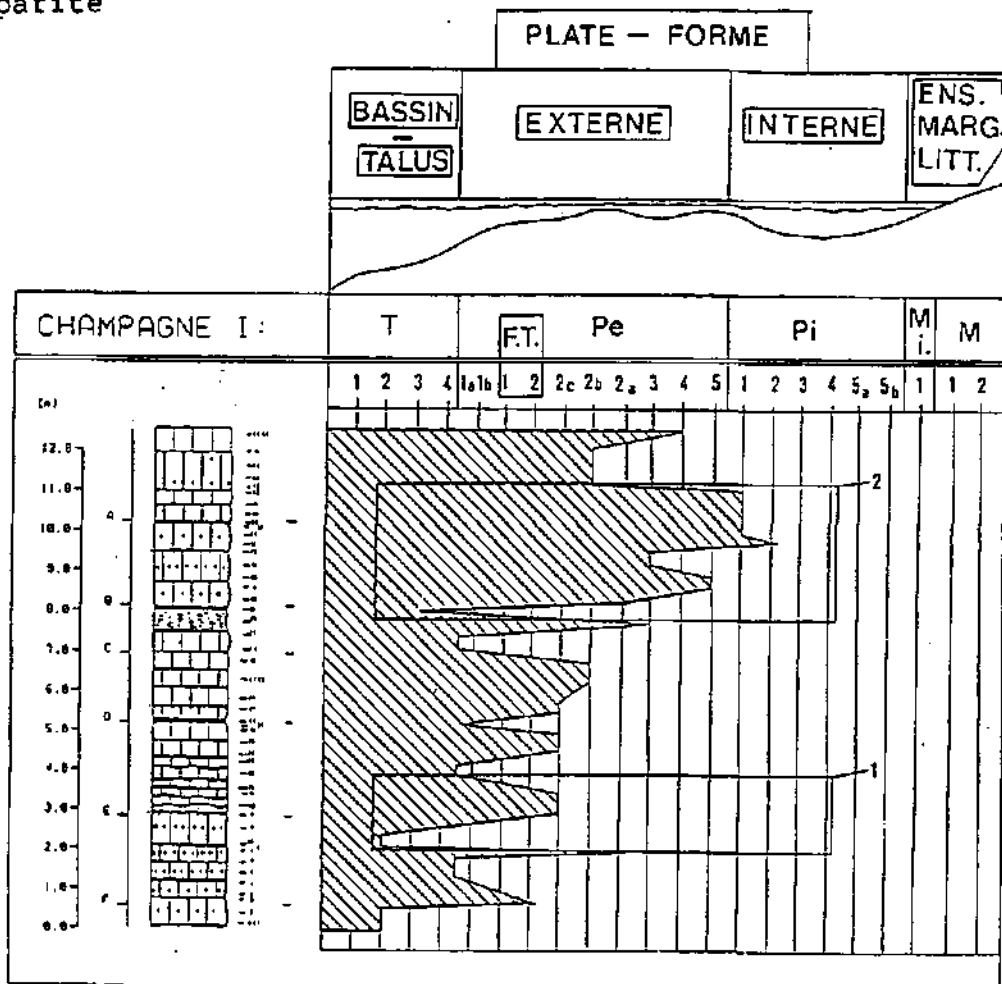


FIGURE 33

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de Champagne : passage du faciès T2 aux faciès Pe2c (1), et de T3 à Pe2a, puis Pe5 (2).

Dans le premier cas, la taille moyenne des éléments augmente, alors que c'est l'inverse dans le deuxième cas. Cette dernière observation s'applique aussi au classement des éléments. Cette coupe est aussi une bonne illustration des deux grandes familles de microfaciès qui constituent la plate-forme externe. La partie inf. de la coupe montre, pour l'essentiel des faciès proches du talus et des faciès oolithisants. La deuxième partie de cette coupe, montre des faciès à nombreux débris récifaux, dont la microfaune est plus variée.

c) Les faciès de plate-forme externe faisant suite au Purbeckien : exemples des coupes du Marchairuz, du forage 601 et de la Juracime. Succédant aux milieux très confinés du Purbeckien, des faciès de plate-externe s'installent de façon généralisée (D0).

I) A la Juracime, il s'agit surtout des faciès Pe3, Pe4 et Pe5 qui correspondent pour l'essentiel à des sables bioclastiques montrant des débris récifaux.

II) Dans le forage 601, la tendance est plus oolithique que bioclastique.

III) Au Marchairuz, la bordure semble être de nature plus bioclastique récifale.

2.7.3. Conclusions relatives aux microfaciès de la plate-forme externe

Le passage du talus à la plate-forme externe est caractérisé par l'élimination des grains les plus fins, une augmentation de la taille moyenne des grains, la présence de débris cassés, arrondis par usure et d'oolithes. La texture est de type grainstone (parfois packstone).

Les principaux changements biologiques consistent en l'apparition de cnidaires et de rudistes, en une augmentation des représentants de la microfaune infralittorale au détriment des petites espèces

circalittorales et en l'apparition d'une microflore infralittorale (algues).

Toutes ces observations vont dans le sens d'une diminution de la profondeur et d'une augmentation de l'hydrodynamisme.

L'agencement des faciès de bordure est de deux types :

- Le premier est plutôt de type oolithique transporté ou non. Pe1a,b étant donné son contenu faunistique plus circalittoral, la petite taille et le bon classement des grains semble transporté, alors que Pe2b ne l'est pas (milieux oolithisants à faune et flore infralittorale. Ces milieux oolithisants, souvent précédés de faciès de transgression (FT1 et 2), correspondent à des barres sableuses, établies lors de l'ennoyage de la plate-forme (Marchairuz, Maréchet, Crêt de l'Anneau...etc). On a donc là, des faciès de bordure un peu plus complexes, résultants de phénomènes qui se sont généralisés au niveau des principales discontinuités dans l'ensemble de la plate-forme.

- Le deuxième type de bordure est caractérisé par des faciès riches en débris variés; parmi ceux-ci, les fragments de madréporaires et de rudistes sont les plus caractéristiques. Ce genre de bordure sous-entend l'existence d'une rupture de pente non-négligeable, d'un hydrodynamisme fort et d'une très faible profondeur. IL faut encore noter qu'aucune structure récifale, à l'échelle de l'affleurement n'a été reconnue.

Le faciès Pe4 constitue une transition entre ces deux types de bordure, puisqu'il contient non seulement des oolithes mais aussi des débris de rudistes et madréporaires.

2.7.3. Les faciès de plate-forme interne

2.7.3.1 Introduction

La plate-forme interne a été divisée en deux sous-ensembles :

- un côté externe de la plate-forme interne dans lequel, sont encore présents un nombre significatif de débris d'échinodermes et de Nodosariidae; il s'agit des faciès Pi1, Pi2 et Pi3;
- un côté plus interne, sans débris d'échinodermes et où les Nodosariidae sont très rares, comprenant les faciès Pi4, Pi5a & b.

2.7.3.2. Les faciès de plate-forme interne, côté externe

a) Les biopelsparites à petits éléments bien classés et quelques plus gros éléments.

Faciès Pi1 (pl.20)

Texture grainetone; lame type : CH40, coupe de Champagne.

Aspect macroscopique :

Ces biopelsparites s'observent dans des bancs métriques clairs, assez massifs et pseudoolithiques. Beige à l'altération, la roche est blanche en cassure, sans structure particulière.

Aspect microscopique :

Ce type de faciès est constitué, en moyenne :

- d'une matrice sparitique (environ 40%),
- de 20% à 25% de bioclastes,
- de 30% à 40% de pellets,
- de 5% à 10% d'intraclastes.

De rares oolithes fibroradiées (0-5%) ont aussi été parfois reconnues. Cette sparite montre un mélange d'éléments fins constitués de pellets et de petits bioclastes et quelques éléments plus grands, composés de gros bioclastes et d'intraclastes arrondis par usure. La taille moyenne des grains composant la fraction fine varie entre 0.15 et 0.20 mm, alors que les plus gros éléments mesurent entre 0.50 et 0.70 mm. Malgré l'influence de ces derniers, le classement des éléments demeure bon, la fraction fine constituant plus du 90% des grains observés.

Le quartz est rare, voire absent et la glauconie a disparu. La cimentation est très précoce dans ce genre de milieu. On observe en effet, de la calcite fibreuse autour de tous les grains (cimentation sous-marine précoce), le centre des pores étant cimenté plus tardivement par de la calcite en mosaïque plus grossièrement cristallisée.

Les bioclastes sont représentés par une microfaune de petite taille, ainsi que des gastéropodes et par quelques grands foraminifères. Les fragments d'organismes correspondent à :

- des échinodermes (jusqu'à 5%),
- des petits débris de bivalves et brachiopodes,
- des gastéropodes,
- de rares cnidaires.

Les algues sont surtout représentées par des Cayeuxia et par des sporanges de dasycladacées.

A l'exception des Nodosariidae, les foraminifères sont typiquement infralittoraux; il s'agit de :

- quelques grosses Pfenderina,
- de rares Orbitolinidae,
- de gros agglutinants,
- de nombreuses trocholines (10 à 20 par lame) et de

Pseudotextulariella courtionensis.

- de petits Glomospira, Haplophragmium, et de

Pseudotextulariella sp.A et de nombreux petits Miliolidae.

Représentativité du faciès Pil :

Cet environnement a été reconnu dans presque toutes les coupes, à savoir :

- au Landeron I, sous la D1, 1/36 => 3%,
- à la Juracime, sous la D1, 5/83 => 6%,
- dans le forage 601, sous la D1, 2/119 => 2%,
- à l'Ensa, sous la D1, 1/27 => 4%,
- au Crêt De l'Anneau, > D0 - D1 <, 5/83 => 6%,
- à Champagne, > D1 - D2 <, 6/47 => 13%,
- à Bonvillars, sous la D2, 9/16 => 65%,
- au Maréchet, > D0 - D1 <, 10/107 => 9%,

Ce faciès est donc représenté dans environ 4% des échantillons.

Ce faciès correspond, à peu près aux faciès Pil-Pi2 définis par C.DARSAC (1983) et au type F8 de la classification de ARNAUD-VANNEAU (1987), F8 caractérisant le côté externe de la plate-forme interne. En conclusion, ce milieu se place en plate-forme interne, du fait du grand nombre d'espèces appartenant à l'étage infralittoral (foraminifères et algues). Il caractérisera le côté externe de la plate-forme, proche de la bordure, étant donné la présence de rares débris de cnidaires, de quelques oolithes et d'un nombre encore significatif de fragments d'échinodermes. Le ciment sparitique, le bon classement et l'usure relative des éléments confirme que ce milieu devait être soumis à une agitation faible à moyenne.

Pi1 diffère de Pe5 par :

- une nette diminution des oolithes,
- une très forte proportion de pellets,
- une microfaune infralittorale très variée,
- un assez bon classement.

b) Les biointrasparites à biointramicites grossières à pellets

Faciès Pi2 (pl.21 et 22)

Texture : greinstone à packstone ; lame type : F85, forage 601.

Aspect macroscopique :

Il s'observe dans des bancs massifs, métriques, blanc-beige à l'altération. La roche est blanche en cassure et d'aspect grossier.

Aspect microscopique :

Ces biointrasparites (plus rarement micritique) sont composées de grains grossiers dans les proportions suivantes :

- 40% à 50% d'un ciment sparitique (la micrite dépassant rarement 20% du total de la matrice;
- 15% à 25% de bioclastes,
- 20% à 30% d'intraclastes,
- 10% à 15% de pellets.

Le quartz reste rare et les oolithes ont disparu. La taille moyenne des éléments varie entre 0.5 mm et 0.6 mm et peut parfois aller jusqu'à 1.5 mm. Le classement est mauvais et les intraclastes sont plus anguleux qu'arrondis.

Ont été reconnus, pour ce qui est des bioclastes :

- des foraminifères infralittoraux de grande taille; il s'agit surtout de Pfenderina, d'Orbitolinidae, de

Pseudocyclammina et autres gros agglutinants. Des Ataxophragmiidae (Verneuilina, Arenobulimina) sont aussi représentés, de même que Charentia, Nautiloculina et des trocholines;

- des Nodosariidae en nette diminution;
- des algues dont des Cayeuxia et des Clypeina;
- des débris de brachiopodes, de bivalves et gastéropodes;
- des fragments d'échinodermes (pas plus de 3%).

Représentativité du faciès Pi2 :

Cet environnement a été reconnu dans toutes les coupes, à l'exception du profil de Buttes, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 3/36 => 8%,
- à la Juracime, sur la D0, 2/82 => 2%,
- dans le forage 601, sous la D1, 5/119 => 4%,
- à l'Ensa, au niveau de D1, 2/27 => 7%,
- au Crêt de l'Anneau, > D0-D1<, 7/100 => 7%,
- au Colas, au niveau de la D1, 2/47 => 5%,
- à Champagne, > D1-D2<, 1/47 => 2%,
- à Bonvillers, sous la D2, 1/14 => 7%,
- au Marchairuz, sous D1, 4/163 => 2%,
- au Maréchet, < D1 - > D2 4/163 => 2%,

Ce qui représente 4% des échantillons étudiés.

Le faciès Pi2 correspond au faciès Pi3, défini par DARSAC (1983), plus précisément aux biosparites grossières à gros foraminifères. Dans la classification de ARNAUD-VANNEAU (1987), Pi2 se reprocherait, tout comme Pil, des faciès F8.

Ce type de milieu de dépôt diffère de Pil par :

- une diminution de la teneur en échinodermes,

- la disparition des oolithes,
- une hétérométrie des éléments très prononcée,
- une taille moyenne plus élevée.

En conclusion, ce genre de faciès devait correspondre à un milieu plus agité que P11 (mauvais classement des éléments). Le fait que les intraclastes soient anguleux témoignent en faveur d'un transport faible voir inexistant.

c) Les biopelmicrites à biopelsparites à gros foraminifères et algues

Faciès P13 (pl.23 et 24)

Texture : wackestone à grainstone; lame type : FB104, (Maréchet avec Pfenderina) et F66a (forage 601, sans Pfenderina)

Aspect macroscopique : Ce faciès se rencontre dans des bancs massifs, dont la puissance peut être métrique à plurimétrique. Beiges à l'altération, blancs en cassure et extrêmement compacts, ces calcaires montrent des cassures conchoïdales très irrégulières.

Aspect microscopique : Il s'agit généralement d'une biopelmicrite à foraminifères constituées, en moyenne :

- d'une matrice micritique (40% à 60%) qui peut dans 20% des échantillons, passer à un ciment sparitique;
- de 15% à 30% de bioclastes;
- de 10% à 20% de pellets;
- de 5% à 15% d'intraclastes.

Des grains de quartz détritiques, dont la teneur ne dépasse pas 3%, ont été reconnus. Sa présence est souvent liée à des mélanges de faciès (auxquels P13 participe), caractéristiques des "faciès de transgression", riches en quartz.

Les grains sont micritisés et les intraclastes sont plus anguleux. De rares oncolithes ont aussi été parfois répertoriés dans la "variante micritique" de ce faciès. La taille moyenne des grains, légèrement plus petite que dans le faciès précédent, varie entre 0.35 et 0.50 mm.

Les bioclastes correspondent à :

- des fragments d'échinodermes en nette diminution (1% à 2%),
- des débris de gastéropodes et de lamellibranches,
- des algues (Cayeuxia, Clypeina et quelques feutrages de Bacinella,
- des foraminifères de taille légèrement plus petite, sauf dans la coupe du Maréchet (grosses Pfenderina), à savoir des Miliolidae, Pseudotextulariella courtionensis, Pseudotextulariella salevensis (au Maréchet), des orbitolinidés.
- de rares Nodosariidae d'origine circalittorale.

Représentativité du faciès Pi3

Il est essentiellement répertorié dans les coupes où les couches sous-jacentes à D1 sont représentées, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 8/36 => 22%,
- à la Juracime, sous la D1, 8/82 => 10%,
- dans le forage 601, > D0-D1 <, 3/119 => 2%,
- au Crêt De l'Anneau, > D0-D1 <, 8/10 => 8%,
- au Marchairuz, > D0-D1 <, 17/163 => 10%,
- au Maréchet, > D0-D1 <, 12/107 => 11%;

Le faciès Pi3 peut être relié au milieu de dépôt Pi5, défini par DARSAC (1983). Il correspond, comme Pi2, aux faciès F8 de la classification de ARNAUD-VANNEAU.

Pour conclure, Pi3 diffère de Pi2 par :

- un nombre très réduit de Nodosariidae et d'échinodermes,
- une microfaune diversifiée de plus petite taille,
- une matrice micritique, dans la plupart des cas,
- une augmentation de la proportion de pellets,
- du quartz qui montre des teneurs plus significatives.

Ce faciès correspond à un milieu assez calme, encore ouvert aux influences plus externes.

2.7.3.3. La plate-forme interne, côté interne (sans échinodermes)

a) Les biopelmicrites à algues et nombreuses trocholines

Faciès Pi4 (pl.25)

Texture : mudstone à wackestone; lame type JV6, Juracime.

Aspect macroscopique : Ce faciès s'observe dans des bancs métriques à plurimétriques, beige à l'altération, blanc en cassure. La roche, compacte, montre un grain fin et les bancs ne montrent ni litages, ni structure particulière.

Aspect microscopique :

Ces biomicrites se composent, en moyenne :

- d'une matrice micritique (50% à 60%, parfois 70%),
- de 10% à 30% de bioclastes,
- de 10% à 25% de pellets,
- d'une faible proportion d'intraclastes (< 5%).

Tous ces éléments sont fortement micritisés. Le quartz apparaît sporadiquement, avec des teneurs ne dépassant pas 5%. La taille moyenne des éléments, légèrement plus petite que celle qui a été mesurée dans Pi3, varie entre 0.20 mm et 0.30 mm.

Les bioclastes sont composés :

- de nombreux débris de gastéropodes et de bivalves;
- de nombreuses algues dasycladacées;
- d'une microfaune de foraminifères exclusivement infralittorale constituée de Trocholina delphinensis (jusqu'à 50 individus par lames), de Nautiloculina, Charentia, Belorussiella et de Miliolidae divers

Les échinodermes et les Nodosariidae ont disparu. Ces foraminifères montrent des tailles un peu plus petite que dans les faciès précédents.

Représentativité du faciès Pi4 :

Ce milieu de dépôt n'a été reconnu que dans l'intervalle D1 - D0, dans de nombreuses coupes, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 2/36 => 6%,
- à la Juracime, sous la D1, 4/82 => 5%,
- dans le forage 601, > D0-D1 <, 6/119 => 5%,
- au Crêt De l'Anneau, > D0-D1 <, 7/10 => 7%,
- a l'Ensa, sous la D1, 1/27 => 4%
- au Marchairuz, > D0-D1 <, 10/163 => 6%,
- au Maréchet, > D0-D1 <, 4/107 => 4%.

Cet environnement correspond au faciès Pi6 (biomicrites à foraminifères et algues) défini par DARSAC, dans la région du Bourget. Il peut aussi être assimilé au type F9 de la classification de ARNAUD-VANNEAU.

En conclusion, ce faciès diffère de Pi3 par :

- la disparition des échinodermes,
- le grand développement des dasycladacées,
- un bon classement,
- des foraminifères généralement plus petits,
- une matrice exclusivement micritique.

Il s'agit d'un milieu de lagon typique, calme et protégé. La

disparition des *Nodosariidae* et des échinodermes, ainsi que la raréfaction de certaines espèces (agglutinants, *Ataxophragmoidea*) et le développement des dasycladacées indiquent un commencement de confinement, certainement lié à une restriction des échanges avec la mer ouverte (barrière plus efficace).

b) Les Biomicrites à petits oncoïdes et petits foraminifères
Faciès Pi5a (Pl.26)

Texture : wackestone à packstone; lame type : M17, Landeron.

Aspect macroscopique :

Ces biomicrites s'observent dans des bancs décimétriques à métriques, à l'aspect disloqué. Beige en altération, blanche à lie de vin en cassure, cette roche compacte ne montre pas de structure particulière.

Aspect microscopique :

Ces biomicrites sont constituées, en moyenne par :

- une matrice micritique (30% à 50%)
- 10% à 30% de bioclastes,
- 15% à 40% d'intraclastes (dans lesquels, sont aussi compris les oncolithes),
- 5% à 10% de pellets,

La taille moyenne des grains est variable; Celle de la fraction la plus fine (pellets et petits bioclastes) varie entre 0.15 mm et 0.25 mm, alors que les oncoïdes ont un diamètre moyen de 0.30 mm et 0.40 mm. Les oncoïdes sont réalisés par un feutrage de *Bacinnella* autour d'intraclastes surtout.

Parmi les bioclastes ont été recensés :

- de nombreux *Miliolidae*, des trocholines
(jusqu'à 20 par lame), *Nautiloculina*, *Charentia*

- et un nombre croissant de pseudotriloculines;
- des fragments de gastéropodes, de bivalves et de brachiopodes;
- une assez forte proportion d'algues.

Les foraminifères sont d'assez petite taille, Keramosphera et Pseudotextulariella courtionensis mises à part.

Représentativité du faciès Pi5a :

Cet environnement n'a été reconnu que dans l'intervalle D1 - D0, dans les coupes situées au NE du terrain étudié, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 2/36 => 6%,
- à la Juracime, sous la D1, 4/82 => 5%,
- dans le forage 601, > D0-D1 <, 1/119 => 1%,
- au Crêt De l'Anneau, > D0-D1 <, 3/100 => 3%,
- au Marchairuz, > D0-D1 <, 3/163 => 2%.

Ce qui équivaut à 1% des échantillons étudiés.

Le faciès Pi5a se caractérise par rapport à Pi4 par :

- La présence de petits oncoïdes,
- une plus forte usure des éléments,
- l'apparition d'un nombre significatif de Pseudotriloculina et de Belorussiella.

Ce Faciès correspond donc à un milieu lagunaire plus calme; la tendance au confinement devient plus nette (faunes moins diversifiées et plus petites) et l'occurrence des oncoïdes témoigne d'une forte activité algale, commune à ce genre d'environnement.

Les biosparites (parfois biomicrites) à gros oncoïdes

Faciès Pi5b (pl.27)

Texture : grainstone à packstone; lame type MA125, Marchairuz.

Aspect macroscopique :

Ces biosparites ont été répertoriées dans des bancs décimétriques à métriques. La roche, gris-beige en altération, montre une cassure blanche. La présence de nombreux oncoïdes, pouvant mesurer jusqu'à 0.7 cm, donne à la roche un aspect vacuolaire très typique.

Aspect microscopique :

Suivant la nature du liant, les proportions des éléments figurés, leur taille et leur nature, sont assez variables; Les biosparites sont en effet, composés de :

- 30% à 40% d'oncoïdes (intraclastes), surtout réalisés par feutrage de Bacinella.
- 10% à 20% de bioclastes,
- moins de 10% de pellets.

Les microfaunes de ces sparites sont de petite taille et relativement variées. Il s'agit de trocholines, miliolidés, rares Ataxophragmoïidae et Pseudotextulariella, ainsi que des débris de bivalves et de gastéropodes, dont les coquilles montrent des indices de dissolution précoce.

La taille moyenne des éléments varie entre 0.30 mm (pellets et bioclastes) et 8 mm (pour les plus gros oncoïdes).

Les biomicrites montrent par contre, une composition légèrement différente :

- des bioclastes moins fréquents (10%),
- des oncoïdes moins nombreux (25%),
- une matrice micritique (60%).

La taille moyenne des oncoïdes est plus petite (0.6 mm - 3 mm).

Les espèces de foraminifères sont moins diversifiées. Le classement demeure mauvais dans les deux cas.

Représentativité du faciès Pi5b :

Cet environnement a été reconnu dans 5 coupes, sur l'intervalle D1

- D0, la coupe de Bonvillars exceptée, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 3/36 => 8%,
- à la Juracime, sous la D1, 3/82 => 4%,
- dans le forage 601, > D0-D1 <, 4/119 => 4%,
- à Bonvillars, < D2, 1/14 => 7%,
- au Marchairuz, > D0-D1 <, 6/163 => 4%.

Ce qui équivaut à 2% des échantillons étudiés

Pi5a correspond au faciès Pi8 défini par DARSAC et à la classe F8 de ARNAUD-VANNEAU.

Ces milieux diffèrent de Pi5a par la présence de gros et nombreux oncoïdes et par une microfaune nettement moins diversifiée.

La tendance au confinement devient nettement plus perceptible, au niveau de la raréfaction des espèces de foraminifères surtout. Il est tout à fait possible que le pôle plus sableux de ce faciès soit le fruit du démantèlement des vases à oncoïdes décrites ci-dessus; ces accumulations plus grossières nécessitant une agitation modérée.

2.7.3.4. Agencement des faciès de plate-forme interne

A) Le passage plate-forme externe - plate-forme interne

l'évolution des faciès de plate-forme externe aux faciès de plate forme interne se traduit par :

- une augmentation de la faune infralittorale, en espèces et en nombre,
- une diminution de la teneur en échinodermes, bryozoaires et Nodosariidae,
- l'apparition de milieux calmes (=> faciès micritiques),

plus protégés où l'activité algaire devient très importante, les faciès sparitiques demeurant tout de même présent dans cet ensemble.

Trois types de succession de microfaciès ont été observés, lorsqu'on passe de la bordure à la plate-forme interne :

1) Passage de faciès bioclastiques micritiques ou sparitiques à des biopelsparites ou biointrapelsparites du bord externe de la plate-forme interne; ces successions ont été observées dans les coupes du Colas (fig.31, p.70), de la Juracime (fig.34, p.105) et de Champagne (fig.33, p.89).

Les observations faites dans le profil de Champagne montrent les évolutions suivantes :

a) Pe4 => Pi2 => Pi3

Bioosparite à débris divers => biointrasparites => biopelmicrites à foraminifères et algues.

b) Pe3 => Pi1

Biomicrorites à débris allongés => Biopelsparites à petits éléments (reconnu à la Juracime surtout).

Dans ces deux cas, Le passage plate-forme externe, plate-forme interne se caractérise par une augmentation de la microfaune et microflore infralittorale.

2) Passage de faciès oolithiques sparitiques à des pelbiosparites; Cette succession a été reconnue dans les coupes du Marchairuz et du forage 601 (fig.35, p.106 et fig.36, p.107) :

Pe2c/Pe2b => Pi1 => Pi2

Bioosparites à nb. échinodermes/oosparite à rares bioclastes = biopelsparites à petits éléments => biointrasparites plus grossières (fig.36).

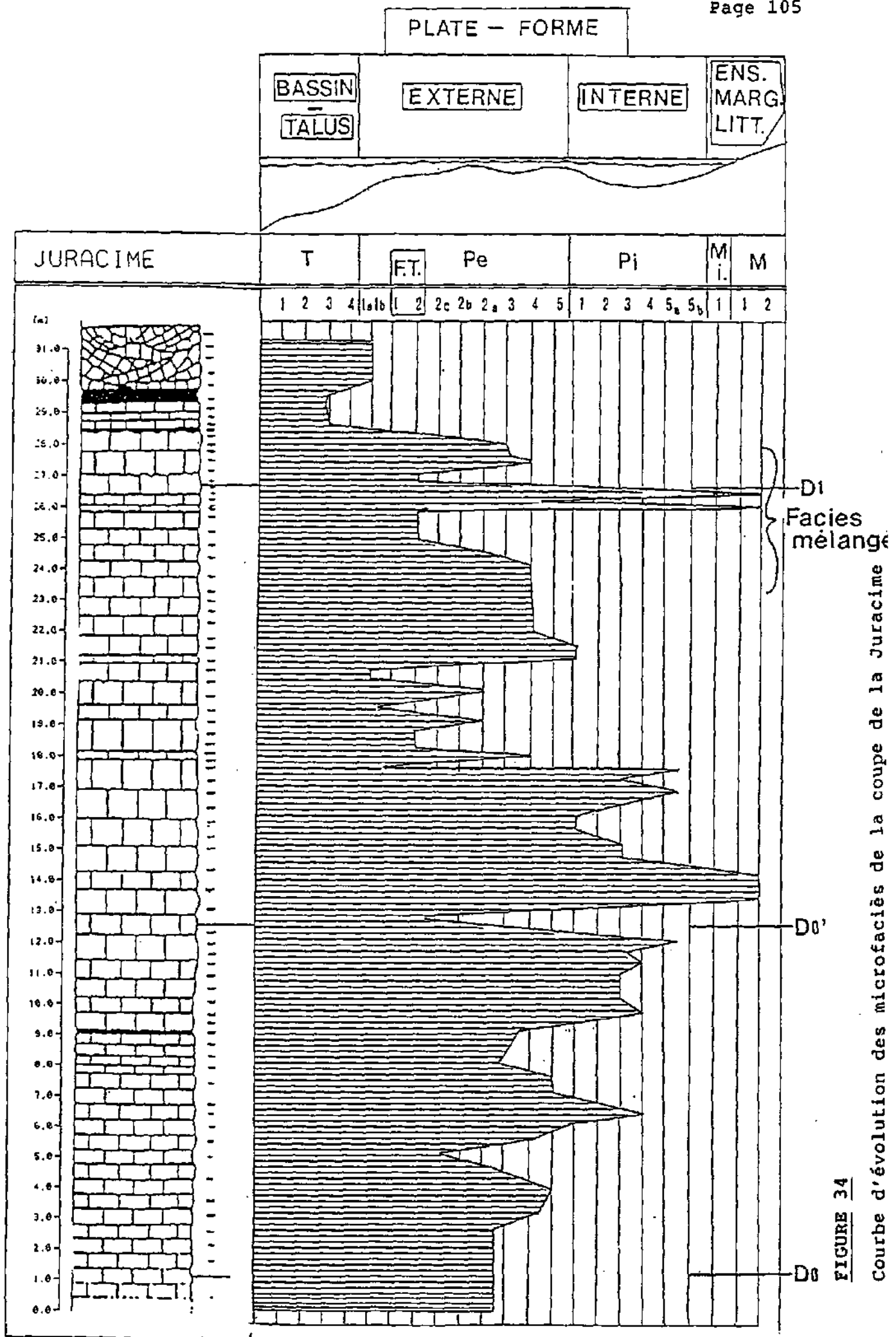


FIGURE 34

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de la Juracime

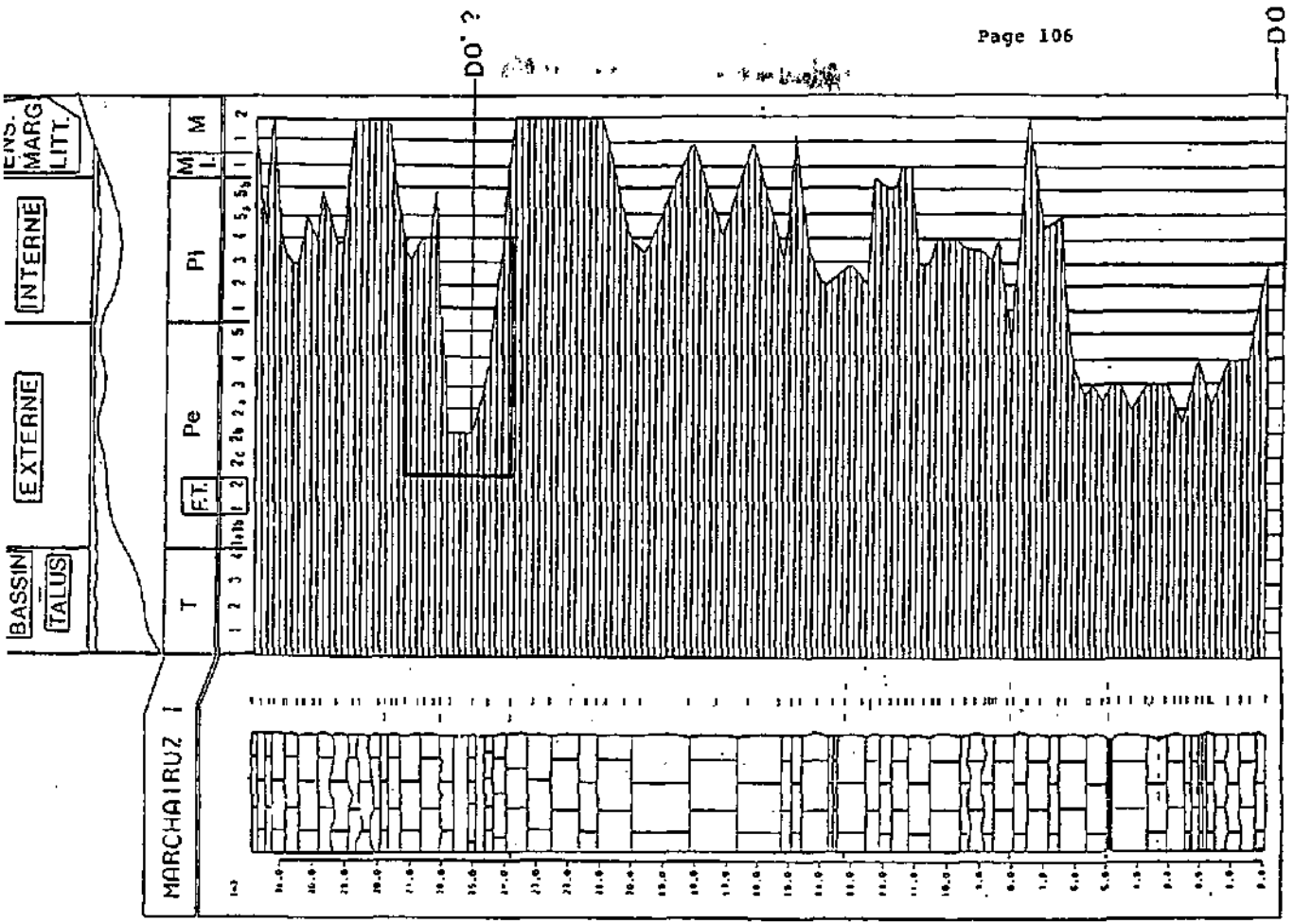
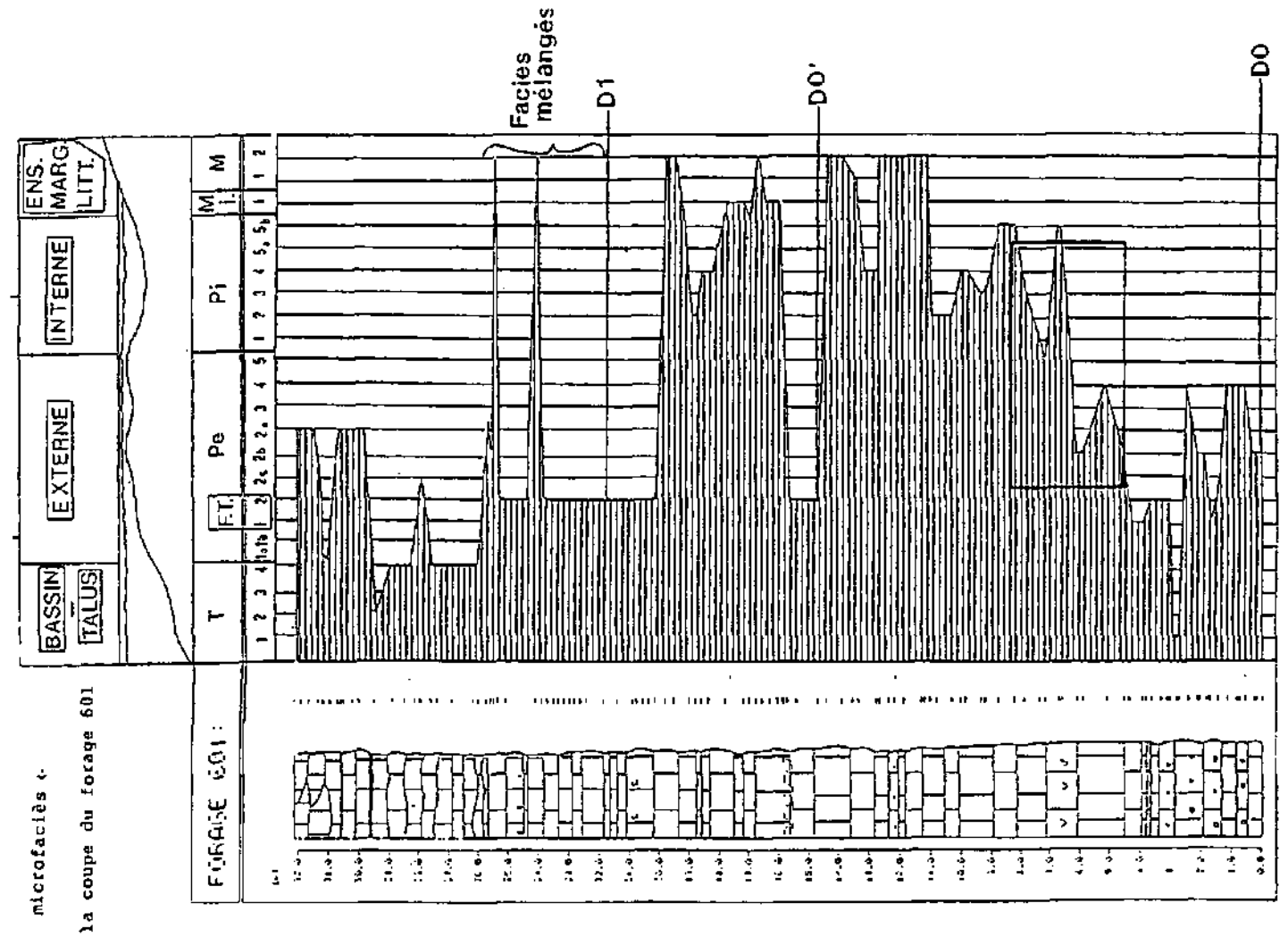


FIGURE 35

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Marchairuz 1



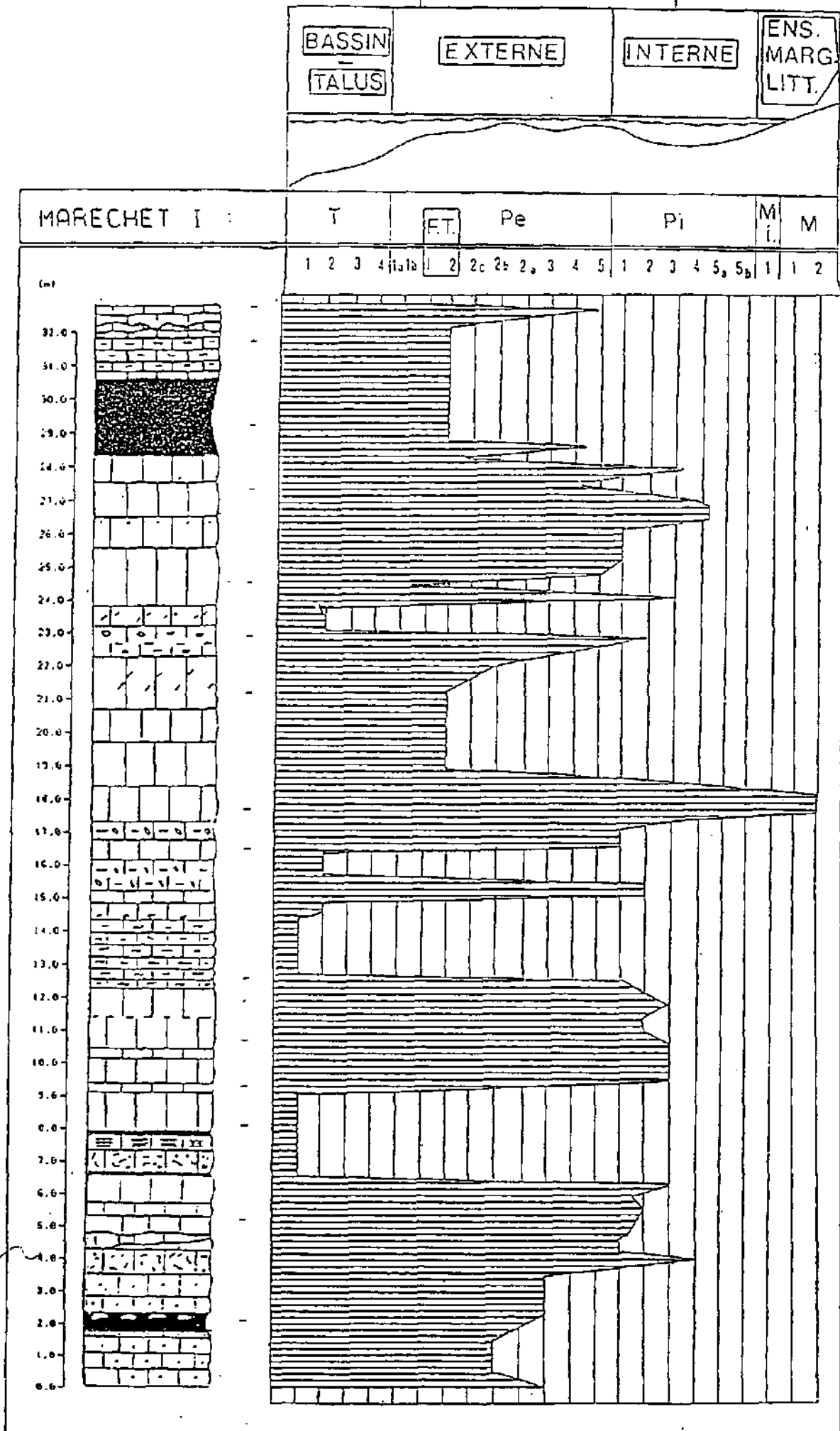


FIGURE 37

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Maréchet I

On observe dans ce cas, la disparition des oolithes, une nette diminution des échinodermes et l'apparition d'une faune infralittorale riche en espèces. Les faciès demeurent toutefois sparitiques et relativement bien classés.

d) Faciès de talus (T1-T2) ou faciès de transgression (FT) passant directement aux faciès internes. Le premier cas n'a été observé que dans la coupe du Maréchet (T1/T2 => Pi1/Pi2, fig.37, p.108). Le deuxième est par contre, plus commun, les faciès plate-forme succédant fréquemment aux faciès de transgression (Juracime, forage...ect).

Il faut encore remarquer qu'aucun passage direct entre les faciès externes et les faciès de l'ensemble de la plate-forme interne sans échinodermes (côté interne) n'a été mis évidence; les faciès Pi4 et Pi5 succédant normalement à Pi2 ou Pi3 et plus rarement à Pi1.

2.7.4. L'ensemble marginolittoral

a) Les faciès de plage : les biosparites à éléments usés, mal classés et à keystone vugs.

Faciès Intl. (pl.28)

Texture grainstone; lame type MA128, Marchairuz.

Aspect macroscopique :

Ces biosparites s'observent dans des bancs généralement décimétriques, aux grains grossiers. La roche, de couleur blanche, montre une structure vacuolaire, causée par la présence de nombreux Keystone-vugs.

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une biosparite grossière, composée de :

- une matrice sparitique (40% à 50%),
- 20% à 30% de petits intraclastes et de pellets,

- 5% à 20% de bioclastes,
- quelques gros intraclastes.

La taille moyenne varie de 0.25 mm pour les petits éléments jusqu'à 1.2 mm pour les grands intraclastes et bioclastes. Ces derniers sont un peu plus diversifiés dans ce milieu d'accumulation sableuse, que dans les faciès supratidaux de l'ensemble marginolittoral; il s'agit, pour l'essentiel de :

- de rares trocholines, de grandes pseudocyclammines, de Pseudotextulariella courtionensis parfois, et d'une microfaune de foraminifères caractéristiques des milieux restreints (Istriloculina, Decussoloculina, Pseudotriloculina et Belorussiella);
- de fragments de bivalves et gastéropodes, dont les parois ont été dissoutes précocement.

Quelques rares débris d'échinodermes ont aussi été reconnus; Ce fait s'accorde bien avec ce type de milieu (sable de plage) où peuvent parfois, lors de tempête par exemple, se déposer des éléments d'origine plus externe.

Les keystone-vugs constituent aussi une des caractéristiques principales de ce genre d'environnement. Il s'agit d'un ensemble de vésicules de quelques millimètres remplies de sperite claire; ces vésicules sont toujours plus grandes que les grains qui les entourent, qui s'arrangent en voûte autour de celles-ci. Ces bulles sont certainement causés par des dégagements de gaz.

Représentativité du faciès Intl :

Cet environnement peu fréquent, n'a été reconnu que dans 4 coupes, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 1/36 => 3%,
- dans le forage 601, > D0-D1 <, 4/119 => 4%,

- à Bonvillars, < D2, 1/14 => 7%,
- au Marchairuz, > D0-D1 <, 3/163 => 2%.

Ce qui équivaut à 1% des échantillons étudiés.

Ce milieu correspond au faciès M2 de DARSAC et au milieu F10 dans la terminologie de ARNAUD-VANNEAU.

Le faciès Int1 diffère de Pi5b par :

- La présence systématique de Keystone-vugs,
- un classement moyen
- des bioclastes un peu plus variés en espèces,
- la présence de silt vadose et de ciment asymétrique et microstalactitique.

Ces observations confirment que ces sables devaient être temporairement exondés (morphologie du ciment et Keystone-vugs). L'usure des éléments et leur classement, ainsi que leur taille vont dans le sens d'une forte agitation assez constante. Il s'agit donc d'un milieu typiquement intertidal.

b) Les micrites à brèches de dessications et laminations algaires

Faciès M1 (pl.29)

Texture mudstone à wackestones; lame type : f97E, forage 601.

Aspect macroscopique :

Ces micrites s'observent dans des bancs décimétriques beiges, souvent laminés et contenant de nombreux Bird's eyes.

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une micrite pauvre en élément composée de :

- une matrice micritique (70% à 80%),
- 5% à 10% de bioclastes,
- 5% à 10% de pellets,

- 0% à 5% d'intraclasses.

Ce milieu présentent des laminations d'origine algaire montrant souvent des fentes de dessiccation allant parfois jusqu'à des microbrèches. La taille moyenne des grains est petite (0.15-0.20 mm), sauf dans le cas des microbrèches, où elle dépasse souvent les 2 mm. Le quartz détritique montre des teneurs allant parfois jusqu'à 10 %.

La microfaune très appauvrie, correspond à quelques Miliolidae et à de rares Pseudotextulariella. Les rares débris de bivalves montrent des dissolutions précoces.

Représentativité du faciès M1 :

Cet environnement n'a été reconnu que dans 3 coupes, à savoir :

- au Landeron, sous la D1, 1/36 => 3%,
- dans le forage 601, > D0-D1 <, 3/119 => 2%,
- au Marchairuz, > D0-D1 <, 4/163 => 2%.

Ce qui représente moins de 2% des échantillons récoltés.

Ce genre de faciès correspond aux faciès M1 de DARSAC et F11 de ARNAUD-VANNEAU.

Ce milieu de dépôt diffère du précédent de par :

- La présence de quartz,
- l'apparition de laminations algaires,
- la présence de fentes, voire de microbrèches de dessiccation,
- une microfaune de plus en plus monospécifique.

En conclusion, la présence d'une matrice micritique et de laminations algaires, ainsi qu'une microfaune peu diversifiée confirment que cet environnement était calme et confiné. Les brèches et fentes de dessiccation, de même que les bird's eyes sont autant de preuves d'émersions temporaires. Ces brèches intraformationnelles témoignent d'une induration précoce du sédiment

et pourraient être l'indice de l'installation d'un paléosol. Ce milieu est donc caractéristique d'un milieu supratidal. IL faut encore noter que ce faciès est souvent lié aux faciès de transgression (forage 601).

c) Les micrites à bird's eyes et à biophase très réduite

Faciès M2 (pl.30)

Texture mudstone ; lame type : M33, Landeron.

Aspect macroscopique :

Ces micrites s'observent dans des bancs massifs, métriques à plurimétriques. Blanchâtre en altération, la roche, très compacte, montre en cassure une teinte blanche parsemée de plages rosâtres très typique; les bird's eyes, allongés dans le sens de la stratification, ainsi que des terriers ouverts y sont aussi très fréquents.

Aspect microscopique :

Cette micrite est composée de :

- 80% à 95% de micrite;
- 0% à 10% de bioclastes;
- 0% à 5% de pellets et d'intraclastes.

La taille moyenne des grains est variable (0.15 mm à 1 mm, pour les plus grands intraclastes et bioclastes).

La biophase est extrêmement réduite; seuls quelques individus appartiennent surtout aux genres Decussoloculina, Istriloculina, Pseudotriloculina et Belorussiella ont été répertoriés. Les fragments d'organismes se réduisant à quelques fragments de bivalves et de gastéropodes dont les coquilles montrent des dissolutions précoces. Des algues (desycladacées) et des ostracodes ont aussi parfois été rencontrés.

Deux types de figures sédimentaires caractérisent ce microfaciès; il s'agit des bird's eyes et des terriers ouverts.

Les bird's eyes sont des petites bulles colmatées par de la calcite en mosaïque (ordre du mm), plus allongées qu'arrondies, certainement liées à un dégagement gazeux dans un sédiment vaseux (DARSAC, 1983). Ce gaz peut provenir de la décomposition de la matière organique, ou de l'air emmagasiné lors de l'assèchement du sédiment, puis expulsé et remplacé par de l'eau, lors de la réimmersion du sédiment.

Les terriers ouverts sont des cavités, dont la taille va du mm au cm et qui montrent des remplissages géopètes. Ces remplissages sont de deux types :

- le fond de la cavité est rempli de microcristaux silteux brunâtres (= silt vadose de PURSER, 1975), de la calcite en mosaïque remplissant le reste du vide;
- la cavité est remplie par une biosparite provenant du sédiment sus-jacent.

Des remplissages géopètes ont aussi été observés dans les fragments de coquilles, prouvant ainsi la nature précoce de la dissolution de ces dernières (presque contemporaine à l'exondation).

Représentativité du faciès M2 :

Cet environnement très restreint a été reconnu dans toute les coupes où l'intervalle D0-D1 a été répertorié, à savoir :

- au Landeron, 3/36 => 8%,
- à la Juracime, 5/82 => 5%,
- dans le forage 601, 12/119 => 7%,
- au Crêt De l'Anneau, 7/10 => 7%,
- a l'Ensa, 3/27 => 11%
- au Marchairuz, 15/163 => 9%,
- au Maréchet, 3/107 => 3%,

Ce milieu de dépôt est représenté par environ 5% du total des échantillons récoltés.

Ce microfaciès peut être, de même que M1, rattaché aux faciès M1 de DARSAC (1983) et F11 de la classification de ARNAUD-VANNEAU (1987). Les caractères sédimentologiques particuliers (bird's eyes, terriers ouverts et dissolution précoce, ainsi que l'extrême appauvrissement en espèces de la biophase constituent les caractéristiques principales de cet environnement. De ce fait, ce milieu peut être considéré comme étant le plus confiné de tous ceux qui ont été recensés sur la plate-forme.

2.7.4.1. passage vertical et horizontal des faciès de plate-forme interne à l'ensemble margino-littoral

Trois types de successions ont été mises en évidence, à savoir :

1)

Pi3 => M2

Faciès interne à échinodermes => micrite à bird's eyes

2)

Pi4 => M2

Faciès interne sans échinodermes => micrite à bird's eyes

2)

Pi5ab => M2

Faciès à oncoïdes => micrite à bird's eyes

Ces passages ont été observés dans toutes les coupes où les faciès M1/M2 sont présents.

Ces milieux confinés sont par ailleurs, souvent, liés aux faciès de transgression Ft1 et Ft2.

2.7.5. Les faciès de "transgression" Le terme de "faciès de transgression" a été introduit par A.ARNAUD-VANNEAU (1980); repris

par DARSAC en 1983, il désigne ici des faciès semblables.

Deux types de faciès de transgression ont été reconnus dans nos profils :

- les pelmicrites à pelsparites à quartz et rares bioclastes.
- les biomicrites à bioclastes infralittoraux dominants;

Ces microfaciès se caractérisent surtout par un mélange de faunes infra et circalittorales, par la présence de quartz détritique et de débris rubéfiés.

Ce mélange d'éléments se fait de deux manières :

- par juxtaposition étroite de faciès très internes et de milieux externes; il s'agit donc d'un véritable mélange de faciès. Le forage 601 (fig.36) montre au niveau de la D1 un mélange de faciès internes (M1) et externes (T2).

- par un mélange plus diffus constitué de faune infralittorale et de foraminifères d'origine très externe, à savoir des Polymorphinidae et des Nodosariidae.

Ces faciès de transgression sont liés de façon systématique, à la discontinuité D1, parfois à D0' et surmontent généralement des faciès très confinés (M1 et M2).

A) Les Pelsparites à pelmicrites à quartz et rares bioclastes Faciès Ft1 (pl.10)

Texture packstone à grainstone; lame type M36, le Landeron.

Aspect macroscopique :

Il s'observe dans des bancs roux à l'aspect pseudoolithique, ondulés et décimétriques.

Aspect microscopique :

Il s'agit d'une pelsparite contenant plus de 50% de pellets, de rares bioclastes et du quartz montrant des teneurs allant jusqu'à 20%. Les éléments de la plate-forme interne sont rares (quelques

Miliolidés). Les Polymorphinidae y sont moins fréquents que dans Ft2. Quelques fragments d'échinodermes et de bivalves sont aussi présents. Les débris sont micritisés et rubéfiés.

B) les biomicrites à bioclastes infralittoraux dominants

Faciès Ft2 (pl11 et 12)

Texture : wackestone à packstone; lame type : F96a, forage 601

aspect macroscopique :

Ce faciès s'observe dans des bancs calcaires et marneux grisâtres à roux très lités, formant une dépression topographique par rapport aux calcaires plus massifs qui les encadrent. Les marnes sont sableuses et succèdent souvent à des hard-grounds.

aspect microscopique :

Il s'agit d'une micrite présentant un mélange diffus de :

- foraminifères d'origine externe (Polymorphinidae et Lenticulina).
- d'éléments d'origine interne, dont Macroporella embergeri, une algue très interne, et divers foraminifères infralittoraux qui constituent la plus grande part des bioclastes.
- de grands fragments d'organismes (serpules, bryozoaires, bivalves et exceptionnellement céphalopodes).
- des oolithes de grande taille, possédant un cortex épais et micritisé et, de rares pellets et intraclastes noirâtres..
- du quartz détritique fin, avec des teneurs allant jusqu'à 30%.

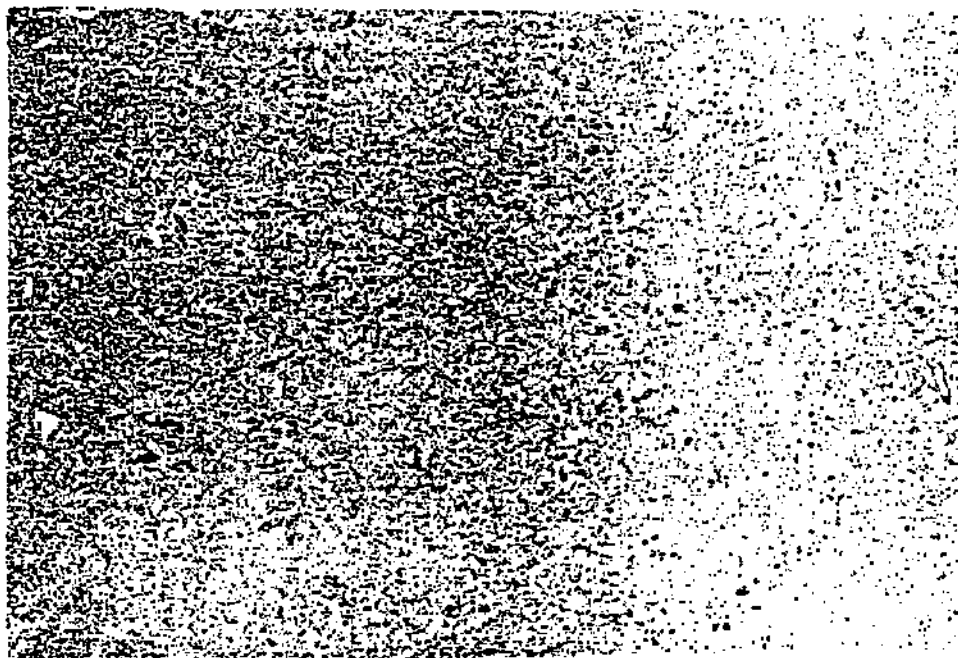
La glauconie a été reconnue dans les deux faciès.

La position de ces faciès, sur notre profil théorique, est le fruit d'un choix quelque peu arbitraire, compte tenu du caractère mixte

de ces faciès. Nous les avons néanmoins placés sur le bord de la plate-forme, pour les raisons qui suivent :

- les espèces circalittorales sont, généralement plus représentées que les organismes infralittoraux;
- la glauconie est systématiquement présente;
- les faciès Ft1 et Ft2 constituent toujours les premiers signes d'un retour à des milieux externes plus profonds.

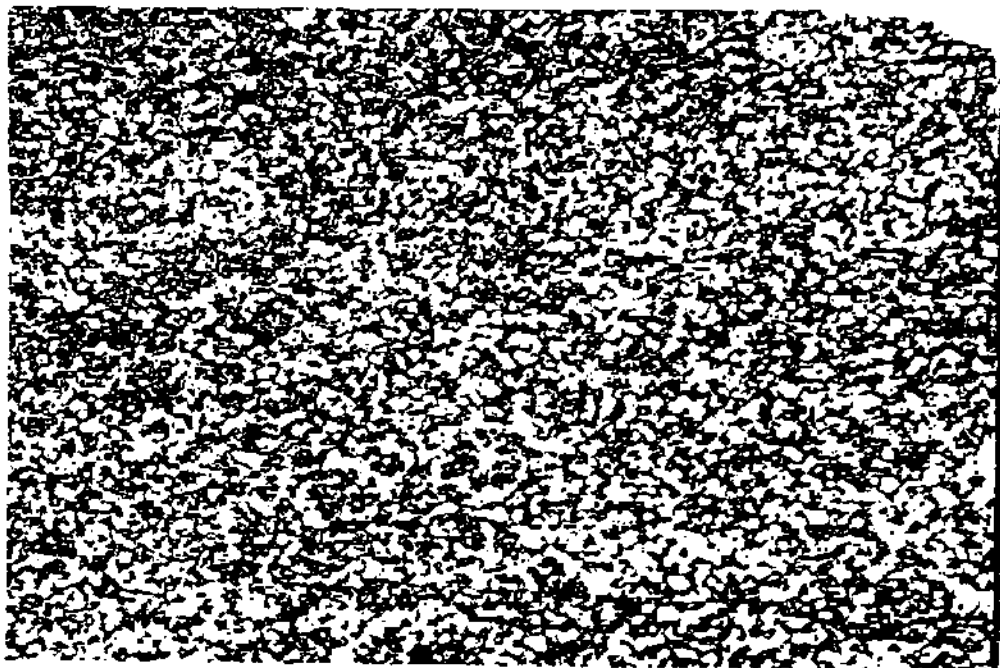
FACIES T1



PL.1

Biopelmicrite à très rares calpionelles et cadosines; les pellets, des petits grains de quartz détritiques, des nodosaridés et quelques fragments d'échinodermes ont aussi été répertoriés; coupe du Maréchet, fb29.

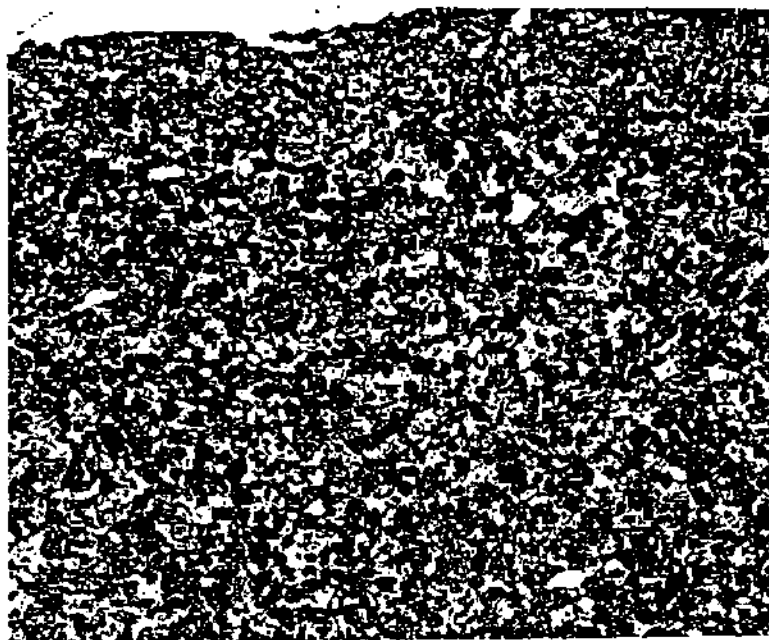
FACIES T2 (1)



PL.2

Biopelmicrite à quartz et échinodermes (microfaune appauvrie); coupe du Maréchet, Fb102.

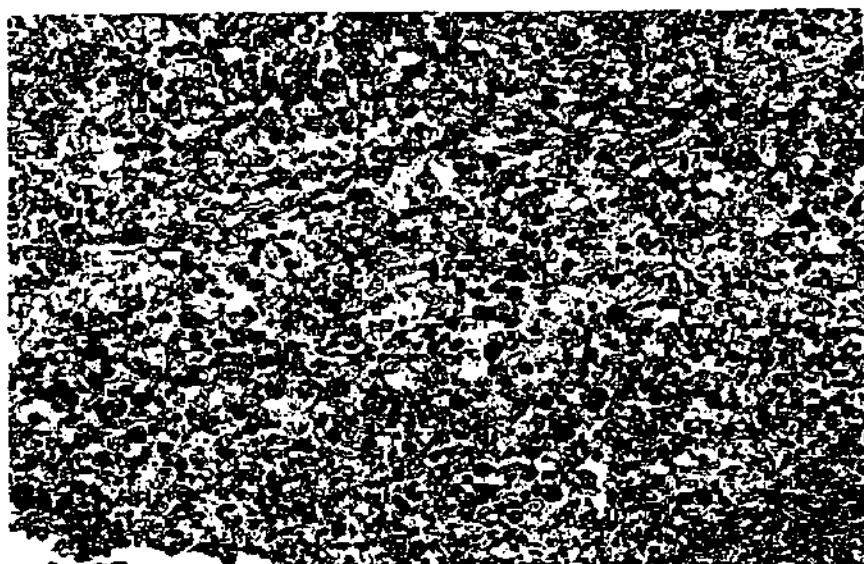
FACIES T2 (2)



PL. 3

Biopelmicrite à échinodermes; les fragments d'échinodermes et de bivalves sont plus abondants; coupe du Crêt de l'Anneau, Ac98

FACIES T2 (3)

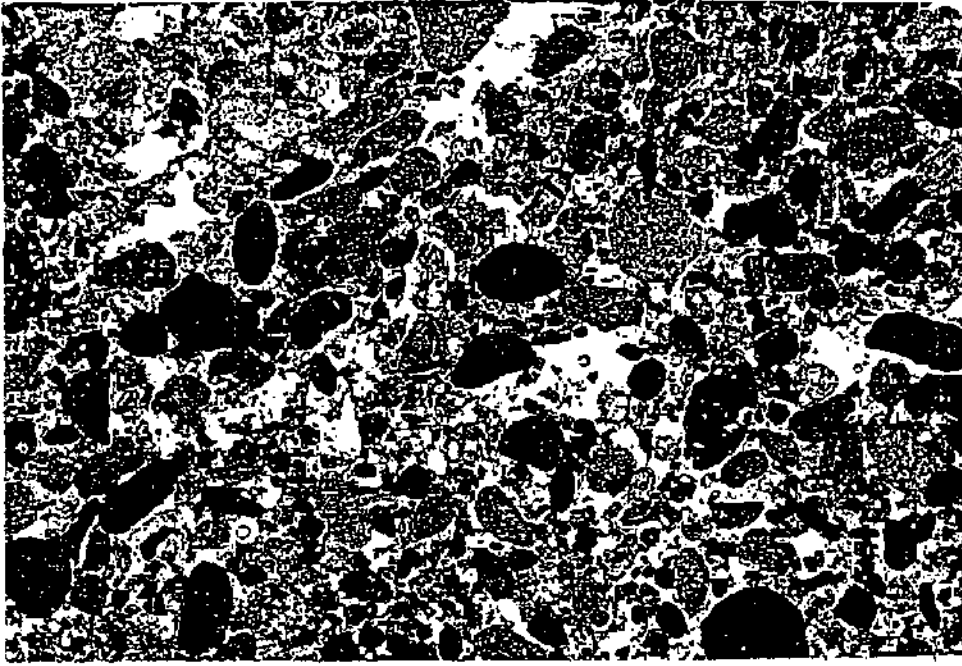


PL. 4

Biopelsparite à échinodermes; les fragments d'échinodermes et de bivalves sont moins abondants que les pellets; coupe du Crêt de l'Anneau, Ac98

G.E.

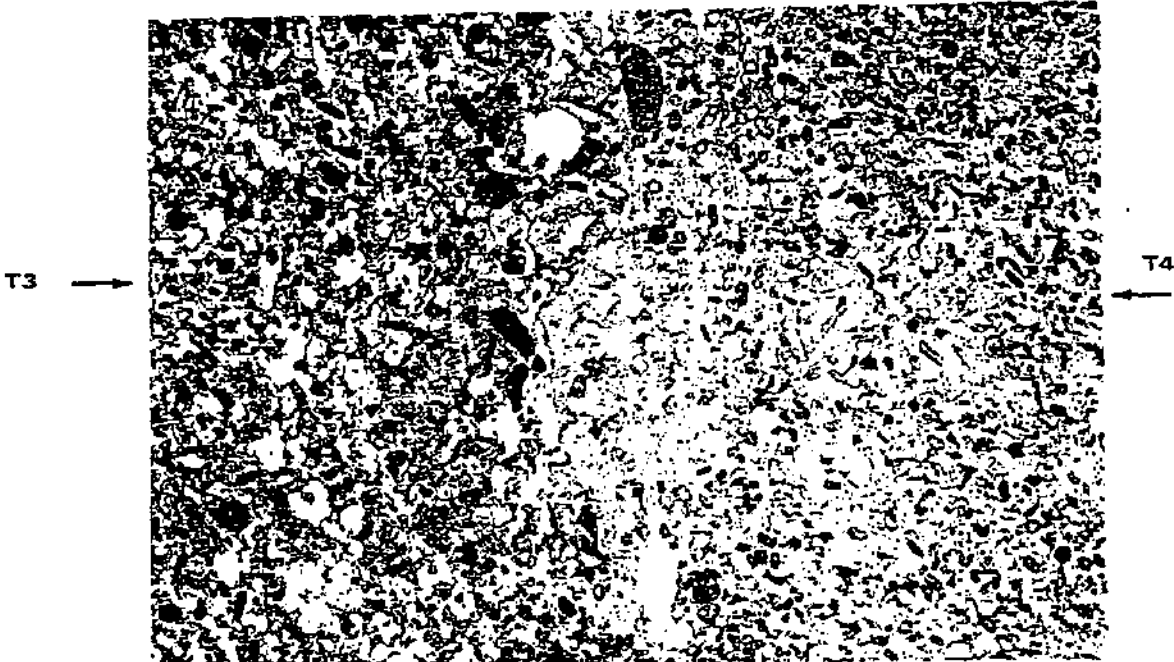
FACIES T3



PL. 5

Biosparite à gros débris d'échinodermes (D.E.), galets externes (G.e.) et faune très appauvrie; coupe de la Juracime, La 25.

FACIES T3



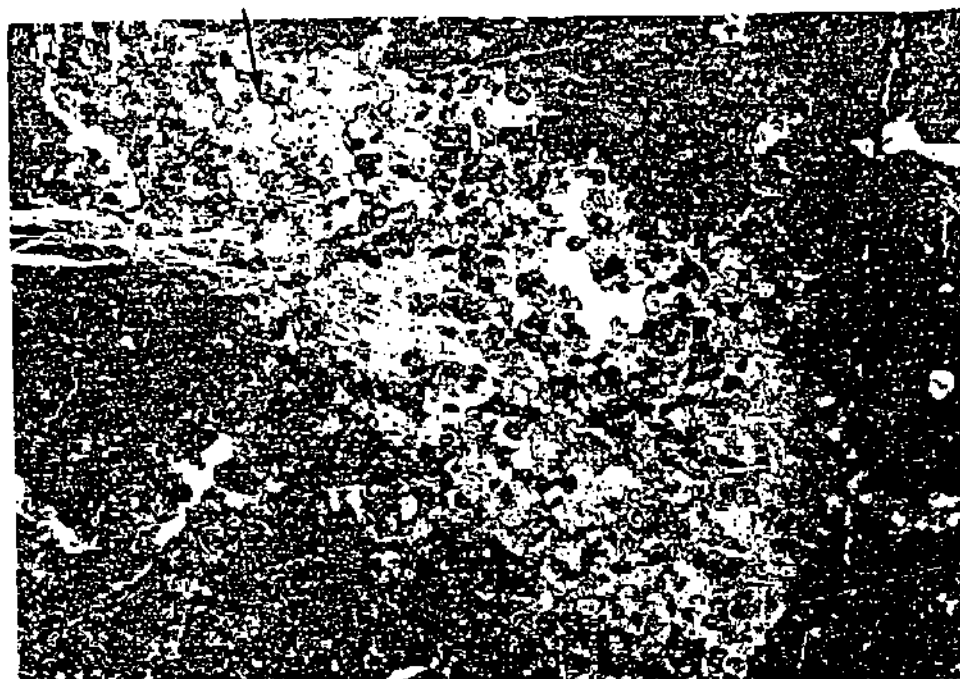
PL. 6

Passage d'une biopelsparite à gros débris (T3) à une biopelsparite, plus fine à pellets et débris d'échinodermes, de bivalves et très rares oolithes (t4).

T4

FACIES T4

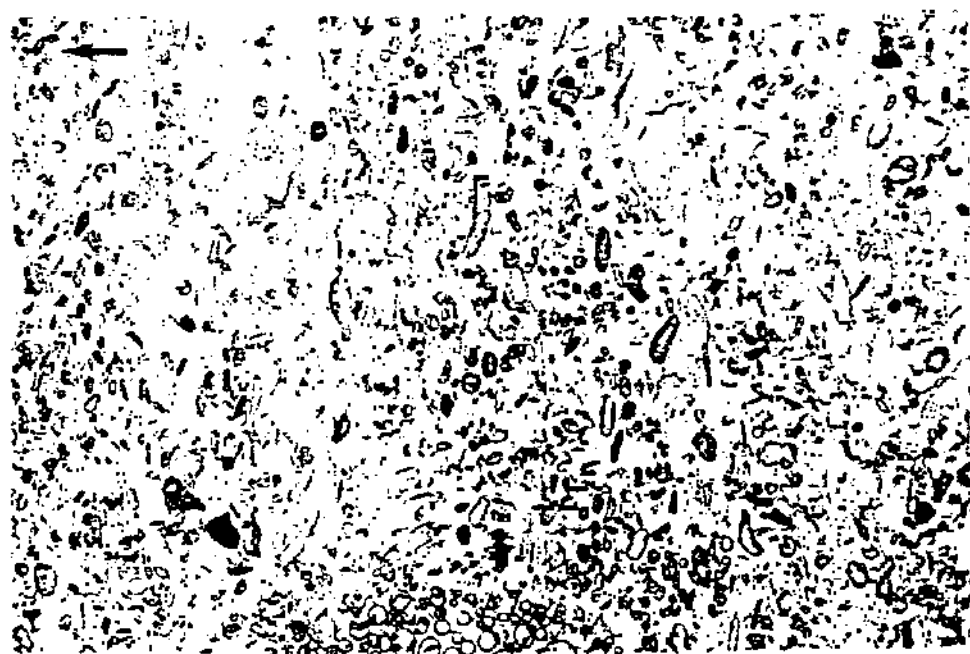
M1 →



PL.7

Biospelparite à débris d'échinodermes et microfaune circalittorale reposant en discontinuité, sur le faciès M1 (ensemble marginolittoral à bird's eyes). Il s'agit ici du passage Unité Supérieure gréseuse (U.S.G.) - Calcaire roux (D1); forage 601, 601.101.

FACIES Pela



PL.8

Biosparite à petits débris allongés (bivalves) et quelques oolites.

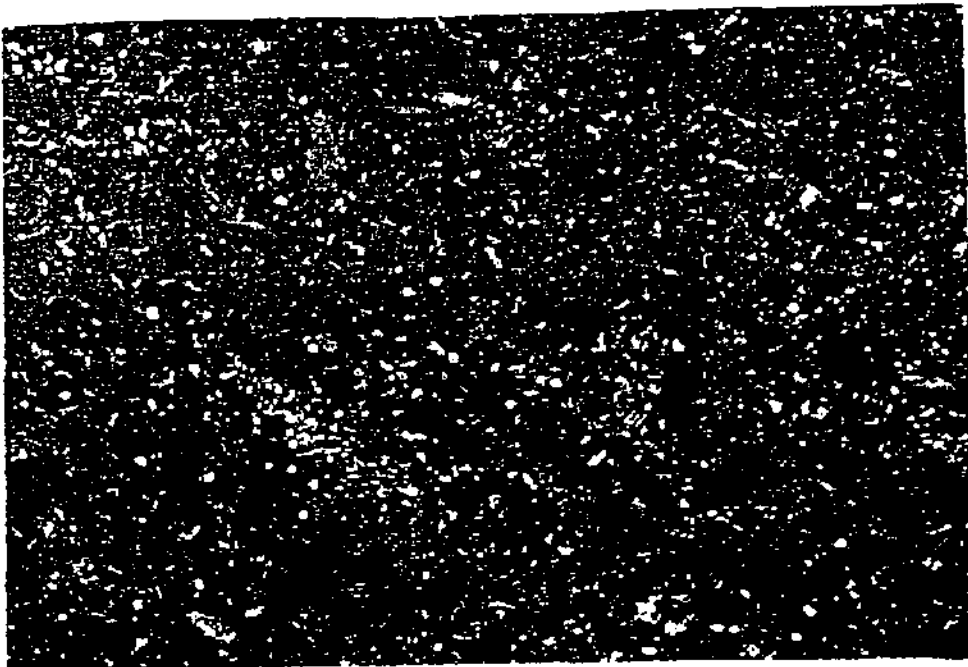
FACIES Pelb



PL.9

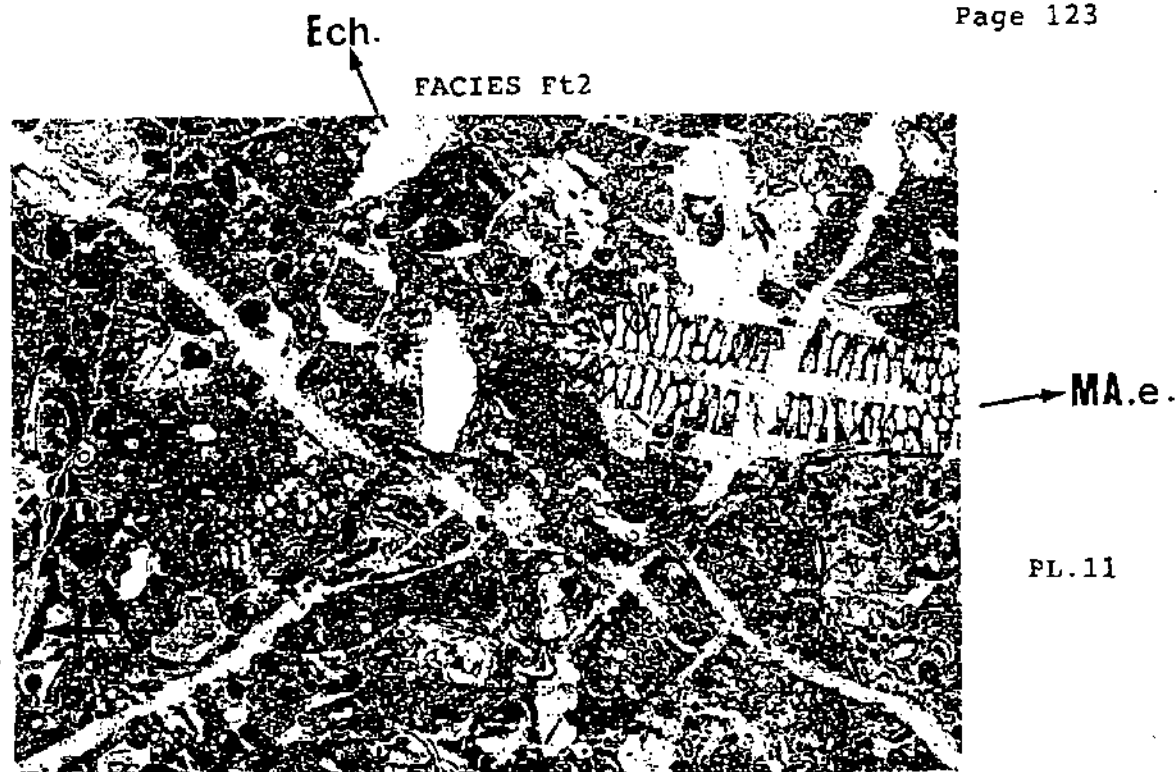
Biopelmicrite à débris d'échinodermes et microfaune infra et circalittorale. Les débris (échinodermes et bivalves) sont un peu plus grossiers que dans le faciès Pelà. Du quartz détritique a été fréquemment reconnu dans ce faciès; forage 601, 601.49b.

FACIES Ft1



PL.10

Pelbiomicrite à pelbiosparite à échinodermes et mélange de faune circa et infralittorale (p.e. Polymorphinidae et Miliolidae). Le quartz détritique montre des teneurs allant de 10% à 20%; coupe du Landeron, M36.



PL.11

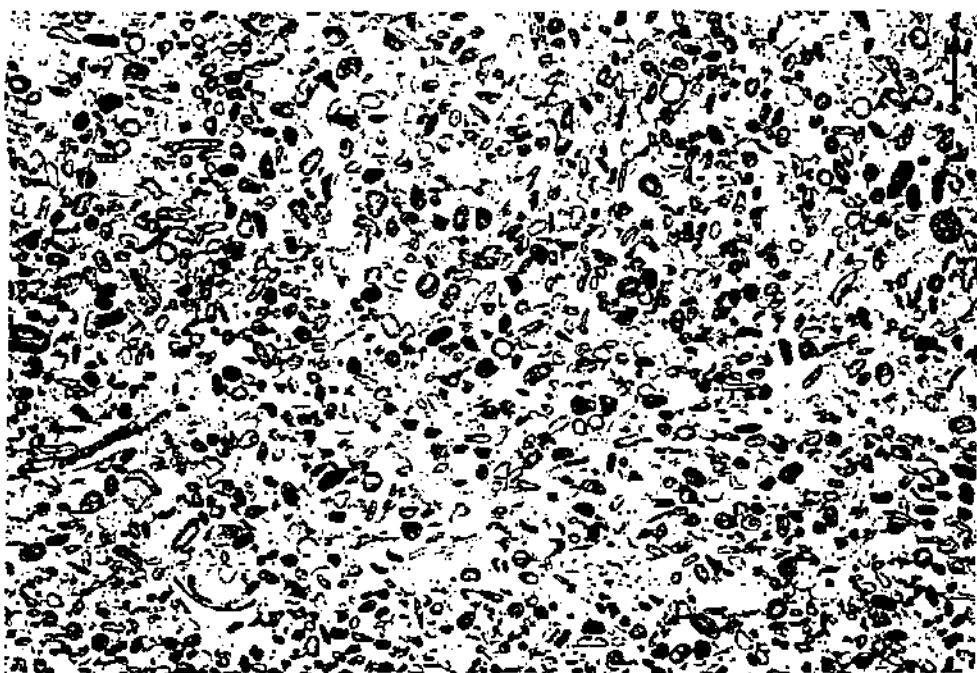
Biointrapelmicrite présentant des mélanges de faunes (Bryozaires, échinodermes (Ech), Nodosariidae circalittoraux et Macroporella embergeri (MA.e), une des dasycladacées les plus interne connue; coupe du Colas, C21.

FACIES Ft2 mélangé au FACIES M1



Mélange d'une biopelmicrite à Nodosariidae et fragments d'échinodermes et d'une micrite à biophase réduite montrant des laminations algaires et des fentes de dessiccations; forage 601 (D1), 601.97.e.

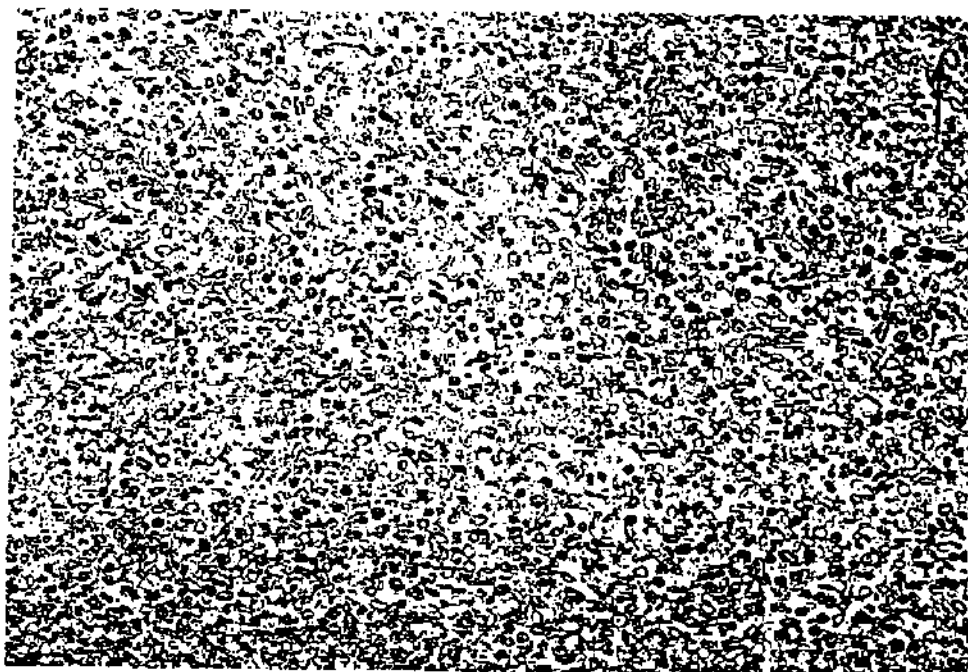
FACIES Pe2c



PL.13

Bioosparite à nombreux débris d'échinodermes et débris allongés.

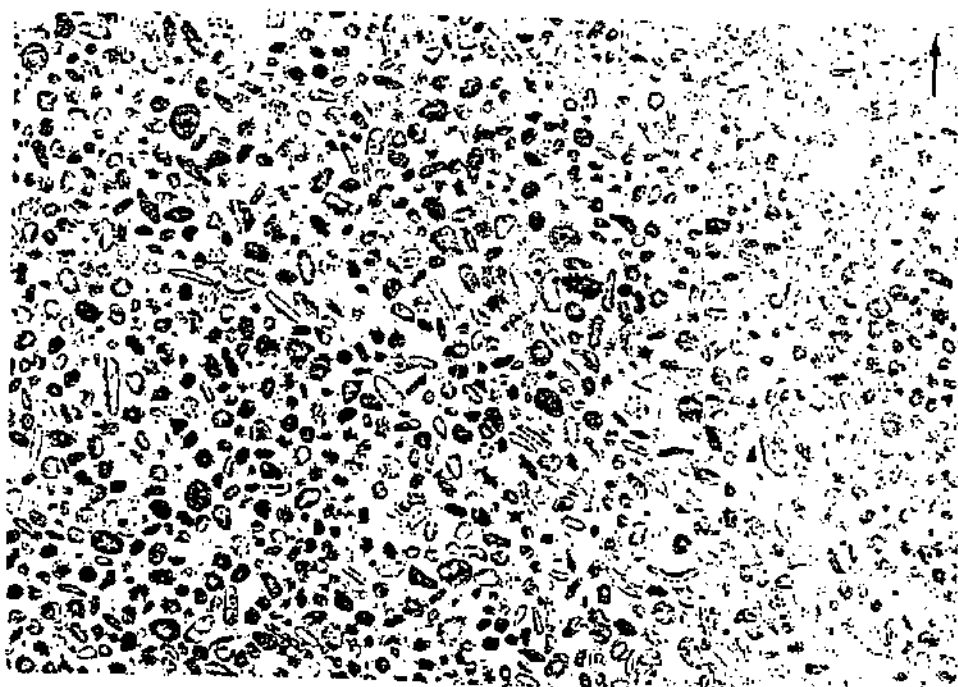
FACIES Pe2b



PL.14

Oosparite fine et très bien classée.

FACIES Pe2b

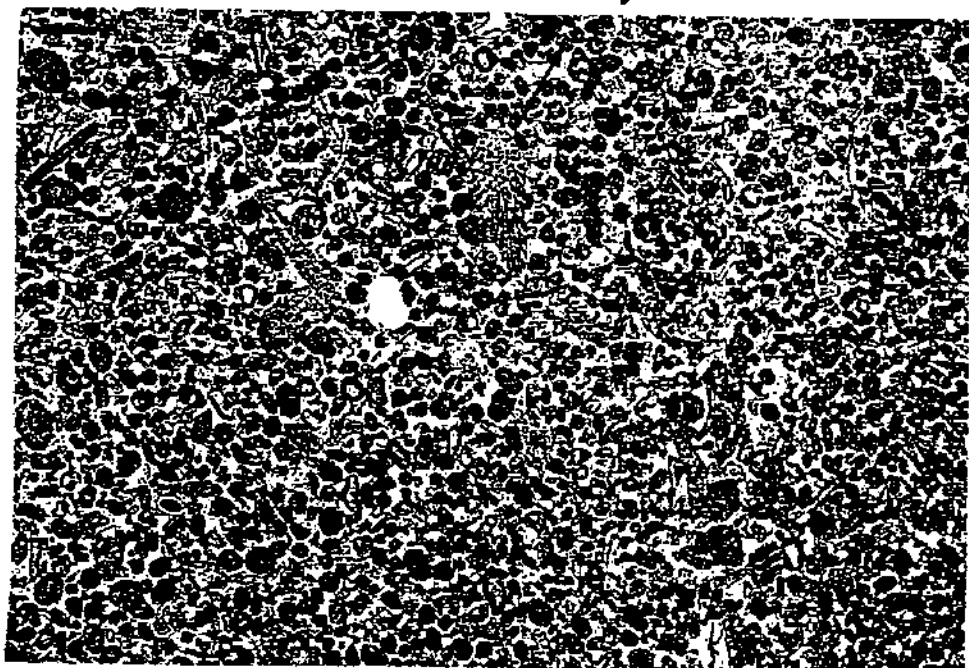


PL. 1

Oosparite dont tous les fragments (bien classés) sont oolithisés. Le cortex des oolithes n'est constitué que de une, voire deux couches de calcite fibroradiée.

FACIES Pe2a

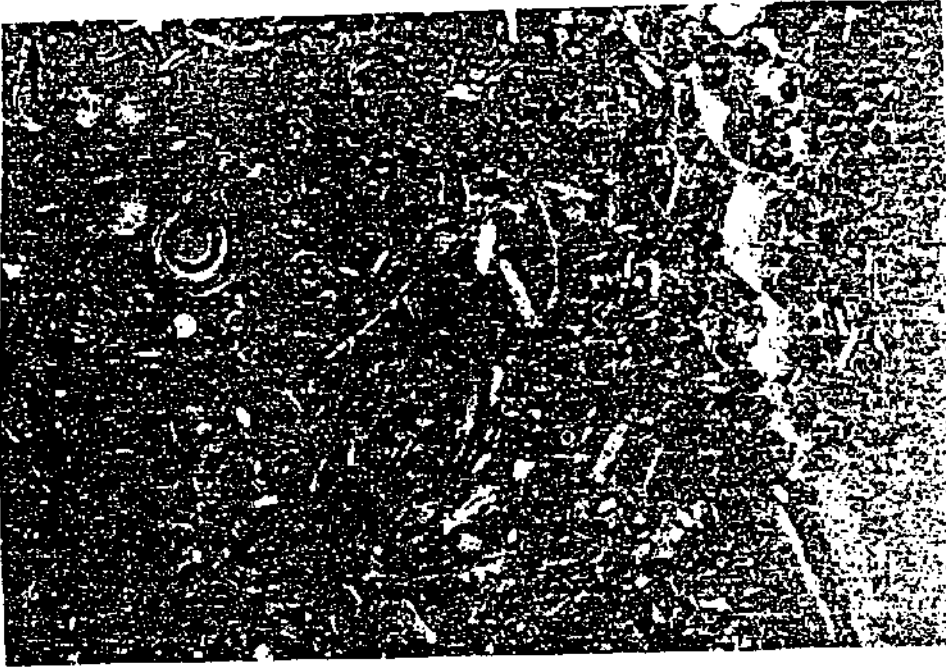
Bry.



PL.

Oobiosparite à débris allongés (bivalves, bryozoaires et échinodermes). Les oolithes sont fibroradiées micritisées et l'ensemble est nettement moins bien classé.

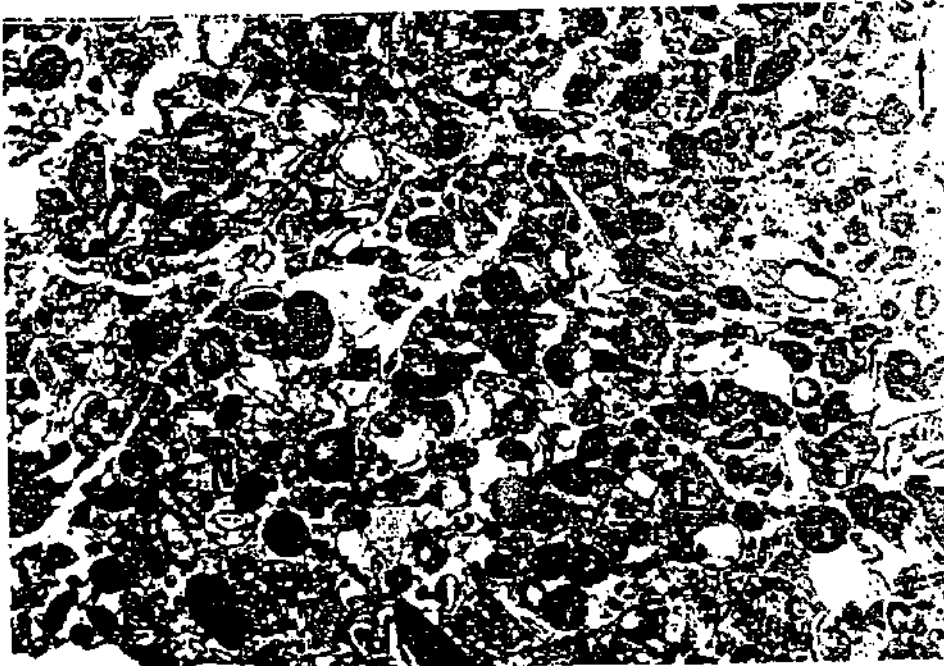
FACIES Pe3



PL.17

biomicrite à débris allongés (bivalves, brachiopodes, foraminifères) et oolithes, soit fibroradiées micritisées, soit micritiques, indices de milieux assez instables (U.I.O); F601, 601.46b.

FACIES Pe4



PL.18

Bioosparite à débris diversifiés montrant de nombreuses trocholines (Tr), des nodosariidae (N), des débris d'échinodermes (E) et des oolithes fibroradiées micritisées. F601, 601/48a.

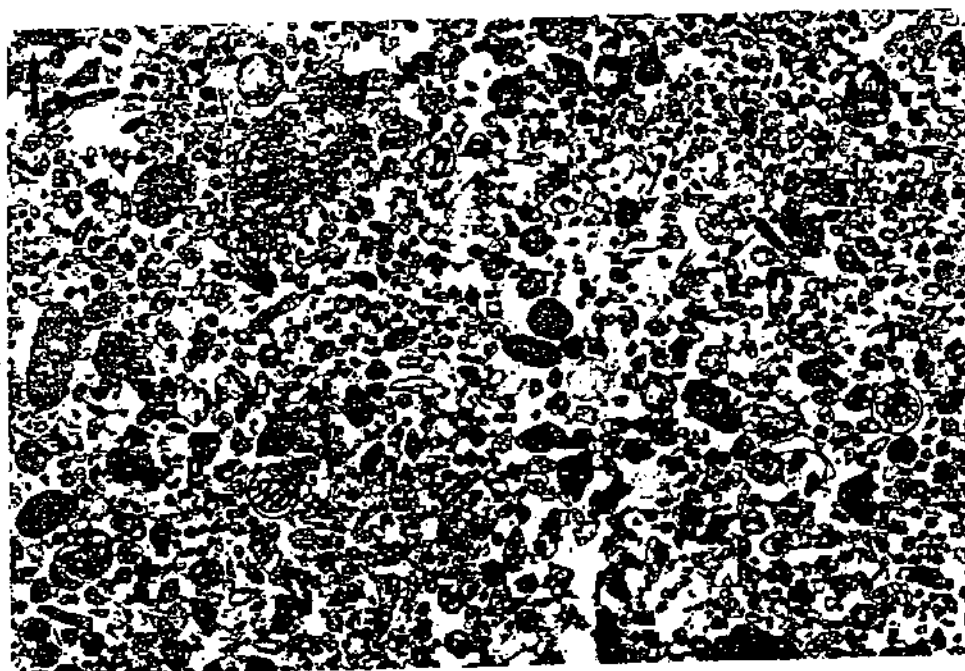
FACIES Pe5



PL.19

biomicrite à gros débris; il s'agit surtout de bivalves, brachiopodes, foraminifères agglutinants (A), échinodermes, trocholines (T) et algues (Cayeuxia=C). Les fragments sont fortement micritisés. Coupe de Buttes, Bu 43.

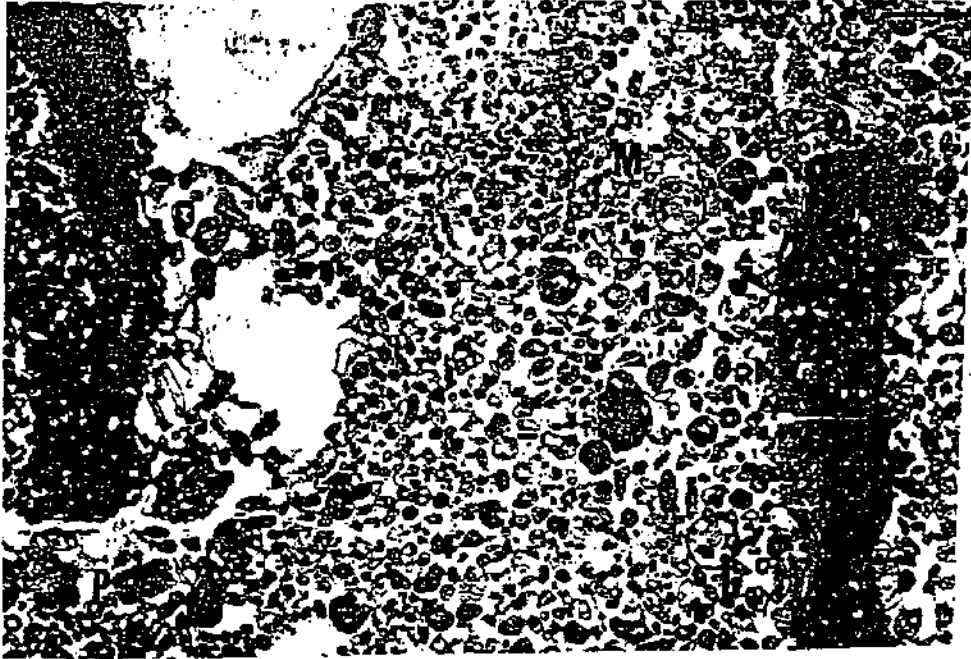
FACIES Pil



PL.20

Biopelsparite à petits éléments bien classés et à nombreux foraminifères (grosses pfenderines =P). Coupe de Champagne, partie inf., ch39.

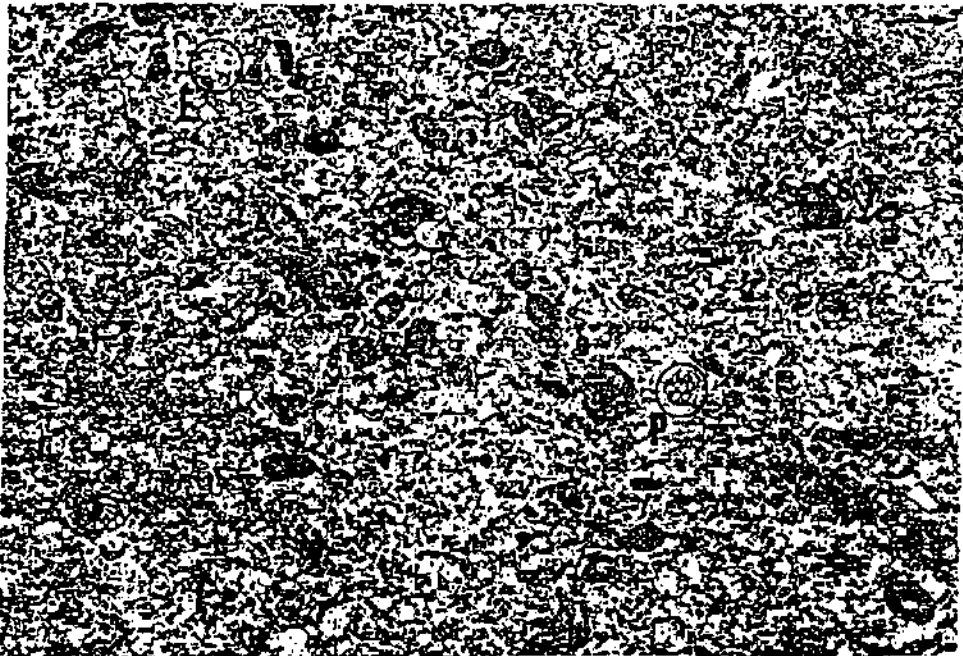
FACIES Pi2



PL.21

Biopelintrasparite à nombreux foraminifères (grosses pfenderines =P, miliolles =M, Glomospira =G) et quelques débris d'échinodermes. Les intraclastes montrent des encroûtements d'origine algaire (E). Coupe de Champagne, CH36.

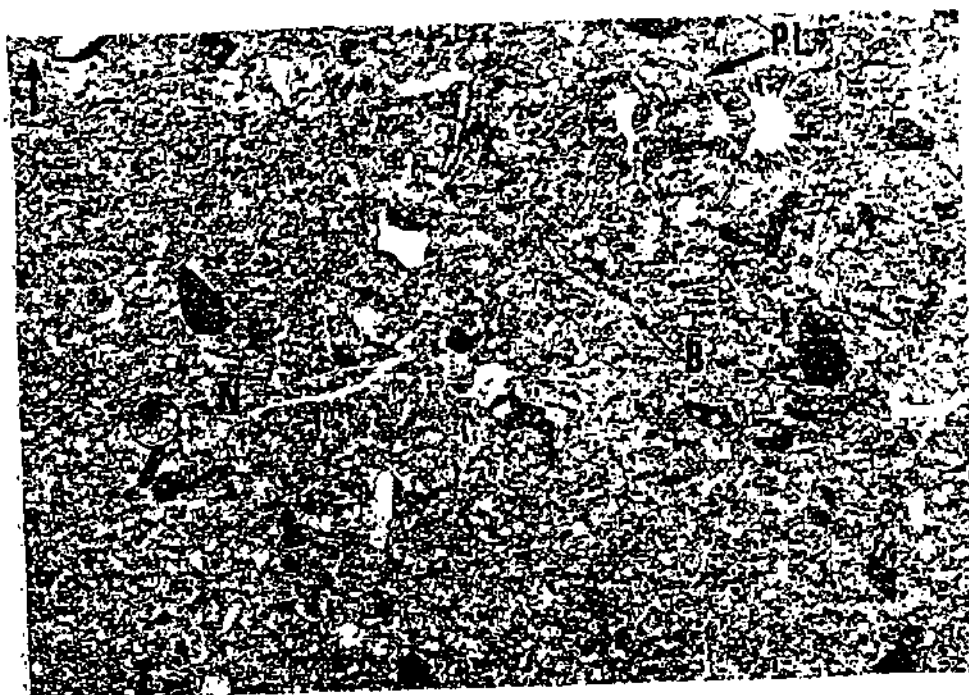
FACIES Pi2



PL.22

Biopelintramicrite à petits éléments et plus gros intraclastes. Présence de grosses pfenderines (P) et quelques fragments d'échinodermes (E). Coupe de Champagne, CH35.

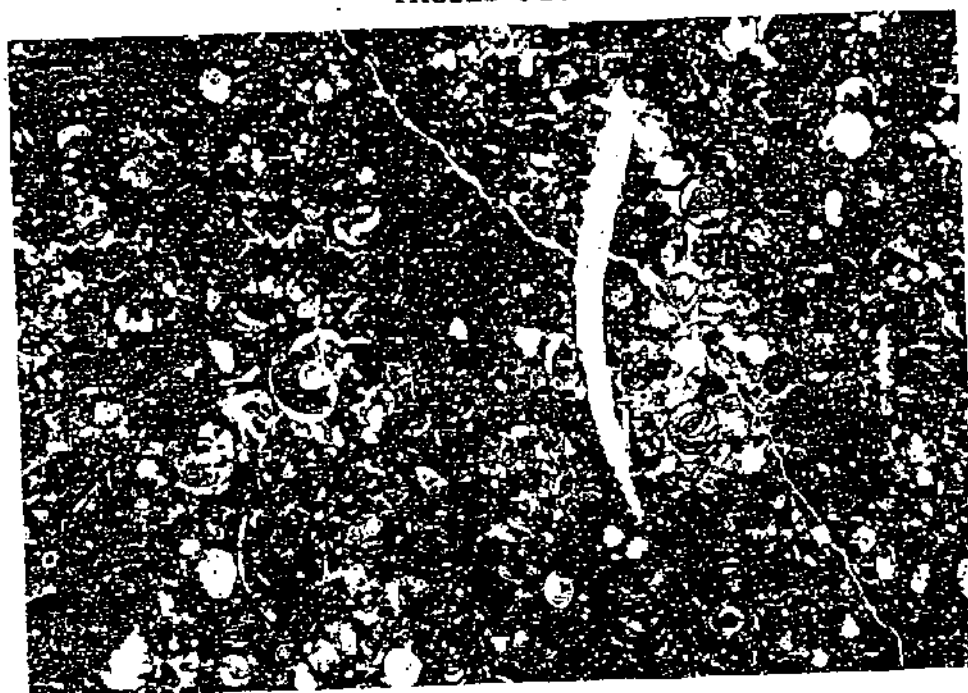
FACIES Pi3



PL.23

Biopelmicrite à intraclastes et gros foraminifères (N=Nautiloculina, P= Pseudocyclammina cf. lituus et T=Trocholina). Les échinodermes (E) sont plus rares (B=fragment de brachiopode). Coupe de la Juracime, Jv34.

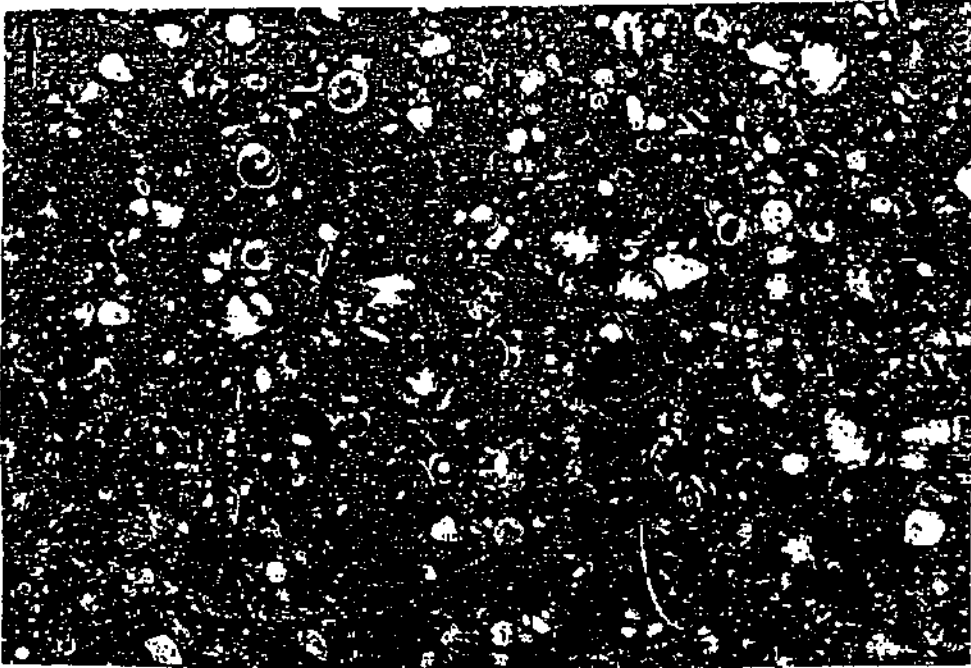
FACIES Pi3



PL.24

Biointramicrite à pellets et gros foraminifères (T=Trocholina, A= Ataxophragmoïidae, P.c.=Pseudotextulariella courtionensis). Présence de fragments de gastéropodes (G), de bivalves (B) et d'algues (A). Coupe de la Juracime, Jv22.

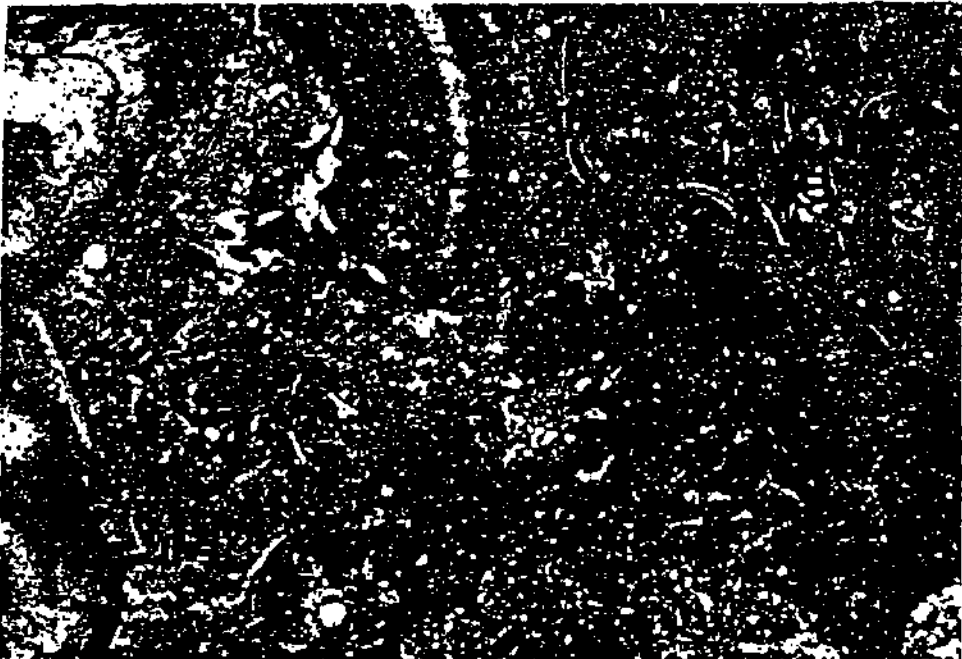
FACIES Pi4



PL.25

Biopelmicrite à algues et nombreuses trocholines. Présence de Miliolidae (M), absence d'échinodermes. Présence de trocholines (T), de fragments d'algues (A) et de coquilles de gastéropodes et de bivalves; Dissolution précoce des tests (?). Coupe de la Juracime, JV6.

FACIES Pi5a



PL.26

biomicrite à oncoïdes (O) et foraminifères. Tous les éléments sont fortement micritisés; coupe du Marchairuz, partie inf. MA137.

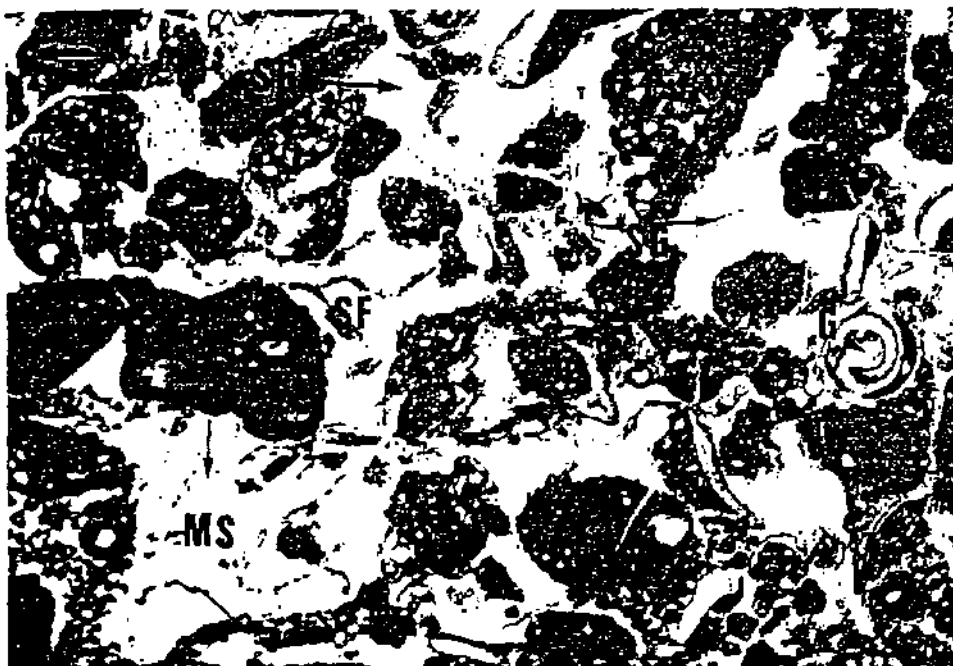
FACIES P15b



PL.27

Biosparite (-micrite) à gros oncoïdes. Les oncoïdes sont réalisés par feutrage de *Bacinella* (Bi).

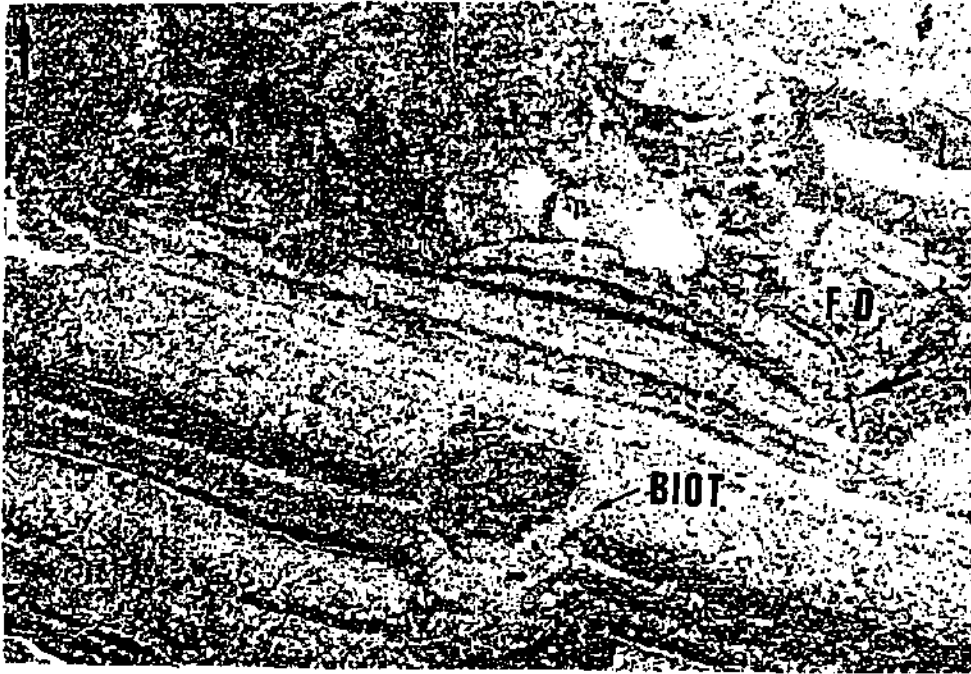
FACIES Int1



PL.28

Intrabiosparite à gros éléments mal classés et fragments brisés de gastéropodes et bivalves. Présence de ciment microstalactitique (SM) entourant les éléments, suivi d'une précipitation de ciment fibreux (SF) et de plusieurs générations de sparite plus grossière (SG). forage de Bevaix, A2.

FACIES M1



PL.29

Micrite à laminations très bioturbées, d'origine algaire (?).
Présence de quartz détritique fin et de figures de dessiccations ?
(F.D.); forage 601, 601.97E

FACIES M2



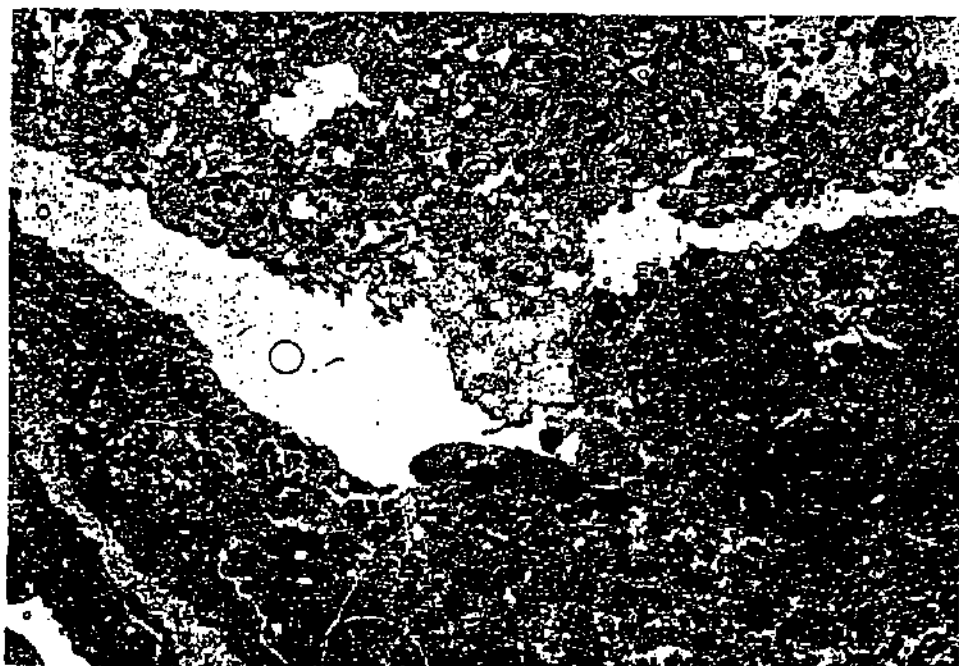
PL.30

Terrier ouvert dans une micrite à bird's eyes, rempli par le
sédiment sus-jacent (P12-P13, biopelmicrite à foraminifères et
algues). Présence d'une figure géopétale dans la micrite (g.p.);
coupe du Marchairuz, partie inf, MA96.



Micrite à bird's eyes et terriers. Remplissage géopète. Présence d'une microfaune caractéristique des milieux internes (Pseudotriloculina, Milioladae divers. forage 601, 601.76b.

Discontinuité D2



Présence d'un fond durci épigénisé par de la glauconie. IL s'agit ici du passage Calcaire val de Fier - Calcaire Roux s.s. qui se traduit par un passage direct du faciès Pi2 au faciès T3 à échinodermes. Coupe de Bonvillars, bol5

CHAPITRE 3 : MICROPALÉONTOLOGIE

3.1. INTRODUCTION

Ce chapitre correspond surtout à un inventaire des foraminifères benthiques du Berriasio-Valanginien. Ces foraminifères ont été déterminés en lame mince.

Les listes synonymiques ont été simplifiées; leur lecture en aurait été quelque peu fastidieuse pour les non-spécialistes. L'approche systématique est celle qui a été employé par LOEBLICH & TAPPAN (1988)

De plus, ont été figurés pour chaque espèce :

- une liste synonymique simplifiée,
- les coupes où cette espèce a été reconnue,
- le type de milieu de dépôt dans lequel leur présence est généralisée,
- leur répartition stratigraphique, régionale, en fonction des discontinuités D0, D0', D1 et parfois D2,
- leur extension stratigraphique, par rapport aux étages internationaux

Chaque spécimen a été photographié et les plus représentatifs figurent dans les planches 1 à 13, pages 188-201..

Nous avons effectué des comptages sur les foraminifères les plus caractéristiques, tels que Trocholines, Miliolidae divers, Pseudotextulariides..etc, dans le but de déterminer la composition des populations des différents ensembles de la plate-forme. Une distribution temporelle (biostratigraphie) et spatiale (paléoécologie) est ainsi obtenue. (fig.39, p.135, et fig.38, p.136, selon ARNAUD-VANNEAU, 1986)

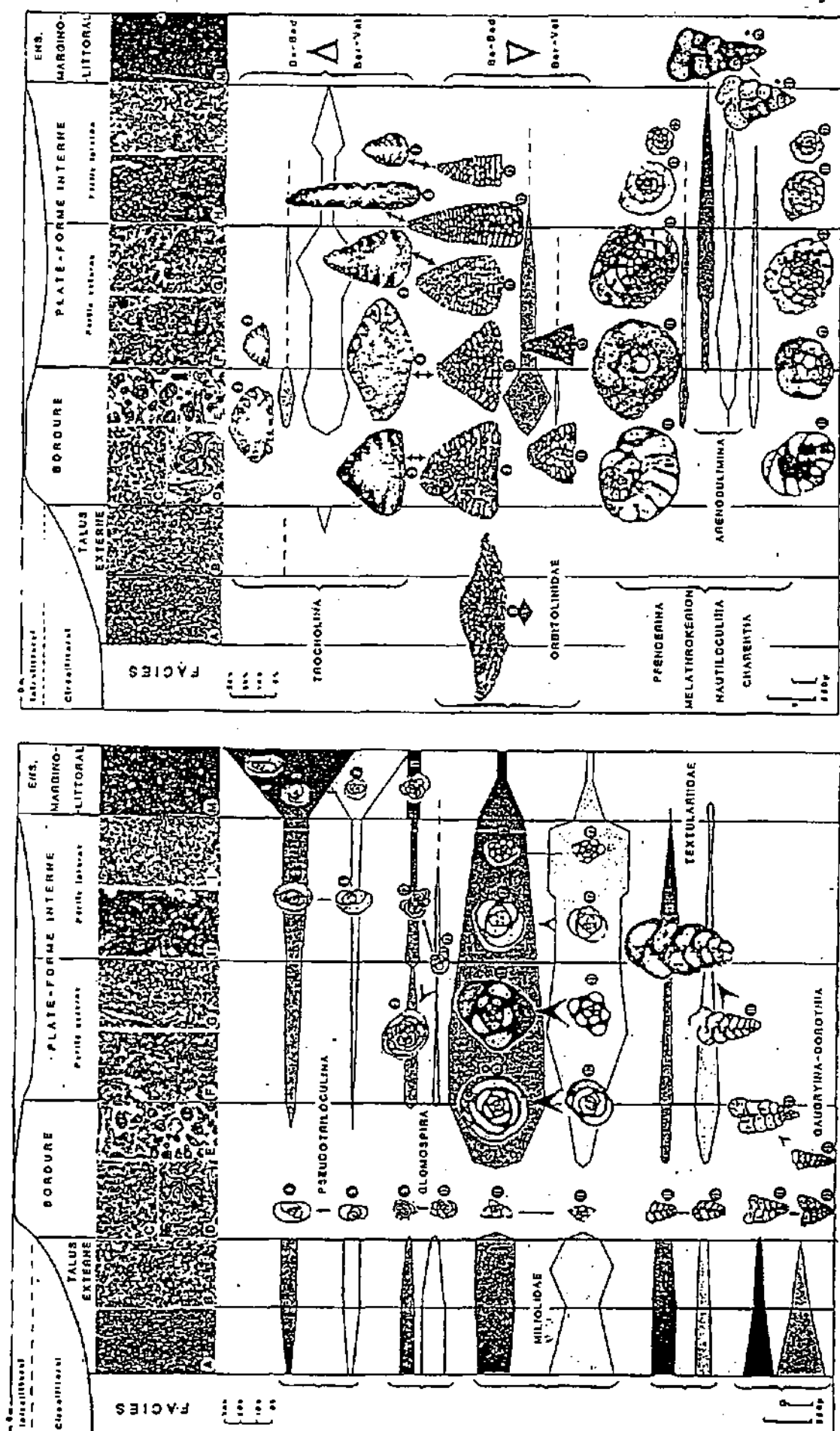


FIGURE 38

Répartition paléoécologique des principaux foraminifères benthiques étudiés. selon A. Arnaud-Vanneau (1987)

3.2. Inventaire et description des foraminifères benthiques reconnus

Sous-ordre FUSULININA Wedekind 1937

Tests biloculaires à loge tubulaire droite sl

Famille EARLANDIIDAE Cummmings 1955

Genre Earlandia Plummer 1930

Earlandia ? brevis Arnaud-Vanneau 1980

Pl.8, fig. 42-44

1969 Aeolisaccus sp.1 -Conrad. fig 21 b-c

*1980 Earlandia ? brevis n.sp. - Arnaud-Vanneau. Pl.10 et Pl.17

1983 Earlandia ? brevis Arnaud-Vanneau - Darsac. Pl.7, p.207

1987 Earlandia ? brevis Arnaud-Vanneau - Boisseau. Pl.1, p.129

Environnement : Il est présent dans les milieux de plate-forme externe et talus, vases et sables à échinodermes (Pe1-Pe2) surtout, plus rarement dans le faciès Pi3, vases à algues et nombreux foraminifères du domaine interne.

Répartition stratigraphique locale : Présent dans de nombreuses coupes (Champagne II, Champagne, et Juracime, par exemple), dans l'intervalle D0-D1, et parfois dans les couches sous-jacentes à la D2.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien, connu jusqu'à l'Aptien.

Earlandia ? conradi Arnaud-Vanneau 1980

Pl.8, fig. 45

1969 Aeolisaccus sp.2 -Conrad. fig 21 d - f

*1980 Earlandia ? conradi n.sp. - Arnaud-Vanneau. Pl.56 et Pl.85

1987 Earlandia ? conradi Arnaud-Vanneau - Boisseau. Pl.1, p.129

Cette espèce est de plus grande taille et moins fréquente que

Earlandia brevis.

Environnement : On le trouve essentiellement dans les sables vaseux de la plate-forme externe (Pel-Pe2)

Répartition stratigraphique locale : Présent dans la Coupe de Champagne , au-dessus de D1, également dans la coupe du Maréchet, sous la D1

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien sup., connu jusqu'à l'Aptien.

TEST AGGLUTINNE

Sous-ordre TEXTULARIINA Delage et Hérouard 1836

Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée

Famille AMMODISCIDAE Reuss 1862

Genre Glomospira Rzehak 1885

Glomospira watersi Loeblich 1946

Pl.8, fig. 36-39

*1946 Glomospira watersi n.sp. - Loeblich Jr. pl.22 fig.3a-b

1960 Glomospira cf. charoides (Jones et Parker) - Chevalier, pl.1, fig 1-2.

1980 Glomospira watersi Loeblich - Arnaud-Vanneau. Pl.10, pl.18, pl.89

1983 Glomospira watersi Loeblich - Darsac. Pl.7, p.207.

Environnement : Ce foraminifère est présent dans toutes les coupes; il semble ubiquiste. Sa taille et la complexité de son enroulement vont en diminuant des faciès internes aux faciès de talus et plate-forme externe. On le rencontre le plus fréquemment dans les faciès Pi3 et Pi4 (plate-forme interne, sans échinodermes)

et dans le faciès M2 de l'ensemble margino-littoral.

Répartition stratigraphique locale : Présent dans toutes les coupes, ce foraminifère se rencontre, au-dessus de la D0, puis, dans tout l'intervalle stratigraphique étudié, les faciès du "vrai" Calcaire roux exceptés.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriesien-Valanginien connu jusqu'à l'Aptien.

Remarque : Il se peut que les spécimens de petite taille appartiennent à la forme Glomospira cf. watersi, décrit par T.Boisseau dans les séries du massif de la Chartreuse (1987, p.130, pl.1, fig.4).

Tests multiloculaires unisériés dont la partie jeune enroulée est supérieure à deux tours de spires et la partie adulte souvent déroulée : formes involutes

Ouvertures aréales

Famille HAPLOPHRAGMOIDAE Maync 1952

Genre Haplophragmoides Cushman 1910

Haplophragmoides joukovskyi Charollais,

Brönnimann et Zaninetti 1966

Pl.8, fig. 16 à 26

*1966 Haplophragmoides joukovskyi n.sp. Charollais et al., pl.2

1969 Haplophragmoides joukovskyi Charollais et al.- Steinhauser, pl.3, fig.7.

1983 Haplophragmoides joukovskyi Charollais et al.- Darsac, pl.7, fig.23 - 25, p.208.

1987 Haplophragmoides joukovskyi Charollais et al.- Boisseau, pl.8, fig.8, p.132.

Environnement : Lié, dans la plupart des cas, aux faciès sableux fins et aux faciès oolithiques de la plate-forme externe (Pe2b-c et Pe3-4), mais aussi fréquent dans les faciès sableux de la plate-forme interne (Pi1), et par contre, plus rare dans les faciès micritiques de ce même domaine.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère a été reconnu dans tous les profils présentant des faciès de type sableux. On le trouve de part et d'autre de la D1, dans toutes les coupes étudiées.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen - sup. à Valanginien inf.

Famille NAUTILOCULINIDAE Loeblich et Tappan 1985

Genre Nautiloculina Mohler 1938

Attribution selon Brönnimann 1967

Nautiloculina brönnimanni Arnaud-Vanneau et Peybernès 1978

Pl.10, fig. 6-8

1976 Nautiloculina cretacea n.sp. - Peybernès, pl.40, fig.17-22.

1978 Nautiloculina brönnimanni n.sp. - Arnaud-Vanneau et Peybernès, pl.1, fig.6-8, pl.2, fig.4-11.

*1978 Nautiloculina cretacea Arnaud-Vanneau - Peybernès-Garcia-Hernandez pl.32, fig.15.

1980 Nautiloculina brönnimanni Arnaud-Vanneau, pl.50, fig.3-4, pl.76, fig.4-6, fig.121-122.

1983 Nautiloculina brönnimanni Arnaud-Vanneau - Peybernès - Darsac, pl.6, fig.26-27.

1987 Nautiloculina cf.brönnimanni Arnaud-Vanneau - Peybernès - Boisseau, pl.1, fig.11.

Environnement : Il est surtout présent dans les vases sableuses de la plate-forme externe et dans la partie externe de la plate-forme

interne. Ce foraminifère agglutine souvent du quartz; cette forme arénacée est souvent liée aux faciès de transgression riches en quartz.

Répartition stratigraphique locale : Plutôt lié aux faciès externes, ce foraminifère a été reconnu sur tout l'intervalle stratigraphique étudié.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien, connu jusqu'à l'Aptien.

Nautiloculina cretacea Peybernès 1976

Révision Arnaud - Vanneau et Peybernès 1978

Pl.10, fig. 9-12

1969 Nautiloculina sp. - Steinhauser, pl.3, fig.4.

*1976 Nautiloculina cretacea n.sp.- Peybernès, pl.40, fig.15-16.

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 Peybernès - Arnaud-Vanneau, pl.50, fig.1-2, pl.76, fig.1-3.

1983 Nautiloculina cretacea Peybernès - Darsac, pl.8, fig.13-14.

1987 Nautiloculina cf. cretacea Peybernès - Boisseau, pl.1, fig.10.

Environnement : Ce foraminifère, d'une taille un peu plus grande que Nautiloculina bronnimanni, est plus fréquent dans les faciès de plate-forme interne que son homologue (Pi3 surtout, biomicrite à gros foraminifères et algues).

Répartition stratigraphique locale : Il a été reconnu dans toutes les formations, à l'exception des Calcaires roux.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien, connu jusqu'au Barrémien.

Ouverture aréale

Famille CHARENTIIDAE Loeblich et Tappan 1985

Genre Charentia Neumann 1965

Charentia cf. cuvillieri Neumann 1965

Pl.10, fig. 13 à 15

1969 Lituola sp. - Steinhauser, pl.4, fig.1.

*1983 Charentia cf. cuvillieri Neumann - Darsac, pl.6, fig.24

1987 Charentia cf. cuvillieri Neumann - Boisseau, pl.1, fig.12-13

Environnement : Cette espèce est fréquente dans les biomicrites de la plate-forme interne (Pi3, surtout).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère a été reconnu, dans la plupart des cas, sous la D1; mais on l'a aussi répertorié, beaucoup plus rarement, au-dessus de cette dernière discontinuité.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien, connu jusqu'à l'Aptien.

Charentia nana Arnaud - Vanneau 1980

Pl.10, fig. 16-18

1978 Charentia cuvillieri Neumann - Saint-Marc, pl.1, fig.9-11.

1979 Charentia sp.- Peybernès, Conrad & Cugny, pl.2, fig.10-12.

*1980 Charentia nana n.sp.- Arnaud-Vanneau, pl.76, fig.12 à 15, fig.125.

1983 Charentia nana Arnaud-Vanneau - Darsac, pl.6, fig.25.

1987 Charentia nana Arnaud-Vanneau - Boisseau, pl.1, fig.14.

Environnement : Présent dans les sables et vases bioclastiques de la plate-forme interne, il a aussi été reconnu dans les mélanges de faciès (M1 et Pe, Juracime), liés aux faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : Essentiellement, sous et dans

la D1 des coupes de la Juracime, des Montheys et de l'Ensa.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf., connu jusqu'à l'Aptien.

Tests à structure pseudo-alvéolaire, multiloculaires unisériés, dont la partie jeune est enroulée et la partie adulte souvent déroulée.

Genre Melathrokerion Brönnimann et Conrad 1967

Melathrokerion aff. valserinensis Brönnimann et Conrad 1967.

Pl.10, fig. 1 à 5

*1983 Melathrokerion cf. valserinensis Dersac, pl.7, fig.2 et 3.

Cette forme est plus petite que l'holotype de Brönnimann et Conrad (1966).

Environnement : Cette espèce a été reconnue, d'une part, dans les faciès Pi2 et Pi3 du domaine interne (biomicrite-biosparite à gros foraminifères) et, d'autre part, dans les faciès de transgression riches en quartz.

Répartition stratigraphique locale : Présent dès la D0, il ne dépasse jamais la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen - supérieur

Famille CYCLOLINIDAE Loeblich et Tappan 1964

Tests multiloculaires discoïdaux, dont l'enroulement initial est planispiralé.

Genre Ammocycloloculina Maync 1958

Ammocycloloculina erratica Joukowsky et Favre 1913

Pl.10, fig. 19

1913 Spirocyclina erratica Joukowsky et Favre, pl.34, fig.10-13

*1969 Ammocycloloculina erratica (Joukowsky et Favre) - Maync et Steinhauser, fig.19.

1976 Ammocycloloculina erratica (Joukowsky et Favre) - Peybernès, pl.23 , fig.14.

1983.br Ammocycloloculina erratica (Joukowsky et Favre) - Darsac, pl.7 , fig.27.

1987 Ammocycloloculina erratica (Joukowsky et Favre) - Boisseau, pl.2, fig.23-24.

Environnement : Faciès de plate-forme externe (Pe5-Pe3).

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce a été répertoriée au niveau de la D1 dans la coupe du Crêt de l'Anneau et entre la D1 et la D2 dans le profil de Champagne.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen-sup.
- Valanginien inf.

Tests multiloculaires unisériés, flabelliformes.

Genre Eclusia Septfontaine 1971

Eclusia moutyi Septfontaine 1971

Pl.8, fig. 27

*1971 Eclusia moutyi n.sp. Septfontaine, fig.3, lab, 2ab, fig.4, fig.5, pl.1, fig.1-3, pl.2, fig.1-4.

1977 Eclusia moutyi Septfontaine - Azema et al., pl.3, fig.4-5.

1983 Eclusia moutyi Septfontaine - Darsac, p.215

Environnement : Cette espèce est présente dans les milieux de talus et plus rarement, dans ceux de la plate-forme externe.

Répartition stratigraphique locale : Celle-ci n'a été rencontrée, exceptionnellement, que dans le profil du Crêt de l'Anneau,

au-dessus de la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien inf.

Tests à structure alvéolaire, multiloculaires unisériés dont la partie jeune est enroulée (supérieure à un tour de spire) et la partie adulte souvent déroulée, ouverture aréale

Famille CYCLAMMINIDAE Marie 1941

Genre Buccicrenata Redmond 1964

Buccicrenata cf. hedbergi Maync 1958

Pl.9, fig. 2-3

*1983 Everticyclammina cf. hedbergi (Maync) - Darsac, pl.8, fig.10.

1984 Everticyclammina sp. Salvini-Bonnard et al., pl.1., fig.4.

1987 Everticyclammina cf. Hedbergi (Maync) - Boisseau pl.3 fig.6

Ce foraminifère montre une partie interne, formée de matériel très grossier (bioclastes et intraclastes, quartz parfois).

Environnement : Essentiellement présent dans les faciès Pi2 (parfois Pi3) et les faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : Dans la plupart des cas, sous la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien, connu jusqu'à l'Aptien.

Genre Feurtillia Maync 1958

Feurtillia frequens Maync 1958

Pl.7, fig. 4 à 17.

*1958 Feurtillia frequens 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.

1983 Feurtillia frequens Maync - Darsac, pl.7, fig.4-5.

La régularité de l'enroulement et l'arrangement caractéristique des septes de ce foraminifère correspond à l'holotype décrit par Maync en 1958.

Environnement : Cette espèce est surtout présente dans les faciès micritiques de plate-forme externe (Pe5 et Pe3).

Répartition stratigraphique locale : Elle apparaît dès la D0 et marque, en quelque sorte la fin des faciès purbeckiens. Ce foraminifère est, présent dans toutes les coupes, dans l'Unité Inférieure Oolithique, au sein de laquelle, il peut parfois montrer des accumulations que, l'on pourrait presque qualifier de "lumachelliques" (forage 601, échantillon 46b). De rares exemplaires ont aussi été reconnus au-dessus de la D1, dans la coupe du Maréchet.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf.

Feurtillia aff. frequens

Pl.7, Fig. 1-3

Cette espèce diffère de l'holotype par un enroulement nettement plus irrégulier et un dernier tour plus recouvrant.

Environnement : Présente dans les faciès à échinodermes de la plate-forme interne et parfois dans les faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : Celle-ci a été reconnue de part et d'autre de la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen-supérieur.

Tests à structure alvéolaire, multiloculaires unisériés dont la partie jeune est enroulée (supérieure à un tour de spire) et la

partie adulte souvent déroulée, Ouverture en crible.

Genre Pseudocyclamina Yabe et Hanzawa 1926

Pseudocyclamina cf. lituus (Yokoyama) 1890

Pl.9, fig. 4-8

Cette forme diffère de l'holotype kimméridgien, par une taille plus petite et un matériel agglutiné plus grossier.

1969 Pseudocyclamina aff. lituus (Yokoyama)-Steinhauser, pl.2, fig.3.

*1983 Pseudocyclamina cf. lituus (Yokoyama)- Darsac, pl.8, fig.6-8.

1987 Pseudocyclamina cf. lituus (Yokoyama)- Boisseau, pl.3, fig.8-9.

Environnement : présente dans les faciès à échinodermes de la plate-forme interne et, plus rarement, dans les faciès Fe5-4 de la bordure.

Répartition stratigraphique locale : Dès la D0, jusqu'à la D2 (Champagne II), à l'exception des Calcaires roux.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf.

Pseudocyclamina lituus ? à test arénacé Darsac 1983

Pl.9, fig. 1

Ce foraminifère agglutine du quartz de grande taille, en quantité non négligeable.

*1983 Pseudocyclamina sp. à test arénacé - Darsac, pl.8, fig.11-12.

1987 Pseudocyclamina sp. à test arénacé Darsac - Boisseau, pl.3, fig.7.

Remarque: Ce foraminifère agglutine du quartz en grande quantité; cette dernière caractéristique influence-t'elle de façon significative, la morphologie de celui-ci ?

Environnement : reconnue dans les faciès où le quartz est présent en grande quantité, à savoir les faciès de talus (T), de la bordure et surtout les faciès de transgression (ft1).

Répartition stratigraphique locale : Au niveau des discontinuités, caractérisées par les faciès de transgression.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf.

Genre Choffatella Schlumberger 1904

Choffatella pyrenaica Peybernès et Rey 1975

Pl.10, fig. 20

*1975 Choffatella pyrenaica n.sp. - Peybernès et Rey, pl.1, fig.1-8, pl.2, fig.1-17.

1976 Choffatella pyrenaica Peybernès et Rey - Peybernès, pl.40, fig.1-14.

1977 Choffatella pyrenaica Peybernès et Rey - Azema, et al., pl.4, fig.7.

1983 Choffatella pyrenaica Peybernès et Rey - Darsac, pl.7, fig.1.

Environnement : Ce foraminifère a été reconnu dans les faciès de talus (T2).

Répartition stratigraphique locale : Présent dans la coupe de Champagne seulement, entre la D1 et la D2 (couches de la Corraterie - Calcaire du Val de Fier).

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien inf.

Tests multiloculaires bisériés, dont l'enroulement peut être planispiralé.

Famille TEXTULARIOPSIDAE Loeblich et Tappan 1982

Genre Textulariopsis Banner et Pereira 1981

Textulariopsis cf. tetragonica Arnaud-Vanneau 1980

pl.12, fig. 7, 8 et 9

*1983 Textularia cf. tetragonica Arnaud-Vanneau - Darsac, pl.5, fig.22-23.

Remarque : Cette forme, plus petite que la Textularia tetragonica, (fig.8-9) montre un rebroussement caractéristique du sept, que l'on reconnaît facilement au niveau de l'ouverture.

Environnement : Ce foraminifère n'a été rencontré que dans le faciès Pi3 (biomicrite à foraminifères et algues, plate-forme interne).

Répartition stratigraphique locale : Uniquement présent dans la coupe des Montheys, sous la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Limité au Berriasien sup.

Famille VERNEUILINIDAE

Test multiloculaire trochospiralé, trisérié ou multisérié pouvant devenir bisérié et parfois unisérié.

Genre Verneuilina d'Orbigny 1839

Verneuilina cf. polonica Cushman et Glazewski 1949

Pl.12, fig. 1-4

*1980 Verneuilina cf. polonica Cushman et Glazewski - Arnaud-Vanneau, pl.41, fig.6, pl.64, fig.2-5, fig.149-150.

1983 Verneuilina cf. polonica Cushman et Glazewski - Darsac pl.5, fig. 21.

Environnement : Ce foraminifère est présent dans les faciès Pi3 et

Pi2 de la plate-forme interne et, parfois dans les biosparites (biomicrites) de la plate-forme externe (Pe5-Pe4).

Répartition stratigraphique locale : Il apparaît au-dessus de la D0, mais ne va pas plus haut que la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Limité au Berriasien sup. dans le Jura, il est aussi connu de l'Hauterivien jusqu'à l'Aptien.

Genre Gaudryina Plummer 1931

Gaudryina cf. hauteriviana? Moullade 1960

pl.8., fig. 28-35

*1983 Dorothia cf. hauteriviana Moullade - Darsac, pl.5, fig.30 et 31.

Environnement : le plus souvent présente dans les faciès externes du talus et du bassin (T1 à T4) et parfois dans les faciès oolithiques (Pe2a,b,c).

Répartition stratigraphique locale : reconnue, sauf très rares exceptions dans les couches sus-jacentes à la D1 (Champagne II, Marchairuz, Colas...) et traverse la D2, là où elle a été identifiée.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien.

Test trisérié puis, bisérié à ouverture en fente longitudinale.

Genre Belorussiella Akimets 1958

Belorussiella sp Darsac 1983

pl.12, fig. 10 à 12

1969 Gen.ind.Eouvigerinidae - Steinhauser, pl.4, fig.3.

*1983 Belorussiella sp. Darsac, pl.7, fig.18 et 19.

1987 Belorussiella sp. Darsac - Boisseau pl.2, fig.15.

Environnement : Ce foraminifère est caractéristique des micrites à bird-eyes (M1-M2) de l'ensemble margino-littoral. Mais on peut aussi le trouver dans les faciès Pi3 à Pi5 de la plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : Sous la D1, dans la plupart des cas, parfois plus haut.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien.

Famille ATAXOPBRAGMIIDAE

Test multisérié trochospiralé

Genre Arenobulimina Cushman 1927

Arenobulimina corniculum Arnaud - Vanneau 1980

Pl.12, fig.5

1969 Arenobulimina ? sp. (gr.2) - Conrad, fig.11f.

1969 Eggerella sp. - Steinhauser, Pl.1, fig.7 et 8.

*1980 Arenobulimina corniculum Arnaud-Vanneau, pl.53, fig.1-3, pl.81, fig.1-8, fig.164-165.

1983 Arenobulimina corniculum Arnaud-Vanneau - Darsac, pl.5, fig.32 et 33.

Cette espèce montre des caractéristiques morphologiques identiques à l'holotype hauterivien (in Arnaud-Vanneau, pl.53, fig.1-3, pl.81, fig.1-8, fig.164-165).

Environnement : Présente dans les faciès Pi1 et Pi2 de la plate - forme interne.

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce a été répertoriée dans la coupe du Maréchet, dans les faciès (anomaliques) de plate- forme, au -dessus de la discontinuité D2.

Extension stratigraphique régionale: Connue du Barrémien à

l'Aptien, elle apparaîtrait donc au Valanginien sup. (?).

Arenobulimina aff. corniculum Arnaud - Vanneau 1980

Pl.12, fig. 6

1969 Arenobulimina ? sp. (gr.2) - Conrad, fig.11f.

1969 Eggerella sp. - Steinhauser, Pl.1, fig.7 et 8.

*1980 Arenobulimina corniculum Arnaud-Vanneau, pl.53, fig.1-3, pl.81, fig.1-8, fig.164-165.

1983 Arenobulimina corniculum Arnaud-Vanneau - Darsac, pl.5, fig.32 et 33.

Cette forme diffère de l'holotype hauterivien par sa plus grande taille et par l'organisation de ses septes.

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce a été répertoriée dans l'intervalle D0-D1 des coupes F.601, Ensa et Juracime.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien.

Famille CUNEOLINIDAE Saidova 1981

Genre Pseudotextulariella Barnard et Banner 1953

Pseudotextulariella courtionensis Brönnimann 1966

Pl.2, fig.1-9.

*1966 Pseudotextulariella courtionensis n.sp. - Brönnimann, pl.1, fig.1-5, pl.2, fig.1-2, pl.3, fig.3.

1976 Pseudotextulariella courtionensis Brönnimann - Peybernès, pl.14, fig.2-5.

1977 Pseudotextulariella courtionensis Brönnimann - Azema, Chabrier et al., pl.3, fig.13-14.

1983 Pseudotextulariella courtionensis Brönnimann - Darsac, pl.5, fig.1-8.

Environnement : Essentiellement dans les biomicrites-biosparites à

foraminifères et algues du domaine interne et de l'ensemble margino-littoral , parfois dans les faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est uniquement présent sous la discontinuité D1, et cela sur un intervalle très restreint.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen - supérieur.

Famille MONTSALEVIIDAE Zaninetti et al 1987

Montsalevia cf. elevata Zaninetti et al. 1987

Pl.3, fig. 1-11

1983 Pseudotextulariella sp.A - Darsac, pl.5, fig.14-20.

1987 Pseudotextulariella sp.A Darsac - Boisseau, pl.4, fig.14.

*1987 Montsalevia cf. elevata Zaninetti et al.

Cette espèce pourrait être placée, dans un sens évolutif, entre Montsalevia sp.A et Montsalevia salevensis. La taille de cette espèce et le cloisonnement des loges pourraient confirmer une telle filiation. Mais d'autres auteurs (Zaninetti et al., 1987) excluent cette filiation et considèrent plutôt cette espèce comme un précurseur des Sabaudiidae, très éloignée de Pseudotextulariella.

Environnement : Cette espèce a été surtout répertoriée dans les faciès de plate-forme interne et externe et quelquefois, dans les faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : Elle apparaît parfois sous la D1 , en compagnie de Pseudotextulariella courtionensis et de Montsalevia sp.A, mais elle se multiplie, dans la plupart des cas, dans les séries comprises entre la D1 et la D2.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien sup - Valanginien inf.

B.4. Tests à structure centrale en piliers ou pseudo-piliers,

multisériés trochospirales.

Monsalevia salevensis Charollais, Brönnimann, Zaninetti 1966

Pl.4 , fig. 11-13

*1966 Pseudotextulariella salevensis n.sp. - Charollais, Brönnimann, Zaninetti, pl.1, fig.1-5, pl.2, fig.2-6, 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. - Azema et al., pl.3, fig.8-9.

1983 Pseudotextulariella salevensis Charollais et al. - Darsac, pl.5, fig.9-13.

1987 Pseudotextulariella salevensis Charollais et al. - Boisseau, pl.4, fig.12-13.

Environnement : Cette espèce n'a été reconnue que dans le faciès T2 du talus et parfois dans les faciès oolithiques Fe2).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est uniquement présent au-dessus de la discontinuité D1 (et D2 peut-être ?), et cela que dans le profil du Crêt de l'Anneau et du Maréchet.

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien.

Montsalevia salevensis forme évoluée

Pl.4, fig. 1-9

Cette forme se distingue du salevensis sensu stricto par :

- une taille deux fois plus grande,
- l'apparition de cloisonnettes horizontales

dans les deux dernières loges.

Environnement : Cette espèce a été reconnue dans les faciès de plate-forme interne (côté externe, Pi1 - Pi2).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est uniquement présent dans les derniers bancs des Calcaires roux, dans la coupe du Maréchet. Ces bancs sont d'ailleurs caractérisés par des faciès de plate forme interne , dont il semble qu'ils n'aient pas d'équivalents dans le Jura central et sont situés au-dessus de la D2.

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien (sup.?)

Montsalevia sp.A Darsac 1983

Pl.3, fig.12 à 19

*1983 Pseudotextulariella sp.A - Darsac, pl.5, fig.14-20.

1987 Pseudotextulariella sp.A - Darsac - Boisseau, pl.4, fig.14.

Ce foraminifère se distingue de par sa taille des espèces Pseudotextulariella courtionensis (plus petit) et Montsalevia salevensis (plus grand) et par un cloisonnement moins régulier que chez le premier cité.

Environnement : Cette espèce, un peu plus ubiquiste que le M. salevensis, est fréquente dans les faciès de plate forme externe et de talus; il est possible d'en trouver quelques rares exemplaires dans le domaine interne.

Répartition stratigraphique locale : Elle apparaît parfois sous la D1 , en compagnie de Pseudotextulariella courtionensis, mais caractérise surtout les séries sus-jacentes à cette discontinuité (entre D1 et D2).

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien sup - Valanginien inf.

Famille PFENDERINIDAE Smout et Sugden 1962

Genre Pfenderina Henson 1948

Ce genre montre une forme de grande taille (Pfenderina neocomiensis) et une forme de petite taille (Pfenderina aff. neocomiensis); Cette distinction morphologique reste valable quant à la répartition stratigraphique de ces deux formes.

Pfenderina neocomiensis (Pfender) 1938

Pl.1, fig.1-10

- *1938 Eorupertia 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.
 - 1976 Pfenderina neocomiensis (Pfender) - Masse, pl.10, fig.16.
 - 1983 Pfenderina neocomiensis (Pfender) - Darsac, pl.8, fig.1-5.
 - 1987 Pfenderina neocomiensis (Pfender) - Boisseau, pl.4, fig.15-16.
- Environnement : Ces individus de grande taille ont été presque exclusivement reconnus dans les faciès Pi1 et Pi2 (bord externe du domaine interne, biosparite à grands foraminifères).
- Répartition stratigraphique locale : Ces exemplaires de grande taille sont répertoriés entre la D1 et la D2 (Calcaire du Val de Fier, coupe de Champagne I et II). Dans la coupe du Maréchet, ces derniers ont été trouvés au sein des Calcaires roux, au-dessus de la D2; les Calcaires roux montrent à cet endroit, en leur sommet, des faciès de plate-forme pour le moins inhabituels.
- Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen - Valanginien.

Pfenderina aff. neocomiensis

Pl.1, Fig. 10-15

Ce foraminifère est de taille nettement inférieure, par rapport à Pfenderina neocomiensis.

Environnement : Celui-ci est présent dans les faciès de plate-forme interne (côté externe, Pil-Pi3).

Répartition stratigraphique locale : Reconnu dans la plupart des coupes , il ne dépasse jamais la discontinuité D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen - supérieur.

Famille ORBITOLINIDAE Martin 1980

Tests à structure complexe, multiloculaires unisériés coniques, débutants parfois par un stade trochospiralé.

Genre Cribellopsis Arnaud- Vanneau 1980Cribellopsis sp. Darsac 1983

Pl.4, fig. 14-15

?*1969 Orbitolinidae sp. - Steinhauser, pl.4, fig.4-5.

*1983 Cribellopsis sp.- Darsac, pl.7, fig.6-8.

1987 Cribellopsis sp. Darsac - Boisseau, pl.7, fig.6-8.

Environnement : Présent dans le faciès Pil (domaine interne, côté externe) et dans les faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : au niveau de la D1 et dans les séries qui lui font suite.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf.

Genre Valdanchella Canérot et Moullade 1971

Valdanchella miliani (Schroeder) 1968

Pl.4, fig.18

Cette espèce est pourvue de cloisonnettes horizontales.

*1984 Valdanchella miliani (Schroeder) - Canérot, pl.1, fig.17-19.

Environnement : Présent dans le faciès Pil et Pi2 (domaine interne, côté externe).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est uniquement présent dans les faciès de plate-forme du sommet des Calcaires roux, de la coupe du Maréchet.

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien (sup.?).

Valdanchella cf. miliani (Schroeder) 1968

Pl.4, fig. 19

Cette espèce est caractérisée par l'absence de cloisonnettes horizontales.

*1983 Valdanchella cf. miliani (Schroeder) - Darsec, pl.7, fig.10-12.

Environnement : Présent dans le faciès Pil (domaine interne, côté externe).

Répartition stratigraphique locale : Dans les séries qui font suite à la D1 (coupe de Champagne et du Maréchet uniquement).

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien sup. - Valanginien.

Genre Paracoskinolina Moullade 1965

Paracoskinolina cf. sunnilandensis (Maync) - Arnaud-Vanneau 1980

Pl.4, fig. 19-20

Cet orbitolinidé montre une section tranverse et des piliers de type plus évolué que Cribellopsis sp..

*1980 Paracoskinolina sunnilandensis (Maync) - Arnaud-Vanneau,

pl.101 fig.1-4.

1980 Paracoskinolina cf. sunnilandensis (Maync) - Arnaud-Vanneau, pl.101, fig.1-4.

Environnement : Présent dans les faciès Pi1 et Pi2-3 (domaine interne, côté externe).

Répartition stratigraphique locale : Cette forme est seulement présente dans la coupe du Meréchet, au sommet des Calcaires roux, qui présentent à cet endroit, des faciès de plate-forme.

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien (sup. ?).

TEST CALCAIRE PERFORE.

Sous-ordre INVOLUTININA Hohenegger et Piller 1977

Famille INVOLUTIDINAE Bütschli 1880

Tests biloculaires à loge tubulaire enroulée.

Genre Trocholina Paelzow 1922

L'intervalle stratigraphique Berriasien-Valanginien semble avoir été très propice au développement des Trocholines.

Trocholina elongata (Leupold) 1935

Pl.5, fig. 3-9

*1935 Coscinoconus elongatus n.sp. - Leupold in Leupold et Bigler pl.18, fig.12-14.

1976 Trocholina elongata (Leupold)- Messe, pl.14, fig.15-16.

1976 Trocholone elongata (Leupold)- Peybernès, pl.14, fig.7.

1983 Trocholina elongata (Leupold)- Darsac, pl.4, fig.7-8.

1987 Trocholina elongata (Leupold)- Boisseau, pl.2, fig.1-8.

1987 Trocholina elongata (Leupold)- Arnaud-Vanneau et al, pl.1,

fig.4,, pl.2 , fig.1-8.

Comme son nom l'indique, il s'agit d'une espèce élancée, à test mince. Elle montre un angle apical très aigu.

Environnement : Cette espèce est assez ubiquiste. On la trouve dans les milieux de plate-forme externe dans la plupart des cas (Pe5-Pe4).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est présent dans presque toutes les coupes et dans toutes les unités; elle montre, toutefois, une plus grande abondance dans les séries sous-jacentes à la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien.

Trocholina delphinensis Arnaud-Vanneau, Darsac et Boisseau, 1987

Pl.5, fig. 1-2

1983 Trocholina sp.A1 - Darsac, pl.4, fig.1-2.

*1987 Trocholina delphinensis n.sp. - Arnaud-Vanneau, Darsac et Boisseau - Boisseau, pl.1, fig.1, pl.3, fig.1-8.

1987 Trocholina delphinensis n.sp. Arnaud-Vanneau et al, pl.1, fig.1, pl.3, fig.1-8.

Il s'agit d'une espèce de petite taille dont l'angle apical varie entre 50 et 63 degrés.

Environnement : Cette espèce est très fréquente dans les faciès internes (avec un maximum dans Pi4) et un peu moins dans les faciès de bordure.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est présent dans presque toutes les coupes et toutes les unités sous-jacentes à la D1 et devient plus rare au-dessus de cette dernière.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien, devient plus rare au Valanginien.

Trocholina molesta Gorbatchik 1959

Pl.5 , fig.10 à 18

*1959 Trocholina molesta n.sp. - Gorbatchik, pl.4, fig.1-2.1985 Trocholina molesta Gorbatchik - Kuznetsova et Gorbatchik, pl.12, fig.1.1987 Trocholina molesta Arnaud-Vanneau, Darsac et Boisseau - Boisseau , pl.5, fig.13-14.1987 Trocholina molesta Gorbatchik - Arnaud-Vanneau, pl.6, fig.11-21.

Cette espèce de petite taille, à test moyennement épais, a la forme d'un cône régulier à angle apical ouvert (80 à 125 degrés).

Environnement : Cette espèce est très fréquente dans les faciès de plate-forme externe.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est très fréquent dans presque toutes les coupes, au niveau de la D0. Il a aussi été répertorié dans la coupe du Maréchet en dessus de la D1 et plus haut, au niveau de la D2.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien

Trocholina aff. alpina (Leupold) 1935

Pl.5, fig. 19-22

1955 Trocholina alpina (Leupold) - Reichel, pl.15, fig.1, 3?.*1955 Trocholina cf. alpina (Leupold) - Ramalho, pl.21, fig.2.1983 Trocholina cf. alpina (Leupold) - Darsac, pl.4, fig.10-11.1987 Trocholina cf. alpina (Leupold) - Boisseau, pl.6, fig.1-2.1987 Trocholina cf. alpina (Leupold) - Arnaud-Vanneau et al, pl.4, fig.13-15.

De plus grande taille que T.alpina, ce foraminifère, à test mince, montre la forme d'un petit cône un peu moins haut que large.

Environnement : cette espèce est très fréquente dans les sables grossiers, bioclastiques de la plate-forme externe.

Répartition stratigraphique locale : Présent au niveau de la D0, jusqu'aux faciès anomaux de la coupe du Maréchet, au dessus de D1, voire de D2.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien .

Trocholina aff. chouberti Hottinger 1976

Pl.5, fig. 23-25

1976 Trocholina chouberti Hottinger, pl.1, fig.1-15.

*1983 Trocholina cf.chouberti Hottinger - Darsac, pl.4, fig.12.

1987 Trocholina cf.chouberti Hottinger - Arnaud-Vanneau et al, pl.5, fig.3-5.

Ce foraminifère diffère de T.chouberti par sa taille et sa forme. Son angle apical varie entre 98 et 130 degrés.

Environnement : Cette espèce montre une distribution identique à T. cf.alpina (sables de la plate-forme externe).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est plutôt rare dans les séries comprises entre la D0 et la D1 et devient abondant au-dessus de la D1 (spécialement dans le profil de Buttes).

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen - Valanginien .

Trocholina cf. odukpaniensis Dessauvagie 1968

Pl.5 , fig. 12-13

*1968 Trocholina cf. odukpaniensis n.sp. - Dessauvagie 1968, pl.1, fig.1-4, pl.2, fig3-5 et 7.

1969 Trocholina sp.aff. friburgensis (Guillaume et Reichel) -

Conrad, p.59, fig.18,c-d.

1976 Trocholina sp. - Masse, pl.14, fig.13

1980 Trocholina sp. - Arnaud-Vanneau, pl.79, fig.1-5.

1982 Trocholina molesta Gorbachik-Mantsurova et Gorbachik, pl.1, fig.2.

Cette espèce possède un test plus épais que T.molesta et montre une forme en cône un peu plus large que haute et, une base plane ou légèrement convexe. Son angle apical, arrondi, varie entre 90 et 110 degrés.

Environnement : Cette espèce est présente dans les faciès Pil-2 du bord externe de la plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère a été uniquement reconnu dans la coupe du Maréchet, dans les faciès de plate forme (anomaliques) observés au sommet des Calcaire roux.

Extension stratigraphique interrégionale : rare au Berriasien et au Valanginien, elle n'est fréquente qu'à l'Hauterivien et au Barrémien. Il pourrait s'agir d'une forme précurseur de T.одукpaniensis.

Genre Neotrocholina Reichel 1945

Neotrocholina valdensis Reichel 1955

Pl.6, fig. 1-2

*1955 Neotrocholina valdensis n.sp. - Reichel, pl.16, fig.1-5.

1983 Neotrocholina valdensis Reichel - Darsac, pl.6, fig.23.

1987 Neotrocholina cf. valdensis Reichel - Boisseau, pl.16, fig.1-5.

Cette espèce, de taille moyenne et au test épais, montre un angle apical arrondi de 90 à 110 degrés et présente de grands piliers.

Environnement : Elle est présente dans les faciès oolithiques et bioclastiques de la plate forme externe et du sommet du talus.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère a été reconnu

, sauf très rares exceptions, au-dessus de la discontinuité D1, dans les coupes du Crêt de l'Anneau, du forage 601 et du Marchairuz. D'autres individus dont l'attribution est incertaine (Neotrocholina ?) ont été recueillis dans les profils du Colas et de Champagne, au-dessus de la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen-sup.
- Valanginien.

Sous-ordre MILIONINA

TEST CALCAIRE PORCELANE.

Test biloculaire à loge tubulaire enroulée

Famille CORNUSPIRIDAE Schultz 1854

Genre Cyclogyra Wood 1842

Cyclogyra ? sp.

Pl.8, fig.40

?*1951 Cornicuspira orbicula (Terquem et Berthelin)- Bartenstein et Brand, pl.4, fig.89.

?1971 Cyclogyra cretacea (Reuss)- Fuschs, pl3, fig.5.

*1980 Cyclogyra ? sp. - Arnaud-Vanneau, pl.17, fig.20-23.

1983 Cyclogyra ? sp. Arnaud-Vanneau - Darsac, pl.6, fig.10.

1987 Cyclogyra ? sp. Arnaud-Vanneau - Boisseau, pl.4, fig.5-6.

Environnement : Présent dans les faciès micritiques fins de talus.

Répartition stratigraphique locale : Assez ubiquiste.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf.

Tests multiloculaires pelotonnés

Famille NUBECULARIIDAE Jones 1875

Genre Hechtina Bartenstein et Brand 1949

Hechtina praeantiqua ? Bartenstein et Brand 1949

Pl.11, fig. 6

*1949 Hechtina praeantiqua Bartenstein et Brand, p.669-670, fig.1ac, 2ac.

1969 Nodophtalmidium sp. - Steinhauser pl.5, fig.3 et 4.

Environnement : Plate-forme interne, faciès Pil, Pi3 et Pi4.

Répartition stratigraphique locale : Sous la D1 dans la coupe des Montheys et, au-dessus de cette même discontinuité, dans la coupe de Champagne II.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inf.

Super famille MILIOLACEA Ehrenberger 1939

Famille SIPHONAPERTINAE Saidova 1975

Genre Danubiella Neagu 1968

Danubiella gracillima Neagu 1968

Pl.11, fig. 2-5

1983 Nubeculariidae gen.ind.sp.B - Darsac, PL.6, fig.18 et 20.

1984 Nodophtalmidium sp.6 - Salvini-Bonnard et al., pl.1, fig.6-7.

*1984 Danubiella gracillima n.sp. - Neagu, pl.1, fig.27-30, pl.2, fig.16-18.

1987 Danubiella gracillima Neagu - Boisseau, pl.4, fig.7-9.

Environnement : Cette espèce est surtout présente dans les faciès de plate-forme interne (Pi5 et Pi4, côté interne).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère a été observé dans les coupes de la Juracime, de L'Ensa et des Montheys, sous la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen

supérieur.

Genre Rumanoloculina Neagu 1984

Rumanoloculina cf. robusta Neagu 1968

Pl.11, fig. 10-12

*1983 Quinqueloculina robusta ? Neagu - Darsac, pl.6, fig.1

1987 Rumanoloculina cf. robusta Neagu - Boisseau, pl.4, fig.6.

Environnement : Cette espèce semble restreinte aux faciès internes (Pi3- Pi5) et à l'ensemble margino-littoral.

Répartition stratigraphique locale : Il a été observé presque partout sous la discontinuité D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen supérieur

Genre Decussoloculina Neagu 1984

Decussoloculina barbui Neagu 1984

Pl.4, fig. 7-9

Cette espèce diffère de D.mirceai par sa forme plus allongée et par l'absence d'un arrangement planispiralé des chambres chez les adultes.

*1984 Decussoloculina barbui n.sp. - Neagu, pl.2, fig. 8-12

1985 Decussoloculina barbui Neagu, pl.3, fig.14-35

Environnement : cette espèce est surtout présente dans les faciès dépourvus d'échinodermes de la plate-forme interne (Pi4-Pi5) jusque dans les faciès de l'ensemble margino-littoral (M1-M2).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est présent dans toutes les séries; il est toutefois plus abondant sous la D1, vue la présence systématique de faciès très internes sous cette dernière discontinuité.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien supérieur -

Valanginien.

Decussoloculina mirceai Neagu 1984

Pl.11, fig. 14

1983 Sigmoilina sp. - Darsac, pl.6, fig.4.

*1984 Decussoloculina mirceai Neagu, pl.2, fig.1-7.

Environnement : Ce foraminifère montre à peu près la même répartition que D.barbui, mais il est moins abondant.

Répartition stratigraphique locale : sous et au niveau de la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien supérieur - Valanginien.

Decussoloculina granumlentis Neagu 1984

Pl.11, fig. 13

Cette espèce diffère des deux dernières (D.mirceai et D.barbui), par son test lentiforme plus allongé.

*1984 Decussoloculina granumlentis n.sp - Neagu, pl.2, fig.13-15.

1985 Decussoloculina granumlentis n.sp - Neagu, pl.2, fig.4-21, 30-31.

Environnement : Ce foraminifère est présent dans les faciès P11-P12 (bord externe de la plate-forme interne).

Répartition stratigraphique locale : Il n'a été reconnu que dans la coupe de Champagne, au-dessus de la discontinuité D1 (Calcaire du Val de Fier).

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien supérieur - Valanginien.

Famille MILIOLIDAE Ehrenberg 1839

Genre Pseudotriloculina Cherif 1970

Pseudotriloculina sp.1 Arnaud - Vanneau 1980

Pl.8, fig.41

*1980 Pseudotriloculina sp.1 - Arnaud-Vanneau, pl.10, fig.22-23.

1983 Pseudotriloculina sp.1 Arnaud-Vanneau - Darsac, pl.6, fig.5-7.

1987 Pseudotriloculina sp.1 Arnaud-Vanneau - Boisseau, pl.4, fig.4.

Environnement : Caractéristique des milieux les plus restreints (Pi5, M1 et M2), cette espèce peut parfois exister dans les faciès du talus et de la bordure.

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est présent dans toutes les séries; il est toutefois, plus abondant sous la D1, vue la présence systématique de faciès très internes sous cette dernière discontinuité.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen supérieur - Valanginien.

Genre Istriloculina Neagu 1980

Istriloculina cf. eliptica (Iocheva) 1962

Pl.11, fig.15-20

1983 Pyrgo cf. eliptica Iocheva - Darsac, pl.6, fig.8-9.

*1987 Istriloculina cf. eliptica Iocheva - Boisseau, pl.4, fig.1.

Environnement : Cette espèce est caractéristique des milieux les plus restreints (Pi5, M1 et M2).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est présent dans presque toutes les coupes dans les séries sous-jacentes à la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien moyen supérieur.

Famille KERAMOSPHERIDAE Brady 1884

Genre Keramosphera Brady 1884

Keramosphera allobrogensis Steinhauser et al 1969

Pl.11, fig. 1

*1969 Keramosphera allobrogensis n.sp. - Steinhauser, Brönnimann et Zaninetti p.110-117, fig3-10, pl.3-4.

1976 Keramosphera allobrogensis Steinhauser et al. - Peybernès, pl.14, fig.1.

1983 Keramosphera allobrogensis Steinhauser et al - Darsac, pl.6, fig.2-3.

Environnement : Cette espèce est présente dans les milieux de plate-forme interne (biomicrites à foraminifères et algues, P13 et P12) et, parfois dans les faciès de transgressions (Marchairuz).

Répartition stratigraphique locale : Ce foraminifère est présent dans presque toutes les coupes, dans les séries directement sous-jacentes à la D1.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien supérieur, dans un horizon très restreint.

Ce genre correspond à Pavlovecina Loeblich et Tappan, n.gen (1988). Nous avons pour des raisons de commodités, gardé le nom générique de Keramosphera

Sous-ordre LAGENINA Delage et Herouard 1896

Tests multiloculaires unisériés rectilignes.

Famille NODOSARIIDAE Ehrenberg 1838

Genre Lenticulina Lamarck 1804

Lenticulina sp.

Pl.6 , fig. 9-10

Environnement : Ces lenticulines, indéterminables au niveau de l'espèce, ont été reconnues dans les faciès de bordure et de l'ensemble talus-bassin. Quelques individus peuvent être toutefois présents dans les faciès de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : Ubiquiste

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien.

Famille EPISTOMINIDAE Wedekind 1937

Epistomina ? Terquem 1883

Pl.6 , fig. 11-12

Environnement : Cette espèce, au test plus épais, a été rencontré que dans les faciès externes des Calcaires roux de la coupe du Maréchet.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de la D1, voir de la D2.

Extension stratigraphique interrégionale : Valanginien (sup. ?).

Tests pluriloculaires trochospiraux de forme globuleuse.

Famille POLYMORPHINIDAE D'Orbigny 1839

Polymorphinidae gen. ind.

Pl.8 , fig. 1-15

*1983 Polymorphinidae gen. ind. - Darsac, pl.6, fig.11-14.

1987 Polymorphinidae gen. ind. Darsac - Boisseau, pl.6, fig.14-16.

Sous cette appellation, ont été regroupés divers types attribués à cette famille. Leur test peut être costulé ou lisse.

Environnement : Ces foraminifères constituent une des composantes caractéristiques des faciès de transgression. On les observe au niveau de chaque discontinuité. Ils peuvent être, par ailleurs, présents dans les faciès de talus (T1-T2).

Répartition stratigraphique locale : présents dans presque toutes les coupes aux niveaux des principales discontinuités.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien inf.- moyen

3.3.BREF APERÇU SUR LES ALGUES CALCAIRES.

Du fait de leur rareté et de leur mauvais état de conservation, nous n'avons pas effectué d'études précises sur les algues calcaires; en voici néanmoins un bref inventaire:

3.3.1.ALGUES CHLOROPHYCEES

A.Famille des Codiacees

Genre Cayeuxia

Il faut rappeler que cette dernière attribution est aujourd'hui assez contestée.

Environnement : Ce genre a été rencontré dans les faciès externes de la plate-forme interne et dans les faciès de bordure (sables surtout).

Répartition stratigraphique locale : Se rencontre dans toutes les coupes étudiées.

Extension stratigraphique interrégionale : Connue depuis le Malm.

B.Famille des Dasycladacees

Genre Salpingoporella Pia in Trauth 1938

Salpingoporella annulata ? Carozzi 1953

Environnement : Cette espèce n'a été observée qu'une fois, dans le faciès Pi4 de la plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : Sous la D1, uniquement dans le profil des Montheys.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien inférieur.

Genre Macroporella Pia 1912

Macroporella embergeri Bouroullec et Deloffre 1968

Environnement : Nous n'avons rencontré cette forme que dans les faciès de transgression.

Répartition stratigraphique locale : Au niveau de la D1, dans les coupes du Colas, du Crêt de l'Anneau et du Marchairuz.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien

Famille des Characées

Genre Munieria ? Deecke 1934

Environnement : Remaniée dans les sables de la plate-forme externe.

Répartition stratigraphique locale : Au niveau de la D0 dans le profil de la Juracime.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien.

Des oogones de Characées ont été fréquemment observés, remaniés dans les faciès oolithiques, au niveau de la D0. Ces oogones, caractéristiques de milieux supralittoraux ont aussi été observés dans les faciès de transgression des coupes du Marchairuz et de Foncines.

3.3.2.DEBRIS D'ELEMENTS REPRODUCTEURS

Genre Acicularia d'Archiac

Environnement : Ces sporanges (probablement de Dasycladacées) sont abondants dans les sables oolithiques de la plate forme externe.

Répartition stratigraphique locale : Dans tous les profils présentant des faciès externes, à tous les niveaux.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien

Genre Terquemella

Environnement : Ces sporanges (probablement de Dasycladacés) sont présents dans les sables oolithiques de la plate-forme externe et dans le faciès P11 du domaine interne.

Répartition stratigraphique locale : Parfois sous la D1, mais surtout au-dessus de celle-ci, dans le profil de Champagne.

Extension stratigraphique interrégionale : Berriasien-Valanginien.

3.4. PALEOECOLOGIE DES ORGANISMES ET FORAMINIFERES ETUDIES.

3.4.1. INTRODUCTION

La composition des populations constituant le benthos et leur répartition sur la plate-forme sont liées à de nombreux facteurs, dont les plus importants sont:

- la luminosité à laquelle on peut lier la profondeur,
- la nature du substrat,
- les variations de la salinité,
- les apports détritiques et le taux de sédimentation,
- l'hydrodynamisme,
- la présence d'organismes "prédateurs".

La luminosité provoque une ségrégation verticale entre espèces médio-supralittorales, infralittorales et circalittorales. Les espèces circalittorales sont surtout composées de foraminifères de petite taille, à test simple agglutiné et de foraminifères à test calcaire perforé tels que les *Nodosariidae*. Le milieu infralittoral sera caractérisé par la présence d'espèces de plus grande taille, à test plus complexe, de gros *Miliolidae* et de *Trocholines*.

La nature du substrat joue un rôle non négligeable dans le développement de telles ou telles espèces; on trouvera, par exemple dans les sables, des foraminifères comme *Pfenderina neocomiensis*, *Valdanchella* cf. *miliani*, *Cribellopsis*; les vases favorisant plutôt le développement de genres tels que *Glomospira*, *Istriloculina* et *Rumanoloculina*.

Les variations de la salinité vont provoquer, d'une part, l'élimination de la plupart des espèces et d'autre part, un surdéveloppement des rares espèces aptes à survivre. Seules les genres *Istriloculina* et *Pseudotriloculina* sont par exemple, anormalement représentés dans les milieux confinés de l'ensemble

marginolittoral.

Le développement d'un genre tel que Pseudocyclammina est fortement influencé par la présence de matériel détritique quartzeux. Les milieux riches en quartz sont, en effet, caractérisés par une espèce de Pseudocyclammina dont le test agglutiné est très arénacé. Sa présence semble donc totalement liée à celle du quartz.

Le rôle de l'hydrodynamisme peut s'avérer important quant à la répartition et à la morphologie d'organismes tels que, échinodermes, bryozoaires et cnidaires. Les milieux de plate-forme externe, soumis à un fort hydrodynamisme (Pe4, Pe2a, b, c,) sont, en effet, caractérisés par des débris de bryozoaires et d'échinodermes massifs, alors que les milieux de bordure plus calmes (Pe5, Pe3) renferment des formes plus grêles. D'autre part, la taille des foraminifères diminue fortement de la bordure à l'ensemble de talus-bassin.

La présence de nombreux échinodermes et bryozoaires nuit au développement des foraminifères. Les Calcaires roux, contenant parfois plus de 50 % d'échinodermes (P2c, T3 et T4), ne renferment presque pas de microfaune.

Les foraminifères benthiques les plus fréquents ont fait l'objet de comptage (voir fig.40,p.176, exemple de distribution des Trocholines dans la coupe du Crêt de l'Anneau).

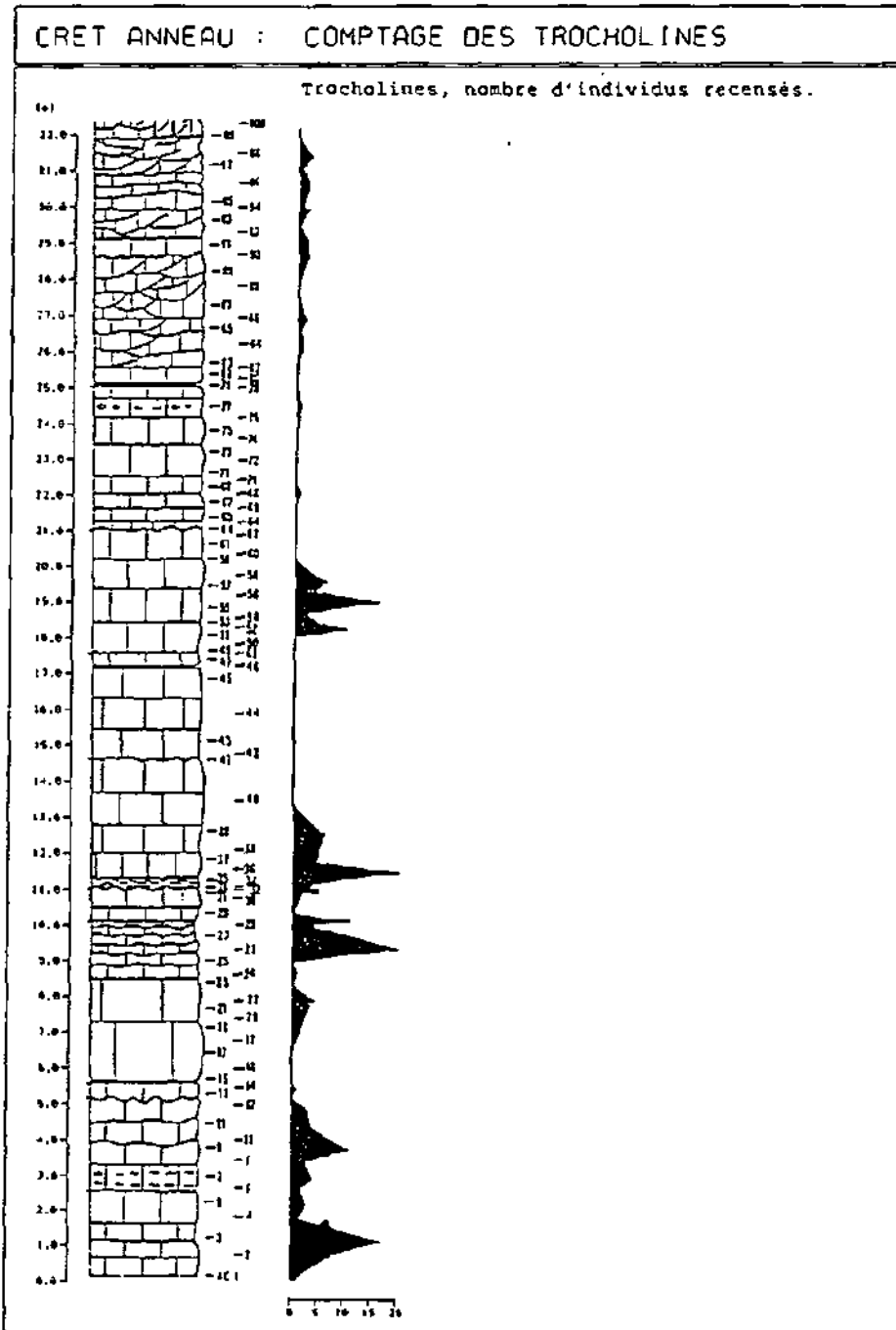


FIGURE 40.

Exemple de comptage : Les Trocholines (toutes espèces comprises), dans la coupe du Crêt de l'Anneau.

Les organismes (souvent à l'état de fragments), tels que échinodermes, bryozoaires, gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches, cnidaires et ostracodes n'ont pas fait l'objet d'un comptage précis, mais ont plutôt été classés en 5 classes, selon leur fréquence, le minimum de fréquence étant égal à 1 et le maximum à 5. La figure 41 montre la distribution des principaux organismes reconnus dans le forage 601. Pour des raisons d'ordre pratique, lamellibranches et brachiopodes figurent dans la même classe.

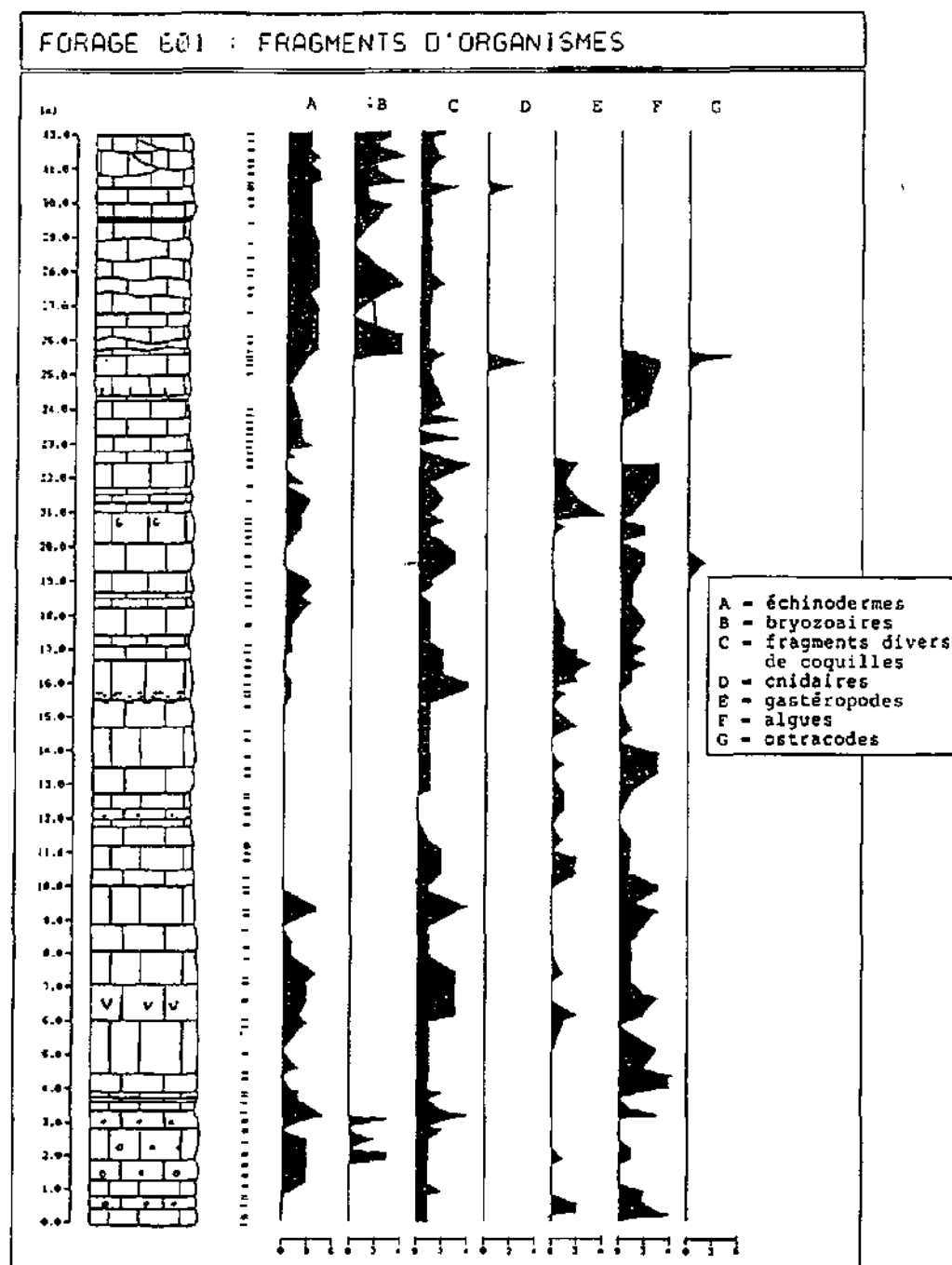


FIGURE 4

Exemple de distribution des principaux organismes reconnus dans le forage 601

Ces comptages et ces estimations nous ont permis de caractériser la plate-forme en fonction des différents assemblages microfaunistiques reconnus. Comme déjà dit plus haut, plusieurs facteurs entrent en ligne de compte, quant à la distribution de la microfaune sur la plate-forme. Même s'il existe un lien indubitable entre la nature du sédiment et la microfaune, il demeure tout à fait possible de caractériser la plate-forme par des associations microfaunistiques spécifiques à chaque ensemble de cette plate-forme. Ceci nous a conduit à subdiviser la plate-forme berriaso-valanginienne, en 6 ensembles, présentant, chacun des populations microfaunistiques caractéristiques, à savoir :

- L'ensemble talus- bassin,
- les faciès à entroques du talus (Calcaires roux),
- l'ensemble de plate-forme externe,
- la partie externe de la plate-forme interne (avec échinodermes),
- la partie interne de la plate-forme interne (sans échinodermes),
- l'ensemble margino-littoral.

3.4.2. Distribution de la microfaune benthique dans les différentes parties de la plate-forme.

A. L'ensemble talus-bassin (voir fig, 42, p.180, 43, p.183, 44, p.186)

Il est surtout caractérisé par des foraminifères de petite taille, à test simple agglutiné, calcaire porcelané et calcaire perforé.

Les foraminifères à test simple agglutiné sont :

- Earlandia ? brevis
- Gaudryina tuchaensis
- Dorothia cf. hauteriviana
- Citaella ? favrei
- Haplophragmoides joukowski

- Glomospira watersi (plus rare).

Les foraminifères à test agglutiné complexe sont beaucoup plus rares; tous de petite taille, ce sont :

- Pseudotextulariella sp.A
- Pseudotextulariella salenvensis
- Montsalevia cf. elevata (plus rare)
- Eclusia Moutyi

Les formes à test calcaire porcelané se réduisent à quelques représentants des espèces suivantes :

- Cyclogyra ? sp.
- Pseudotriloculina sp.1

Parmi les rares espèces à test calcaire perforé :

- Neotrocholina valdensis
- Neotrocholina ?
- Polymorphinidae g.ind. (moins fréquent que dans les faciès de transgression).
- Nodosariidae (Lenticulina sp.)

Le faciès T1 contient aussi de rares calpionelles et d'autres micro-organismes proches du genre Cadosina (Famille CADOSINIDAE, Wanner (1940) rangée dans les incertae sedis, par K.Borza en 1969). Les fragments d'organismes présents sont aussi de petite taille dans les faciès T1-T2. Il s'agit essentiellement de débris d'échinodermes et parfois de spicules de spongiaires.

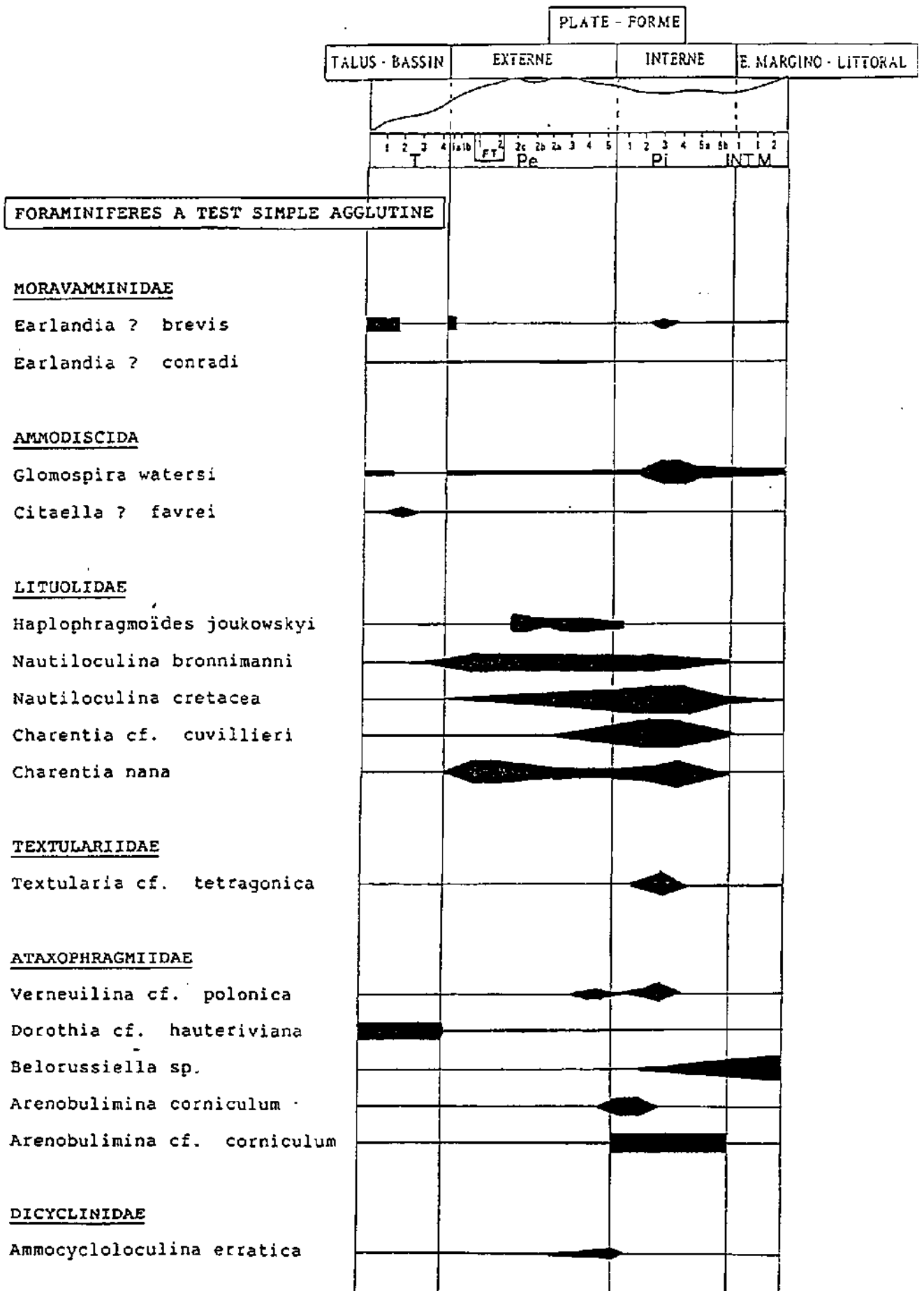


FIGURE 42

Répartition paléoécologique des foraminifères à test simple agglutiné.

B. Les faciès à entroques du talus (T4-T3).

IL s'agit de sables à gros débris d'échinodermes et de bryozoaires, très pauvres en microfaune. Parmi les rares espèces recensées, ont été identifiées (voir fig.42, 43, 44, p.180, 183 et 186) :

- Lenticulina sp.
- Neotrocholina (exceptionnellement)
- Dorothia cf. hauteriviana
- de rares Pseudotextulariella

Les fragments d'organismes sont de grande taille. Il s'agit surtout de débris de crinoïdes et d'échinides, les bryozoaires étant aussi bien représentés.

C. L'ensemble de plate-forme externe (voir fig.42, 43 et 44).

Il diffère des faciès de talus-bassin, par l'augmentation de la taille des foraminifères et des organismes qu'il contient. Parmi les foraminifères, ont été recensés de grands agglutinés à test complexe, des trocholines et quelques gros miliolidés.

Apparaissent, parmi les foraminifères à test complexe agglutiné :

- Pseudocyclamina cf. lituus
- Feurtillia frequens
- Pseudotextulariella sp.A
- Montsalevia elevata
- Eclusia moutyi
- Cribellopsis sp.

Quelques espèces à test agglutiné simple y ont aussi été répertoriées :

- Earlandia ? conradi
- Haplophragmoides cf. joukowski
- Nautiloculina bronnimanni
- Charentia nana

Parmi les foraminifères à test calcaire perforé :

- Lenticulina sp.
- Trocholina elongata
- Trocholina molesta
- Trocholina cf.alpina
- Trocholina cf.chouberti
- de rares Neotrocholina

Les fragments d'organismes sont nombreux et témoignent d'un environnement récifal. Des fragments de cnidaires, rudistes, accompagnés de débris de lamellibranches et gastéropodes ont été, en effet, fréquemment identifiés. Ces débris sont souvent perforés; cette observation va dans le sens d'un taux de sédimentation faible. Si les bryozoaires sont moins fréquents, les échinodermes montrent, par contre, des fréquences allant, parfois, jusqu'à plus de 10%. La nature de ces débris d'organismes confirment la proximité d'un substrat dur. Les fragments d'algues rencontrés sont (le genre Cayeuxia excepté) des sporanges transportés (Acicularia, Terquemella) et parfois des oogones de Chara.

D. La partie externe de la plate-forme interne (Pi1-3)

Il s'agit de la partie de l'ensemble de la plate-forme interne où les échinodermes sont encore significativement présents.

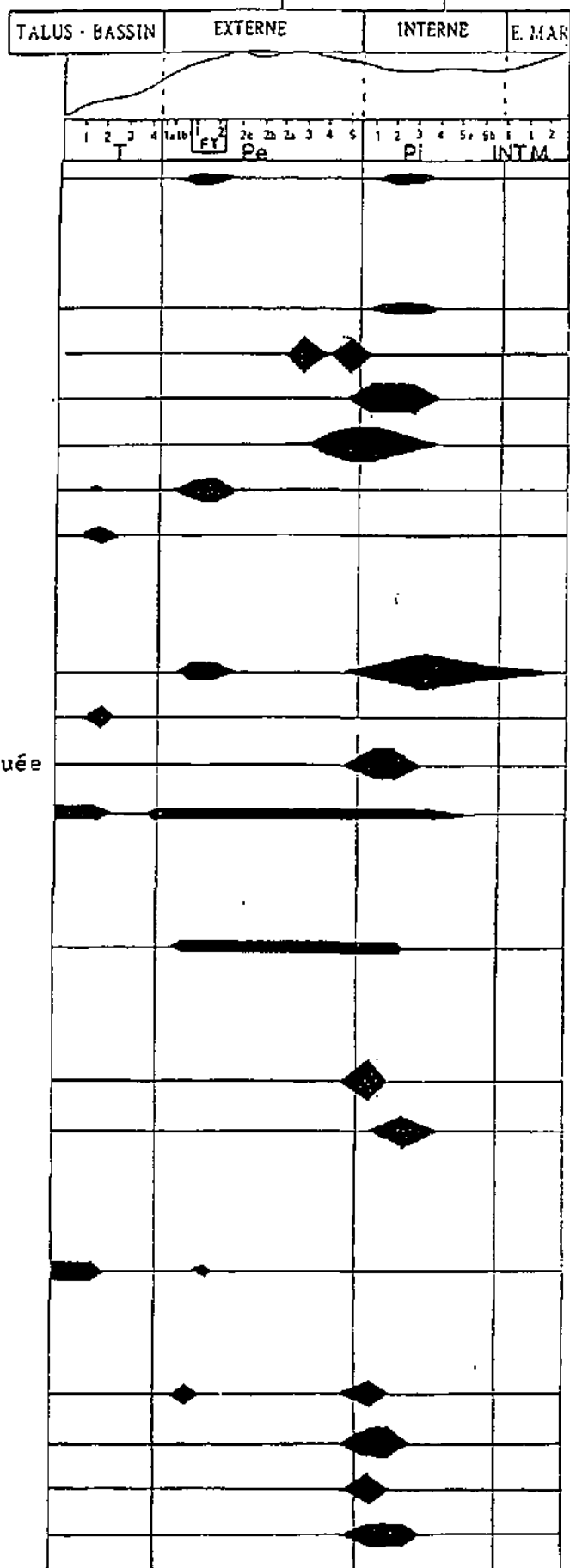
Les foraminifères répertoriés dans les faciès de bordure sont, en général, encore présents. D'autres grands agglutinés, à test simple ou complexe, apparaissent dans les faciès Pi1 et Pi3 surtout.

Parmi les formes agglutinées à test simple, on notera l'apparition de :

- Charentia cf.cuvillieri
- Charentia nana

PLATE - FORME

FORAMINIFERES A TEST COMPLEXE AGGLUTINE

LITUOLIDAE

Melathrokerion aff. valserinensis

LITUOLIDAE

Evertycyclammina cf. hedbergi

Feurtillia frequens

Feurtillia cf. frequens

Pseudocyclammina cf. lituus

Pseudocyclammina à test arénacé t arénacé

Choffatella pyrenaica

PAVONITINIDAE

Pseudotextulariella courtionensis

Pseudotextulariella salevensis

Pseudotextulariella salevensis forme évoluée

Pseudotextulariella sp.A.

MONTSALEVIIDAE

Montsalevia cf. elevata

PAVONITIDAE

Pfenderina neocomiensis

Pfenderina neocomiensis sp.

LITUOLIDAE

Eclusia moutyi

ORBITOLINIDAE

Cribellopsis sp.

Valdanchella miliani

Valdanchella cf. miliani

Paracoskinolina cf. sunnilandensis

FIGURE 43

Répartition paléoécologique des foraminifères à test complexe agglutiné.

- Textulariella cf. tetragonica
- Verneuilina cf. polonica
- Arenobulimina cf. corniculum

Les espèces agglutinées à test complexe sont représentées par des individus appartenant aux espèces :

- Melathrokerion cf. valserinensis
- Everticyclammina cf. hedbergi
- Pseudocyclammina cf. lituus
- Pseudotextulariella courtionsensis
- Pfenderina neocomiensis
- Valdanchella miliani

Quelques exemplaires de Pseudotriloculina sp.1, de Decussoloculina mirceai et de Decussoloculina granumlentis mises à part, les foraminifères à test porcelané sont peu représentés dans cette partie de la plate-forme interne.

Au contraire, les foraminifères à test calcaire perforé abondent dans ces faciès; les trocholines, plus spécialement, celles appartenant aux espèces suivantes:

- Trocholina elongata
- Trocholina cf. alpina
- Trocholina cf. odukpaniensis

Les Nodosariidae (Lenticulina) sont encore assez fréquents dans ces milieux (voir fig.44, p.186).

Les fragments d'organismes les plus courants sont les débris d'échinodermes, de gastéropodes et de lamellibranches (rudistes, parfois). Parmi les algues les plus fréquentes, nous avons identifié des représentants du genre Cayeuxia et des sporanges de Dasycladacées (Acicularia et Terquemella). Les individus du genre Clypeina commencent à abonder.

E. La partie interne de la plate-forme interne.

Elle diffère de la précédente par la quasi absence des fragments d'échinodermes. Ce dernier fait témoigne d'une tendance au confinement.

Les foraminifères montrent, pour la plupart, des tailles plus petites que dans le dernier ensemble, décrit plus haut.

Les foraminifères à test calcaire porcelané deviennent les plus abondants; les plus fréquemment rencontrés sont :

- Danubiella gracillima
- Rumanoloculina cf. robusta
- Decussoloculina barbui
- Decussoloculina mirceai
- Pseudotriloculina sp.1
- Istriloculina cf. elliptica
- Keramosphaera allobrogensis
- Hechtina praeantiqua?

Les espèces à test complexe agglutiné ne sont représentés que par des individus appartenant, d'une part, à l'espèce Pseudotextulariella courtionensis et Pfenderina aff. neocomiensis d'autre part (voir fig 22).

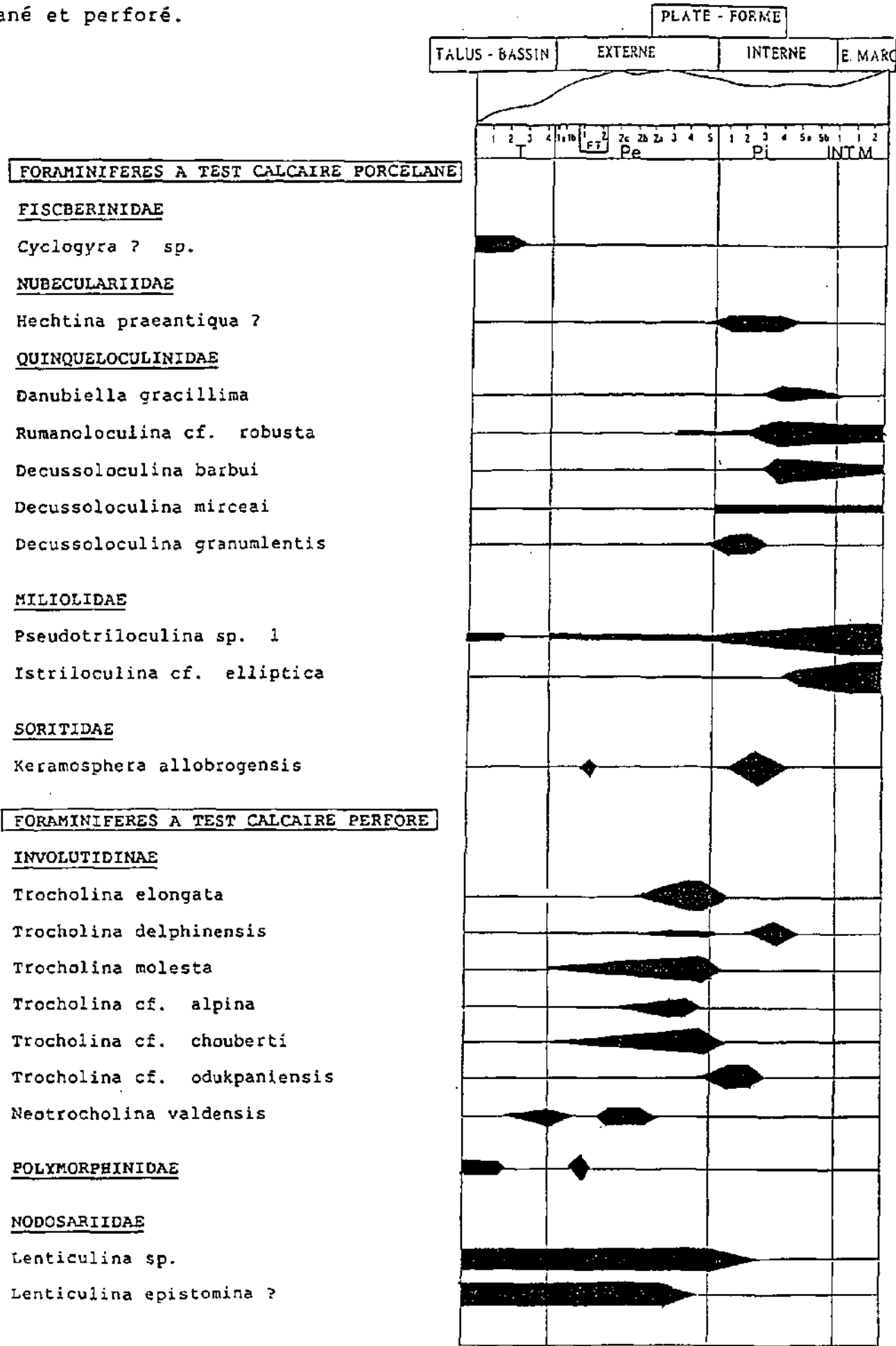
Les formes agglutinées à test simple sont plus nombreuses :

- Glomospira watersi
- Belorusiella sp.
- Nautiloculina cretacea
- Verneuilla cf. polonica
- Arenobulimina cf. corniculum

Les trocholines se raréfient, à l'exception de Trocholina delphinensis qui se multiplie dans le faciès Pi4.

Les deux dernières formes sont toutefois assez rares dans ces faciès.

Répartition paléoécologique des foraminifères à test calcaire porcelané et perforé.



Les algues mises à part, les organismes rencontrés se réduisent à des débris de gastéropodes et de lamellibranches. Les dasycladacées deviennent très abondantes dans cet ensemble. Les lames à Bacinella et les oncoïdes, très abondantes, sont caractéristiques de ce domaine. Quelques exemplaires de Salpingoporella ont été rencontrés.

F. L'ensemble margino-littoral

Caractérisé par une biophase extrêmement réduite, ce genre de milieu montre une microfaune surtout composée de foraminifères à test porcelané. Ce sont :

- Rumanoloculina cf. robusta
- Decussoloculina barbui
- Decussoloculina mirceai
- Pseudotriloculina sp.1
- Istriloculina cf. elliptica

Belorussiella sp. est la seule forme agglutinée à test simple qui a été reconnue dans ces milieux confinés.

Les ostracodes et les fragments de gastéropodes caractérisent ce type de milieu, quant aux organismes.

G. Les faciès de transgression.

Ils présentent la particularité de renfermer un mélange de faune circa et médio à supralittorale. L'influence externe est soulignée par la présence de nombreux individus appartenant à la famille des Polymorphinidae. Ces derniers constituent une des composantes caractéristiques des faciès de transgression. Ces derniers contiennent de plus :

- Pseudocyclamina lituus ? à test arénacé
- Pseudotriloculina sp.1
- Nodosariidae (Lenticulina sp.)

- des trocholines et des miliolidés.

C'est uniquement dans ce type de faciès que l'algue dasycladacée Macroporella embergeri a été identifiée. Rappelons que l'on considère cette forme comme représentative de faciès très internes (Conrad, 1977). De plus, de oogones de Characées ont aussi été observés dans ces faciès.

PLANCHE I

Fig. 1 à 9 : Pfenderina neocomiensis (Pfender) 1938 (x50)

1. CH36. Section subaxiale. Champagne, > D1.
2. FB105. Section oblique. Maréchet, > D3. Val. (sup ?).
3. FB106. Section subaxiale. Maréchet, > D3. Val. (sup ?).
4. FB106. Section oblique. Maréchet, > D3. Val. (sup ?).
5. CH36. Section oblique. Champagne, > D1.
6. CH36. Section transverse apical. Champagne, > D1.
7. FB106. Section axiale. Maréchet. > D3. Val. (sup ?).
8. FB105. Section transverse apicale. Maréchet. > D3 .
9. AC99. Remaniée. Crêt De l'Anneau. Calcaire roux, > D1.

Fig. 10 à 15 : Pfenderina aff. neocomiensis (petite taille) (x50)

10. JV47. Section oblique. Juracime. < D1, Berr. moyen-inf.
11. M16. Section oblique. Landeron I. < D1, Berr. moyen-inf.
12. M24. Section oblique. Landeron I. < D1, Berr. moyen-inf.
13. JV42. Section transverse. Juracime. < D1, Berr. moyen-inf.
14. 601/91. Section oblique. forage 601. < D1,
Berr. moyen-inf.
15. Mal29. Section oblique. Marchairuz. < D1, Berr. moyen-inf.



①



②



③

PLANCHE I



④



⑤



⑥



⑦



⑧



⑨



⑩



⑪



⑫



⑬



⑭



⑮

PLANCHE II

Fig. 1 à 9 : Pseudotextulariella courtionensis Bronnimann 1966 (x50)

1. EN10'. Section subaxiale. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
2. M28. Section axiale. Landeron I. < D1, Berr. moyen-sup.
3. EN10'. Section subaxiale. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
4. EN10'. Section oblique. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
5. EN5. Section transverse. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
6. M33. Section oblique. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
7. EN10'. Section oblique. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
8. EN5. Section transverse. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
9. EN2. Section transverse. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
10. EN10'. Section transverse. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
11. M16'. Section transverse. Landeron I. < D1,
Berr. moyen-sup.
12. EN5. Section tangentielle. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
13. EN10'. Section tangentielle. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
14. M28. Section tangentielle. Landeron I. < D1,
Berr. moyen-sup.
15. EN10. Section subaxiale. Ensa. < D1, Berr. moyen-sup.
16. 601/97. Section tangentielle. Forage 601. < D1,
Berr. moyen-sup.



①



②



③



④



⑤



⑥



⑦



⑧



⑨



⑩



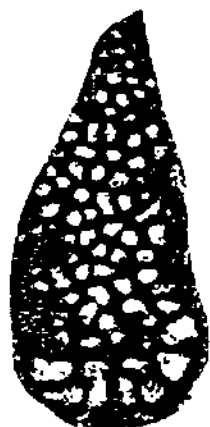
⑪



⑫



⑬



⑭



⑮



⑯

PLANCHE II

PLANCHE III

Fig. 1 à 11 : Montsalevia cf. elevata Zaninetti et al (x100)

1. 601/112. Section tangentielle. Forage 601. > D1,
Berr. sup - Val. inf.
2. CH14. Section subaxiale. Champagne. D1,
Berr.sup-Val. inf.
3. AC88. Section subaxiale. Crêt de l'Anneau. > D1,
Berr. sup - Val. inf.
4. CH14. Section tangentielle. Champagne. D1,
Berr. sup - Val. inf.
5. C3. Section tangentielle. Colas. D1, Berr.sup.
6. CH18. Section tangentielle. Champagne. D1,
Berr. sup.- Val. inf.
7. AC85. Section subaxiale. Crêt de l'Anneau. D1,
Berr. sup.- Val. inf.
8. AC99. Section tangentielle. Crêt de l'Anneau. D1,
Berr. sup.- Val. inf.
9. LA20. Section oblique. Landeron II < D1,
Berr. sup.- Val. inf.
10. Cl8. Section tangentielle. Colas. < D1,
Berr.sup.-Val.inf.
11. (?)Jv6. Section subaxiale. Juracime. < D0, Berr. moyen.

Fig. 12 à 19 : Montsalevia sp.A Darsac 1983 (X100)

12. 601/106b. Section subaxiale. Forage 601. < D1,
Berr.sup. - Val.inf.
13. C22. Section subaxiale. Colas. < D2, Berr.sup.-Val.inf.
14. B01. Section subaxiale. Bonvillars. D2, Val.inf.
15. CH21. Section subaxiale. Champagne. D1,
Berr. sup - Val. inf.
16. JV56. Section subaxiale. Juracime. D1, Berr.sup.
17. CH14. Section subaxiale. Champagne. D1,
Berr. sup - Val. inf.
18. FB106. Section transverse. Maréchet. D2, Val. inf.
19. FB102. Section transverse. Maréchet. D2, Val.inf.



①



②



③



④



⑤



⑥



⑦



⑧



⑨



⑩



⑪

PLANCHE III



⑫



⑬



⑭



⑮



⑯



⑰



⑱



⑲

PLANCHE IV

Fig. 1 à 13 : Montsalevia salevensis Charollais et al (1966), (X100)

1. FB106. Section subaxiale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
2. FB106. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
3. FB102. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
4. FB106. Section subaxiale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
5. FB107. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
6. FB106. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
7. FB106. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
8. FB102. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
9. FB102. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme évoluée de grande taille.
10. FB102. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme de petite taille.
11. FB106. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme de petite taille.
12. FB98. Section longitudinale. Maréchet. D2, Val.inf-Val sup. (?). Forme de petite taille.
13. AC97. Section longitudinale. Crêt De l'Anneau. > D2, Val.inf. Forme de petite taille.

Fig. 14 et 15 : Cribellopsis sp Arnaud-vanneau 1980 (X50)

14. CH34. section subaxiale. Champagne. < D2, Berr.sup.- Val.inf.
15. BU5. section subaxiale. Buttes < D2, Berr.sup.- Val.inf. ?.

Fig. 16 et 17 : Orbitolinidae ? (X50)

16. JV66. Section transverse. Juracime. > D1, Berr. moyen.
17. BO10. Section transverse. Juracime. < D2, Berr. sup.-Val.inf.

Fig. 18 et 19 : Valdanchella Miliani Canerot et Moullade 1971 (X50)

18. Fb98. Section subaxiale. Maréchet. D2, Val.inf.

Fig. 19 : Valdanchella cf. Miliani Canerot et Moullade 1971 (X50)

19. Ch43. Section subaxiale. Champagne. < D2, Berr. sup-Val. inf.

Fig. 20 et 21 : Paracoskinolina cf. sunnilandensis (Maync) - Arnaud-Vanneau 1981 (X50)

20. FB107. Section subaxiale. Maréchet. > D2, Val. inf.- Val. sup.
21. FB107. Section transverse. Maréchet. > D2, Val. inf.- Val. sup.



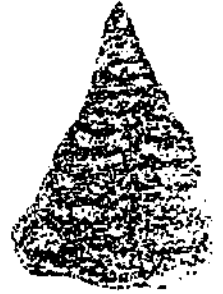
1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11

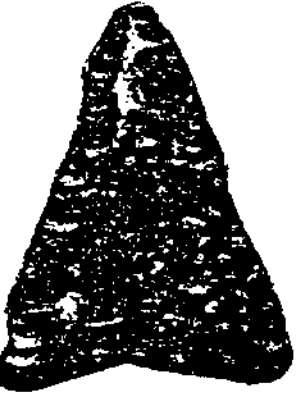


12



13

PLANCHE IV



14



15



16



17



18



19



20



21

PLANCHE V

Fig. 1 et 2 : Trocholina delphinensis Arnaud-Vanneau et
al (1966), (X50)

1. M4. Section axiale. Landeron I. < D1, Berriasien moyen.
2. AC57. Section axiale. Crêt De l'Anneau. < D1, Berriasien moyen.

Fig. 3 à 9 : Trocholina elongata Leupold 1935 (X50)

- 3 à 6. FB106. Sections axiales. Maréchet. > D2,
Val.inf.-Val sup. (?).
7. C24. Section axiale. Colas. > D1,
Berriasien sup.-Valanginien inf.
8. C22. Section axiale. Colas. > D1,
Berriasien sup.-Valanginien inf.
9. FB107. Section axiale. Maréchet. > D2,
Val.inf.-Val sup. (?).

Fig. 10-11, 14-18 : Trocholina cf. odukpaniensis Dessauvagie 1966
(X50)

- 12 à 13. FB107. Sections axiales. Maréchet. > D2,
Val.inf.-Val.sup. (?).

Fig. 10-11, 14-18 : Trocholina molesta Gorbatchik 1959 (X50)

10. Ma28. Section axiale. Marchairuz. D1, Berr.sup.
11. JV5. Section axiale. Juracime. > D0, Berr. moyen.
- 14 à 18. FB107. Sections axiales. Maréchet. > D2,
Val.inf.-Val.sup. (?).
17. FB106. section axiale. Maréchet. > D2,
Val.inf.-Val.sup. (?).
18. 601/59. Section axiale. Forage 601. < D1, Berr.sup.

Fig. 19 à 22 : Trocholina aff. alpina Leupold 1935 (X50)

19. BU5. Section subaxiale. Buttes. > D1, < D2,
Berr. sup-Val. inf.
20. BU18. Section axiale. Buttes. > D1, < D2,
Berr. sup-Val. i.
21. FB106. Section axiale. Maréchet. > D2,
Val. inf.-Val. sup. (?)
22. Ma152. Section subaxiale. Marchairuz. > D0,
Berriasien moyen.

Fig. 23 à 25 : Trocholina aff. chouberti Hottinger 1976 (X50)

23. BU5. Section axiale. Buttes. > D1, < D2,
Berr. sup-Val. inf.
24. BU18. Section axiale. Buttes. > D1, < D2,
Berr. sup-Val. inf.
25. BU5. Section subaxiale. Buttes. > D1, < D2,
Berr. sup-Val. inf.

PLANCHE V

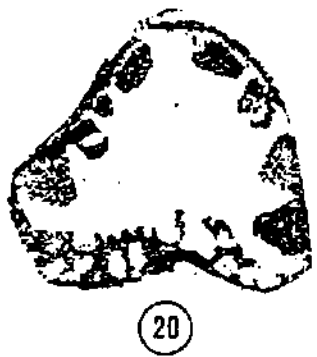


PLANCHE VI

Fig. 1 à 4 : Néotrocholina valdensis Reichel 1955 (X100)

1. MA106. Section subaxiale. Marchairuz. < D1, Berriasien sup.
2. AC85. Section axiale. Crêt De l'Anneau. > D1, Berriasien sup.Val.inf.
3. AC85. Section subaxiale. Crêt De l'Anneau. > D1, Berr. sup.Val.inf.
4. 601/112. Section axiale. Forage 601. > D1, Berriasien sup.Val.inf.

Fig. 5 à 8 : Neotrocholina sp (X100)

5. MA104. Section subaxiale. Marchairuz. < D1, Berriasien sup.
6. C43. Section axiale. Colas. > D2, Val.inf.
7. AC88. Section subaxiale. Crêt De l'Anneau. > D1, Berr. sup.Val.inf.
8. BO15. Section axiale. Bonvillars. D2, Valanginien inf.

Fig. 9 à 10 : Lenticulina sp. Lamarck 1804 (X100)

9. BU24. Section transverse équatoriale. Buttes. > D1, < D2, Berr. sup-Val. inf.
10. C43. Section axiale. Colas. > D2, Val.inf.(X50)

Fig. 11 à 13 : Epistomina ? Lamarck 1804 (X100)

11. FB101. section oblique. Maréchet. > D2, Val.inf.-Val.sup. (?).
12. FB100. section oblique. Maréchet. > D2, Val.inf.-Val.sup. (?).
13. FB100. section oblique. Maréchet. > D2, Val.inf.-Val.sup. (?).

Fig. 14 à 16 : Trochamminoïdes sp. (X100)

14. FB101. section oblique. Maréchet. > D2, Val.inf.-Val.sup. (?).
15. FB102. section axiale. Maréchet. > D2, Val.inf.-Val.sup. (?).
11. FB101. section transverse. Maréchet. > D2, Val.inf.-Val.sup. (?).



①



③



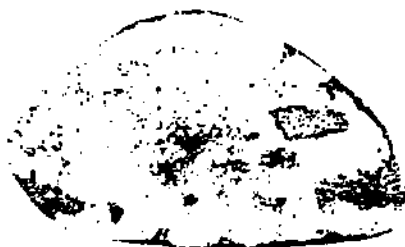
②



④



⑤



⑦



⑥



⑧



⑨



⑩



⑪



⑬



⑫

PLANCHE VI



⑭



⑮



⑯

PLANCHE VII

Fig. 1 à 3 : Feurtillia cf. frequens Maync 1958 (X100)

1. EN8'. Section équatoriale oblique. Ensa. < D1, Berriasien sup.
2. C22. Section équatoriale. Colas. > D1, Berriasien sup.Val.inf.
3. C19. Section équatoriale. Colas. > D1, Berriasien sup.Val.inf.

Fig. 4 à 17 : Feurtillia frequens Maync 1958 (X100)

4. JV11. Section axiale. Juracime. D0, Berriasien moyen.
- 5 à 9. JV11. Sections équatoriales obliques. Juracime. D0, Berriasien moyen.
- 10 à 11. 601/49b. Sections équatoriales. Forage 601. D0, Berriasien moyen.
- 12 à 16. 601/49b. Sections axiales. Forage 601. D0, Berriasien moyen.
17. 601/49b. Section équatoriale. Forage 601. D0, Berriasien moyen.



①



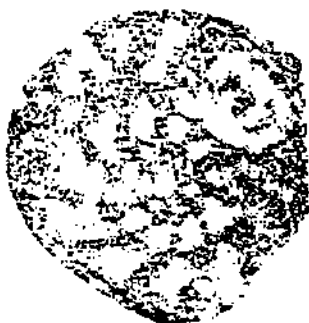
②



③



④



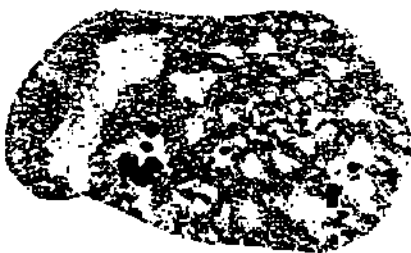
⑤



⑥



⑦



⑧



⑨



⑩



⑪



⑫



⑬



⑭



⑮



⑯



⑰

PLANCHE VII

Fig. 1 à 15 : Polymorphinidae gen ind.

1. M35. Section subaxiale. Landeron II. D1, Berriasien sup.
2. JV6. Section subaxiale. Juracime. D0, Berriasien sup.-Val.inf.
3. MA16. Section subaxiale. Marchairuz. > D1, Berriasien sup.-Val.inf.
4. AC51. Section axiale. Crêt De l'Anneau. < D1, Berriasien sup.
5. EN23. Section transverse. Ensa. D1, Berriasien sup.
- 6 à 7. MA13. Sections transverses. Marchairuz. > D1, Berriasien sup.-Val.inf.
8. BU24. Section transverse. Buttes. > D1, < D2 Berriasien sup.-Val.inf.
9. MA24. Section oblique. Marchairuz. > D1, Berriasien sup.
10. AC77. Section subaxiale. Crêt De l'Anneau. D1, Berriasien sup.
11. AC69. Section transverse. Crêt De l'Anneau. D1, Berriasien sup.
12. EN26. Section transverse. Ensa. D1, Berriasien sup.
- 13 à 14. BU24. Sections transverses. Buttes. > D1, < D2 Berriasien sup.-Val.inf.
15. JV3. Section subaxiale. Juracime. D0, Berriasien sup.-Val.inf.

Fig. 16 à 26 : Haplophranchoides Joukowski. Charoilaix

et al 1966 (X100) im3

16. MA1. Section subaxiale. Marchairuz. > D1, Berriasien sup.
17. JV40. Section subaxiale. Juracime. < D1, Berriasien sup.-Val.inf.
18. EN26. Section subaxiale. Ensa. D1, Berriasien sup.
19. CH36. Section subaxiale. Champagne. < D2, Val.inf.
20. JV34. Section subaxiale. Juracime. < D1, Berriasien sup.-Val.inf.
21. C3. Section subaxiale. Colas. D1, Berr. sup.
- 22 à 24. CH12. Section subaxiale. Champagne. < D2, Val.inf.
25. C19. Section subaxiale. Colas. > D1, Berr. sup.
26. CH14. Section subaxiale. Champagne. < D1,

27. AC68. section tangentielle. > D1 (D2), Val. inf.

Fig. 28 à 35 : Gaudryina cf. hauteriviana Moullade 1971 (X100)

28. AC99. Section longitudinale. Crêt De l'Anneau. > D1 (D2), Berriasien sup. - Val.inf.
29. C43. Section longitudinale. Colas. < D2, Val. inf.
- 30 à 31. LA17. Section longitudinale. Landeron II. D1, Berriasien sup. - Val. inf.
32. AC99. Section longitudinale. Crêt De l'Anneau. > D1 (D2), Berriasien sup. - Val.inf.
33. C29. Section longitudinale. Colas. < D2, Val. inf.
34. 601.122. Section longitudinale. Forage 601. > D1 (D2), Berriasien sup. - Val.inf.
35. C29. Section longitudinale. Colas. < D2, Val. inf.

Fig. 36 à 39 : Glomospira watersi Loeblich 1948 (X100)

36. M30. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berriasien sup.
37. JV16. Section subaxiale. Juracime. < D1, Berriasien moyen - sup.
- 38 à 39. MA107. Sections subaxiales transverses. Marchairuz. < D1, Berriasien sup.-Val. inf.

Fig. 40 : Cyclogyra sp. (X100)

40. AC69. Section axiale. Crêt De l'Anneau. D1, Berriasien sup.

Fig. 41 : Pseudotriloculina sp.1 (X100)

41. MA107. Section transverse. Marchairuz. < D1, Berriasien moyen-sup.

Fig. 42 à 44 : Earlandia ? brevis Arnaud-Vanneau 1980 (X100)

- 42 à 43. MA15. Sections subaxiales. Marchairuz. < D1, Berriasien moyen-sup.
44. M24. Section axiale passant par le prolongus. Landeron I. < D1, Berriasien sup.

Fig. 45 : Earlandia ? conradi Arnaud-Vanneau 1980 (X100)

45. CH14. Section subaxiale. Champagne. > D1, Berr.sup.-Val.inf.

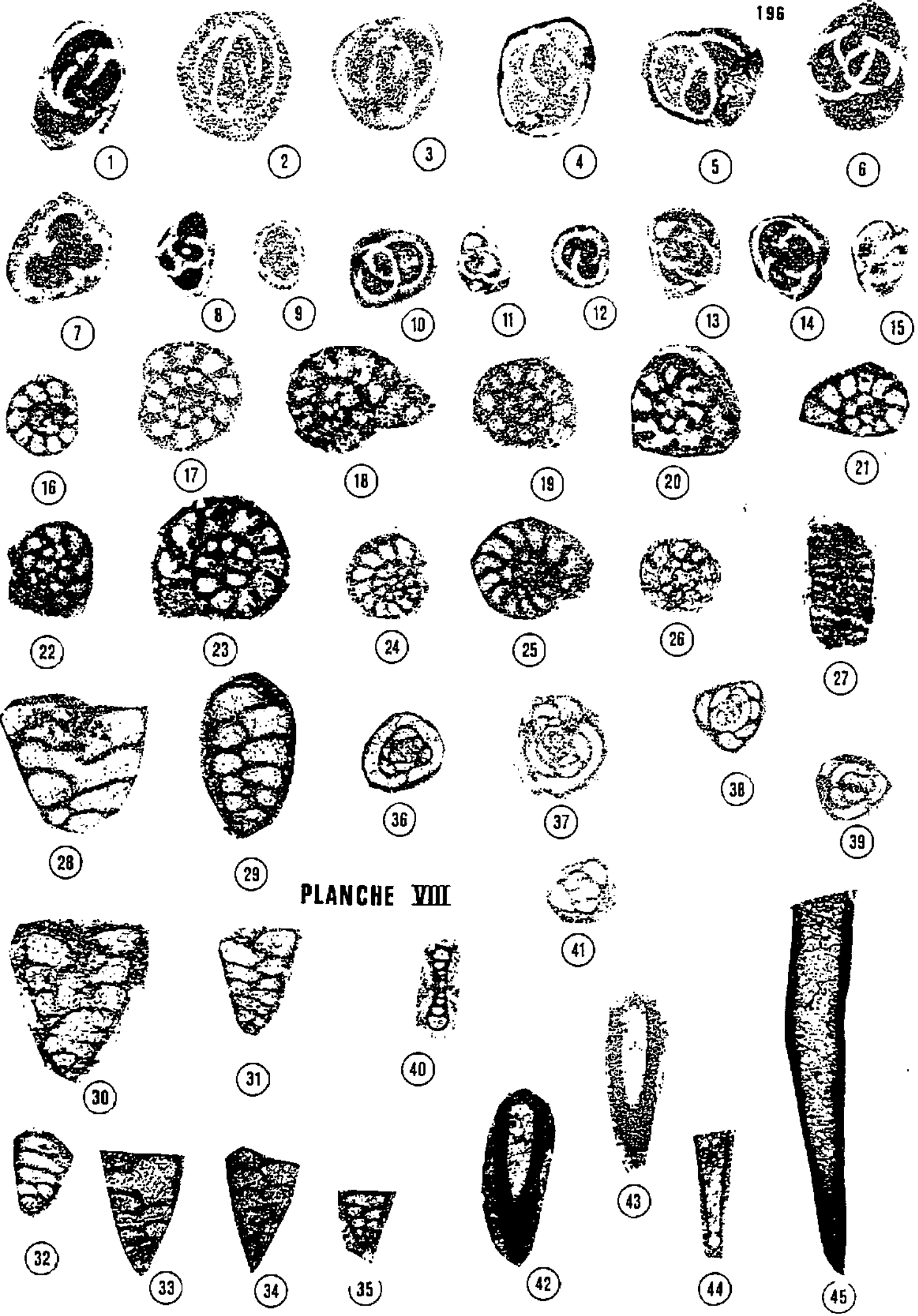


PLANCHE VIII

PLANCHE IX

Fig. 1 : Pseudocyclammina sp. à test arénacé, Darsac 1983 (X25)

1. JV47. Section équatoriale. Juracime. < D1, Berriasien sup.

Fig. 2 à 3 : Buccicrenata cf. hedbergi (Mainc) 1953 (X50)

2. JV28. Section oblique. Juracime. > D0, Berriasien moyen - sup.

3. MA119. Section subaxiale. Marchairuz > D0, Berriasien moyen - sup.

Fig. 4 à 8 : Pseudocyclammina cf. lituus (Yokoyama) 1890 (X50)

4. AC34. Section équatoriale oblique. Crêt De l'Anneau. < D1, Berriasien moyen - sup.

5. JV21. Section subaxiale. Juracime. > D0, Berriasien moyen - sup.

6. EN5. Section oblique. Ensa. < D1, Berriasien moyen - sup.

7. EN22. Section subaxiale. Ensa. D1, Berriasien sup.

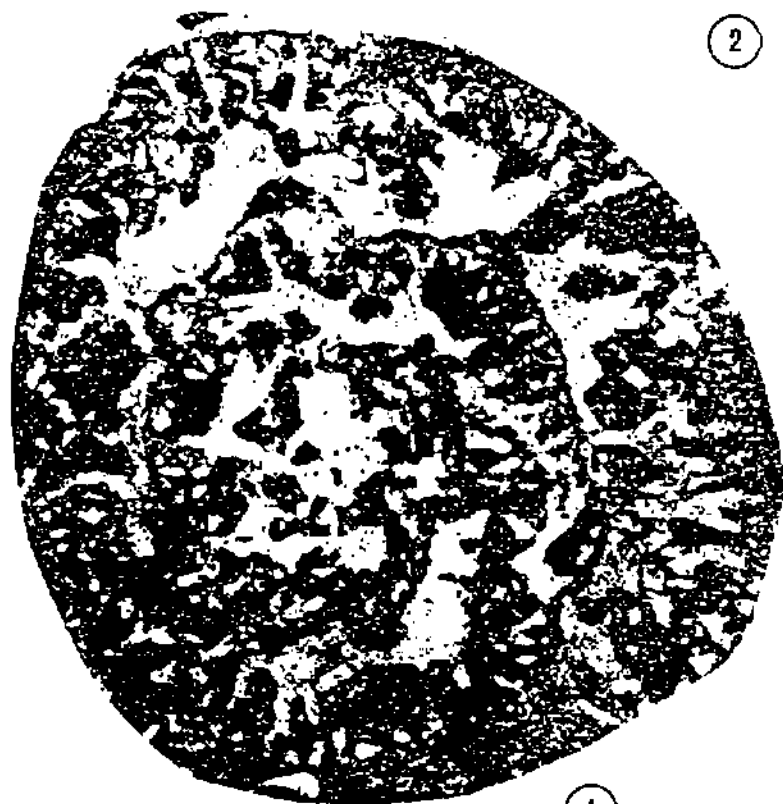
8. MA31. Section subaxiale. Marchairuz. D1, Berriasien sup.



①



②



④



③

PLANCHE IX



⑤



⑥



⑦



⑧

PLANCHE X

Fig. 1 à 5 : Melathrotherion cf. valserinensis Bronnimann
et Conrad 1966 (X50)

1. JV22. Section subaxiale. Juracime. >D0, Berriasien moyen-sup.
2. JV54. Section subaxiale. Juracime. D1, Berriasien sup.-Val.inf.
3. M22. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berriasien sup.
4. M22. Section équatoriale. Landeron I. < D1, Berriasien sup.
5. JV54. Section équatoriale. Juracime. D1, Berriasien sup.

Fig. 6 à 8 : Nautiloculina bronnimanni Arnaud-Vanneau
et Peybernès 1978 (X100) et (X50)

6. M22. Section équatoriale. Landeron I. < D1, Berriasien sup.
7. FB107. Section oblique. Maréchet. > D2, Valanginien inf.-sup.
8. CH10. Section équatoriale. Champagne. > D1, Berr.sup.-Val.inf.

Fig. 9 à 12 : Nautiloculina cretacea Peybernes 1978 (X50)

9. MA139. Sections obliques. Marchairuz. > D0, Berriasien moyen.
11. M22. Section oblique. Landeron I. < D1, Berriasien sup. (X100).
12. FB106. Section équatoriale. Maréchet. > D2, Valanginien inf.-sup.

Fig. 13 à 15 : Charentia cf. cuvillieri Neuman 1965 (X50)

13. M19. Section équatoriale. Landeron I. < D1, Berriasien sup. (X50).
14. JV4. Section subaxiale. Juracime. >D0, Berriasien moyen-sup.
15. JV56. Section oblique. Juracime. D1, Berriasien sup.

Fig. 16 à 18 : Charentia nana Arnaud-Vanneau 1980 (X50)

16. EN16. Section oblique. Ensa. D1, Berriasien sup.
- 17 à 18. JV40. Sections équatoriales. Juracime. < D1, Berriasien sup.

Fig. 19 : Ammocycloloculina cf. erratica Joukowski et Favre 1913 (X50)

19. C21. Section subaxiale. Colas. D1. Berriasien sup.

Fig. 20 : Choffatella pyrenaica Peybernes et Rey, 1975 (X50)

- 20.C3. Section axiale. Colas. D1. Berriasien sup.

Fig. 21 et 22 : Spiroplectamina cf. angusta Antonova 1964 (X50)

21. FB106. Section subaxiale. Maréchet. > D2, Valanginien inf.-sup.
22. FB106. Section subaxiale. Maréchet. > D2, Valanginien inf.-sup.

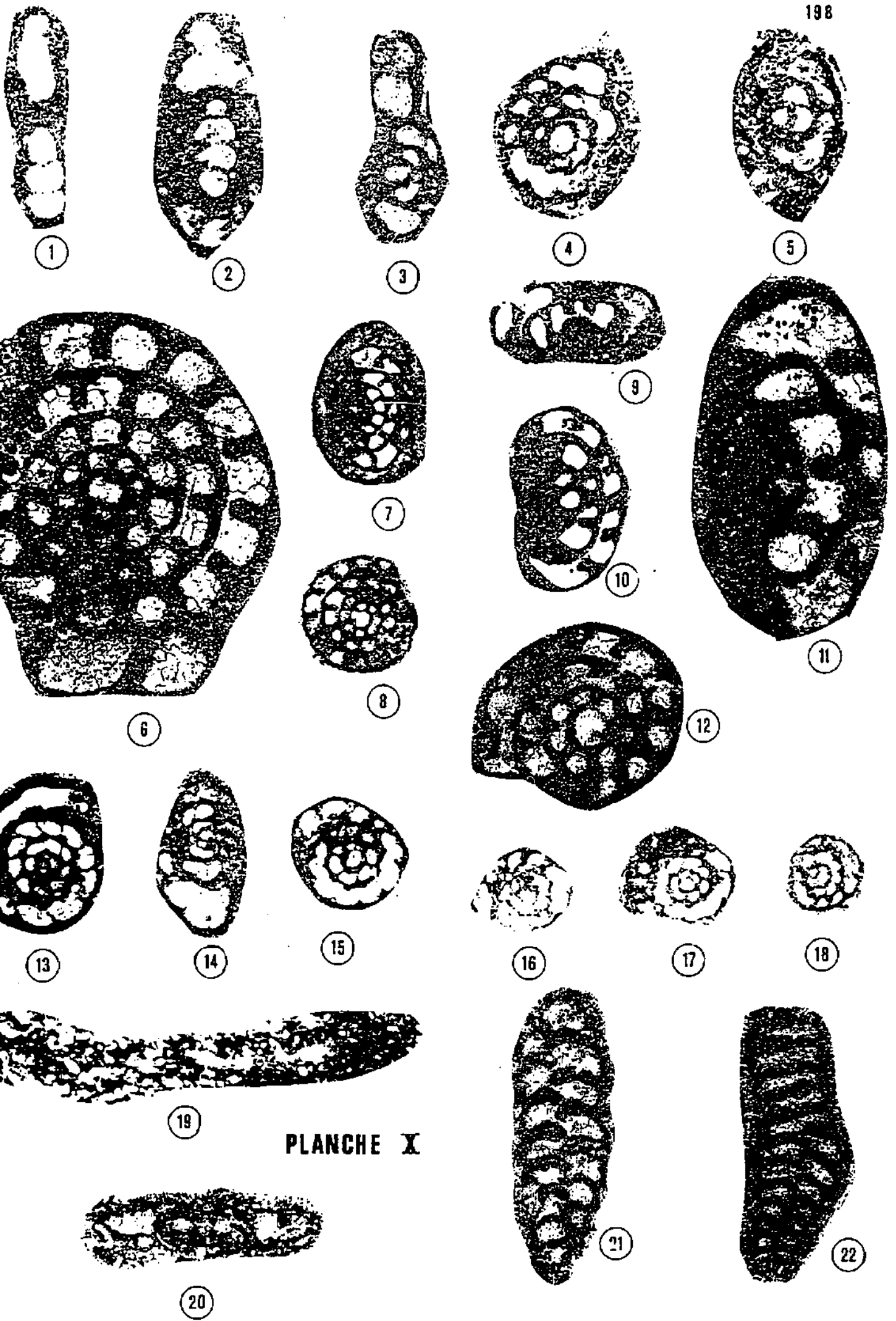


PLANCHE X

PLANCHE XI

Fig. 1 : Keramosphera allobrogensis Steinhauser
et al 1969 (X100)

1. M22. Section transverse. Landeron I. < D1, Berr. sup.

Fig. 2 à 5 : Danubiella gracillima Neagu 1968 (x100)

2. JV36. Section transverse passant dans la partie déroulée.
Juracime. < D1, Berriasien sup.
3. EN5. Section transverse. Ensa. < D1, Berriasien sup.
4. JV45. Section transverse. Juracime. < D1, Berriasien sup.
5. FB106. Section transverse. Maréchet. > D2,
Valanginien inf.-sup.

Fig. 6 : Hechtina praeantiqua Bartenstein et Brand 1949 (X100)

6. BO15. Section subaxiale. Bonvillars. < D2, Val.inf.

Fig. 7 à 9 : Decussoloculina barbui Neagu 1984 (X100)

7. CH32. Section transverse. Champagne. > D1,
Berr.sup.-Val.inf.
8. MA107. Section transverse. Marchairuz. < D1, Berr. moyen.
9. MA102. Section transverse. Marchairuz. < D1, Berr. moyen.

Fig. 10 à 12 : Rumaniloculina cf. robusta Neagu 1968 (X100)

10. EN10'. Section transverse. Ensa. < D1, Berriasien sup.
- 11 à 12. M19. Section transverse. Landeron I. < D1, Berr. sup.

Fig. 13 : Decussoloculina granulenta Neagu 1984 (X100)

13. CH32. Section subaxiale. Champagne. > D1,
Berr.sup.-Val.inf.

Fig. 14 : Decussoloculina mirceai Neagu 1984 (X100)

14. 601/101. Section équatoriale oblique. Forage 601.
D1. Berriasien sup.

Fig. 15 à 20 : Istriloculina cf. elliptica Iocheva 1962 (X100)

15. FB106. Section transverse. Maréchet. > D2,
Valanginien inf.-sup.
16. JV49. Section subaxiale. Juracime. < D1, Berriasien sup.
17. EN5. Section transverse. Ensa. < D1, Berriasien sup.
- 18 à 19. JV49. Sections transverses. Juracime.
< D1, Berriasien sup.
20. AC42. Section subaxiale. Crêt De l'Anneau. < D1,
Berriasien sup.

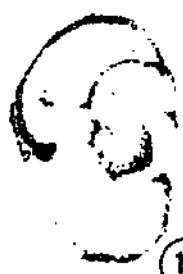
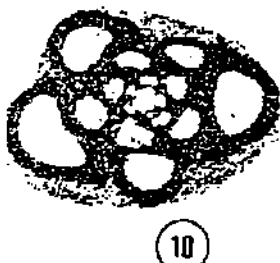
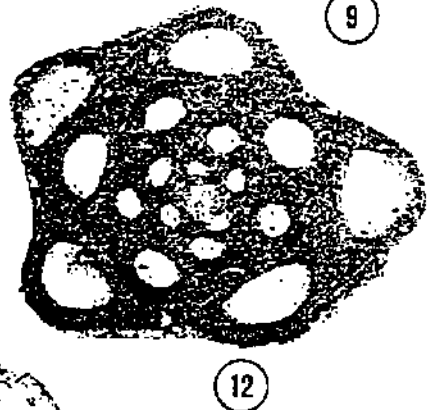
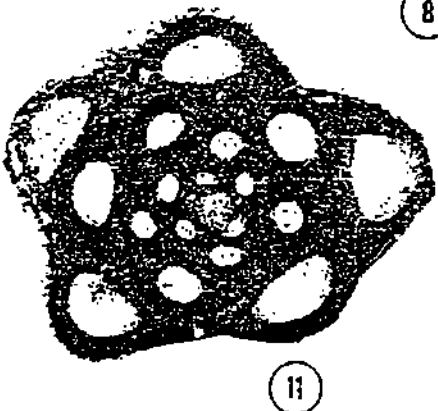
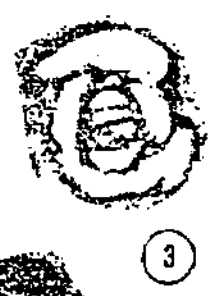
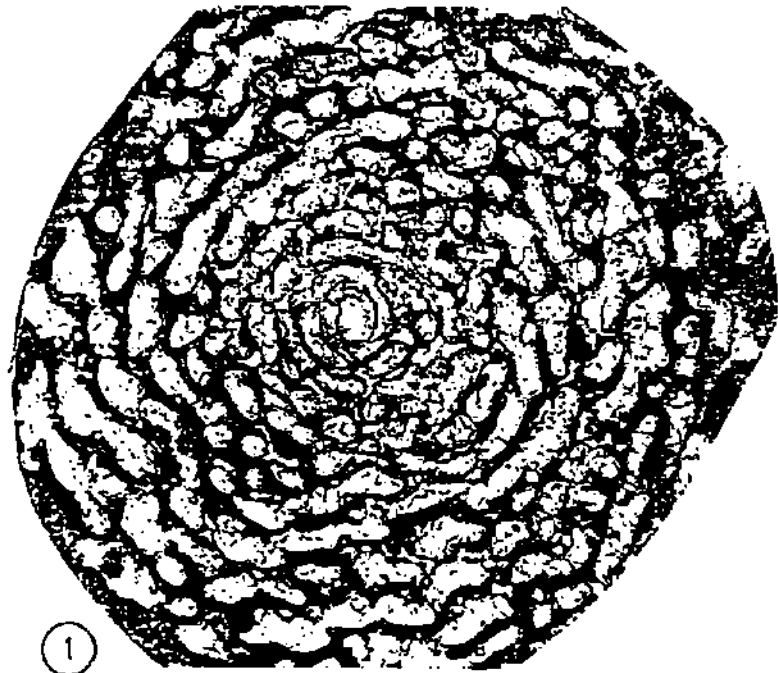


PLANCHE XI

PLANCHE XII

Fig. 1 à 4 : Verneuilina cf. polonica Cushman
et Glazewski 1949 (X50)

1. M19. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berr. sup.
2. M19. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berr. sup.
3. JV46. Section subaxiale. Juracime. < D1, Berriasien sup.
4. M22. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berr. sup.

Fig. 5 et 6 : Arenobulimina cf. corniculum Arnaud-Vanneau
1980 (x100, fig.5) (X50, fig.6)

5. FB106. Section subaxiale Maréchet. > D2,
Valanginien inf.-sup.
6. M21. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berr. sup.

Fig. 7 : Textulariopsis cf. tetragonica Arnaud-Vanneau 1980 (X50)

7. M22. Section subaxiale. Landeron I. < D1, Berr. sup.

Fig. 8 et 9 : Textulariopsis tetragonica Arnaud-Vanneau 1980 (X50)

8. FB106. Section subaxiale Maréchet. > D2,
Valanginien inf.-sup.
9. FB106. Section subaxiale Maréchet. > D2,
Valanginien inf.-sup.

Fig. 10 à 12 : Belorussiella sp. Darsac 1983 (X100)

10. JV16. Section subaxiale. Juracime. > D0, Berriasien moyen.
11. JV16. Section subaxiale. Juracime. < D1, Berriasien
moyen-sup.
12. EN10'. Section subaxiale. Ensa. < D1, Berriasien sup.



PLANCHE XII



PLANCHE XIII

Fig. 1 à 3 : Macroporella embergeri Bouroullec et
Deloffre 1968 (X50)

1 à 3. C21. Sections subaxiales et transverse. Colas.
D1, Berr. sup.

Fig. 4 à 5 : Terquemella (Sporanges

4. CH14. Section transverse. Champagne. > D1, Val.inf.

5. C2. Section transverse. Colas. D1, Berr. sup.

Fig. 6 : Cayeuxia

6. AC41. Crêt De l'Anneau. < D1, Berr. moyen sup.

Fig. 6 : Oogones de Chara

6. JV2. section transverse. Juracime. D0, Berr. moyen

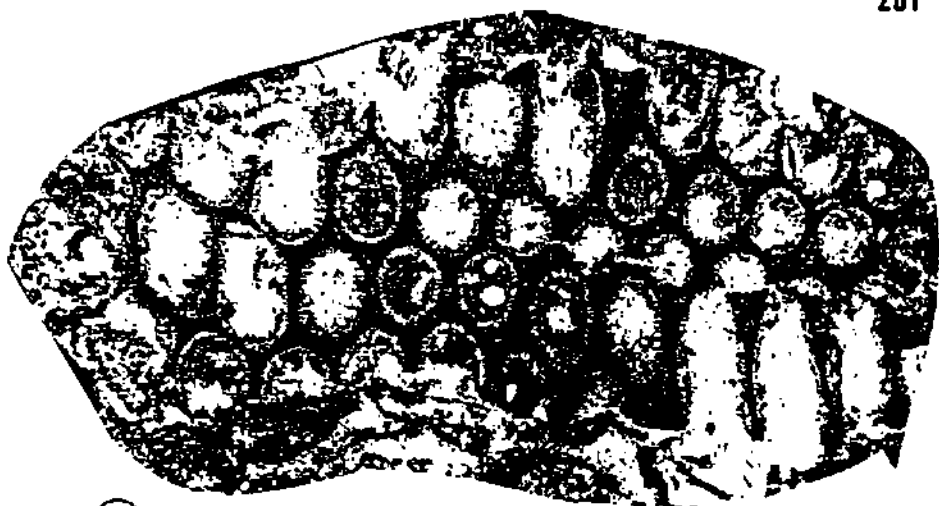
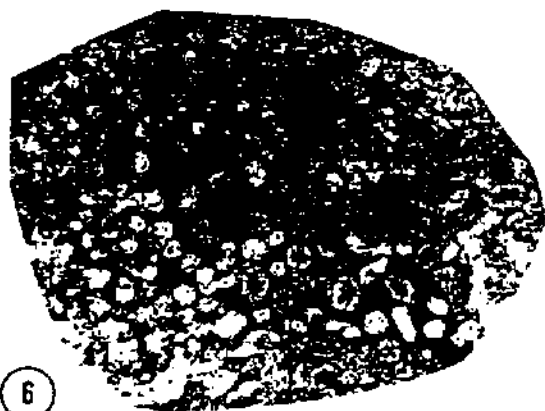


PLANCHE XIII



CHAPITRE 4 : ETUDE MINÉRALOGIQUE

4.1. INTRODUCTION : étude des argiles et stratigraphie, bref historique

Les études minéralogiques des séries sédimentaires jurassiennes, comprises dans l'intervalle Jurassique - Crétacé inférieur, se sont multipliées depuis les années septante.

En 1968, Persoz et Kübler étudient les fractions fines au passage Jurassique-Crétacé. Ces auteurs divisent le Berriasien (Valanginien inférieur au sens historique, pour ces derniers) en trois zones distinctes :

- Une partie inférieure riche en illite et en montmorillonite (= U.I.O, selon Steinhauser et al., 1970);
- Une partie médiane présentant l'association illite, montmorillonite, kaolin^{ite}, chlorite et quartz (= U.M.M.+ U.S.G);
- une partie supérieure caractérisée par une abondance de montmorillonite et une disparition complète du quartz (= Calcaire du Val de Fier ?).

Ces trois zones ont été mises en évidence dans le forage de la Côte aux Fées. Ces auteurs ne retrouvent pas d'équivalent de la seconde partie, riche en quartz, dans la région neuchâteloise.

Outre ces associations, ils montrent aussi que le faible indice d'aigu de l'illite marque un détritisme net, dans tout le Crétacé inférieur.

Ils insistent aussi sur le fait que le passage purbeckien U.I.O. ne montre pas, pour ce qui est des argiles, de changements significatifs.

En 1970, Persoz et Steinhauser comparent pour la première fois les résultats pétrographiques et géochimiques avec ceux des microfaciès. Mais ce travail demeure descriptif, vu le manque de données géochimiques et pétrographiques (maille d'échantillonnage très large). La figure 45 (p.203) montre sommairement, les tendances minéralogiques suivantes :

- une association illite, montmorillonite, interstratifiés I-M, chlorite et kaolinite qui caractérise la formation de Pierre-Châtel (= U.I.O. + U.M.M.); la kaolinite n'apparaissant que quelques mètres au-dessus de la base cette formation;

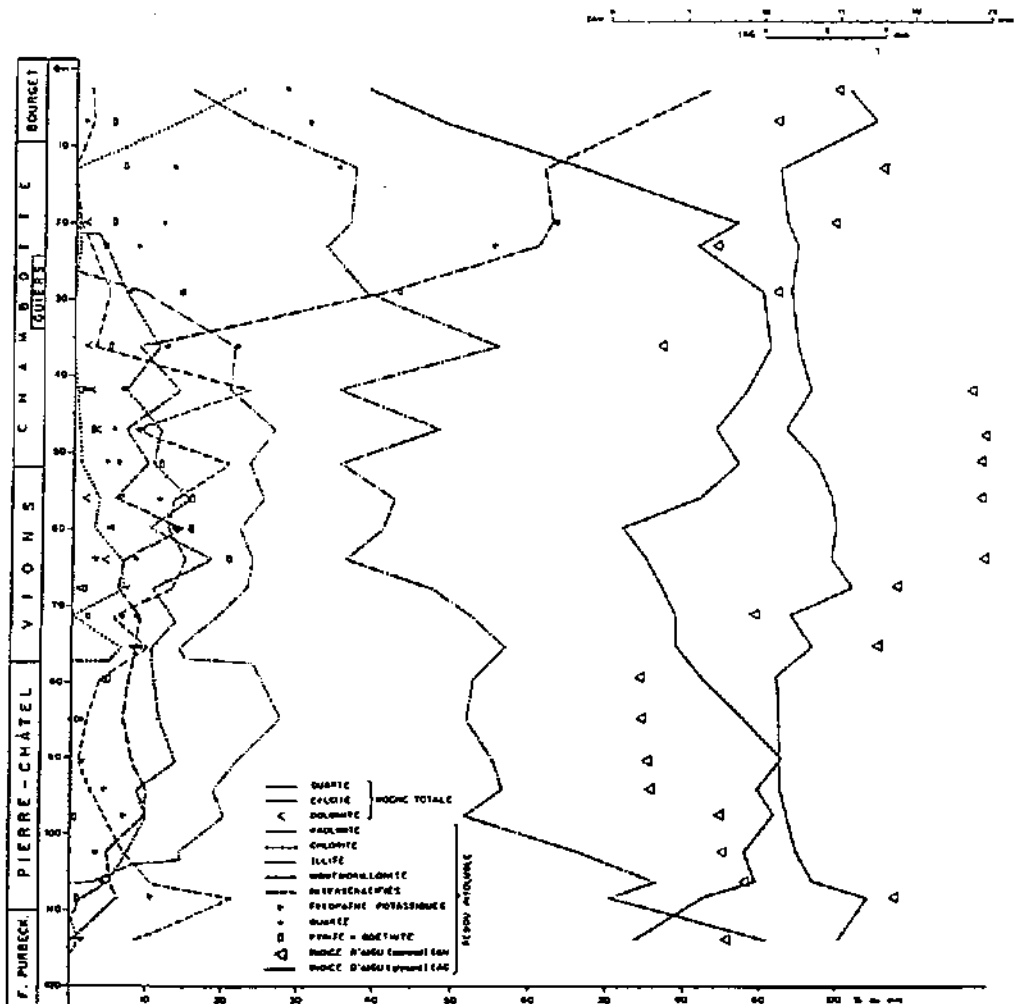


FIGURE 45

Composition minéralogique de la coupe du Molard de Vions. Les dosages de la roche totale sont exprimés en % absolus; ceux du résidu insoluble en % relatif, à l'exception des feldspaths, du quartz, de la pyrite et de la goethite qui sont exprimés en mm (PERSOZ, 1970).

- Une augmentation des teneurs en kaolinite et en chlorite dans la formation de Vions, que l'on peut paralléliser avec la brusque apparition du quartz détritique;
- Une forte augmentation du taux de smectites que ces auteurs associent avec le quartz néoformé (corrélation positive), accompagnée d'une disparition de la kaolinite et de la chlorite, pour ce qui est de la formation de la Chambotte;
- des néoformations de quartz en lentilles et la smectite (aux dépens de l'illite) en augmentation constante dans la formation du Bourget.

En 1976, Persoz et Remane étudient la minéralogie et la géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le bassin vocontien. La comparaison entre les faciès néritiques de la plate-forme et ceux pélagiques du bassin vocontien montre que certains caractères sont contrôlés par une paléogéographie propre aux deux domaines alors que, d'autres témoignent d'une évolution similaire indépendante des milieux de sédimentation.

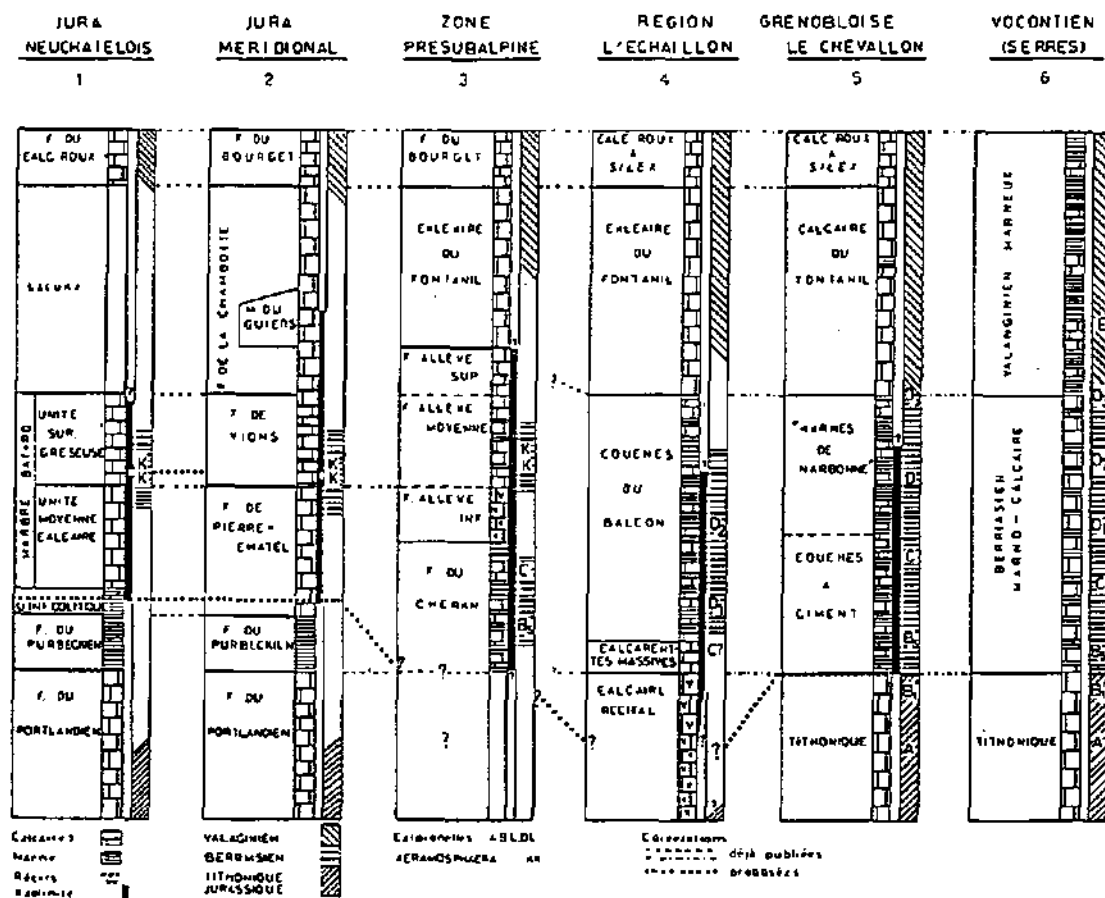


FIGURE 46

Distribution des teneurs en kaolinite sur les sections réellement datées: les épaisseurs ne sont pas conservées (PERSOZ, 1976).

Ces auteurs constatent surtout (fig.46, p.204) que au début du Crétacé, la kaolinite " envahit brusquement toute la plate-forme et déborde dans les zones marginales du bassin vocontien aussi bien sur sa bordure nord que sur le bord sud" (Castellane). Ils font de cette brusque apparition de la kaolinite un marqueur fidèle qui permet de corréler les formations de plate-forme et de la zone marginale du bassin. Le Purbeckien jurassien serait ainsi d'âge tithonique. En conclusion, les minéraux argileux tels que kaolinite, chlorite et illite sont d'origine détritiques et peuvent être considérés comme des marqueurs chronologiques fidèles.

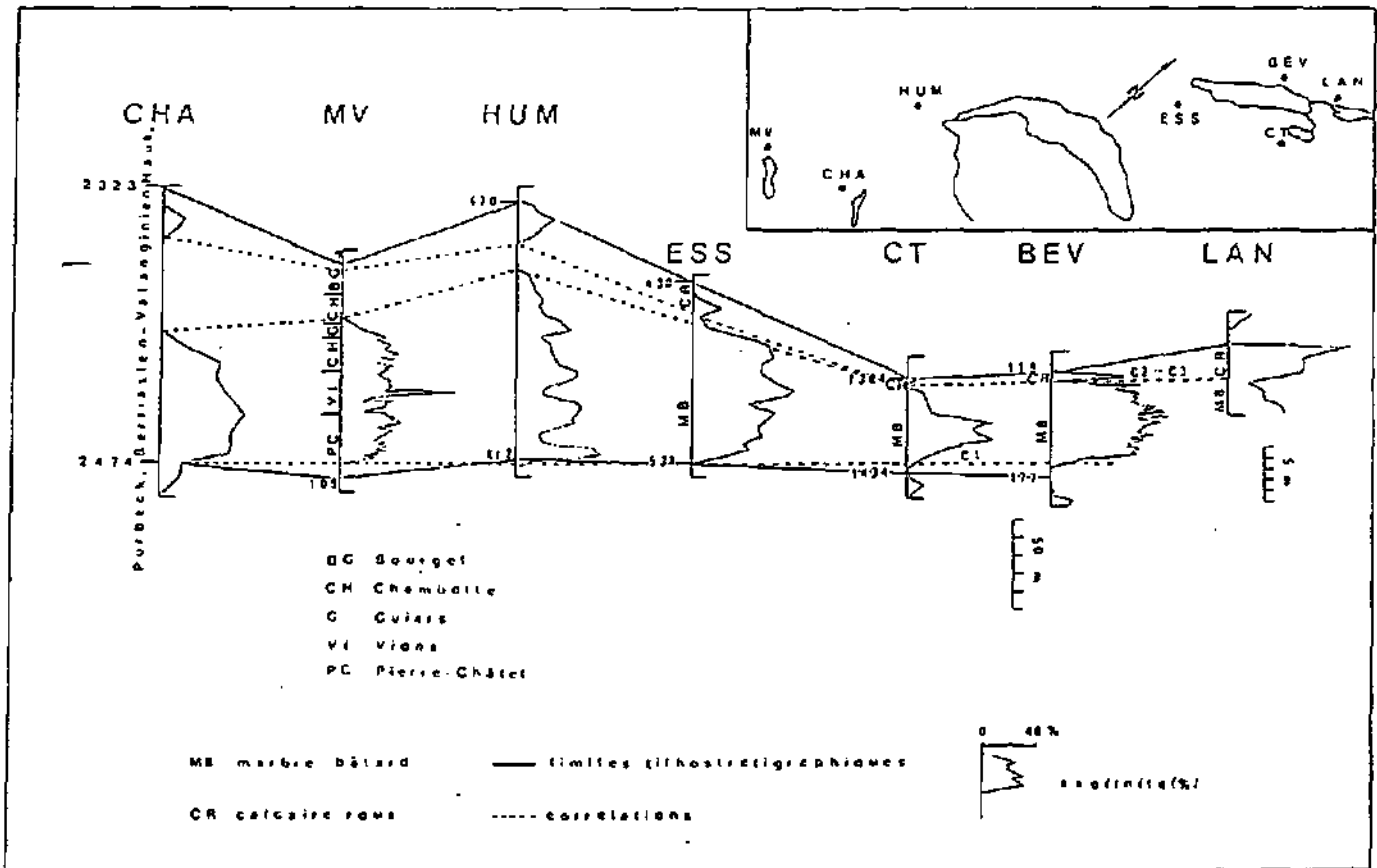


FIGURE 41

Corrélations des teneurs en kaolinite (C1 et C3) dans l'intervalle Berriasien-Valanginien entre le Jura méridional et le Jura neuchâtelois (PERSOZ, 1982).

En 1982, Persoz utilise les minéraux argileux en tant que marqueurs minéralostratigraphiques. Grâce à la kaolinite, l'illite, et aux indices d'aigus, cet auteur présente des corrélations à grande échelle, certaines s'étendant sur plus de 200 km. Ceci l'amène à proposer de nouvelles corrélations stratigraphiques. La figure 47 (p.205) illustre les corrélations obtenues à partir de la répartition de la kaolinite, dans l'intervalle Berriasien - Hauterivien. On constate que selon cet auteur, les corrélations C2 et C3 " expriment l'existence d'un prisme sédimentaire, dont l'épaisseur diminue du sud-ouest au nord-est, équivalant à une lacune entre Courtion et le Landeron". Ceci prouve que la kaolinite est liée à la variation des stocks au niveau des apports et que l'influence des milieux de dépôts et de la diagenèse restent négligeables.

Par la suite, les travaux de C.DARSAC (1983) et de F.VIEBAN (1983) ont montré

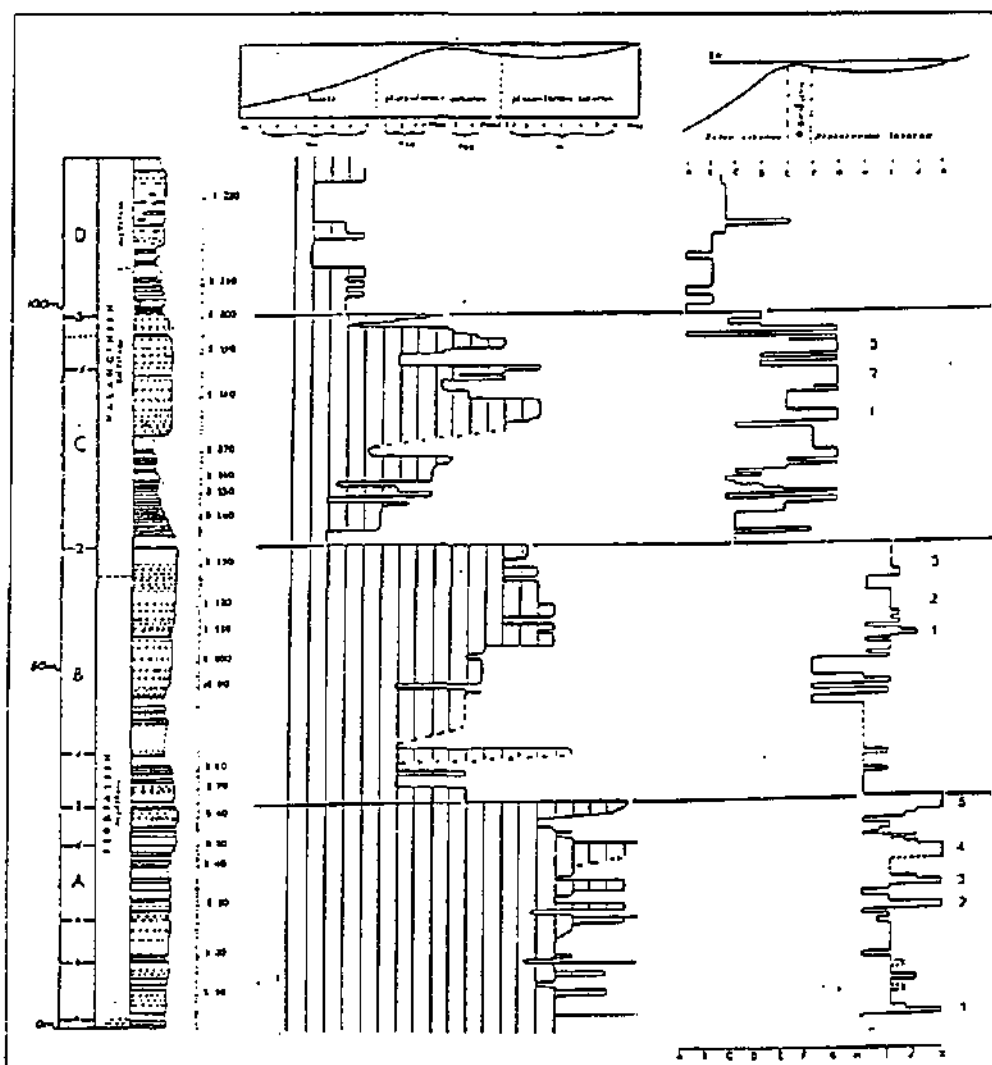


FIGURE 48

[Darsac, 1983]

Parallélisme entre les courbes d'évolution des microfaciès (à gauche) et des roentgénofaciès (à droite)

par une étude détaillée de la coupe de la Chambotte, profil qui recouvre l'intervalle Berriasien-Barrémien, que la répartition des minéraux argileux et du quartz est fortement dépendante des milieux de dépôts, dans le cas des plate-formes carbonatées jurassiennes du Crétacé inf. En comparant les microfaciès et les assemblages argileux reconnus, ces auteurs ont mis en évidence une relation entre la nature du sédiment et son association minéralogique, ainsi qu'un parallélisme entre évolution minéralogique et évolution des microfaciès (fig.48, p.206). A partir de la répartition des associations minéralogiques (= roentgénofaciès = classes de diffractogrammes) sur le profil de la plate-forme, C.DARSAC (1983) en déduit la répartition des différents minéraux argileux sur cette plate-forme (fig.49, p.207). On constate surtout que :

- les interstratifiés, la kaolinite et la chlorite sont limités au domaine de plate-forme;

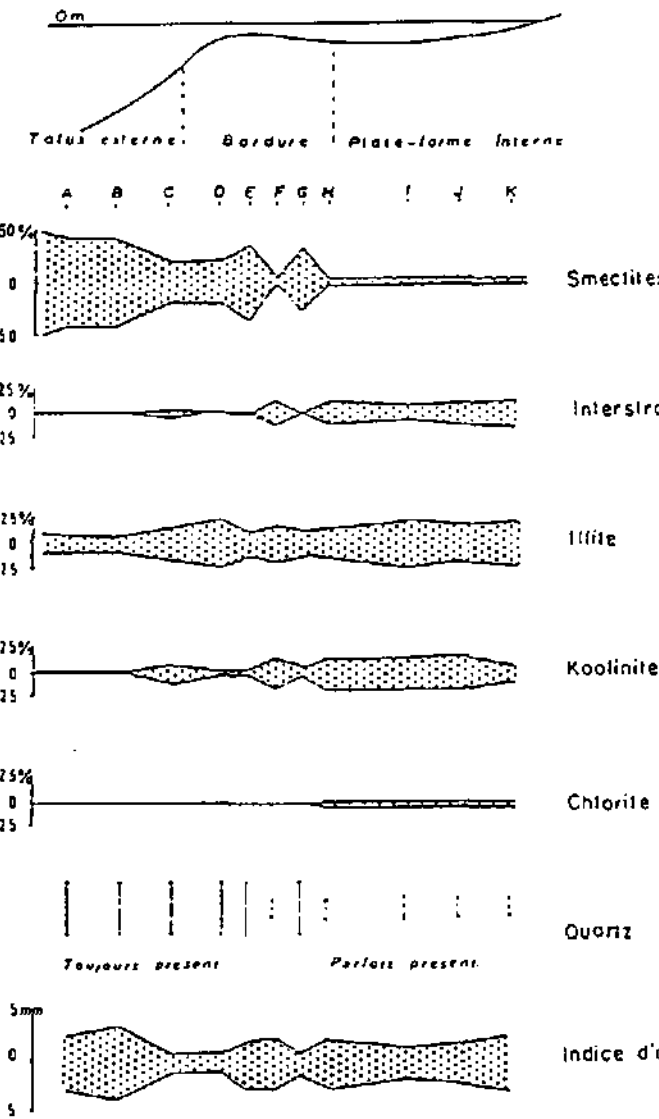


FIGURE 49
Répartition des différents minéraux argileux sur la plate-forme (DARSAC, 1983).

- les smectites et le quartz sont beaucoup plus abondants dans les domaines du talus et de la bordure. Ces résultats remettent en question évidemment la notion d'apparition synchrone de telle ou telle argile. G.RUMLEY et T.ADATTE (1984), par l'étude de trois coupes d'âge Berriasien- Valanginien, situées dans le Jura, confirment globalement les résultats de C.DARSAC (1983) excepté que la répartition des minéraux argileux sur la plate-forme est légèrement différente (fig.50, p.208); La kaolinite a été répertoriée dans tous les domaines. Les smectites et les interstratifiées s'excluent mutuellement, les premières étant surtout présentes dans les milieux calmes de plate-forme interne et du bassin-talus, les seconds se limitant aux faciès de bordure (hydrodynamisme élevé) et à l'ensemble marginolittoral. Ces auteurs montrent qu'en corrélant les trois coupes à l'aide de marqueurs biostratigraphiques sûrs, les assemblages minéralogiques sont, à âge égal, très différents les uns des autres.

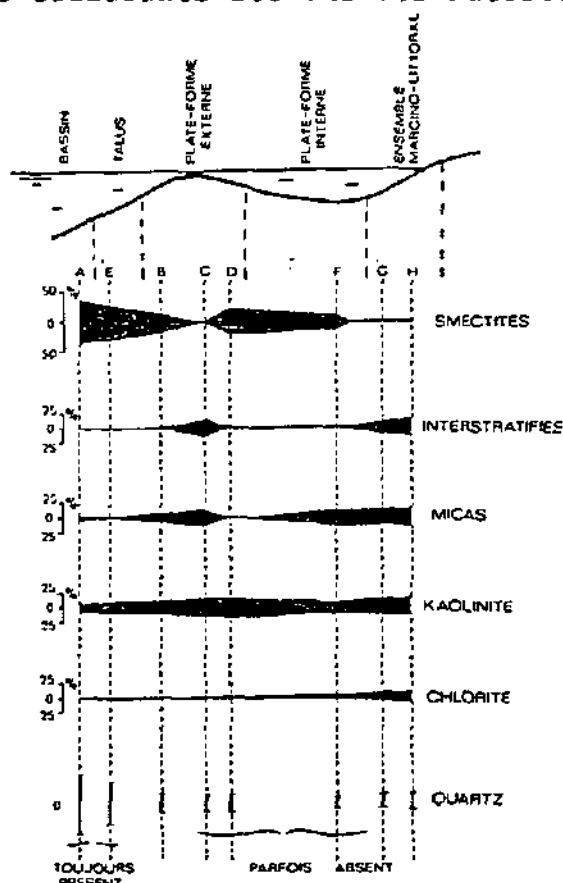


FIGURE 50

Répartition des différents minéraux argileux sur la plate-forme (ADATTE et RUMLEY, 1985)

Ces résultats ont été confirmés par le travail de M. RAMSEYER (1985) traitant de la minéralogie de la fraction fine au passage Dogger-Malm, dans le Jura. Cette étude souligne surtout le lien existant entre la minéralogie et le milieu de dépôt, malgré l'effet d'une diagenèse dont l'intensité (estimée par l'application du modèle de LOPATIN) correspond à la zone de disparition des smectites. L'application de même modèle aux séries berriasiennes du Jura révèle en outre, que la stabilité des smectites n'est pas encore menacée par les effets de la diagenèse. Ce fait s'accorde avec la faible épaisseur totale de l'ensemble des sédiments sus-jacents au Valanginien (300 m) et les résultats obtenus par ADATTE et RUMLEY (1984) qui observent d'importantes quantités de smectites dans les séries du Berriasien-Valanginien.

PERSOZ et GYGI (1987), proposent plusieurs corrélations minéralostratigraphiques entre diverses séries oxfordiennes du Jura suisse. Ces auteurs ont surtout utilisé la kaolinite, considérée comme un marqueur isochrone. Les minima et maxima des teneurs relatives en kaolinite sont corrélés de coupes en coupes, du domaine continental, au domaine de bassin. Ceci induit que les variations de la distribution des minéraux argileux sont isochrones et ne sont pas influencés par les milieux de dépôts, la lithologie et la diagenèse. Ces auteurs confirment cette isochronie par des arguments sédimentologiques et biostratigraphiques (ammonites). Ces corrélations minéralostratigraphiques prennent alors le relais, là où les données biostratigraphiques sont insuffisantes; ce qui a permis d'affiner la stratigraphie des séries pauvres en ammonites.

En résumé, ce bref historique montre que 2 points de vue divergents s'affrontent quant à l'influence du milieu sur la distribution des

minéraux argileux :

- L'environnement constitue le facteur cardinal quant à la distribution verticale et latérale des minéraux argileux (PARHAM, 1966; PORRENGA, 1966; VIEBAN, DARSAC, 1983; ADATTE et RUMLEY, 1984; RAMSEYER, 1986).
- Les variations verticales des teneurs au sein des minéraux argileux sont surtout dues à des modifications de la zone d'alimentation dont les origines peuvent être multiples (tectoniques, climatiques et morphologiques); l'influence de la diagenèse, de la lithologie et des milieux de dépôts étant négligeable par rapport à ces modifications qui affectent la zone d'apport (BAUSCH, 1980; PERSOZ, 1982 et 1986).

Le but de ce travail va donc consister en une étude des assemblages minéralogiques de la fraction fine et de leur relation avec les milieux de dépôt; il s'agit-en quelque sorte de reconnaître les différents facteurs qui entrent en jeu dans les variations des teneurs au sein des minéraux argileux et d'en estimer l'importance. Ainsi cette étude minéralogique consiste, après avoir brièvement présenté les méthodes employées, en une description minéralogique classique de l'intervalle Berriasien-Valanginien d'une part, et en une étude des relations existant entre le milieu de dépôt et la nature des assemblages argileux, d'autre part.

4.2. Méthodes utilisées

4.2.1. Diffraction - X

4.2.1.1 Roche totale

La méthode utilisée est celle du LMFG. L'échantillon est séché à 110°C, dans une étuve, puis broyé pendant 20 minutes à l'isogranulomètre jusqu'à obtention d'une poudre homogène dont la

granulométrie est inférieure à 40 μm . La poudre est ensuite pressée sur un support par un tasseur (pression = 20 bars). L'échantillon est alors analysé qualitativement et quantitativement au moyen d'un diffractomètre automatique Philips APD-10 (PW 1730), sous rayonnement $\text{CuK } \alpha$.

Le dosage quantitatif est basé sur un étalon externe, la calcite, et sur l'appréciation du coefficient d'absorption massique de l'échantillon selon Ferrero (in Persoz, 1969). La fidélité des résultats varie entre 5% et 10%, pour des minéraux tels que le quartz et les feldspaths; et elle diminue fortement lorsque des carbonates sont trop abondants. Ce type de dosage s'est révélé inadéquat pour les échantillons présentant de fortes teneurs en minéraux argileux.

Les analyses de roche totale n'ont été effectuées que sur deux coupes (Juracime et Crêt de l'Anneau, fig.81, p.284).

4.2.1.2. Résidu insoluble (technique du LMPG)

Les échantillons préalablement concassés, sont d'abord mouillés dans un ballon, avec de l'eau désionisée puis décarbonatés par addition progressive d' HCL 10% (200ml); le tout est agité en permanence par insufflation d'air. La durée de l'attaque varie entre 20 et 30 minutes, selon la teneur en carbonate. Pendant la décarbonatation, chaque échantillon est passé, durant 3 minutes, aux ultrasons; ce qui entraîne la destruction des agrégats et rend la décarbonatation plus efficace (surtout dans le cas de lithologies marneuses, riches en particules fines). La décarbonatation doit être parfaitement dosée. Si cette dernière est trop poussée, les phyllosilicates seront partiellement détruits et leurs pics respectifs seront mal individualisés (smectites surtout); en cas de persistance de forts réflexes de calcite, les

pics des phyllosilicates sont en général, sous-évalués.

L'échantillon une fois décarbonaté, est lavé par centrifugation, avec de l'eau désionisée jusqu'à ce que la solution atteigne un pH neutre nécessaire à l'obtention d'une suspension.

Le résidu insoluble a été séparé en 2 fractions, respectivement $< 2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Cette séparation des fractions fines est exécutée par centrifugation, selon la méthode décrite par RUMLEY et ADATTE (1983).

Rappelons que cette séparation repose sur la loi de STOKES, dans laquelle l'accélération de la pesanteur est augmentée par rotation. Les conditions opératoires relatives à la centrifugeuse du LMPG, pour séparer la fraction $< 2\mu\text{m}$ consistent en une vitesse de 1000 tours/min à 20°C durant 1 minute 28 sec. et ceci pour une profondeur de prélèvement de 40 mm. L'opération doit être répétée jusqu'à ce que la suspension située au dessus des 40 mm devienne claire (élimination des particules $< 2\mu\text{m}$). Après avoir laissé sédimenter naturellement, durant 2 min 54 sec. et cela à une profondeur de 40 mm, la fraction $2-16\mu\text{m}$ est simplement prélevée à l'aide d'une pipette.

L'avantage de cette méthode réside dans sa rapidité et la qualité des séparations ainsi obtenues. 2 ml des différentes fractions sont ensuite coulées sur des plaques en verre normal et séchées à l'air ambiant. Les préparations sont soumises aux RX (Philips 1011, ampli 4280, anticathode de Cu, 40kv, 20mA, CT 2sec, $2^{\circ}/\text{minute}$) de 2° à $50^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha$) sans traitement, puis repassées après saturation à l'éthylène-glycol, de 2° à 30° , dans le but d'isoler les couches gonflantes. Les échantillons présentant encore des incertitudes quant à la détermination des minéraux qu'ils contiennent, ont fait l'objet de chauffages (à 150°C , 350°C et 550°C).

4.2.1.3 Mesures et quantification des minéraux du résidu insoluble, à partir des diagrammes RX des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$.

A) Minéraux mesurés (fig.54-57,p. et 59-60, p.)

Les intensités des différents minéraux reconnus (argileux et accessoires) ont été mesurées à partir du bruit de fond sur les diagrammes des préparations glycolées. L'abondance de smectites surévalue en effet, le réflexe 001 du mica, dans les diagrammes normaux.

Les réflexes des minéraux de la fraction $<2\mu\text{m}$, qui ont été systématiquement mesurés en mm sur les préparations glycolées sont les suivants :

- 001 de la smectite à 5.2° ($17\text{\AA}$),
- 001 du mica à 8.85° ($9.98\text{\AA}$), et sa largeur à
- mi-hauteur (Indice d'aigu glycolé=I.A.G.),
- les réflexes confondus 001 de la kaolinite et 002, de la chlorite à 12.4° ($7.13\text{\AA}$) et la largeur à mi-hauteur (I.A.K.G)
- 020 de la lépidocrocite à 14.10° ($6.25\text{\AA}$),
- 002 du mica à 17.75° ($4.9-5.0\text{\AA}$),
- 100 du quartz à 20.80° ($4.26\text{\AA}$),
- 110 de la goethite à $20.1^\circ-21.15^\circ$ ($4.20-8\text{\AA}$),
- 002 de la kaolinite à 24.9° ($3.57\text{\AA}$),
- 004 de la chlorite à 25.15° ($3.54\text{\AA}$),
- les réflexes confondus du 101 du quartz et du 003 du mica vers 26.6° ($3.34\text{\AA}-3.28\text{\AA}$).

Les autres réflexes du mica (004 vers 35.5° et 005 vers 45.4°) ont été mesurés sur les préparations normales.

Le pic 001 de l'interstratifié mica/smectite a fait l'objet de deux

mesures; la première vers 12° ($7.3\text{\AA}$) sur les préparations normales, la seconde vers 5.2° ($17\text{\AA}$) sur les préparations glycolées.

Les pics des minéraux de la fraction 2-16 μm , qui ont été aussi systématiquement mesurés sur les préparations glycolées, sont les suivants :

- 001 du mica à 8.85° ($9.98\text{\AA}$), et sa largeur à mi-hauteur (I.A.G.),
- les réflexes confondus 001 de la kaolinite et 002, de la chlorite à 12.4° ($7.13\text{\AA}$) et la largeur à mi-hauteur (I.A.K.G),
- 002 du mica à 17.75° ($4.9\text{-}5.0\text{\AA}$),
- 100 du quartz à 20.80° ($4.26\text{\AA}$),
- 002 de la kaolinite à 24.9° ($3.57\text{\AA}$),
- 004 de la chlorite à 25.15° ($3.54\text{\AA}$),
- 101 de l'anatase à 25.25° ($3.52\text{\AA}$)
- les réflexes confondus du 101 du quartz et du 003 du mica vers 26.6° ($3.34\text{\AA}\text{-}3.28\text{\AA}$).

Ont été également mesurés sur les préparations normales :

- 002 du feldspath potassique vers 27.4° ($3.26\text{\AA}$),
- 002 de l'albite vers 27.8° ($3.19\text{\AA}$),
- 110 du rutile à 27.45° ($3.25\text{\AA}$),
- 104 de la dolomite à 30.80° ($2.9\text{\AA}$),
- 200 de la pyrite à 33.1° ($2.71\text{\AA}$),
- 004 du mica vers 35.5° ($2.48\text{\AA}$),
- 005 du mica vers 45.4° ($1.99\text{\AA}$).

B) Quantification des minéraux argileux

On peut procéder de deux manières :

- par dosage relatif des argiles (pourcentages relatifs),
- en ne considérant que les intensités brutes.

Le dosage relatif des phyllites est obtenu en sommant à 100% les intensités mesurées en hauteur de raies sur les préparations traitées à l'éthylène-glycol; il s'agit des réflexes suivants :

- la smectite à 17Å,
- l'interstratifié mica/smectite entre 12 et 17Å,
- le mica à 9.95Å,
- pour la chlorite et la kaolinite, le rapport des réflexes des plans 004 de la chlorite et 002 de la kaolinite a été multiplié par leur pic commun à 7.1-7.2Å. Lorsque la chlorite est absente, le 001 de la kaolinite a été pris en compte

Le dosage relatif des minéraux accessoires (quartz, pyrite, goethite...etc) sur préparations orientées est impossible. On peut cependant exprimer leur présence par une hauteur de raie en mm.

L'utilisation des intensités brutes, aussi bien pour les phyllites que pour les minéraux en grains, nous a paru plus judicieuse. L'utilisation des dosages relatifs pour les phyllites n'est en effet pas très représentatif de leur répartition réelle dans les profils.

Tableau 1	smectite I.B.	interst. I.B.	mica I.B.	kaolinite I.B.
smectite %	.82	.70	.29	-
interst. %	-.55	.84	-	-
mica %	-.22	.38	.51	-
kaolinite %	-.31	.39	-	.62

Le tableau 1 montre bien que les corrélations entre les % relatifs

et les intensités brutes sont assez bonnes pour les smectites et les interstratifiés, mais par contre très mauvaises pour la kaolinite et le mica. Cette matrice de corrélation résulte du traitement statistique (programme PSTAT) de plus de 250 échantillons.

Les graphes, dans lesquels sont exprimés le pourcentage relatif de la smectite (fig.51, p.216) et de la kaolinite en fonction de leurs intensités brutes illustre bien le problème :

- la corrélation smectite %/smectite I.B. est bonne; à une augmentation des intensités brutes, correspond une augmentation du % relatif.

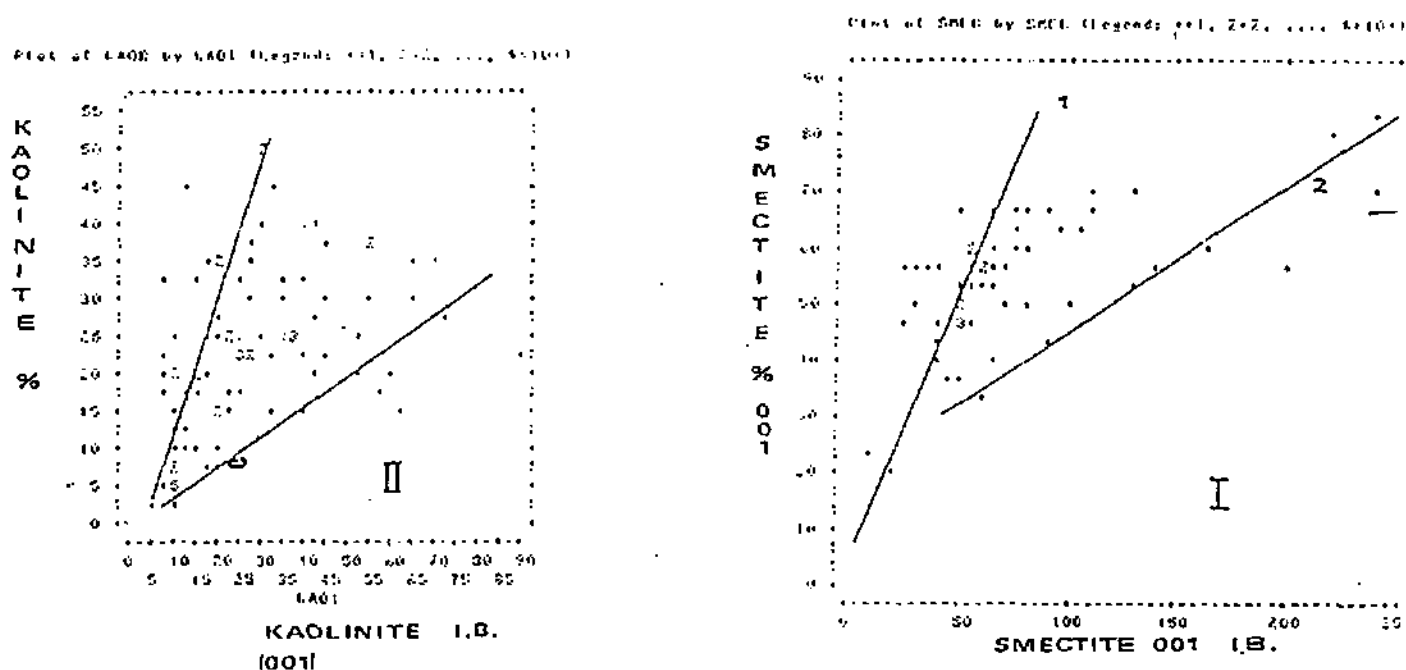


FIGURE 51

Graphe 1, smectite : % relatif du pic 001 / son intensité brute.

Graphe 2, kaolinite : % relatif du pic 001 / son intensité brute.

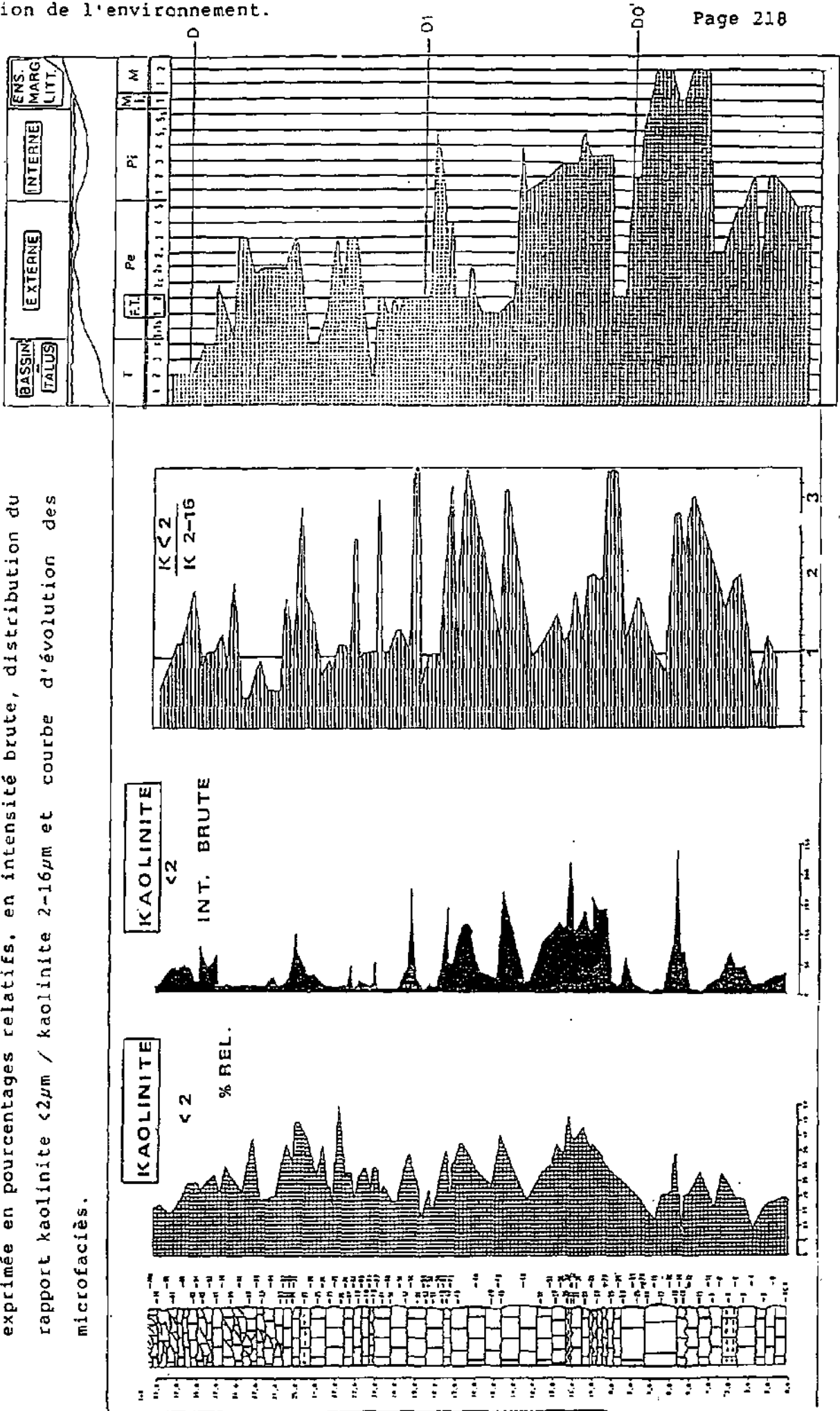
Cela signifie que lorsque la smectite est présente, elle constitue presque toujours la majorité des phyllites présentes. Dans le détail, le graphique exprime aussi deux tendances et souligne l'existence de deux roentgénofaciès qui correspondent à des milieux et à des lithologies différentes. La première (1) montre une augmentation du % relatif sans augmentation importante de l'intensité brute et correspond évidemment à un assemblage, où des proportions variables de kaolinite et de mica viennent fausser le pourcentage relatif des smectites. Intensité brute et % relatif augmentent dans des proportions équivalentes, dans la seconde tendance, ce qui traduit un assemblage dans lequel on aura presque que des smectites. La première de ces configurations correspond à des calcaires de plate-forme interne ou aux faciès de transgression, alors que la seconde caractérise des marnes et marno-calcaires de faciès externes (U.I.O, voir chap.5). Dans ce — cas, utiliser les intensités relatives, n'entraîne pas une trop grande erreur.

La dispersion des points du second graphique exprime bien le mauvais coefficient de corrélation % relatif kaolinite/intensité brute (.62). Cela signifie que le pourcentage relatif de la kaolinite est fortement dépendant de l'abondance des autres phyllites. Cette remarque s'applique aussi au mica.

Dans la figure 52 (p.218), sont figurés les pourcentages relatifs de la kaolinite $<2\mu\text{m}$ et son intensité brute (pic 001). Il s'agit ici de la coupe du Crêt de l'Anneau, où ce minéral est toujours présent. On constate que le fait d'utiliser les % relatifs "gomme" les variations importantes révélées par la courbe des intensités brutes. Comme on le verra plus loin, ces variations sont essentiellement d'origine granulométrique (p.); le rapport des intensités brutes de la kaolinite $<2\mu\text{m}$ /kaolinite 2-16 μm est surtout

FIGURE 52

Coupe du Crêt de l'Anneau : distribution de la kaolinite <2 μ m, exprimée en pourcentages relatifs, en intensité brute, distribution du rapport kaolinite <2 μ m / kaolinite 2-16 μ m et courbe d'évolution des microfaciès.



A une diminution de la kaolinite $<2\mu\text{m}$ correspond une augmentation de celle de la fraction 2-16 μm .

On constate donc que ces pourcentages relatifs ne reflètent peu ou pas les variations réelles de la kaolinite (dans la partie sup. du profil, surtout), qui seront discutées plus en détail aux pages 328-329. Si l'on veut rendre compte de la distribution des minéraux argileux, le plus exactement possible, l'utilisation des intensités brutes s'impose, surtout si ces phyllites sont utilisées comme marqueurs ou entrent en ligne de compte lors de calculs statistiques.

4.2.2 Granulométrie de la fraction fine ($<36\mu\text{m}$)

par Coulter Counter (fig.53, p.222)

Vues les liaisons existantes entre la granulométrie, la nature des assemblages des minéraux argileux et les milieux de dépôt, il nous a paru nécessaire de tenter de cerner la granulométrie des fractions fines.

De toutes les techniques granulométriques, celle basée sur les variations de la conductivité électrique paraît être la mieux adaptée à l'étude des particules en milieu marin. Le principe du Coulter counter est basé sur le fait qu'une particule traversant un orifice entouré de deux électrodes alimentées en courant continu, déplacera un volume liquide égal à son propre volume et modifiera ainsi, la résistance de l'orifice. Ce fait engendrera une impulsion de tension, dont l'amplitude est proportionnelle au volume de la particule qui a traversé l'orifice. Selon A.LASCARATOS (1974), bien que la résistivité d'une particule varie selon qu'elle soit organique ou minérale, cette résistivité est assez grande par rapport à celle de l'eau de mer pour que l'impulsion qu'elle a provoquée ne dépende pas de sa nature, mais uniquement de son

volume.

Le spectre granulométrique susceptible d'être analysé par Coulter est compris, dans le cas d'un diamètre du trou = $70\mu\text{m}$, entre $1.4\mu\text{m}$ et $36\mu\text{m}$. Les analyses ont été effectuées sur le résidu insoluble brut. Les distributions granulométriques sont mesurées au moyen d'un Coulter (PROSPER) modèle ZM relié à un amplificateur logarithmique (Amphilog GODET) et un analyseur multicanal MCA Canberra. Le système est calibré au moyen de standards latex de Coulter dans de l'eau de mer (35 gr/litre). Le spectre granulométrique pouvant être obtenu à partir d'un trou de $70\mu\text{m}$ ($1.4\mu\text{m} - 36\mu\text{m}$), ne peut être couvert en une seule fois par l'amplificateur logarithmique; deux mesures doivent donc être effectuées par échantillon, en utilisant les atténuations 4 et 256:

- l'atténuation 4 couvre le comptage des particules dont les diamètres sont compris entre $1.4\mu\text{m}$ et $9\mu\text{m}$;
- l'atténuation 256 correspond au comptage des particules dont les diamètres vont de $6\mu\text{m}$ à $36\mu\text{m}$.

L'obtention du spectre complet se fait par concaténation de ces deux mesures (logiciels développés par GODET, groupe PROSPER). Pour les procédures de concaténations, de même que celle de la correction du bruit de fond, on peut se référer à la thèse de P.RUCH (1987), dans laquelle tout ceci est clairement expliqué.

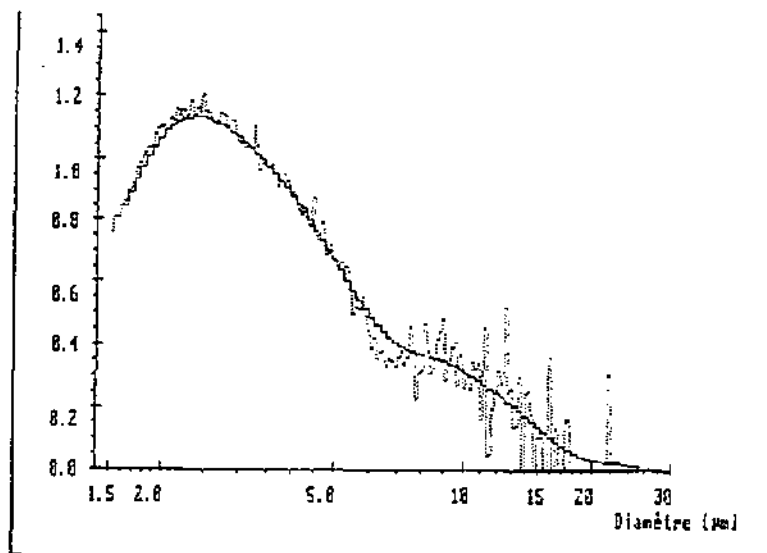
Une partie du résidu insoluble a donc été passée au Coulter selon la procédure suivante :

- a) Un aliquot du résidu insoluble (environ 2ml) est prélevé et mélangé à 200ml d'eau salée (35gr/litre).
- b) Le temps écoulé entre le mélange de l'aliquot et la mesure doit être le plus court possible (risque d'aggrégation pour les particules fines, comme les smectites ou sédimentation des particules plus grosses).

Les particules du mélange sont maintenues en suspension par un agitateur et le débit de pompage, créé par un vide de 120 mmHg, est de 0.016ml/s.

- c) La première mesure se fait avec l'atténuation 256 (9 μ m-36 μ m) pendant 100 secondes.
- d) La seconde mesure se fait ensuite immédiatement, avec l'atténuation 4 (petits canaux, 1.4 μ m - 9 μ m).
- e) L'ordinateur (programme CH-H.GODET, PROSPER, 1987) concatène les deux mesures et traite les données obtenues pour les livrer graphiquement (cumulative...etc).

Chaque échantillon a été passé trois fois. Tant que la concentration du mélange est plus grande que 1000 ppb (ce qui a été le cas de la plus grande partie des échantillons), un temps de comptage de 100s suffit largement. Les résidus insolubles correspondant aux échantillons les plus représentatifs des différents microfaciès reconnus, ont fait l'objet d'un passage au Coulter Counter (fig.53, p.221)



Serie	ME196206
Mesure	206
Echantillon	ma104
Station	pe-t
Profondeur	6m
Debit (ml/s)	0.0166
Trou/Courant/Attenu.	70 µm / 0.9mA / 4
Temps/Debit	100 s / 0.0166 ml/s
Date	20-01-88 13:50
Concentr. (volume)	1.5 ppm
N/cm3 (bf)	187472 (1.47-26.9µm)
Diametre moyen N/V/VC	2.13 / 2.11 / 3.13 µm
Concat. att2/cap12	256 / 1.42

FIGURE 53

Spectre granulométrique de l'échantillon MA 104 (Marchairuz), obtenu par Coulter Counter.

4.3. Phyllosilicates reconnus et leurs tendances évolutives

Les phyllosilicates reconnus dans l'intervalle étudié sont :

- les smectites,
- les interstratifiés,
- le mica,
- la kaolinite,
- la chlorite.

4.3.1. Les smectites et les interstratifiés

Ces deux minéraux ne sont présents que dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$.

A) les smectites

Le terme de smectites (sensu lato a été préféré à celui de montmorillonite, car pour préciser la composition de ces dernières, l'application d'analyses supplémentaires (traitements divers, analyses chimiques..etc) sont nécessaires. Dans ce travail, le terme de smectites correspond aux montmorillonites de nombreux auteurs (PERSOZ, REMANE, MILLOT...etc).

Dans les préparations séchées à l'air, 2 types de smectites ont été mis en évidence (fig.54, p.223) :

- le premier est caractérisé par un réflexe 001, nettement marqué vers 14-15 Å
- le deuxième montre un pic 001 vers 12 Å.

Sur les préparations glycolées, un déplacement de ce réflexe vers 17Å et au-delà, est observé dans les deux cas.

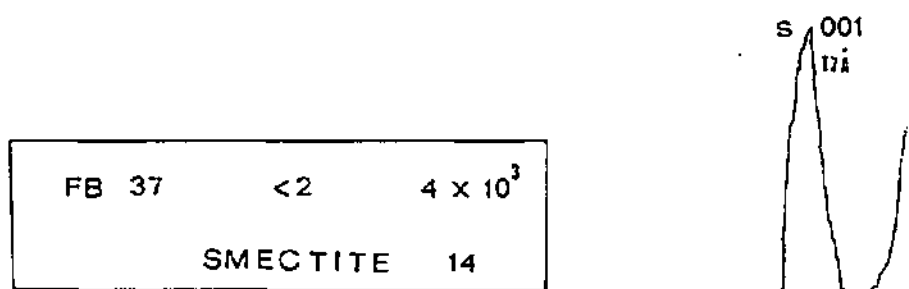
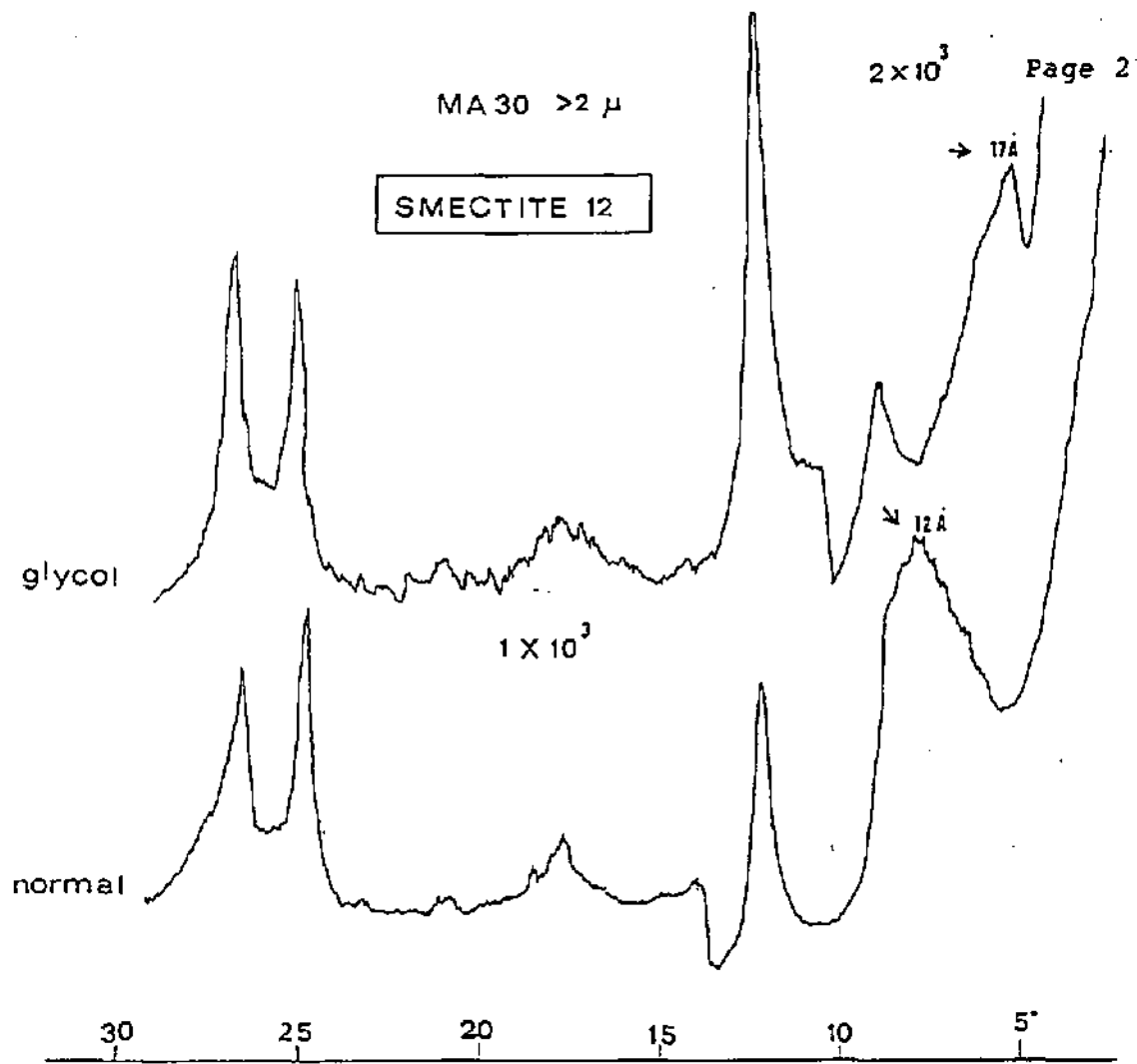
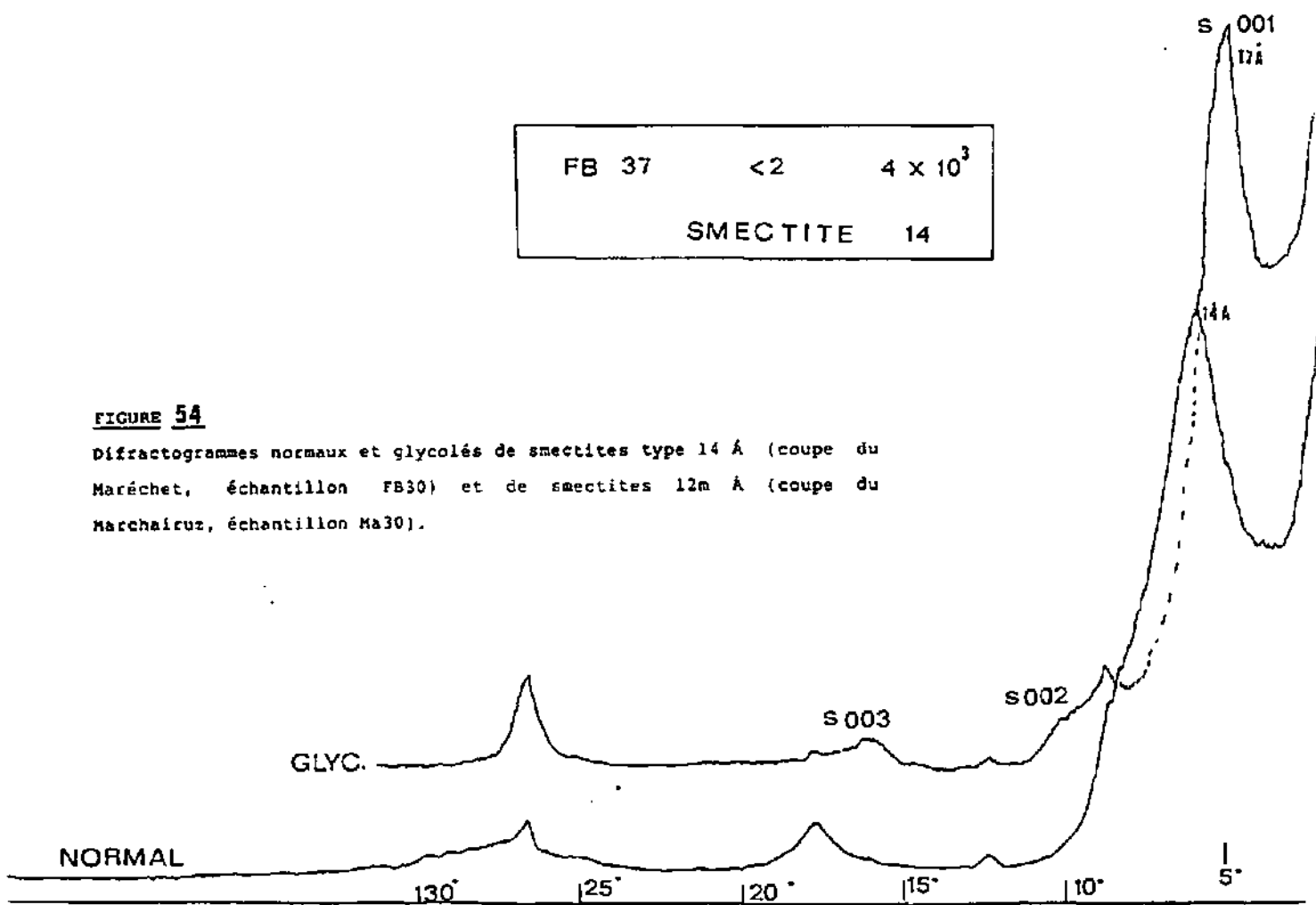


FIGURE 54

Diffractogrammes normaux et glycolés de smectites type 14 Å (coupe du Maréchet, échantillon FB30) et de smectites 12 Å (coupe du Marchairuz, échantillon Ma30).



Après chauffage, l'eau de la couche interfoliaire ayant disparue, la structure de ce minéral se limite à un feuillet T.O.T plus une couche interfoliaire anhydre contenant les cations compensateurs; ce qui se marque par un écrasement du pic 001 vers 9-10 Å, qui n'est pas toujours total (pic fortement dissymétrique vers les petits angles).

Les harmoniques 002, 003 et 005, parfois visibles sur les préparations glycolées, n'ont été observés que dans de rares échantillons, dans lesquels la teneur en smectites dépassaient les 90 %.

Même si la position des réflexions varie selon l'état d'hydratation du minéral, il est admis (Deer et al, 1963) que les smectites montrant un réflexe vers 12 Å, correspondent à une smectite sodique à une couche d'eau et que celles qui possèdent un réflexe vers 14, 15 Å sont à rapprocher des Ca - montmorillonites.

B) Les interstratifiés

On désigne sous ce terme, les minéraux formés par empilement régulier ou non, de feuillets argileux simples différents. Leur comportement aux RX va donc dépendre des différents feuillets qui les composent. La position des réflexes est fonction des pics propres à chaque composant et de l'abondance relative de ceux-ci. Si aucune séquence répétitive n'est observable, on considère le minéral interstratifié comme irrégulier. Il présente alors un pic dont la forme dépendra du taux d'interstratification des deux composants. Dans notre cas, les pics se présentent sous la forme d'un épaulement ou parfois d'un palier (fig.56, p.226). Il s'agit donc d'une détermination descriptive.

Un interstratifié est dit "régulier", lorsque l'empilement des différents feuillets qui le compose se fait selon des séquences répétitives. Ce qui entraîne l'apparition d'une réflexion de

premier ordre appelée surstructure qui correspond à la somme des deux (ou plus) espaces interréticulaires des minéraux composant l'édifice interstratifié. Il est donc caractérisé par une suite d'harmoniques succédant à cette réflexion 001.

Les interstratifiés observés dans nos séries, sont tous irréguliers. Car nous n'avons jamais observé de surstructure vers les petits angles. Il s'agit d'interstratifiés irréguliers de type illite - smectite. Une tendance à l'allevardite n'a jamais été recensée (surstructure vers 27 Å).

Sur les préparations séchées à l'air, les interstratifiés de nos séries sont caractérisés par un plateau entre 10 et 16 Å, avec parfois présence de raies qui se détachent de ce plateau, vers 11.5-12 Å ou 14 Å.

Après traitement à l'éthylène glycol, ces interstratifiés se séparent en deux groupes :

- ceux qui ne montrent pas de pics individualisés, mais un bombement entre 11 et 17 Å (fig.56, p.226);
- ceux qui gonflent au-delà de 14 Å et montrent dans la plupart des cas, un pic à 17 Å (fig.56, p.226).

Ce comportement dépend bien évidemment du taux de couches gonflantes interstratifiées. BRINDLEY & BROWN (1980) indiquent (fig.55, p.227) qu'un pic apparaît vers 17 Å, lorsque la proportion de couches gonflantes est supérieure à 40 %. Quelques interstratifiés glycolés présentent des réflexes harmoniques liés aux couches gonflantes; ce qui a permis de déterminer le taux de couches gonflantes, en utilisant la méthode du DELTA (003-002) de SRODON (in VUITEL, 1987). Les taux de couches gonflantes obtenus dépassent toujours les 40 %.

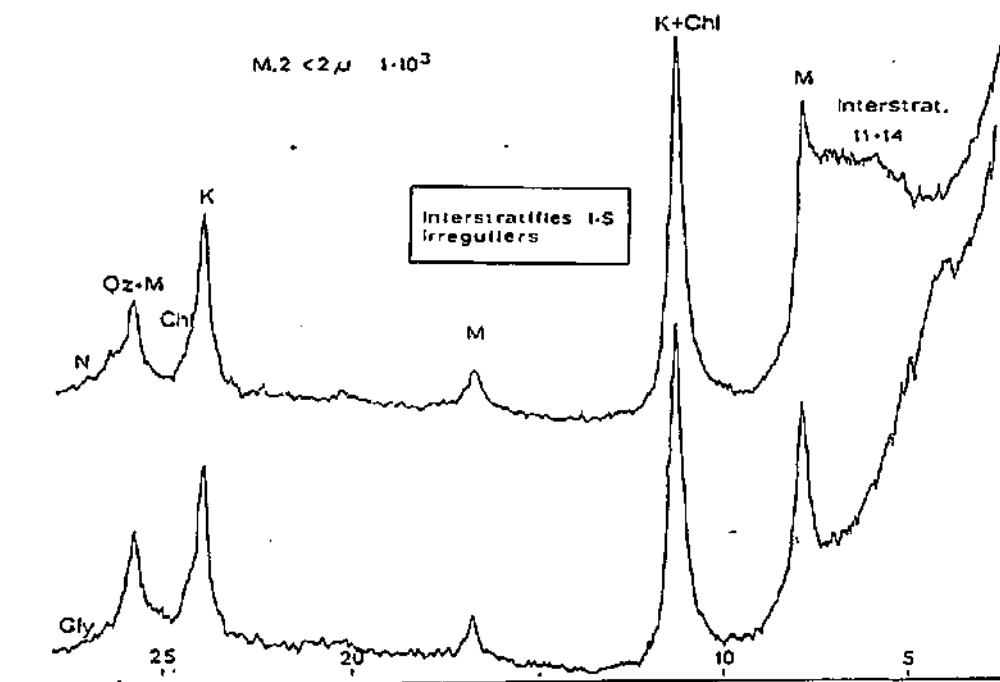
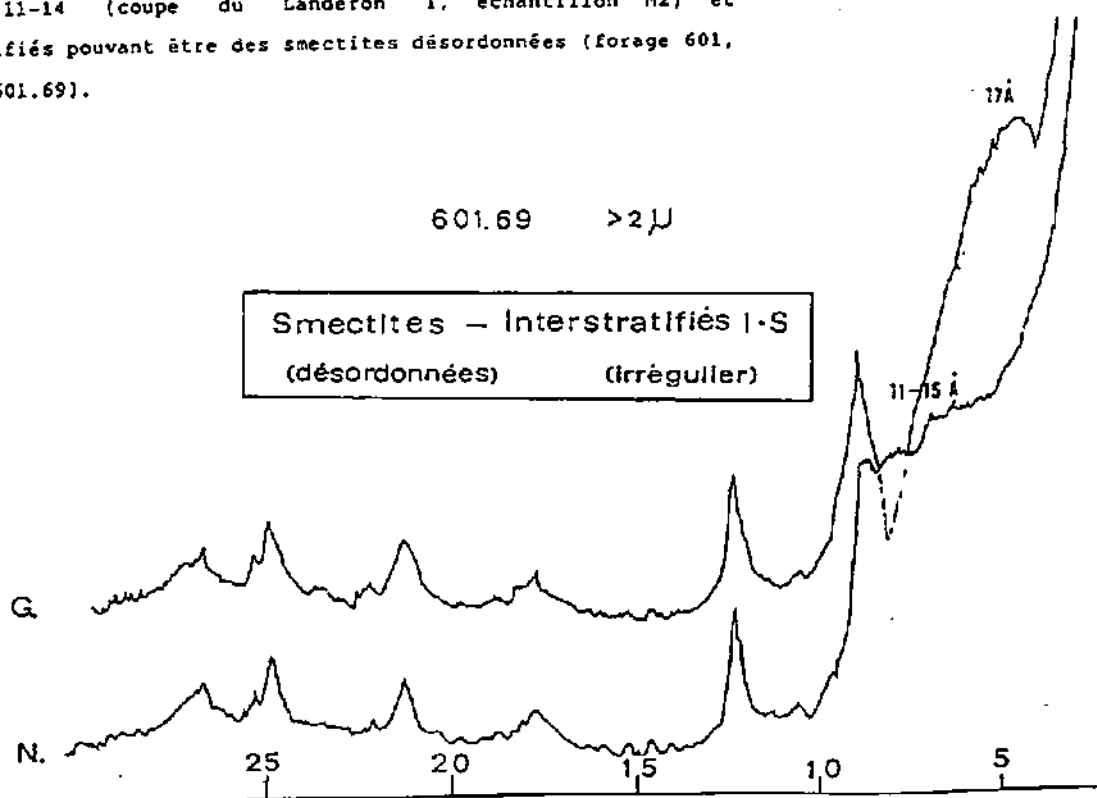


FIGURE 56

Diffractogrammes normaux et glycolés de d'interstratifiés irréguliers type I-S 11-14 (coupe du Landeron I, échantillon M2) et d'interstratifiés pouvant être des smectites désordonnées (forage 601, échantillon 601.69).



Toutefois selon V.DRITS (communication orale), les interstratifiés de la figure 56 (p.226) correspondent à une interstratification irrégulière de type mica-smectite. Par contre, ceux qui montrent un pic bien individualisé à 17 Å, après passage à l'éthylène-glycol, pourraient correspondre à une smectite désordonnée, altérée. Nous avons tout de même groupé ce genre de diffractogrammes sous le terme interstratifiés. Il est toutefois impossible de se prononcer rigoureusement quant à la détermination de ces interstratifiés (ou smectites désordonnées). On verra par la suite que ce type de diffractogrammes est lié à des milieux, correspondant à une lithologie particulière.

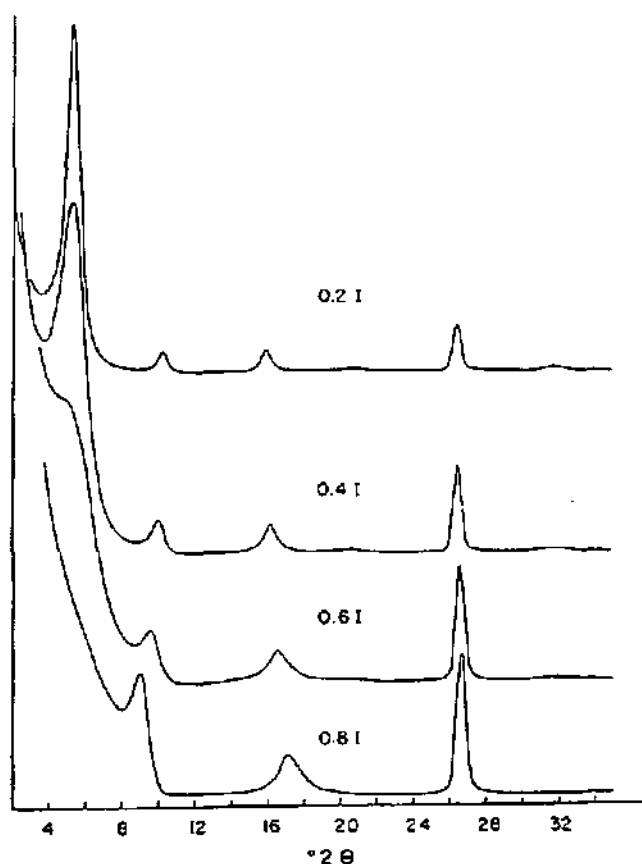


FIGURE 55

Positions (obtenues par calcul) des réflexes d'un interstratifié irrégulier illite-montmorillonite glycolé, pour des proportions d'illites allant de 20 % (0.2 I) à 80 %; on constate qu'un pic apparaît vers 17 Å, dès que la teneur en smectite dépasse 40 %.

La smectite est présente dans tout l'intervalle étudié. Elle disparaît épisodiquement relayée par des interstratifiés micas-smectites. La smectite 14 Å est beaucoup plus commune que la smectite 12 Å. Cette dernière n'apparaît que dans les séries sus-jacentes à la D1 (voir fig.54, p.223) dans les couches de la Corratérie, au Marchairuz et au Maréchet.

Ces alternances smectites/interstratifiés ne se répartissent pas au hasard. On verra par la suite (chap.5), que ces distributions sont liées aux faciès.

4.3.2. Le Mica

4.3.2.1. Composition

La mesure des réflexes 001, 002 et 005 (fig.57-58, p.229-228) nous a permis de déterminer plus précisément la nature de ces micas. Sur des préparations orientées, l'utilisation de la méthode REY-KUEBLER (1983) permet en de distinguer muscovite, phengites, illites et biotites (fig.57) Cette méthode consiste en une représentation ternaire des intensités des pics 001, 002 et 005. Seuls les micas de la fraction 2-16 μm ont été déterminés.

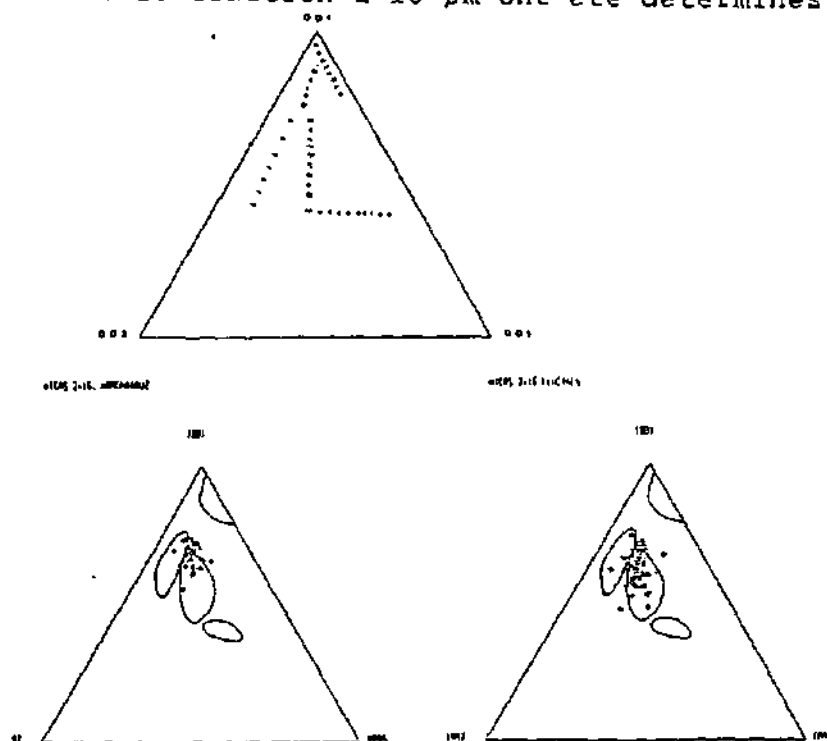


FIGURE 58

Emplacement des plages correspondant aux divers types de micas rencontrés dans les séries sédimentaires, sur un diagramme triangulaire dont les sommets correspondent aux réflexes 001, 002 et 005 (REY-KUEBLER, 1983)) et figuration des micas provenant des coupes sédimentaires du Maréchet (2) sur ces diagrammes ternaires.

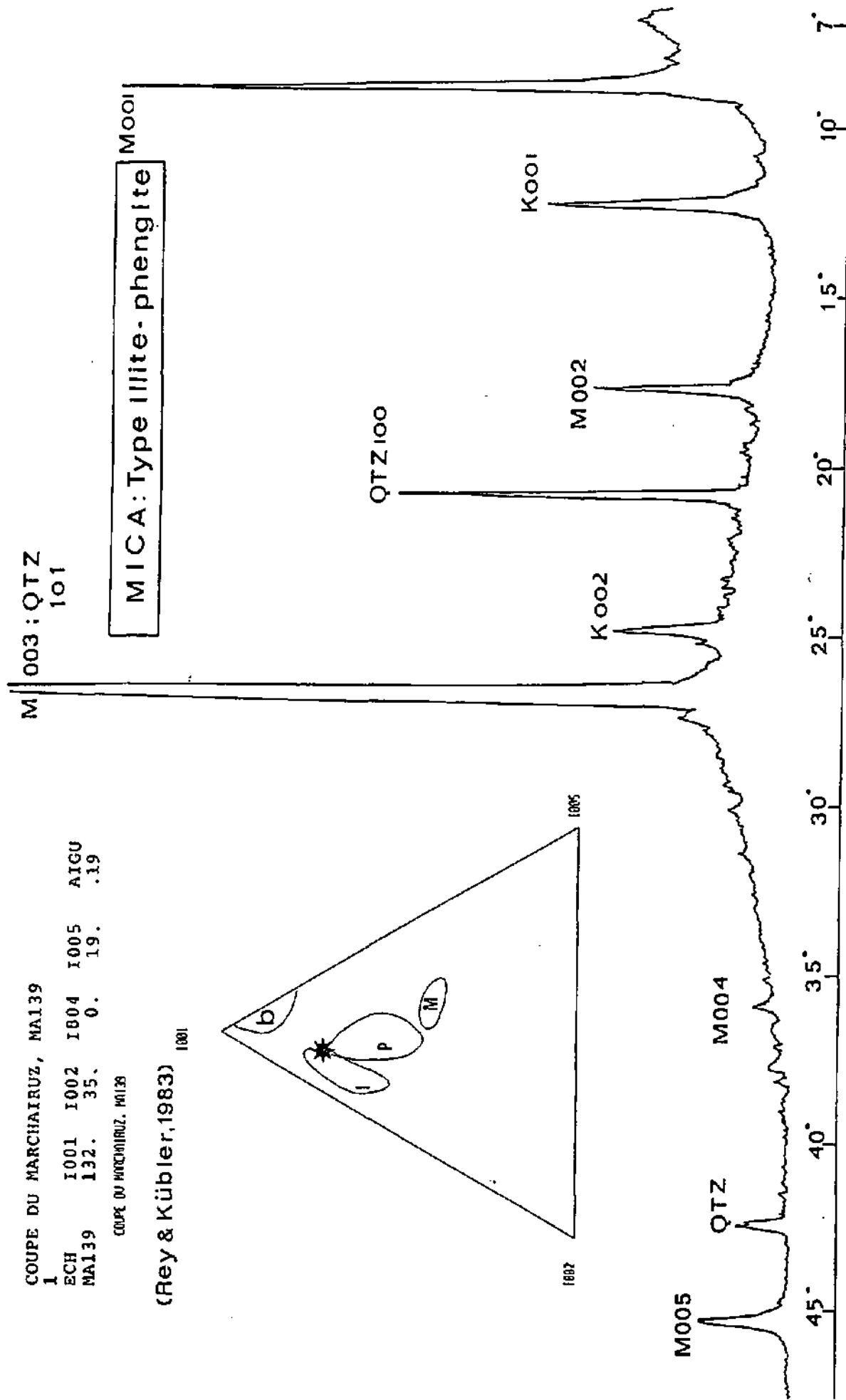


FIGURE 57

Diffractogrammes (préparations séchées à l'air) de Micas (coupe du Marchairuz, échantillon MA139) et représentation de ce dernier, sur un diagramme ternaire REY-KUEBLER (1983).

Dans les fractions $< 2\mu\text{m}$, la présence de pics de smectites et d'interstratifié à proximité des réflexes 001, 002 et 005 du mica, influencent les intensités de ces pics, et cela même sur les préparations glycolées. Cette méthode a été appliquée aux micas provenant des profils du Maréchet et du Marchairuz (fig.57, p.229). On constate que dans la coupe du Maréchet surtout, la composition de ces micas est assez variable. L'évolution du chimisme de ces micas, détaillée séquence par séquence, est discutée dans les pages suivantes. Il faut tout de même rappeler que si ce mode de représentation ne permet pas l'identification précise des micas, cette méthode reste très utile pour cerner rapidement la tendance (muscovite, phengites et illite) des micas.

6.2.5. Les micas, datations et compositions

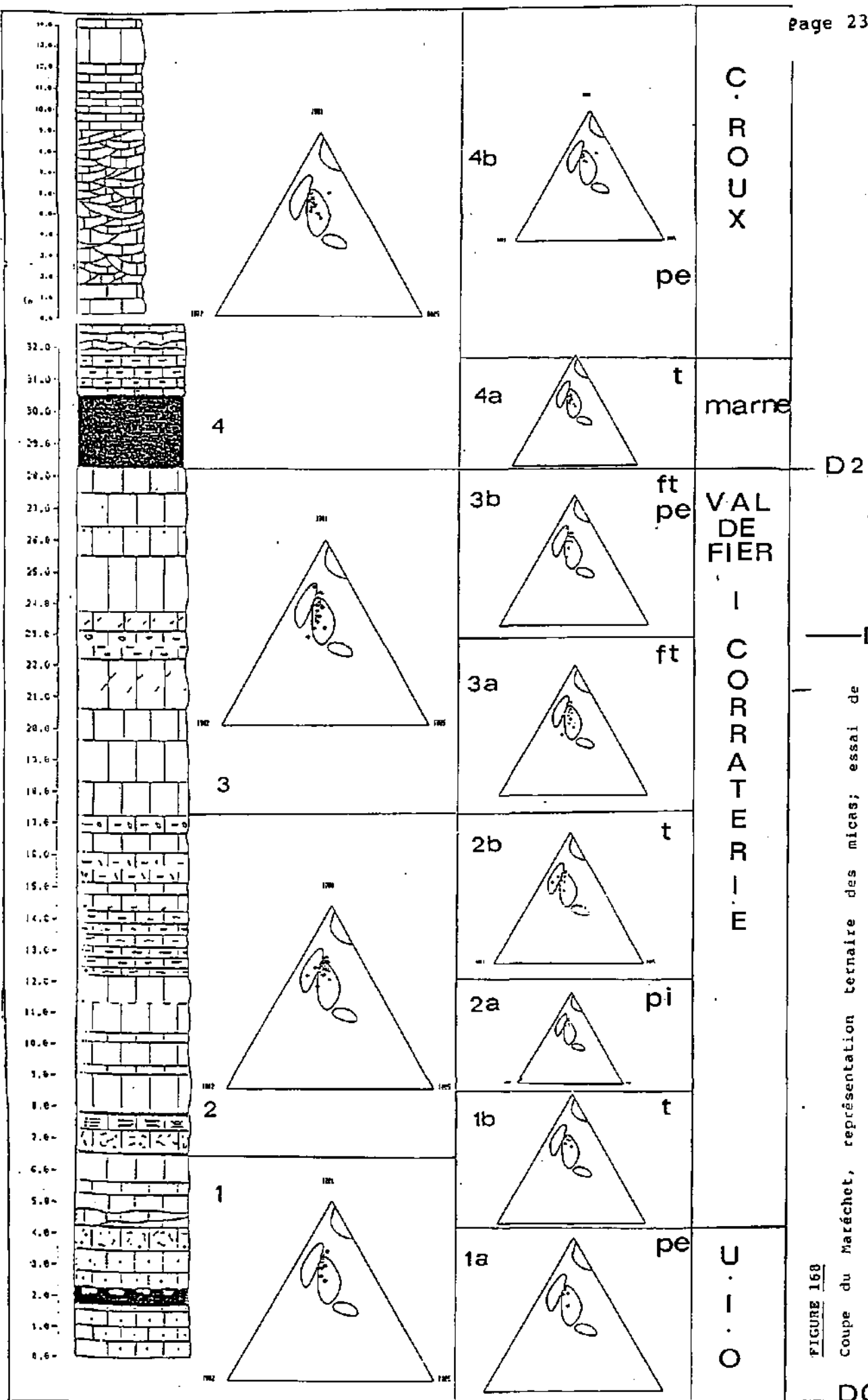
Les micas provenant des coupes du Maréchet et du Marchairuz ont été figurés sur ces diagrammes ternaires (fig.168, 169, p.232-233). Il s'agit dans tous les cas de micas dioctahédriques riches en Al. Les micas de la coupe du Marchairuz sont groupés sur les plages correspondant aux illites et surtout, aux phengites. Les micas provenant du Maréchet sont plus dispersés et le nuage est décalé vers la base du triangle; ce qui correspond à une décroissance des substitutions Al/Fe et Na/Mg (tendance type muscovite).

Les micas de ces deux coupes ont été examinés plus en détails (fig.168 et 169). Les diagrammes ternaires ont été regroupés en fonction des séquences. Dans la coupe du Maréchet, de bas en haut, on constate que :

- la base de la coupe (1) est globalement caractérisée par des micas de type phengite. Les micas reconnus de part et d'autre de la surface de discordance observée à la cote 4.2 m, ne montrent pas de grande différence de composition (1a et 1b).

- Dans la deuxième séquence (2), qui correspond à un

approfondissement majeur des milieux, les micas sont plus proches d'une composition de type illite. On remarque que les micas situés dans la plage des illites, proviennent de la partie supérieure de cette séquence (alternance de marno-calcaires). Le point qui se détache dans la partie inférieure du nuage "illitique", pourrait correspondre à une muscovite détritique (cote 17.0).



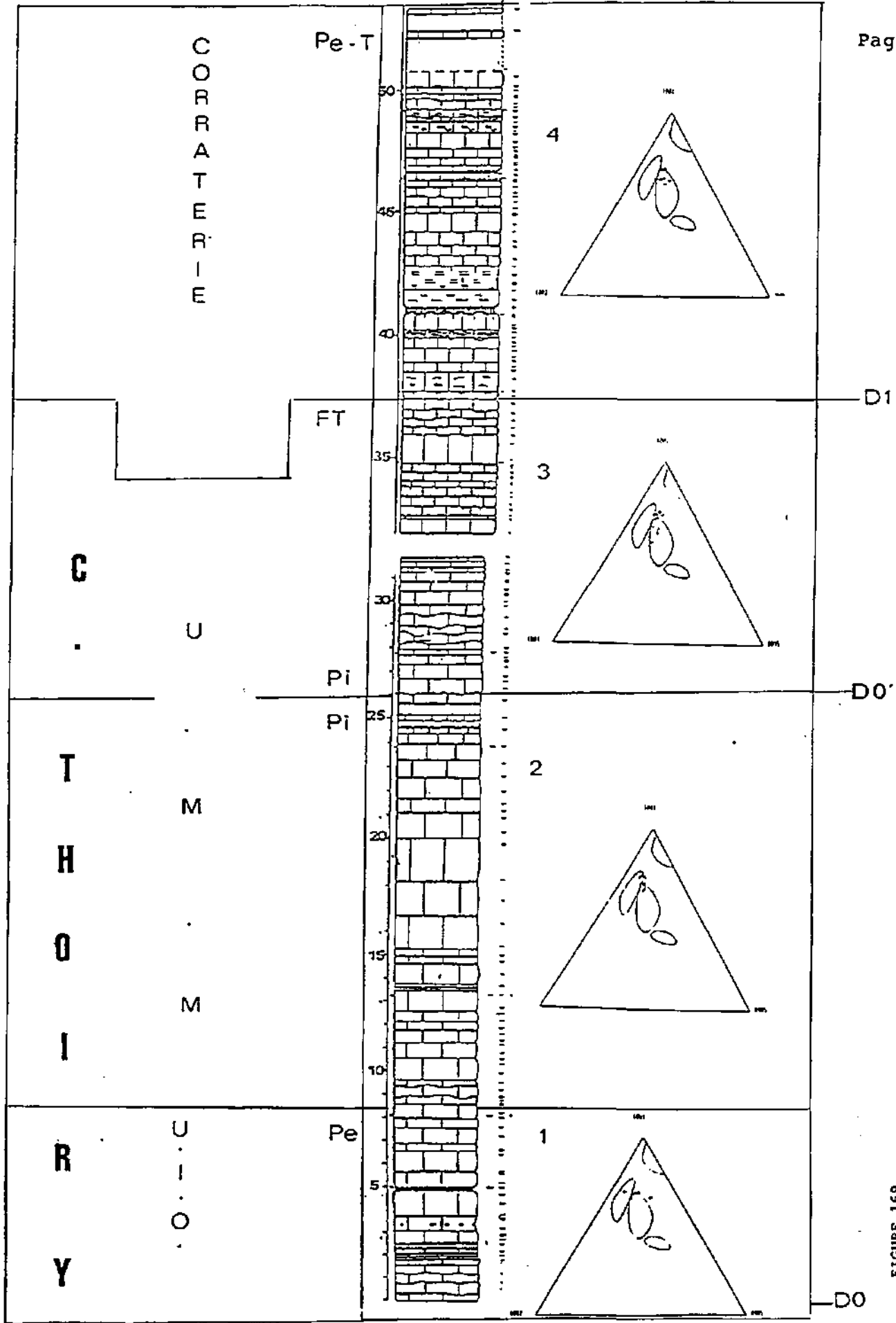


FIGURE 169

Coupe du Marchairuz, représentation ternaire des micas: essai de caractérisation de l'évolution du chimisme le long du profil, selon les milieux et les lithologies rencontrées.

- La troisième séquence (3) est caractérisée par des micas montrant une composition phengitique. Le nuage des points est toutefois beaucoup plus allongé, témoignant de micas dont la composition est tantôt proche du pôle muscovite (cote 21 m), tantôt plus phengitique (enrichissement en Mg et Fe). Ces légères variations du chimisme des micas sont enregistrées dans une séquence correspondant surtout à des faciès mixtes de transgressions.

- La quatrième séquence contient des micas de type phengite dont la composition varie peu. On remarque un enrichissement en Fe et Mg, dans le sommet de la série (déplacement du nuage vers le haut).

Les micas 2-16 μm de cette fraction ne montrent donc que fort peu de variations au niveau de leur chimisme. Essentiellement de nature phengitique, leur composition tend parfois vers une composition de type illite ou plus rarement de type muscovite. Ces tendances ont été pour l'essentiel observées dans les faciès de transgression et dans les milieux de talus-bassin. La composition des micas est plus homogène dans les calcaires roux (4b).

La composition des micas provenant du Marchairuz est globalement de tendance phengitique, quelques points se situant dans la plage des illites.

La première séquence (1) renferme des micas dont la composition montre un enrichissement de Fe ou Mg par rapport à Al (déplacement vers le haut du triangle) d'une part, et, d'autre part, des micas de tendance illite (enrichissement de K par rapport à H_2O). Cette séquence correspond à l'U.I.O.

Les micas de la deuxième séquence n'enregistrent que peu de modifications quant au chimisme. Un regroupement des points est observé. Ceci pourrait s'expliquer par l'établissement de milieux

de plate-forme (U.M.M.) qui stabiliseraient les sous-zones d'apports. Une tendance similaire a été observée dans la coupe du Maréchet (triangle 2a).

La séquence suivante (intervalle D0'- D1) qui correspond à la fin de L'U.M.M. et au début de l'U.S.G. (faciès mixtes de transgression) contient des micas de compositions plus diverses (variations du taux de substitution de Al par Fe et Mg et de K par H₂O). Par rapport à la séquence sous-jacente, la composition du mica évolue en direction d'une tendance muscovite (enrichissement en Al).

Les milieux externes de la dernière séquence (4) montrent un regroupement des points sur le sommet de la plage phengitique. Ce qui traduit un retour à une composition enrichie en Fe et Mg.

4.2.3.2. Cristallinité de l'illite

Dans nos séries carbonatées, la cristallinité de l'illite (indice d'aigu IA) est représentative de la fraîcheur des micas détritiques. Cet indice de cristallinité est défini par la largeur en degrés 2 θ à mi-hauteur du pic 001 à 10 Å du mica (B.KUEBLER, 1964). Les valeurs de cette largeur sont fonction de l'appareillage utilisé; il s'agit d'un diffractomètre Philips, 40kV, 20 mA, à rayonnement CuK α filtré Ni, muni de fentes 1°, 0.2 mm, 1°, à vitesse de 2°, sans monochromateur.

Cette largeur à mi-hauteur a été mesurée sur les deux fractions étudiées sur les préparations glycolées. Dans la fraction inférieure à 2 microns, la présence de smectites et d'interstratifiés (fig.56, p.226 et 54, p.223) rend la mesure de cet indice impossible. On remarque d'ailleurs (fig.56) que celui-ci n'est pas toujours mesurable dans les préparations glycolées (forte teneur en smectites).

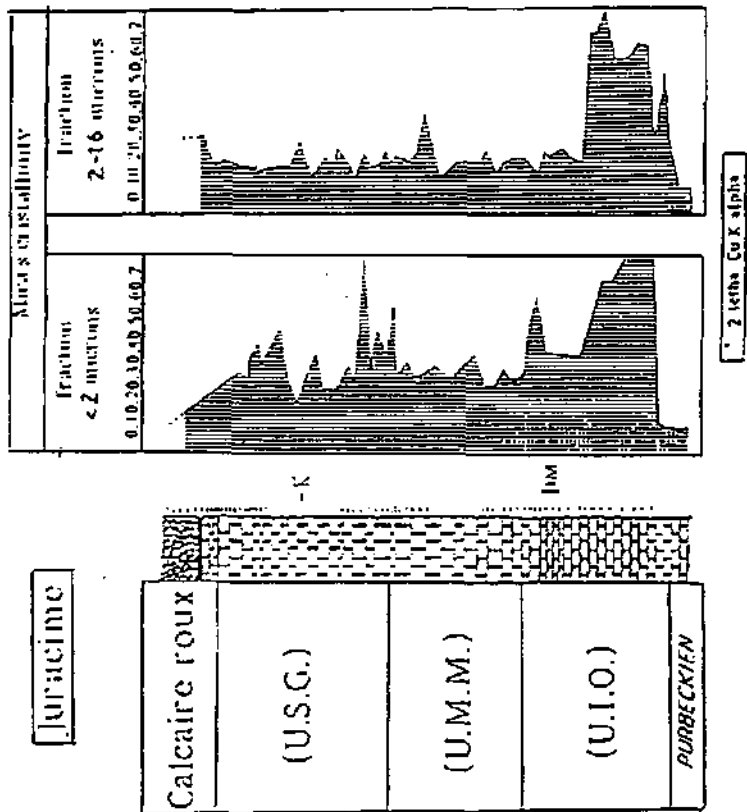
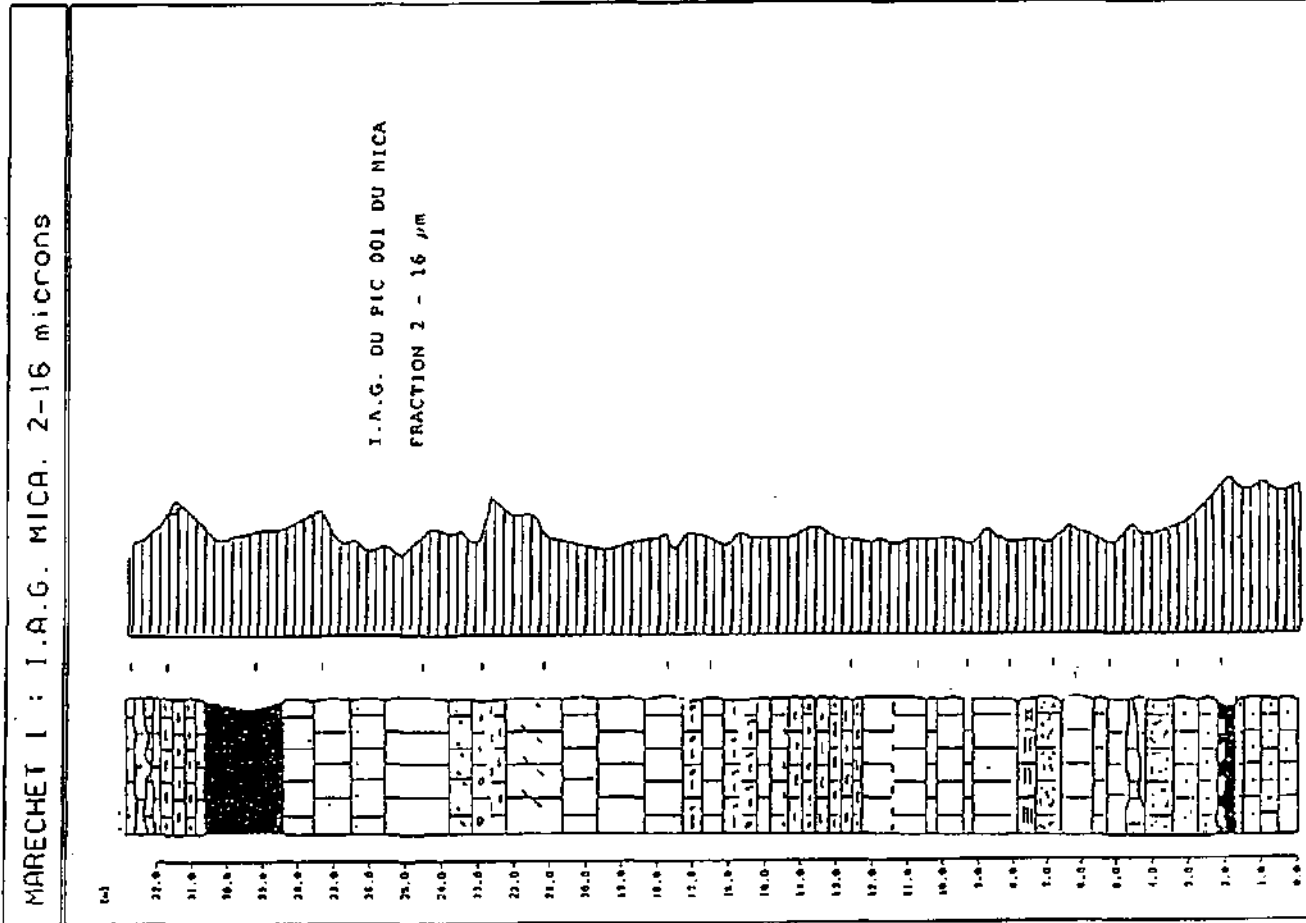


FIGURE 52
Profil de la Juracime : distribution des largeurs à mi-hauteur (I.A.G.), mesurées sur le pic 001 du mica des préparations glycolées (des fractions <2 μ m et 2-16 μ m); Maréchet : distribution des I.A.G. de la fraction 2 -16 μ

Dans notre cas, les indices d'aigus de la fraction $<2\mu\text{m}$ glycolée sont presque toujours plus grands que ceux de la fraction 2-16 μm ; cela est causé par :

- une haute teneur en smectites dont l'harmonique 002 (8.9 Å) "élargira" le réflexe 001 du mica (fig.54, p.223);
- la présence de fractions très fines ($<0.5\mu\text{m}$) qui ne correspond pas forcément à une détérioration de la cristallinité, mais aussi à une détérioration de la qualité de la réponse au RX des cristallites de très petite taille (Holtzapfel, 1983, Weber et al, 1982).

Dans notre étude, la mesure de l'IAG (de la fraction 2-16 μm surtout) permet de préciser l'origine des micas détritiques et l'altération qu'ils auraient pu subir :

- des valeurs d'IAG comprises entre .15 et .30° CuK α correspondent à des micas épizonaux provenant de terrains métamorphiques ou cristallins ("magmatiques");
- des valeurs d'IAG supérieures à .40 CuK α témoignent de micas issus de sols ou de sédiments très altérés, transportés ou resédimentés.

Les valeurs de l'IAG mesurés dans nos coupes, montrent globalement que :

- les indices de cristallinité (mesurables) de la fraction $<2\mu\text{m}$ varient entre .30 et .80° CuK α et augmentent nettement dans les séries à forte teneur en smectites;
- la cristallinité des micas de la fraction 2-16 est "épizonale"(.15 - .30° CuK α), l'Unité inférieure oolithique exceptée, dans laquelle, des largeurs beaucoup plus grandes sont observées(.60 - .80 CuK α) (fig.59, p.236).

Ces résultats sont également discutés en détail dans les pages suivantes. Le mica est présent, avec des teneurs variables, dans

la totalité des échantillons étudiés, et, cela dans les 2 fractions. Les hauteurs du pic 001 sont toutefois toujours plus intenses dans la fraction 2-16 μm que dans la fraction $<2 \mu\text{m}$.

4.2.3.3. Datations des micas par la méthode isotopique K-Ar. Des datations ont été effectuées sur les micas de quelques échantillons (fraction 2-16 μm) dans le but de :

- préciser la ou les zones d'apports,
- de voir si les discontinuités majeures observées dans nos coupes correspondent également à une modification de ces zones d'apport.

Ces datations K-Ar ont été effectuées sur 3 échantillons selon, le mode opératoire de S. HUON (d'après J.C. HUNZIKER, 1979).

Les déterminations isotopiques K-Ar ont été effectuées au laboratoire de géochronométrie K-Ar de l'université de Genève, suivant la procédure habituelle décrite par Hunziker (1979), à savoir :

Les différents isotopes de l'argon sont mesurés après extraction et purification dans une ligne en pyrex à l'intérieur de laquelle, un vide très poussé ($< 10^{-7}$ mbars) a été préalablement établi. La dilution isotopique est obtenue à partir d'un traceur enrichi en ^{38}Ar . La reproductibilité des analyses a été contrôlée par 7 déterminations du standard de laboratoire KA-3-242 et 243 qui ont donné une moyenne de $3.5590 \cdot 10^{-9}$ moles $^{40}\text{Ar}/\text{g}$. Le potassium est mesuré par spectrophométrie de flamme avec une erreur relative standard de 1 %. Les âges K-Ar sont calculés en utilisant les constantes recommandés par STEIGER et JAEGER (1977).

La moyenne arithmétique des déterminations est donc de 284 ± 6.1 Ma (Tab. II). Elle indique un âge hercynien (voir chapitre 6).

Localisation des échantillons datés par la méthode isotopique K-Ar

AC33	Sous D1, au niveau de la D0'	Coupe du Crêt de l'Anneau
AC97	Sur D1, au niveau de la D2	Coupe du Crêt de l'Anneau
FB40	3 m sous la D1	Coupe du Maréchet

Résultats bruts

	% K	[40 Ar] moles/g	% 40 Ar	40Ar/36Ar	40K/36Ar	Age
AC33	2.21	1.11856 x 10-9	73.37	1109.9	4.80243x10 4	270.5 ± 6.0
AC97	1.93	1.05035 x 10-9	84.87	1952.9	9.08953x10 4	289.3 ± 5.9
FB40	1.02	5.67019 x 10-9	69.68	974.6	3.64611x10 4	295.0 ± 6.3

TABLEAU II

4.3.3. La kaolinite (fig.60, p.236)

Ce phyllosilicate montre les réflexions basales suivantes :

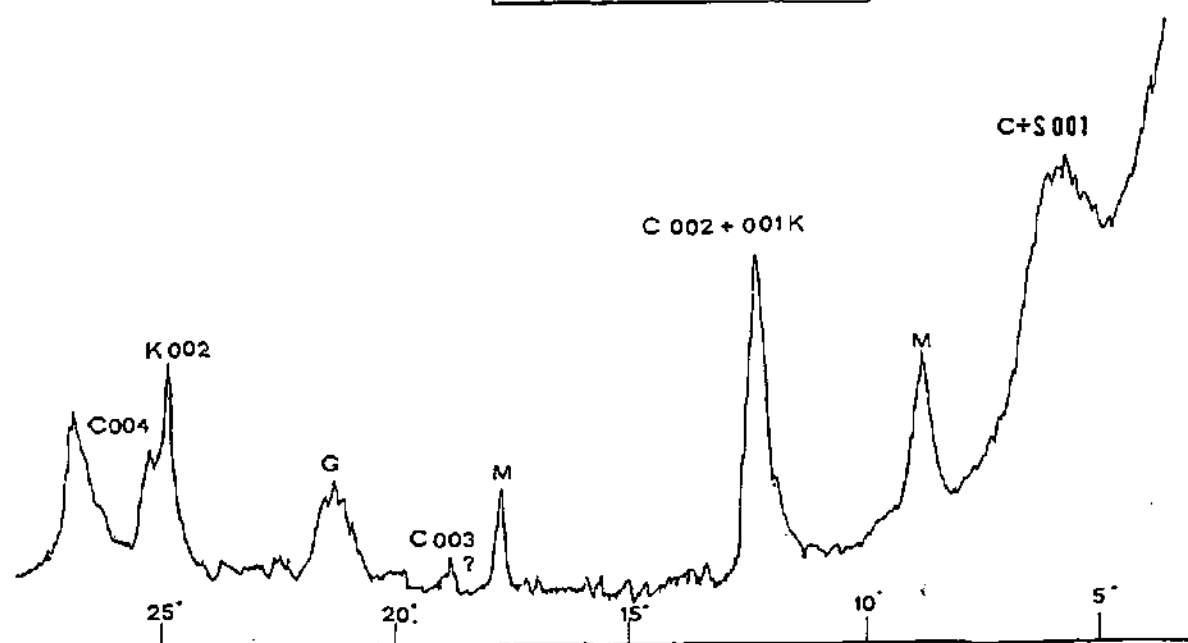
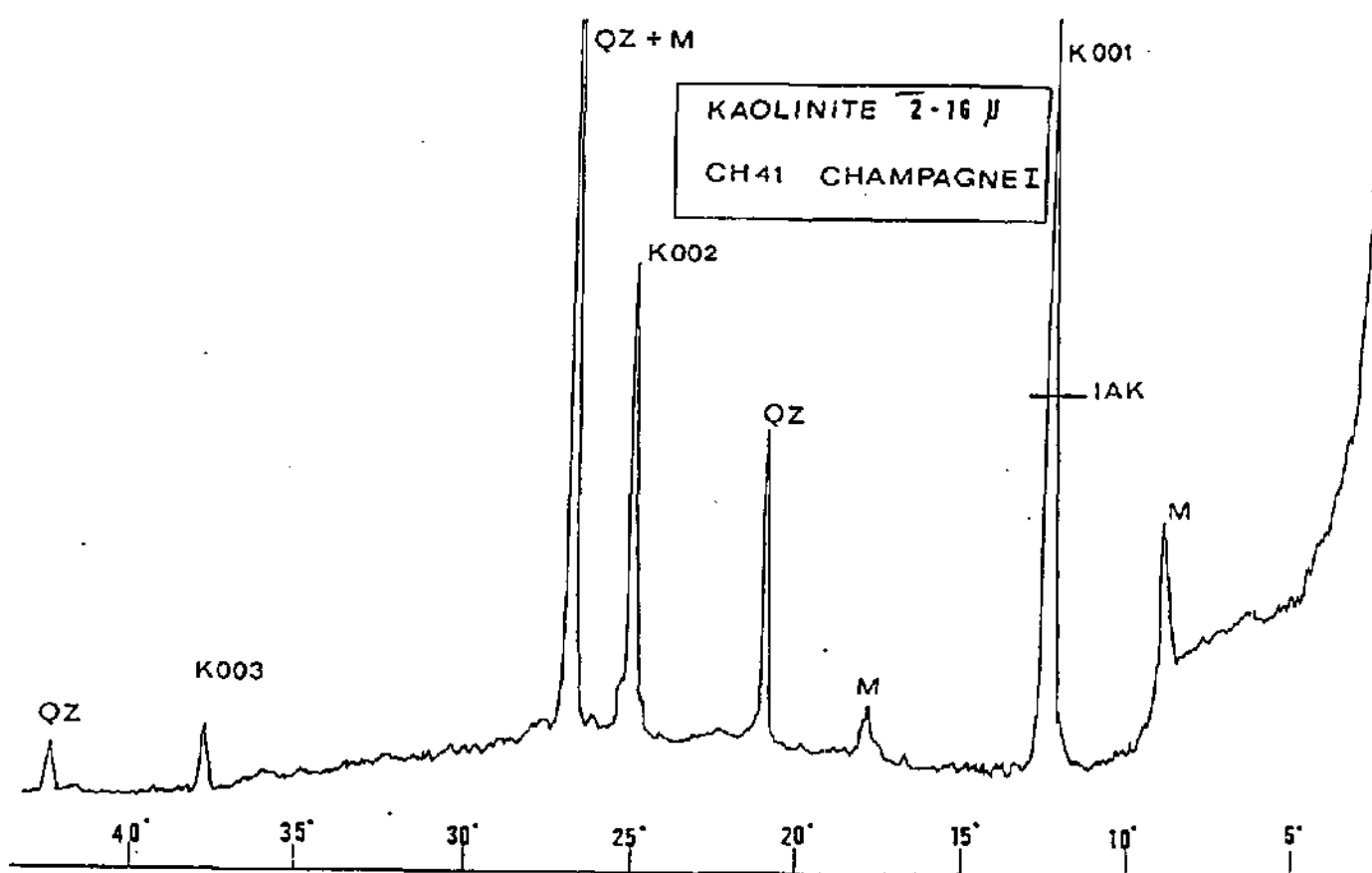
- un pic 001 à 7.15 Å,
- un pic 002 à 3.58 Å,
- un pic 003 à 2.37 Å.

Un indice d'aigu à mi-hauteur (IAK) du pic 001 a aussi été mesuré (l'influence de la chlorite étant faible à nulle). Les teneurs en kaolinite des deux fractions étudiées, varient en fonction des environnements. L'intensité brute du pic 001 de la kaolinite (corrigée si la chlorite est présente) de la fraction $<2\mu$ et celle de la fraction 2-16 μ m ont donc fait l'objet d'un rapport (K2/K16). La kaolinite est surtout présente dans les milieux de plate-forme. Son occurrence ainsi que les variations du rapport K2/K16 sont discutés en détails dans le chapitre 6.

CHLORITE > 2 μ

MA 43

normal

KAOLINITE 2-16 μ
CH41 CHAMPAGNE I**FIGURE 60**

Diffractogrammes (préparations séchées à l'air) de kaolinite (coupe de Champagne, échantillon Ma41, 2-16 μm) et de chlorite (Marchairuz, échantillon Ma43, < 2 μm).

4.3.4. La chlorite (fig.60, p.241)

L'identification de la chlorite s'avère délicate, car ce minéral n'est que très faiblement représenté. De ce fait, ses réflexions basales sont souvent confondues avec des pics appartenant à des phyllosilicates plus abondants tels que smectites, interstratifiés et kaolinite. Ces réflexes sont :

- le pic 001 confondu avec le 001 des smectites ou des interstratifiés, vers 14 Å;
- le pic 002 confondu avec le réflexe 001 de la kaolinite, vers 7 Å;
- le pic 003, généralement trop faible, n'apparaît que rarement. reconnaissance de la chlorite ne peut s'établir que vers 3.5 Å ou l'individualisation des raies 002 de la kaolinite et 004 de la chlorite est possible. La kaolinite est en général si abondante, que la chlorite ne se distinguera que par un petit épaulement du côté des grands angles.

Le caractère ferrifère de nos chlorites, à défaut d'être prouvé, est soupçonné par deux caractéristiques diffractométriques :

- des réflexions paires plus intenses que celles d'ordre impair (004>003);
- la diminution du réflexe 001 après chauffage.

De faibles intensités de chlorite sont enregistrées dans la fraction <2 μm . Elle est par contre, absente de la fraction 2-16 μm , dans laquelle on la confond souvent avec l'anatase (TiO_2).

4.4. les minéraux en grains

Il s'agit :

- de quartz,
- de feldspaths,
- de dolomie,
- d'oxydes de titane (anatase et rutil),

- d'hydroxydes de fer (goethite et lépidocrocite),
- de sulfates de fer (pyrite).

4.4.1. Le quartz

Trois pics de quartz sont généralement observés sur les diffractogrammes de la fraction 2-16 μm (préparations orientées); il s'agit des réflexions (fig.57, p.229):

- 100    20.80   (4.26   ),
- 101    26.65   (3.34   ),
- 200    42.50   (2.12 à).

La présence de quartz néoformé se traduit par un renforcement de la raie 100. Ces anomalies d'intensités n'ont été observées que dans les faciès ferrugineux du Calcaire roux, dans lesquels, des cristaux de quartz néoformé (en rosette) sont fréquents. Nous n'y avons jamais observé de grandes silicifications, comme celles que l'on rencontre dans la Pierre Jaune de Neuchâtel ou dans la formation du Bourget.

Du quartz détritique a parfois été répertorié dans la fraction < 2 μm ; Ces occurrences sont observées dans les séquences externes, correspondant le plus souvent à une lithologie m  rneuse. Les plus grandes intensités de quartz ont été répertoriées d'une part au début de l'U.I.O, d'autre part, dans l'U.S.G. et les couches de la Corratérie, au niveau de la D1. Les plus fortes occurrences de quartz ont été observées dans les faciès de transgression liés aux discontinuités majeures.

Les grandes quantités de quartz observées dans l'U.S.G. de la région neuchâteloise, ne correspondent pas forcément à de grandes intensités dans la fraction 2-16 μm ; il s'agit donc de quartz plus grossier que les analyses de roche totale ont mis en évidence dans les coupes du Crêt de l'Anneau et de la Juracime; fait confirmé par l'examen, au microscope, des lames minces correspondantes

4.4.2. Les feldspaths

Le feldspath potassique a parfois été reconnu (présence de raies vers 6.5 Å, 4.2 Å et 3.25 Å). Son occurrence est cependant trop rare et son intensité si faible, pour en tirer une tendance significative.

Parmi les plagioclases, seule l'albite a été répertoriée et cela, uniquement au sommet de la coupe du Maréchet (fig.157 chap.5). Dans la fraction 2-16 μm , ce minéral montre des réflexes caractéristiques à 6.4 Å, 4 Å et 3.19 Å

4.4.3. La dolomite

Ce carbonate n'a été observé dans la fraction 2-16 μm et la roche totale, que dans quelques échantillons provenant d'horizons marneux des coupes du Colas et du Maréchet. Le réflexe 104 à 2.90 Å correspond à une dolomite de tendance ankérite (dolomite ferrière). Des dolomites de même composition, ont été également répertoriées dans les Marnes bleues d'Hauterive. Son origine est tardive et diagénétique, dans les deux cas. Ce minéral caractéristique des milieux où le fer réduit est abondant (marnes bleues), montre une composition dans laquelle Mg est substitué par Fe^{2+} .

4.4.4. L'anatase et le rutile (fig.61, p.245)

Seuls des chauffages successifs à 550° et 850°, permettent de mettre en évidence ces polymorphes de TiO_2 , dans la fraction 2-16 μm . L'anatase montre en effet un réflexe 101 (100) à 3.52 Å confondu avec le 004 de la chlorite.

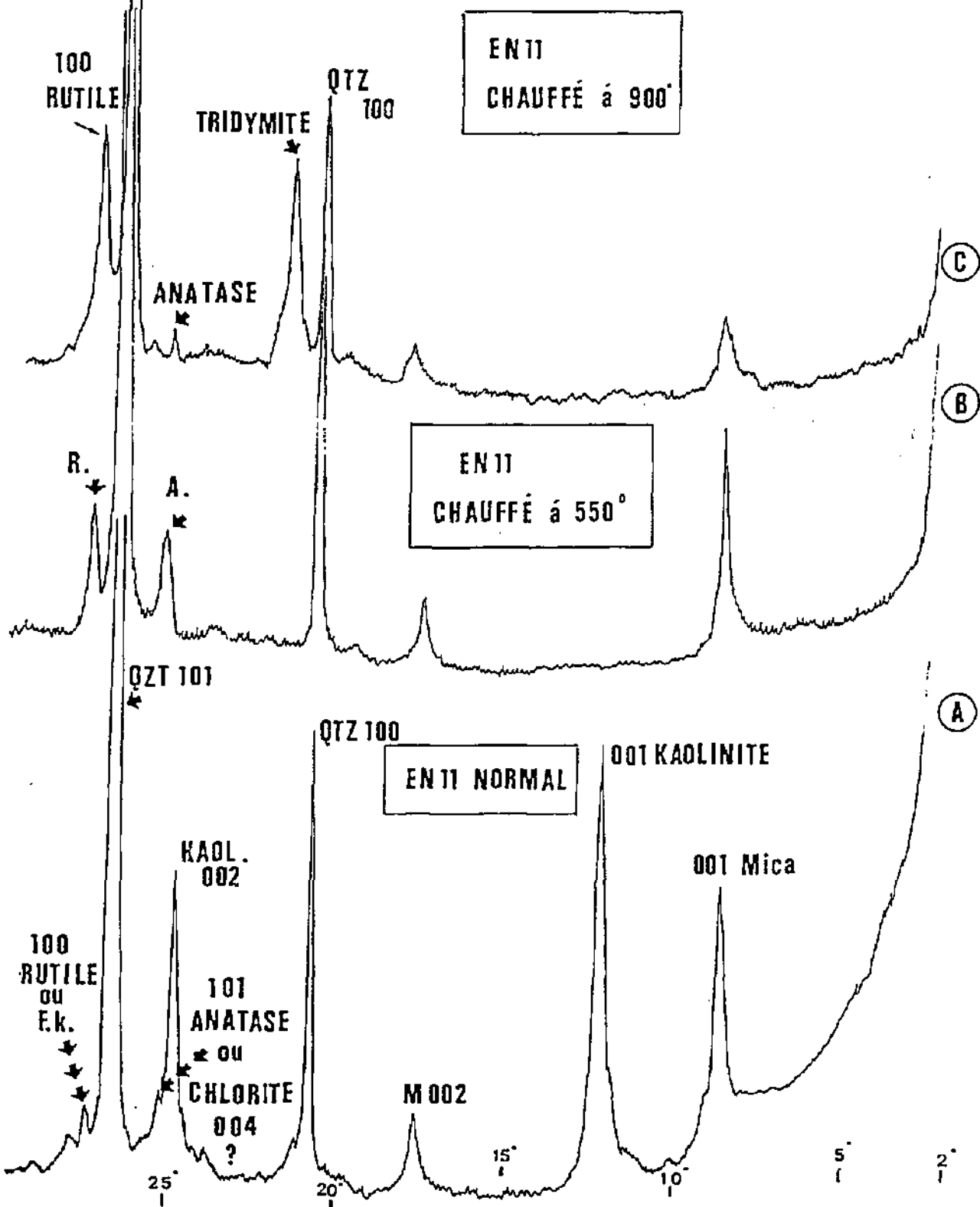


FIGURE 61

Diffractogrammes de l'échantillon (fraction 2-16 μ m) EN 11, profil de l'ENSA. Détection de l'anatase et du rutile. A : séché à l'air; B : chauffé à 550 °, C : chauffé à 900 °.

Les autres réflexes n'apparaissent pas dans les préparations orientées. De même, le réflexe 100 du rutile à 3.25 est confondu avec le pic du feldspath potassique.

Un chauffage à 550° va provoquer la disparition de la kaolinite et mettre ainsi en évidence le réflexe 101 de l'anatase (fig.61). On observe une transformation de l'anatase en rutile, à partir de 650° (DEER et al, 1978) qui se traduit par une diminution de l'intensité du pic à 3.52 Å et une apparition ou une augmentation du réflexe à 3.25 Å du rutile. Le pic de l'anatase disparaît complètement au profit du rutile vers 850° (fig.61). Après chauffages de la fraction 2-16 µm de nombreux échantillons, il a été constaté que le pic observé vers 3.52 Å, correspondait dans tous les cas au réflexe 101 de l'anatase et non au 004 de la chlorite. Il demeure plus difficile de se prononcer sur la présence ou non du rutile. Ces oxydes de titane sont des minéraux détritiques communs dans les roches sédimentaires (LIPPMAN, 1953). Dans nos séries, l'anatase est toujours liée à la kaolinite. Ces deux minéraux font d'ailleurs partie du même cortège d'altération.

4.4.5. La goethite, la lépidocrocite et la pyrite

Les équidistances principales observées aux rayons X, sont 4.15 Å, 2.67 Å, 2.43 Å pour la goethite (α FeOOH) et 6.28 Å, 3.28 Å, 2.46 Å pour la lépidocrocite (γ FeOOH). Ces minéraux ne s'observent que dans la fraction <2 µm.

La pyrite est observée dans la fraction 2-16 µm; ses réflexions principales sont :

- 200 à 2.70 Å (33.1°)
- 210 à 2.42 Å (37.15°)

La pyrite (Fe²⁺) est observée dans les marnes et marno-calcaires.

La lépidocrocite (fer oxydé) est répertoriée systématiquement dans les zones de passage calcaire/marno-calcaire (cf. coupes du Colas,

Marchairuz et Maréchet)

La goethite (fer oxydé) a été reconnue dans les calcaires, plus spécialement dans les calcaires oolithiques, organisés en petits bancs plaquetés à stratification oblique ou entrecroisée. Les calcaires massifs de plate-forme n'en contiennent que de très petites quantités.

Les calcaires bicolores renferme des auréoles bleutées (pyrite), devenant baiges, puis jaunes (goethite), au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre de ces auréoles.

Dans la coupe du Colas, le passage calcaire/marne se caractérise de la manière qui suit (fig.62, p.248):

- les calcaires jaunes bruns contenant encore parfois les auréoles décrites ci-dessus, renferment surtout de la goethite;
- les marno-calcaires gris-rouilles qui leur font suite, contiennent surtout de la lépidocrocite et un peu de goethite;
- les marnes sus-jacentes, contiennent encore de la goethite à leur base (liseré jaune), puis uniquement de la pyrite (marnes bleues).

Toutes ces observations indiquent, que l'ensemble de ces sédiments était antérieurement en zone réductrice (précipitation de pyrite) et qu'une fois livrés à l'altération superficielle, ces derniers sont oxydés; ce qui se traduit par la transformation de la pyrite en lépidocrocite et en goethite. Ces transformations varient selon la perméabilité du sédiment. Le liseré jaune observé dans les premiers cm de marnes marque la limite de la pénétration du front d'oxydation. La lépidocrocite marquerait ainsi la frontière entre les zones oxydées et réduites (POCHON, 1978). Il est évident qu'il est plus facile d'oxyder des calcaire sparitiques, oolithiques donc

perméables que des marnes imperméables ou des calcaires massifs. La goethite constitue ainsi une des caractéristiques des milieux de plate-forme externe, alors qu'elle est le fruit d'un processus totalement postérieur à la sédimentation.

Les gros grains de limonite que l'on retrouve dans un faciès particulier du Calcaire Roux, sont certainement hérités (voir chap.6); il s'agit d'ailleurs du seul faciès où la goethite est plus abondante dans la fraction 2-16 μm que dans la fraction inférieure à 2 microns .

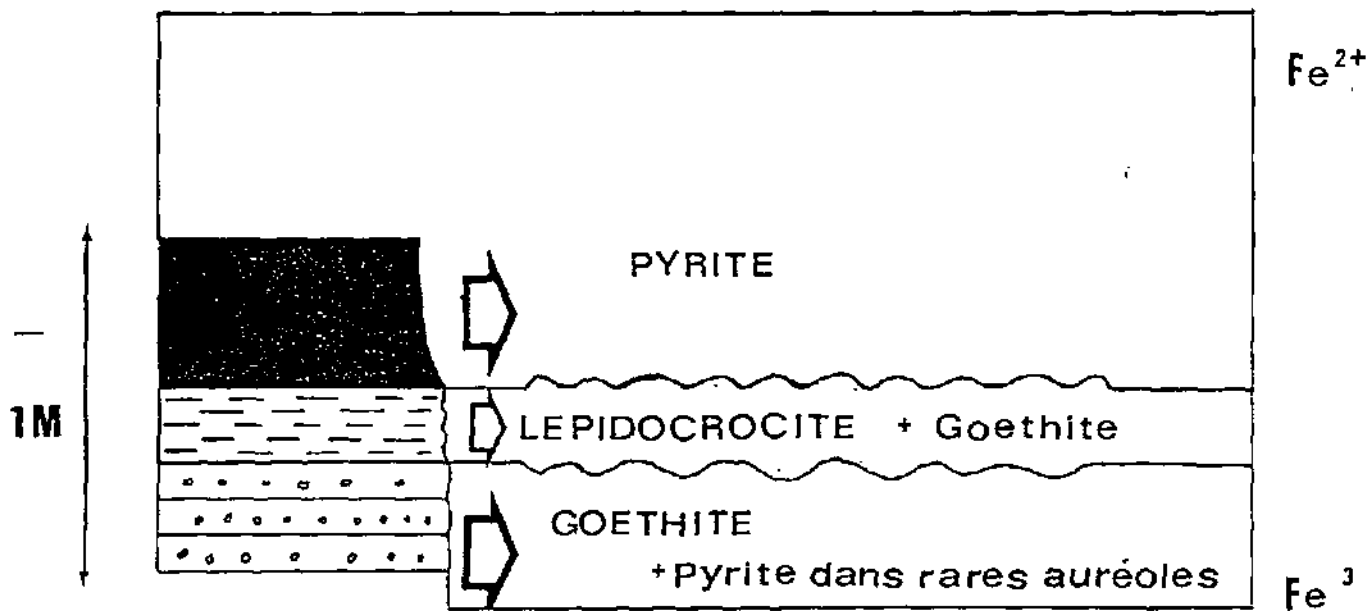


FIGURE 62 Dessin schématique illustrant les passages calcaires- marnes de la coupe du Colas; minéraux ferreux et ferriques reconnus.

4.5. Description des différents roentgénofaciès

4.5.1. Méthode utilisée (fig.63a-d)

Les diffractogrammes présentant des caractères identiques sont regroupés en une même classe; cette classe constitue un roentgénofaciès. Les critères de classement sont assez proches de ceux utilisés pour les microfaciès, dans le sens où la forme du diffractogramme est surtout prise en compte. Celle-ci est par ailleurs représentative des intensités des pics des minéraux.

Une fois ces différents roentgénofaciès définis, on recherche, pour chacune des classes, le microfaciès correspondant à chaque échantillon. On obtient ainsi la répartition des roentgénofaciès par rapport aux microfaciès, de même que leur répartition sur un profil théorique de plate-forme carbonatée (fig.63a-d). Pour chaque classe de diffractogrammes, la moyenne des valeurs du dosage semi-quantitatif relatif des phyllites est calculée. Dès lors, en se référant à la répartition des roentgénofaciès sur la plate-forme, on en déduit la répartition des minéraux sur cette plate-forme (fig.63d). Cette méthode est reprise de C.DARSAC (1983) et de F.VIEBAN (1983) qui l'ont appliquée dans leur étude des séries crétacées inférieures de la région du Bourget.

Cette méthode a été appliquée à toutes les coupes étudiées. Les diffractogrammes d'environ 980 échantillons ont fait l'objet de ce classement. Il a été surtout tenu compte de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ pour la détermination de ces classes. Il faut par ailleurs, souligner que la fraction 2-16 μm , qui ne contient ni smectites, ni interstratifiés, ne montre des variations importantes qu'au niveau des teneurs en quartz, mica et kaolinite; ces variations sont relativement identiques à ce qui est observé dans la fraction inférieure. La répartition des différents minéraux de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ a été effectuée selon leurs pourcentages relatifs.

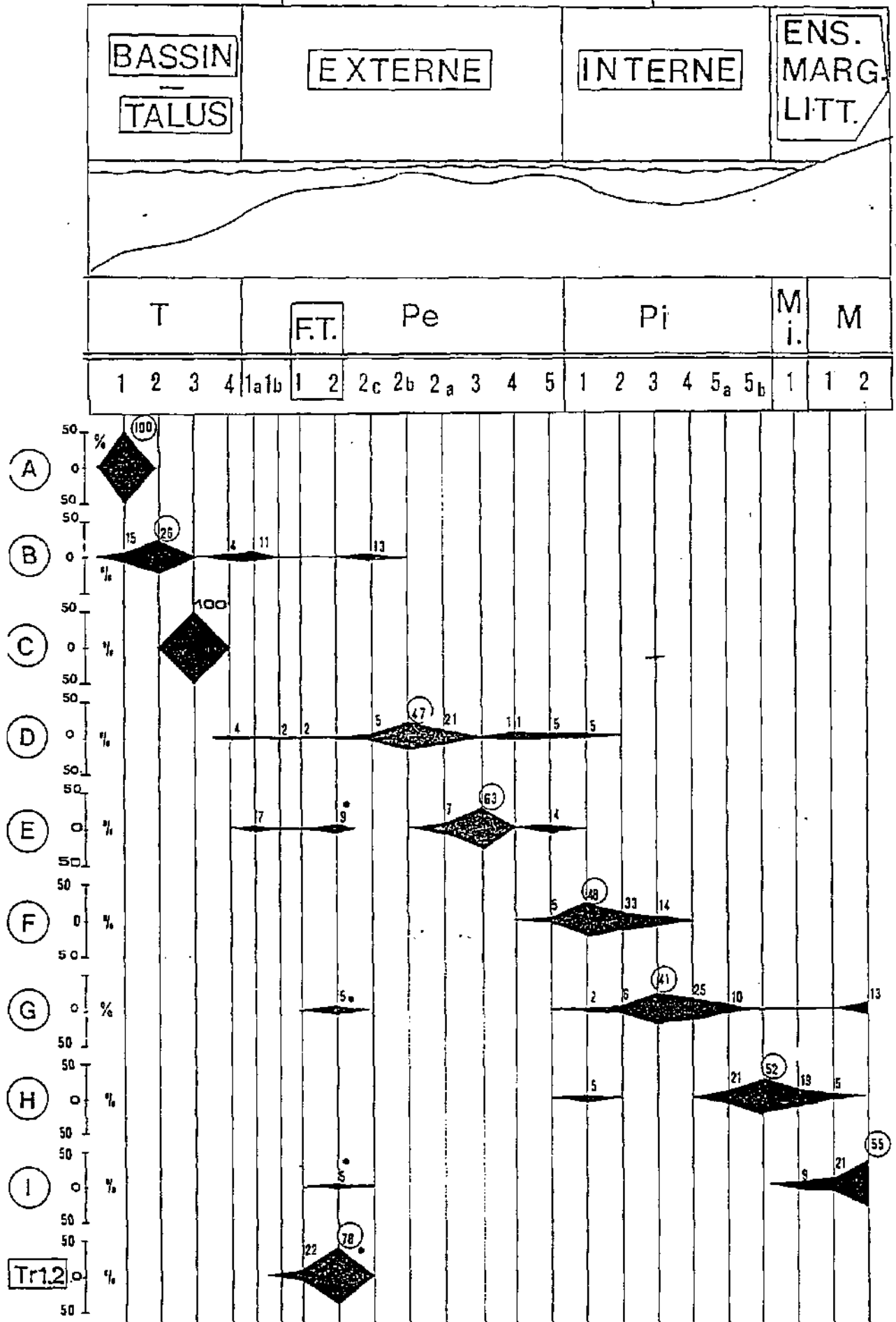


FIGURE 63a

Répartition des roentgénofaciès sur le profil théorique de la plate-forme.

4.4.2. Brève description des roentgénofaciès (fig.63a-c)

Roentgénofaciès A (fig.63b, p.252)

Il est surtout caractérisé par la quasi absence de kaolinite et de chlorite et une abondance de smectites.

La fraction $< 2\mu\text{m}$ contient :

- environ 85 à 95 % de smectites,
- 15 à 5 % de micas, mal cristallisés,
- du quartz en petite quantité.

La fraction 2-16 μm ne renferme que du mica, dont l'indice d'aigu varie entre 0.15 et 0.19° 2 θ CuK α , et une grande quantité de quartz (Intensité I > 160 mm).

La répartition de ce roentgénofaciès est surtout représentée dans le faciès T1 des coupes du Maréchet et du Marchairuz et plus rarement dans les faciès Pela et T4 de la coupe de Champagne, dans lesquels la smectite est moins bien cristallisée.

Roentgénofaciès B (fig.63b, p.252)

La kaolinite fait une discrète apparition (dans la fraction $< 2\mu\text{m}$, surtout) avec des teneurs ne dépassant toutefois pas 15 %, les smectites (60 %) et le mica (20 - 25 %) constituant les minéraux dominants de la fraction $< 2\mu\text{m}$.

La fraction 2-16 μm est essentiellement constituée de micas et de quartz (I > 200 mm). Les intensités de la kaolinite sont beaucoup plus faibles que celles mesurées dans la fraction inférieure. La pyrite et la lépidocrocite y ont aussi été reconnues.

Ce roentgénofaciès caractérise surtout les faciès T2, T4; Il est aussi parfois répertorié dans les faciès Pelb et plus rarement dans le faciès T3.

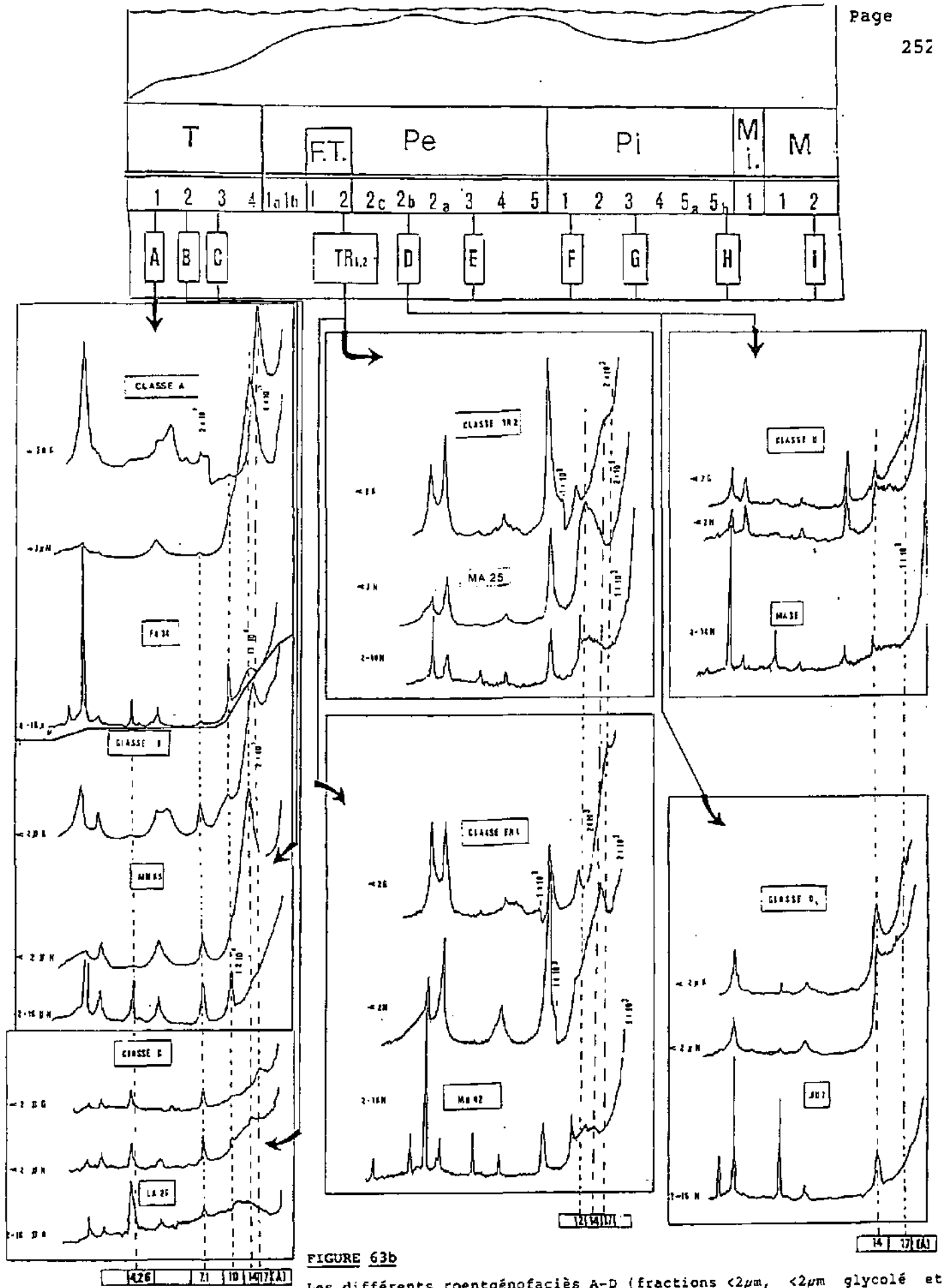


FIGURE 63b
Les différents roentgénofaciès A-D (fractions $<2\mu$, $<2\mu$ glycolé et $2-16\mu$) du talus et de la plate-forme externe, ainsi que les roentgénofaciès TR1 et TR2 correspondant aux faciès de transgression.

Roentgénofaciès C (fig.63b, p.252)

La fraction $<2\mu\text{m}$ de ce roentgénofaciès est caractérisée par des interstratifiés gonflant à 17 Å, après passage à l'éthylène-glycol (smectites altérées, désordonnées ?). Si la kaolinite et le mica montrent des teneurs relatives plus élevées que dans les classes précédentes, leurs intensités sont par contre, plus faibles; Ceci est dû aux très faibles intensités des interstratifiés. C'est dans cette classe que les intensités les plus élevées de goethite ont été mesurées. A l'inverse des autres classes, les intensités les plus hautes sont observées dans la fraction 2-16 μm .

L'intensité du quartz (pic à 20.80 °) de la fraction 2-16 μm est nettement moins intense que dans les classes A et B. La kaolinite devient légèrement plus abondante dans la fraction 2-16 μm . Il faut aussi souligner la présence de quartz néoformé (pic 100 > pic 101).

Ce roentgénofaciès est exclusivement représentatif du faciès T3 (Calcaire roux ferrugineux à gros fragments).

Roentgénofaciès D (fig.63b, p.252)

La fraction $<2\mu\text{m}$ de cette classe est constituée :

- d'interstratifiés dont la teneur dépasse les 30 %; caractérisés par un plateau entre 11 et 14 Å, ces derniers montrent tous un pic à 17 Å après passage à l'éthylène-glycol.
- de micas (40 %), mieux cristallisés que dans les classes précédentes (IAG : 0.30 - 0.40 ° 2 θ CuK α).
- de kaolinite, qui montre une augmentation (30 %) non seulement en quantité relative, mais aussi en intensité.
- de chlorite dont le pourcentage relatif ne dépasse pas 5 %.

La fraction 2-16 μm renferme des micas et de la kaolinite. Le quartz est peu fréquent. Le rapport kaolinite <2 / kaolinite 2-16

s'inverse par rapport aux classes A et B, la kaolinite 2-16 devenant prépondérante.

Ce roentgénofaciès correspond pour l'essentiel, aux microfaciès Pe1a, Pe2, Pe4 et dans une moindre mesure à Pe5 (12 échantillons). Il caractérise donc les faciès sparitiques sableux, bioclastiques et oolithiques de la plate-forme externe.

Roentgénofaciès E (fig.63c, p.253)

Par rapport à la classe D, ce roentgénofaciès renferme des smectites 14 Å en lieu et place des interstratifiés. Ces dernières ne dépassent pas les 40 % de la fraction < 2 microns. Les intensités de tous les minéraux présents montrent des intensités nettement plus fortes que dans la classe D. Les proportions relatives de micas, de kaolinite et de chlorite sont toutefois assez similaires à celles enregistrées dans la classe D. Leur indice d'aigu est aussi plus large.

Les intensités brutes de la kaolinite et du mica de la fraction 2-16 μm sont par ailleurs plus faibles que dans le roentgénofaciès D. Le quartz est à nouveau fortement représenté. Le 60 % des échantillons groupés dans ce roentgénofaciès appartiennent au faciès Pe3. Le restant se répartit assez également entre les faciès Pe1b, Pe2c et plus rarement Pe4.

Roentgénofaciès F (fig.63c, p.253)

La fraction < 2 μm est composée de :

- d'interstratifiés (jusqu'à 30 %),
- de kaolinite (30 % et plus),
- de mica (30 %).

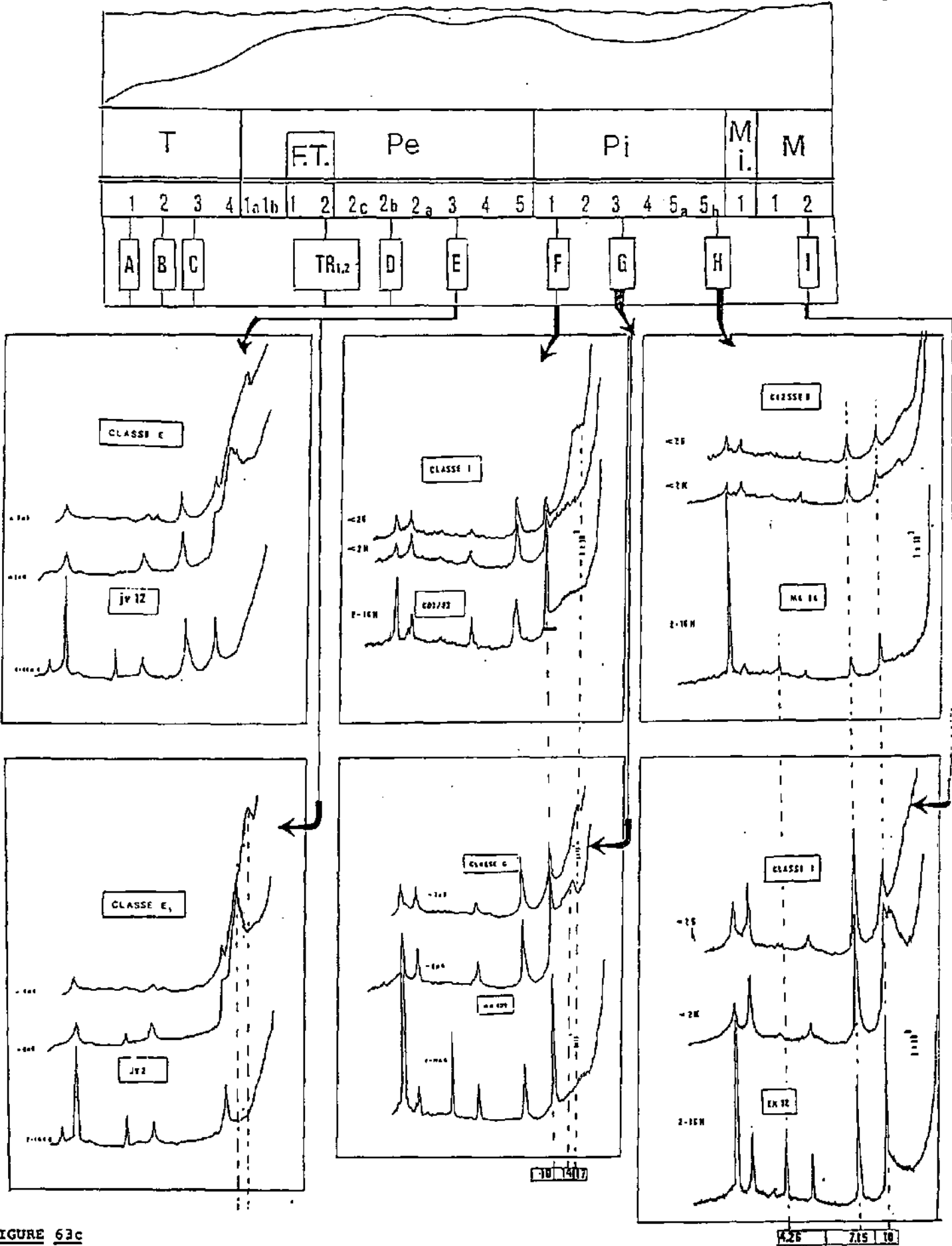


FIGURE 63c

Les différents roentgénofaciès E-I (fractions <2µm, <2µm glycolé et 2-16 µm) de la plate-forme externe et interne, ainsi que de l'ensemble marginolittoral.

La teneur en chlorite ne dépasse pas les 5 %. Les intensités brutes de ces minéraux sont relativement faibles. Les cristallinités des micas et de la kaolinite s'améliorent par rapport aux classes précédentes.

La fraction 2-16 μm est essentiellement composée de mica et de kaolinite, dont les intensités brutes sont au moins, aussi élevées que dans la fraction inférieure (rapport $K2/K16 < 1$). Le quartz est en augmentation par rapport à la classe D.

Ce roentgénofaciès est surtout représentatif des faciès Pi1 et Pi2 (70 % des échantillons). Les autres microfaciès lui correspondant sont Pe5 et Pe4 (5 % des échantillons) et Pi3 (quand il est sparitique 20 %).

Roentgénofaciès G (fig.63c, p.255)

La fraction $< 2 \mu\text{m}$ est caractérisée par :

- de la smectite 14 Å, dont l'abondance relative peut atteindre au plus 30%.
- un mica très bien cristallisé ($IAG = 0.20$ à $0.35^\circ 2\theta$ $\text{CuK}\alpha$), dont l'abondance relative varie entre 20% et 30%
- de la kaolinite dont la teneur relative dépasse souvent les 40 %.
- la présence systématique de chlorite (< 10 %).

La fraction supérieure est composée de quartz, mica, kaolinite et anatase. Tous ces minéraux montrent d'excellentes cristallinités. Par rapport à la classe E, les intensités et les cristallinités des micas et de la kaolinite sont plus élevées et bien meilleures, que cela soit dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ ou 2-16 μm . La kaolinite et les micas constituent en abondance relative, les phyllosilicates dominants. Le rapport $K2/K16$ est légèrement supérieure à 1.

Cette classe correspond essentiellement aux faciès Pi3, Pi4 et Pi5a, et plus rarement aux faciès M1 et M2 de l'ensemble

marginolittoral.

Roentgénofaciès H (fig.63c, p.255)

Cette classe est surtout caractérisée par la très faible abondance en phyllosilicates de la fraction $< 2 \mu\text{m}$. Le contenu de cette dernière se limite à des micas, à de la kaolinite et parfois à des interstratifiés. Les intensités brutes de ces minéraux ne dépassent que rarement les 4 cm.

La fraction 2-16 μm renferme du mica et de la kaolinite. Le quartz est rare. Les intensités relevées sont nettement plus fortes que dans la fraction inférieure ($K2/K16 < 1$). Les échantillons appartenant au roentgénofaciès G, sont issus des faciès Pi5B et int2.

Roentgénofaciès I (fig.63c, p.255)

La fraction $< 2 \mu\text{m}$ contient :

- plus de 30 % d'interstratifiés 10-14 Å, montrant un pic individualisé vers 11.5 Å; après passage à l'éthylène-glycol, un bombement de 11 à 17 Å est observé, sans pic individualisé à 17 Å; il s'agit là, d'interstratifiés micas/smectites irréguliers, tout-à-fait différents de ceux observés dans les précédents roentgénofaciès.
- Du mica (25 %), de la kaolinite (40 %);
- de la chlorite, dont l'abondance relative peut atteindre parfois 10 %.

Les intensités de kaolinite et de chlorite relevées dans la fraction 2-16 μm sont, de loin, les plus hautes qui aient été mesurées dans toutes les classes. Le rapport $K2/K16$ est inférieure à 1. Les cristallinités du mica ($0.16^\circ 2\theta$) et de la kaolinite ($0.25^\circ 2\theta$) sont parmi les plus étroites que l'on ait observées dans l'ensemble des échantillons.

L'anatase et le quartz sont systématiquement représentés dans cette classe.

Roentgénofaciès TR1 et TR2 (fig.63b, p.252)

Ces classes sont plus particulières, dans le sens où la fraction <2 μ m renferme de grandes quantités de kaolinite (intensité brute > 220 mm) associées à de fortes intensités de smectites, le mica (20 %) étant moins représenté.

La classe FT1 est caractérisée par la présence de smectite 12 Å; à l'inverse du roentgénofaciès FT2, dans lequel la smectite 14 Å a été répertoriée. La cristallinité de la kaolinite est mauvaise (IAK > 0.6°2 θ). Des interstratifiés peuvent être aussi présents. Mais le faible nombre d'échantillons dans lesquels, ces derniers sont représentés ne justifiait pas la création d'un nouveau roentgénofaciès. Ceci confirme bien la mixité de ces faciès, tant au niveau minéralogique que faciologique.

La fraction 2-16 contient de la kaolinite et du mica relativement mal cristallisés (IAG = 0.35°2 θ), IAK = 0.4°2 θ). La goethite et le quartz constituent également une caractéristique de ces classes. Le rapport K2/K16 est largement supérieur à 5.

4.5.3. Conclusions préliminaires relatives à la distribution des roentgénofaciès

Deux roentgénofaciès ne figurent pas dans le schéma de répartition sur la plate-forme. Les assemblages caractérisant les milieux de plate-forme externe de l'U.I.O. présentent la particularité de ne pas renfermer de kaolinite et de chlorite. Ce fait mis à part, les classes de diffractogrammes définies, ne diffèrent pas des roentgénofaciès C, D et E. La figure 63c (p.250) indique en effet que :

- la classe D1 est constituée d'interstratifiés 10-14 et

de mica (fraction $<2 \mu\text{m}$), la fraction 2-16 étant composée de mica et de quartz.

- la classe E1 se compose de smectites et de micas; Les cristallinités des micas sont le plus souvent supérieures à $0.4^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$. Ces grandes valeurs d'IAG ont été relevées aussi bien dans la fraction $<2 \mu\text{m}$ que dans la fraction supérieure.

De la répartition des roentgénofaciès sur le profil théorique de la plate-forme, ressortent les faits suivants (fig.63d, p.261):

- chaque classe de diffractogrammes correspond généralement à un groupe de faciès, plutôt qu'à un seul faciès;
- ce groupe de faciès est caractéristique de milieux de dépôt très voisins;
- les assemblages limités à un seul faciès, caractérisent des milieux extrêmes (T1 du bassin, T3 des milieux particuliers du Calcaire roux et M2 de l'ensemble marginolittoral);
- Les faciès sparitiques oolithiques montrent un type de roentgénofaciès (D) très voisin de celui correspondant aux milieux sparitiques sableux de la plate-forme interne, la différence principale résidant dans les plus fortes teneurs en kaolinite et micas, relevées dans l'assemblage F correspondant aux milieux plus internes.
- Les classes TR1 et TR2 sont en fait, un mélange des classes externes A et B (smectites) et des roentgénofaciès E et G (micas et kaolinite).

De ce fait ces roentgénofaciès sont, jusqu'à un certain point, aussi représentatifs des milieux de dépôt que les microfaciès. De manière évidemment moins précise que les microfaciès, l'étude des roentgénofaciès permet de se situer sur la plate-forme. Comme l'ont montré C.DARSAC (1983), F.VIEBAN (1983) et T.ADATTE & G.RUMLEY (1987), la courbe d'évolution des roentgénofaciès et celle

des microfaciès sont très similaires. Elles soulignent toutes les deux, les discontinuités majeures (fig.48, p.206).

Ces discontinuités majeures, liées à des faciès mixtes de transgression, correspondent à des mélanges et des remaniements aussi bien au niveau des microfaciès (Ft1, Ft2) qu'au niveau de la minéralogie (classes TR1 et TR2).

Un lien apparaît donc clairement entre la sédimentologie et la minéralogie; à un milieu de dépôt de la plate-forme correspond une minéralogie bien déterminée.

La répartition des minéraux de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ sur la plate-forme, montre en effet que (fig.66, p.256) :

- les smectites et les interstratifiés ne sont jamais présents simultanément en quantité appréciable; les maxima des smectites correspondant aux minima des interstratifiés, et vice versa.

- La teneur en kaolinite va en diminuant de l'ensemble marginolittoral en direction des milieux externes; Ce minéral disparaissant dans les milieux de bassin.

- La chlorite est uniquement présente dans les milieux de plate-forme.

- Le mica est ubiquiste.

- Le quartz fin est surtout lié aux milieux externes. Les maxima de quartz sont enregistrés par ailleurs dans les faciès de transgression, dans lesquels la taille de ce minéral dépasse les $20 \mu\text{m}$.

Ces variations de la distribution de ces minéraux semblent être dues à des facteurs d'ordre hydrodynamique.

La kaolinite de la fraction $2-16 \mu\text{m}$ et dans une moindre mesure, le mica sont mieux cristallisés dans les faciès interne que dans les faciès externe.

Le rôle dominant de l'hydrodynamisme, confirmé par l'étude du

rapport K2/K16 et des analyses au Coulter est discuté dans les pages qui suivent et dans les conclusions (chapitre 6) ayant trait à la minéralogie.

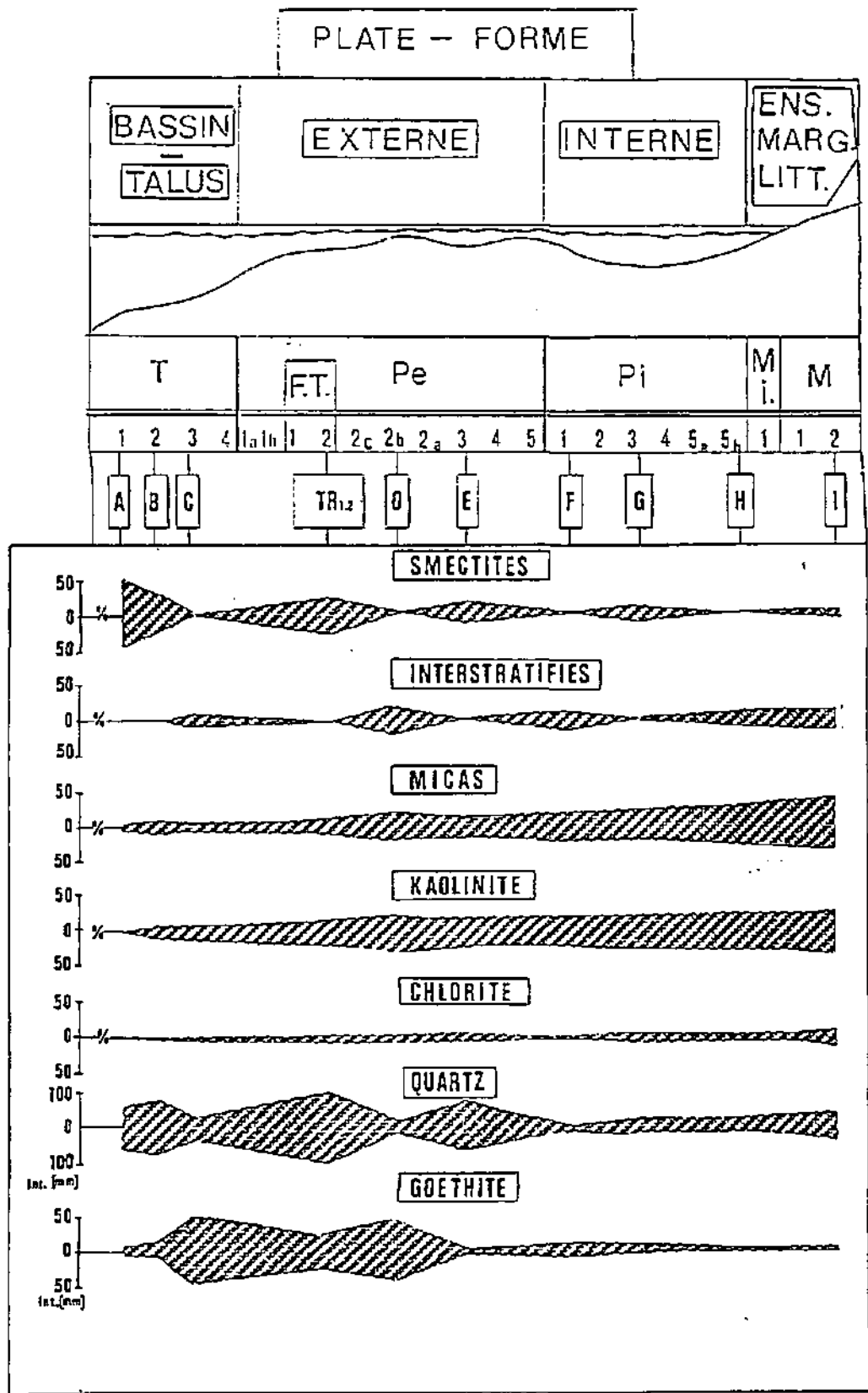


FIGURE 63d
Répartition des différents minéraux argileux (<2µm), du quartz (2-16 µm) et de la goethite (<2 µm).

4.5.4. Analyses Coulter (fig.170-172, p.263-264)

Les figures montrent les spectres granulométriques obtenus par Coulter de quelques échantillons représentatifs des principaux microfaciès reconnus dans les coupes de Champagne et du forage 601. Comme pour les roentgénofaciès, l'aspect morphologique de la courbe prime sur l'aspect quantitatif de la taille des particules.

Dans le forage 601, 3 types de distributions granulométriques ont été répertoriées :

- une distribution légèrement bimodale, dans laquelle les particules fines dominant, qui correspond au milieu de talus externe (F57A, F111);
- une distribution unimodale, correspondant aux à un faciès oolithique bien trié (F46A);
- Une distribution franchement bimodale liée aux faciès de plate-forme interne (F69a et 70A), dans laquelle la proportion de particules fines et de particules plus grossières (15 μ m) est à peu près égale.

La courbe obtenue pour l'échantillon F91, montre une forme tenant à la fois d'une courbe caractéristique de milieux internes et de milieux de talus. Elle correspond aux faciès mixtes de transgression.

Des distributions presque identiques ont été observées dans la coupe de Champagne (fig.170, p. 263)

Les résidus insolubles des microfaciès les plus représentatifs, ont alors été analysés; comme cela avait été fait pour les roentgénofaciès, les spectres granulométriques de chaque microfaciès ont été replacés sur le profil théorique de la plate-forme.

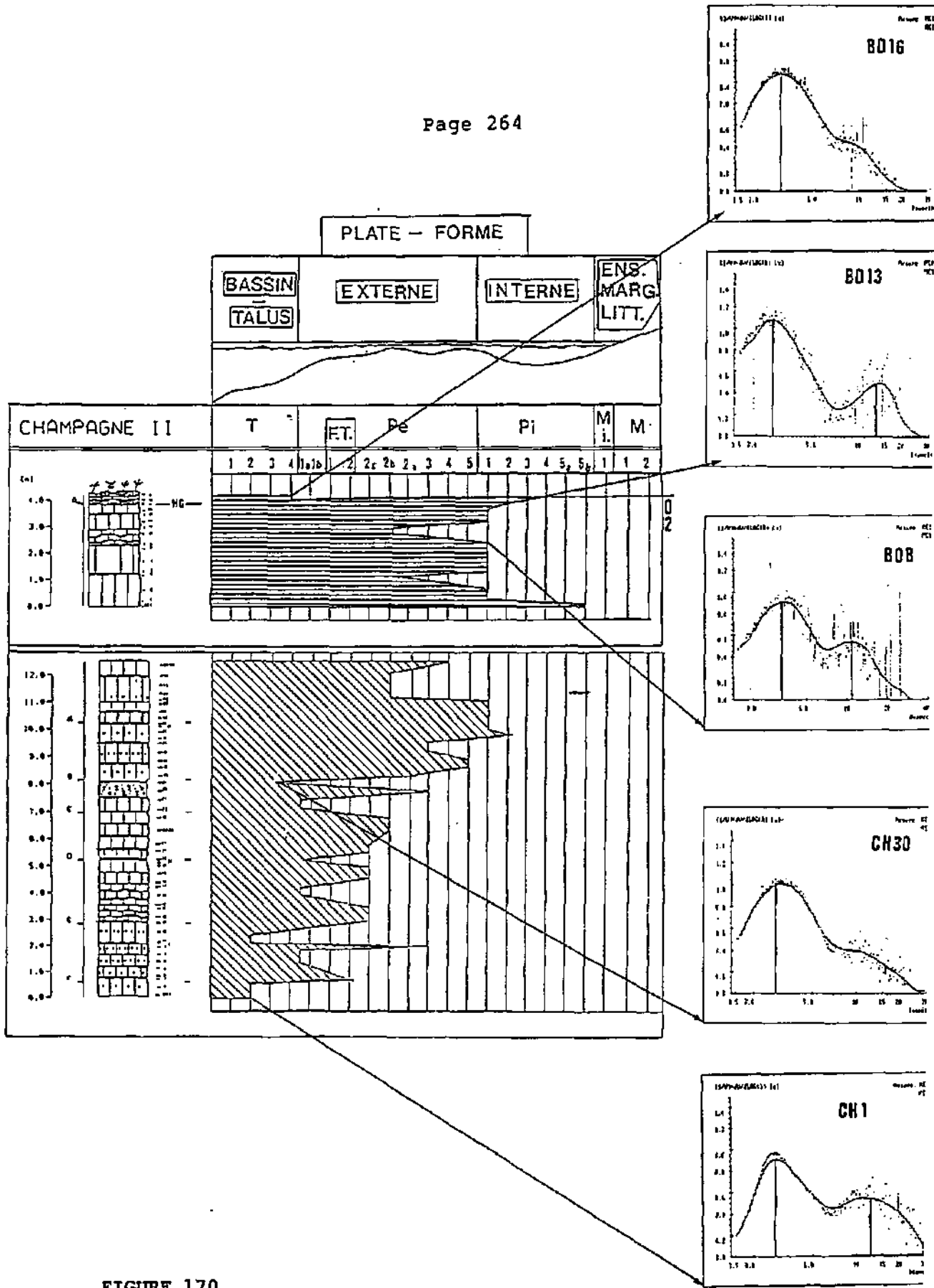


FIGURE 170

Aspects et évolution des spectres granulométriques du résidu insoluble obtenu par COULTER, dans la coupe de Champagne (fraction $<60\mu\text{m}$).

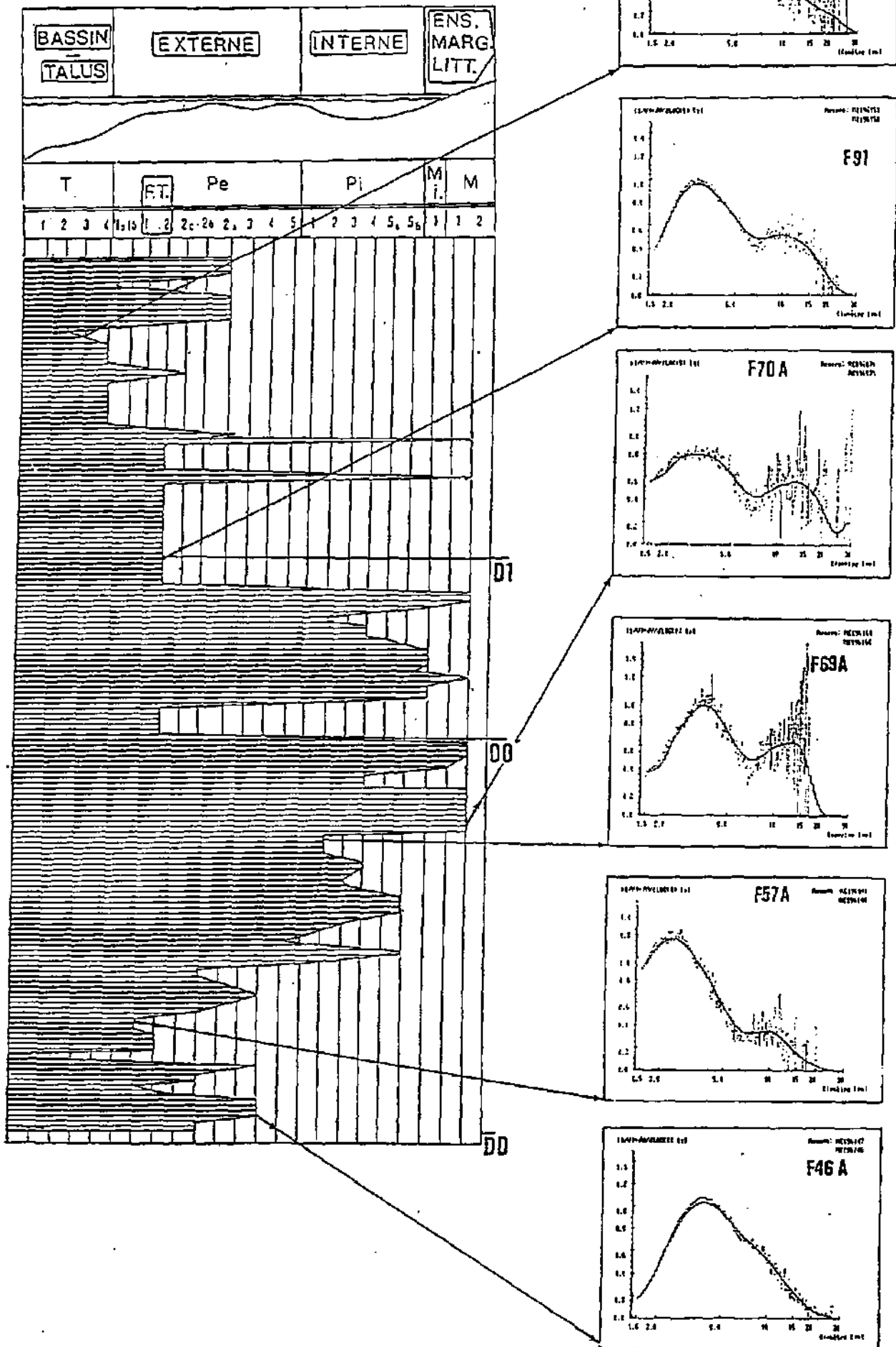


FIGURE 171

Aspects et évolution des spectres granulométriques du résidu insoluble
 (fraction < 60 µm).

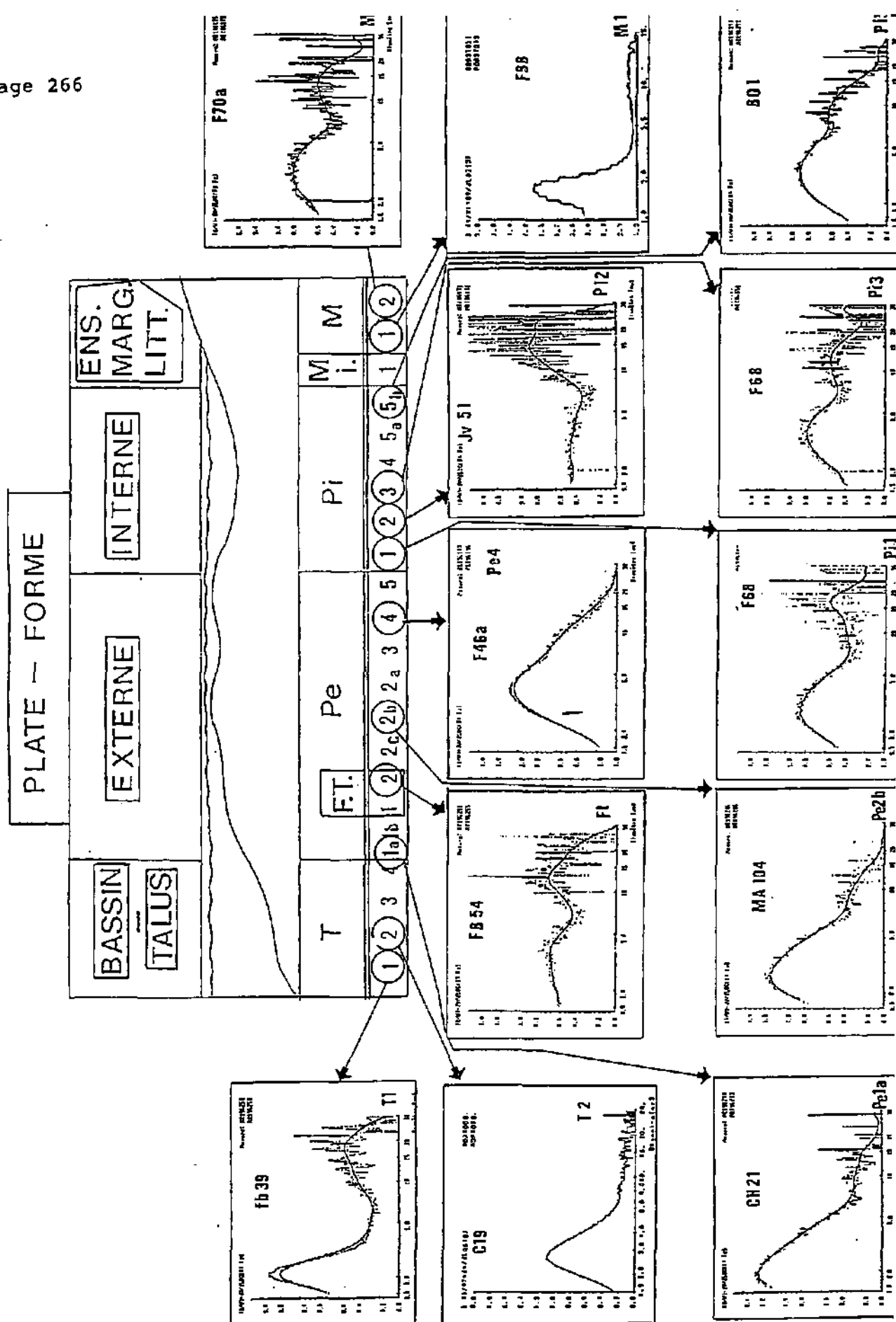


FIGURE 172

Distribution des spectres granulométriques du résidu insoluble obtenus par COULTER, sur le profil théorique de la plate-forme.(fraction

Les tendances observées dans les coupes de Champagne et du forage 601 sont confirmées :

- L'ensemble talus-bassin est caractérisé par une distribution légèrement bimodale, parfois unimodale, dans laquelle les particules d'environ 2 microns sont dominantes.
- Les milieux de bordure bien triés montrent une distribution presque unimodale, les particules sont un peu plus grossières que dans l'environnement précédent.
- Les milieux de plate-forme interne sont caractérisés par des courbes bimodales, peut-être trimodale (Pi3); les particules plus grossières montrent des proportions parfois plus grandes que les fines.
- Les faciès sparitiques à gros oncoïdes montrent une courbe assez similaire à celles de la plate-forme externe.
- L'ensemble marginolittoral est caractérisé par deux types de courbes; une courbe unimodale, dont le maximum est centré sur des tailles très fines; une courbe bimodale assez semblable à ce qui est observé dans le milieu de plate-forme interne. La première correspond à un faciès de laminites algaires très fines, alors que la seconde caractérise les faciès à bird's eyes communs à ce genre d'environnements.

4.5.5. le rapport kaolinite <2/ kaolinite 2-16 (K2/K16)

Ce rapport est, dans la coupe du Crêt de l'Anneau (fig.173,p.451); supérieur à 1 dans :

- les faciès de transgression micritiques (Pt2,

- le faciès micritique Pe3 de la plate-forme externe,
- les faciès micritiques de la plate-forme interne (plus rarement),
- l'ensemble marginolittoral localement.

A l'inverse, il est inférieur à 1 dans :

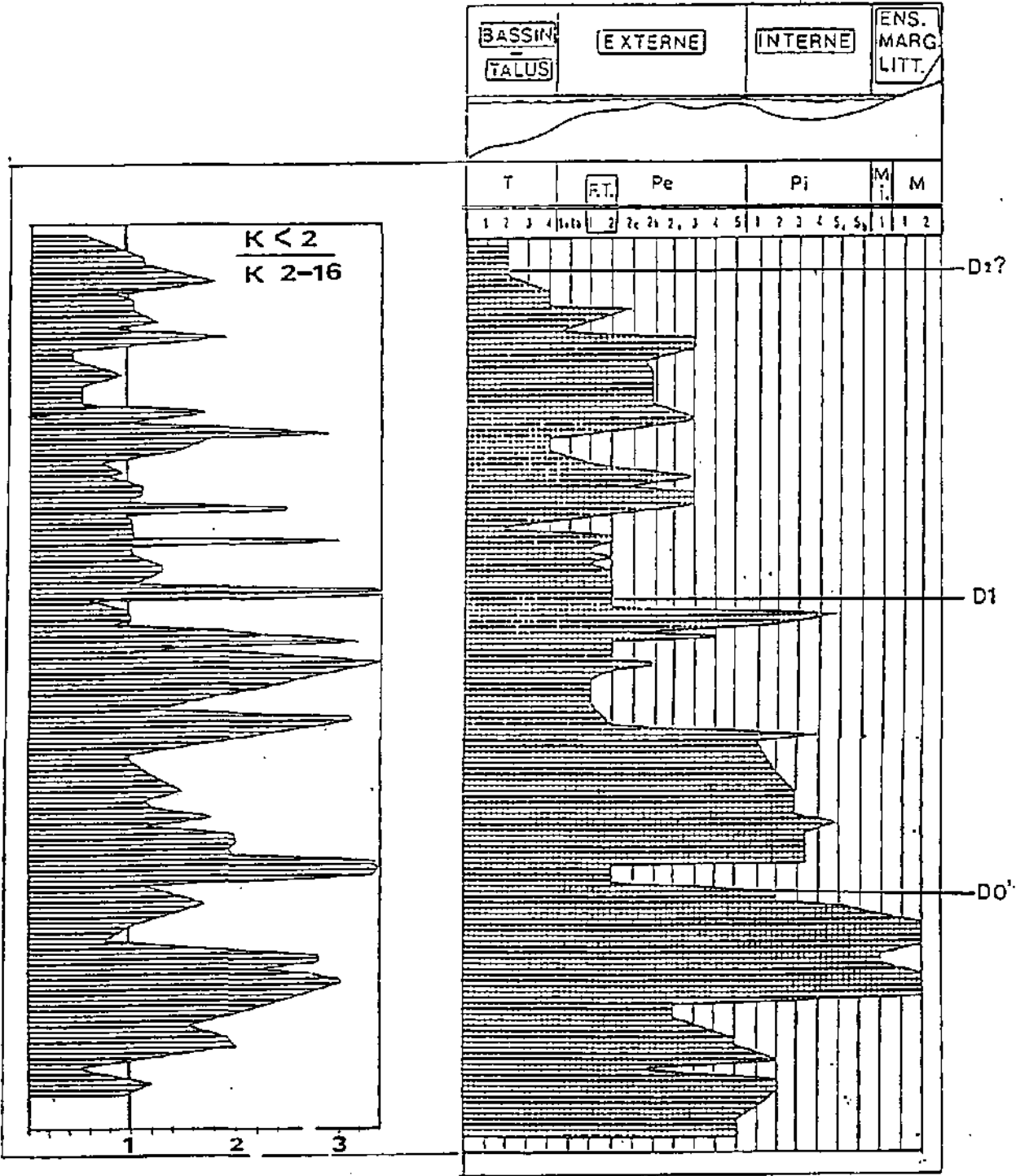
- les faciès oolithiques sparitiques de la bordure,
- les milieux agités de la plate-forme interne,
- l'ensemble marginolittoral.

Ce rapport montre des tendances assez similaires dans la coupe du Marchairuz (fig.174 p.268). La formation de Thoiry composée, de milieu de plate-forme externe oolithique à la base, passant plus haut, à des milieux internes contient plus de kaolinite 2-16 μm , sauf dans les faciès Pe3 et dans deux échantillons, dont les microfaciès sont caractéristiques de l'ensemble marginolittoral.

Au-dessus de la D1, ce rapport s'inverse dans les faciès de transgression témoignant d'un approfondissement des milieux.

FIGURE 17.3

Profil du Crêt de l'Anneau : distribution du rapport kaolinite < 2 μ m/ kaolinite 2-16 μ m.



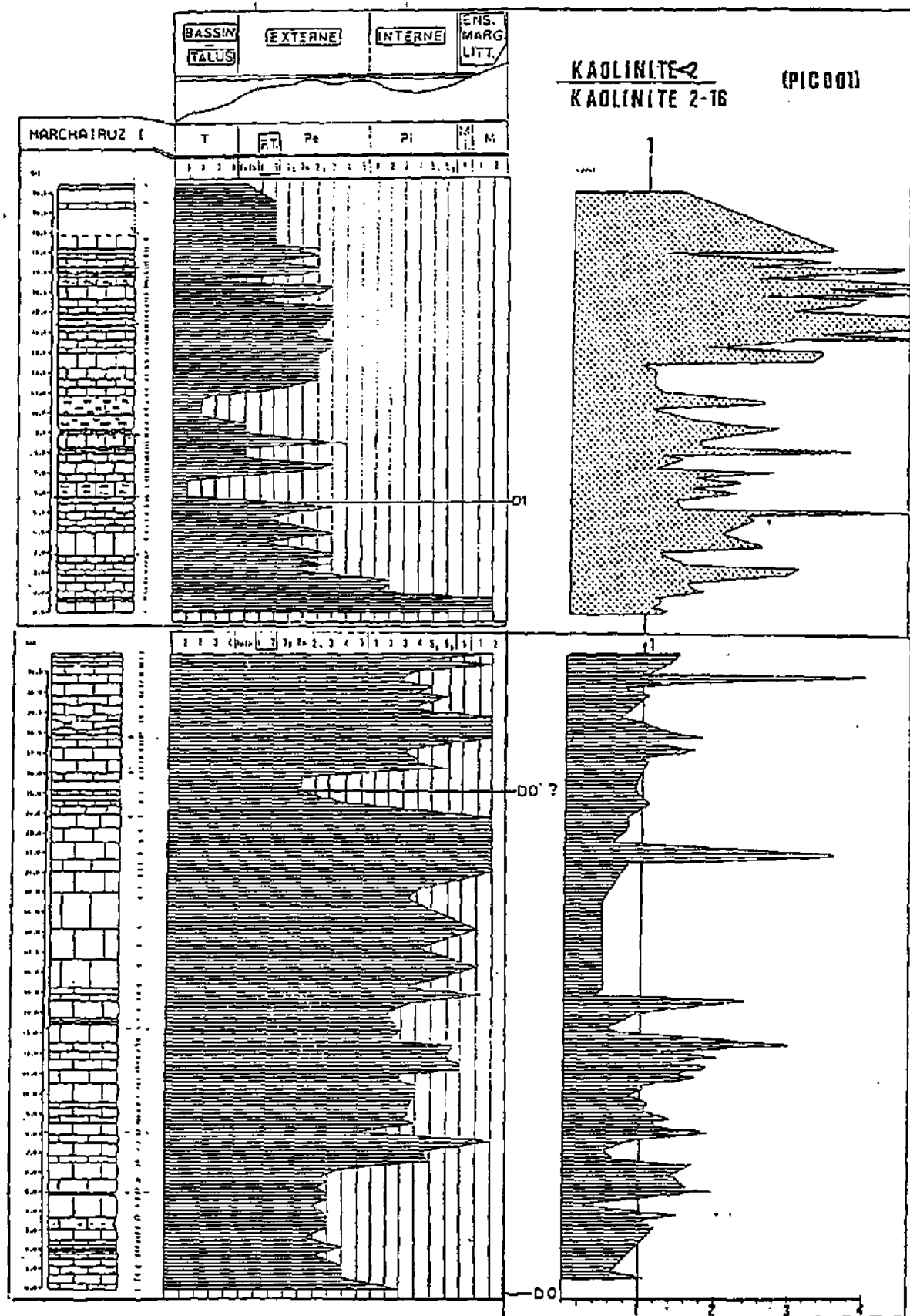


FIGURE 174

Profil du Marchairuz : distribution du rapport kaolinite < 2 kaolinite 2-16 μm .

CHAPITRE 5

DESCRIPTION ET ETUDE DES PROFILS

5.1. Coupe de Bienne

Situation géographique

Cette coupe se situe à Riedli (fig.64a, p.272), à la sortie ouest de Bienne, au bord de la route qui mène à Neuchâtel, à proximité d'un parking (coord. 584.1/220.5).

Contexte géologique

Ce profil a été levé dans le flanc sud de l'anticlinal "Seekette"; les couches plongent de 50 degrés vers le sud. Le fait que les strates soient sub-parallèles au front de taille, a compliqué le lever de coupe et restreint l'intervalle stratigraphique susceptible d'être étudié.

La partie inférieure de la coupe a déjà fait l'objet d'un lever de coupe (Strasser et Mojon, 1987) et correspond au faciès purbeckien, daté du Berriasien basal (par characées).

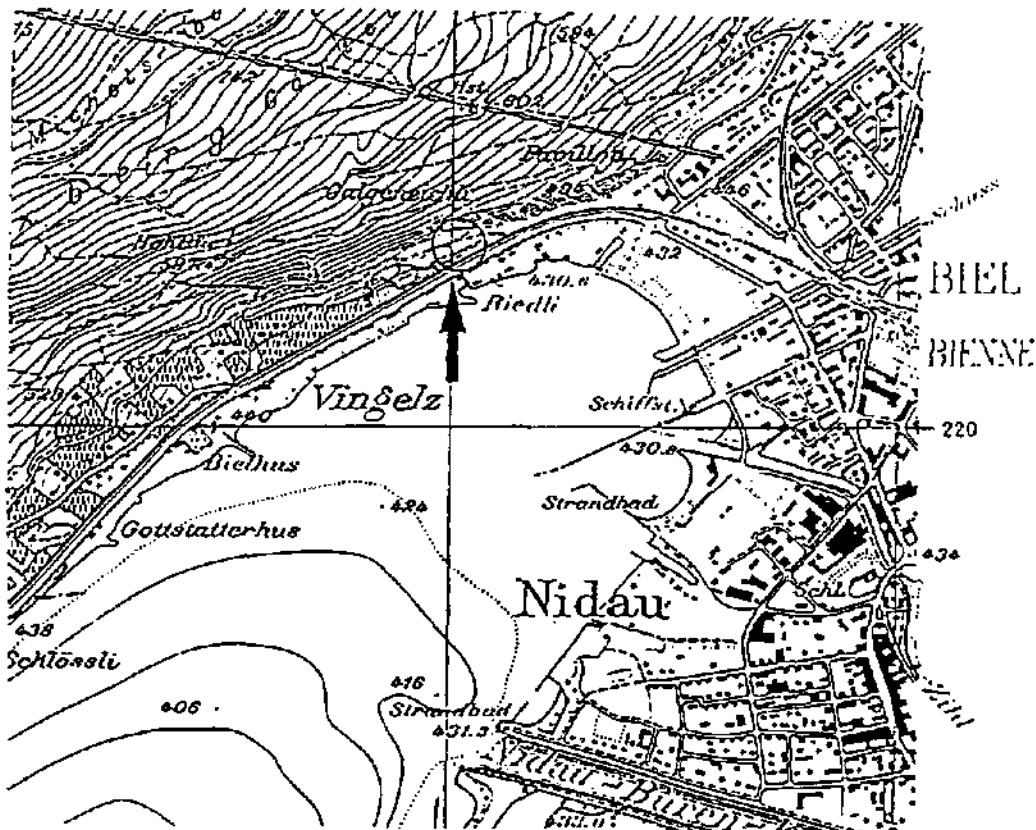


FIGURE 64a

Situation géographique de la coupe de Bienne.

Description lithologique :

- 3m de calcaires oolithiques dont la base contient encore quelques cailloux noirs. Un grand bloc basculé de calcaire oncolithique a été observé; ce dernier pourrait provenir d'une paléofalaise érodée (F.E. sur la figure 64c). Les calcaires sont moins riches en oolithes vers le haut et sont suivis d'un ensemble de marnes ocres à roses (50cm). Les derniers bancs observables sont truffés de bivalves et gastéropodes.

BIENNE I : LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES
- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

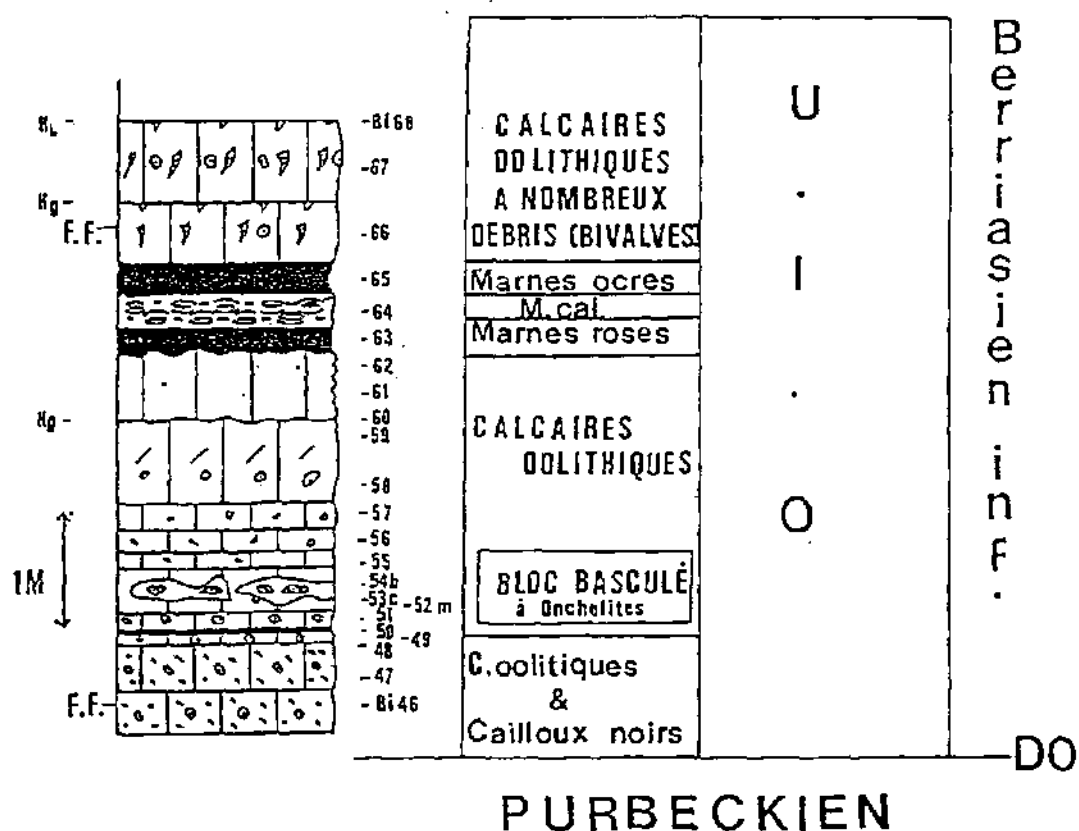


FIGURE 64b

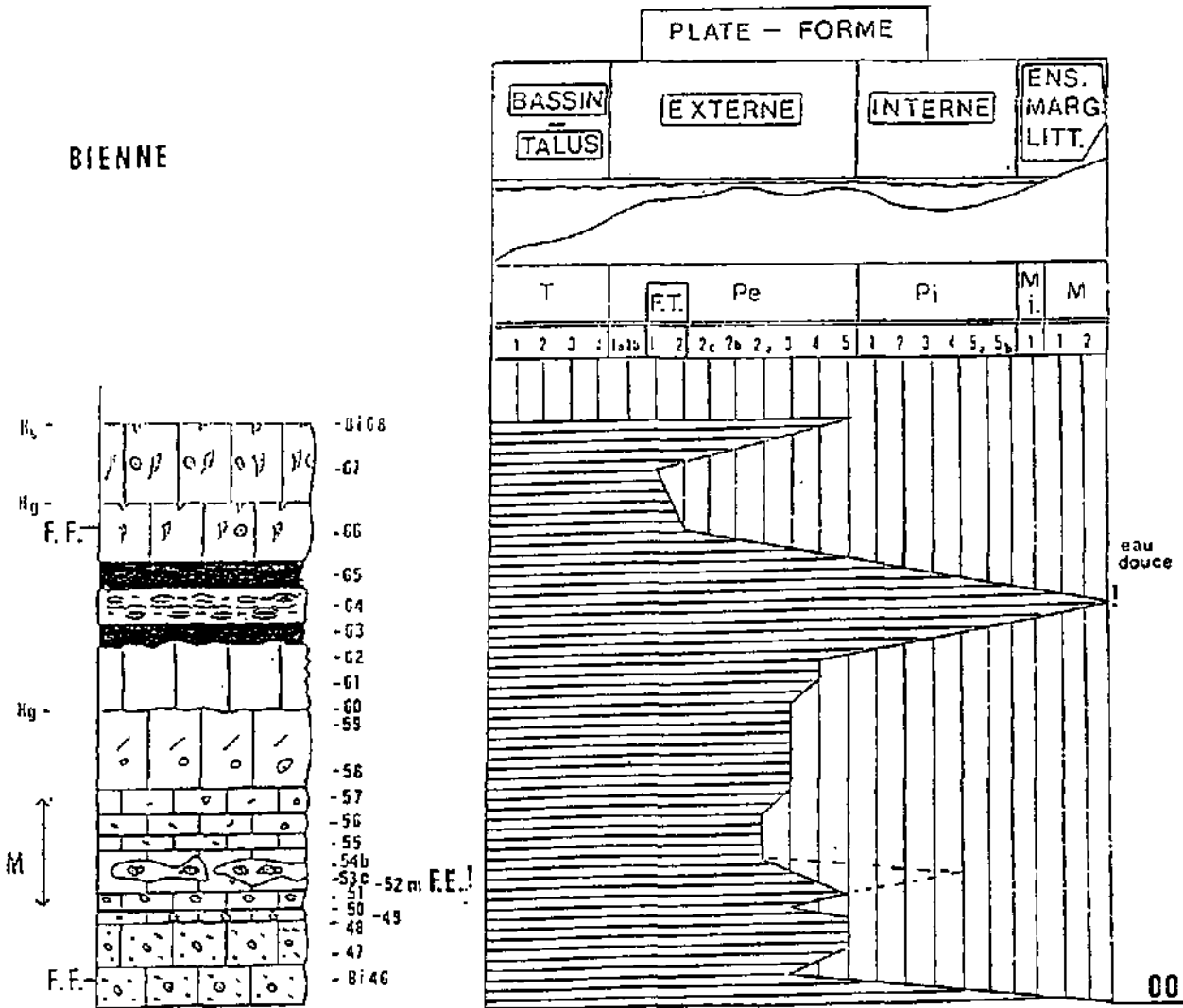
Profil de Bienne : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D0.

Evolution des microfaciès (fig.64c, p.274).

Ces derniers témoignent de milieu de plate-forme externe. Il s'agit de faciès généralement micritiques riches en oolithes (Pe3) ou de faciès bioclastiques riches en débris allongés (Pe5) et bioclastes (échinodermes). Quelques grains de glauconie ont été observés. Les marnes ocres à roses sont très riches en characées et gastéropodes et témoignent d'un retour à un milieu d'eau douce. Les derniers bancs montrent des faciès de transgression à Polymorphinidae et Nodosaridae.

FIGURE 64c

Profil de Bienne : courbe d'évolution des microfaciès; Le trait en pointillé indique le microfaciès plus interne, correspondant au bloc basculé. Les abréviations F.F. et F.E. signifient Feurtillia frequens et Falaise érodée (?).



Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

La fraction <2 μ m se caractérise par l'absence de la kaolinite et de la chlorite, la grande abondance des smectites et une pauvreté en mica dont l'indice d'aigu est très large.

La fraction 2-16 μ m ne montre qu'un petit peu de mica dont la cristallinité n'est pas meilleure que dans les <2 μ m. Comme déjà observé en lame mince, le quartz apparaît en quantités significatives dans les deux derniers bancs. (faciès de transgression).

Conclusions relatives à la coupe de Bienne.

Les microfaciès montrent clairement le passage des faciès confinés du Purbeckien à ceux de l'unité inférieure oolithique. Cette transgression se manifeste par l'apparition de faciès oolithiques externes à échinodermes et glauconie. La transition U.I.O. - Purbeckien n'est pas franche (persistance des galets noirs dans les premiers bancs oolithiques, brève réinstallation de faciès d'eau douce à characées au milieu de ces faciès externes). La discontinuité D0 correspond exactement à l'apparition de faciès oolithiques riches en échinodermes et Nodosariidae. On observe dans l'ensemble, une évolution transgressive qui reste assez progressive (mélange de faune, de faciès).

Quant à la microfaune, l'abondance des individus appartenant à l'espèce Feurtillia frequens, les Polymorphinidae et les Nodosariidae traduisent l'installation de milieux marins ouverts et externes. Mais aucune forme susceptible de permettre une attribution stratigraphique précise n'a été reconnue. Les datations obtenues, à partir de characées et d'ostracodes (MOJON ET STRASSER, 1987), attribuent un âge Berriasien inf. au Purbeckien et à l'unité inf. oolithique de cette région, ce qui est confirmé par la découverte récentes d'ammonites de la sous-zone à Subalpina,

au sommet du Purbeckien de la région genevoise (CLAVEL et al., 1986).

5.2. Coupe du Landeron I et II

Situation géographique

Ce profil a été relevé en deux endroits :

- la partie inférieure (14 m, fig.66, partie I) a été relevée dans une carrière abandonnée (fig.65), située le long de la route, venant du Landeron, qui mène à Lignièrès (coord. 571.48/213.04).
- la partie supérieure a été relevée (5 m, fig.66, partie II) dans le lit du Becuel à 100 m du lieu-dit "la Baume" (coord. 571.40/212.25).

Contexte géologique

Les deux parties de ce profil (I et II) ont été levées sur la pente structurale de l'anticlinal Seekette, dont les couches sont faiblement inclinées (25°) vers le sud.

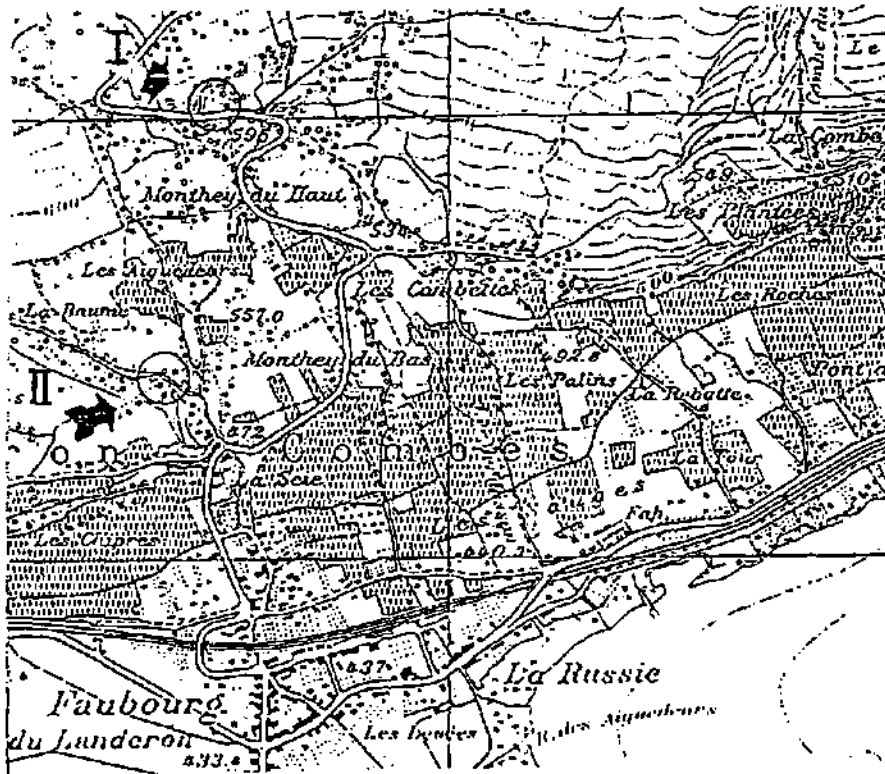


FIGURE 65

Situation géographique des profils du Landeron

Description lithologique

de bas en haut, il a été observé (fig.66) :

- environ 13 m de calcaires massifs blancs à beiges montrant souvent des surfaces durcies, des bird's eyes et des terriers ouverts (1);
- une surface, très nette, de discontinuité suivie par des bancs gréseux roux (partie I) (2);
- 1 m de marno-calcaires gris pauvres en fossiles (partie II);

LANDERON I & II LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

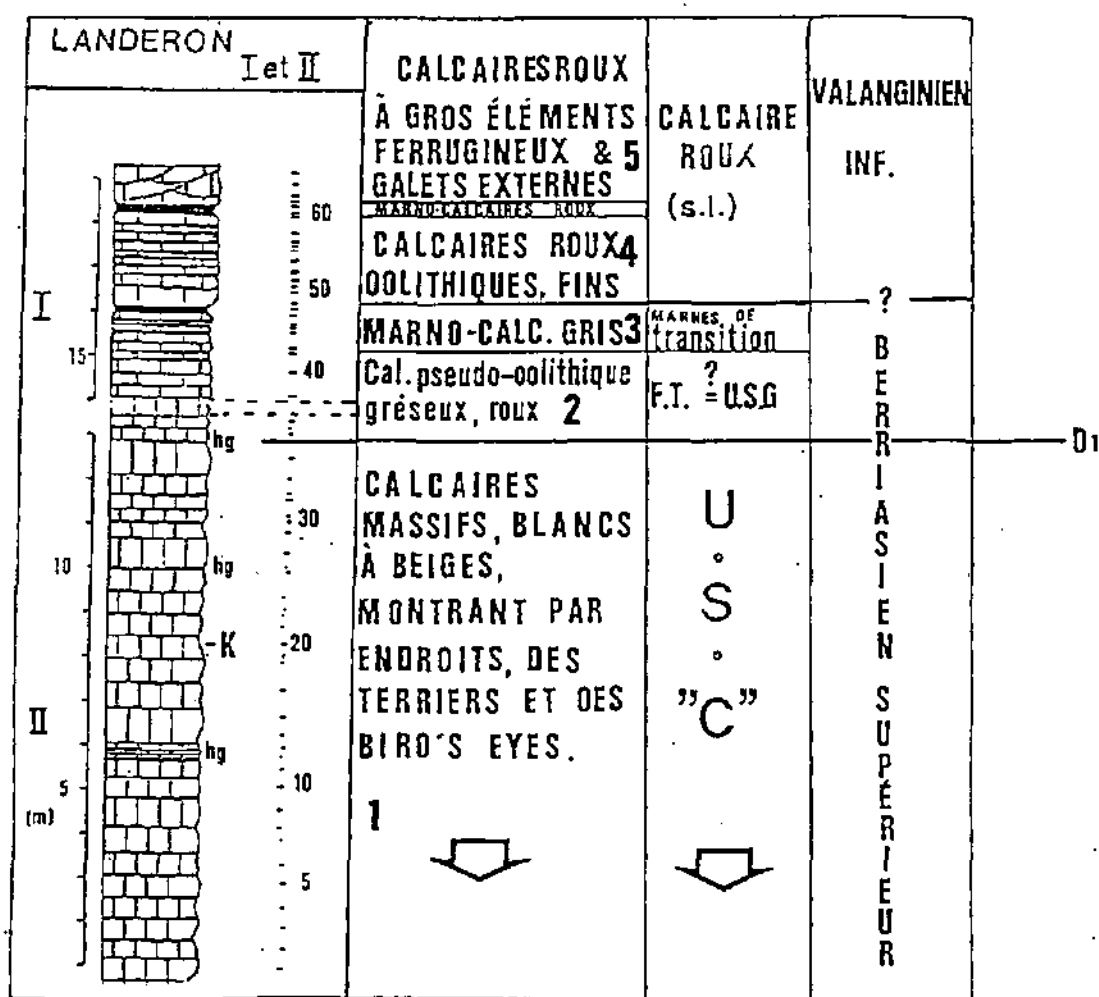


FIGURE 66

Profil du Landeron I et II : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D0.

- des calcaires roux oolithiques (2.5 m), fins organisés en bancs lités, sans stratifications obliques ou entrecroisées apparentes (4);
- des calcaires roux à gros éléments ferrugineux et galets, montrant une stratification entrecroisée; la stratification oblique (parfois entrecroisée) s'observant au sein même du banc (5).

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

La partie inférieure du profil est caractérisée par des milieux de plate-forme interne, voire de l'ensemble marginolittoral (fig.67, 68 et 69, p.279-280). Les faciès oncolithiques et les faciès à nombreux foraminifères et algues (Pi5 et Pi3) sont les plus représentés. Le sommet de cette partie montre des faciès confinés (M1) et se termine par une surface perforée, surmontée par des faciès de transgression (Ft2). La seconde partie de cette coupe débute par des faciès externes riches en quartz et des faciès micritiques oolithiques. Par la suite, les milieux de dépôts montrent un approfondissement notoire (T1). Le sommet de la coupe seulement présente un faciès typique riche en éléments ferrugineux et galets externes. La microfaune est très diversifiée (nombreuses espèces de foraminifères. L'association Keramosphera allobrogensis - Pseudotextulariella courtionensis a été répertoriée quelques mètres sous la D1 (fig.67). Des Polymorphinidae ont aussi été reconnus dans les faciès de transgression liés à cette discontinuité. Parmi les autres foraminifères répertoriés, Pfenderina cf. neocomiensis apparaît au niveau à Keramosphera. Quelques fragments de madréporaires ont été reconnu dans les faciès de transgression surtout.

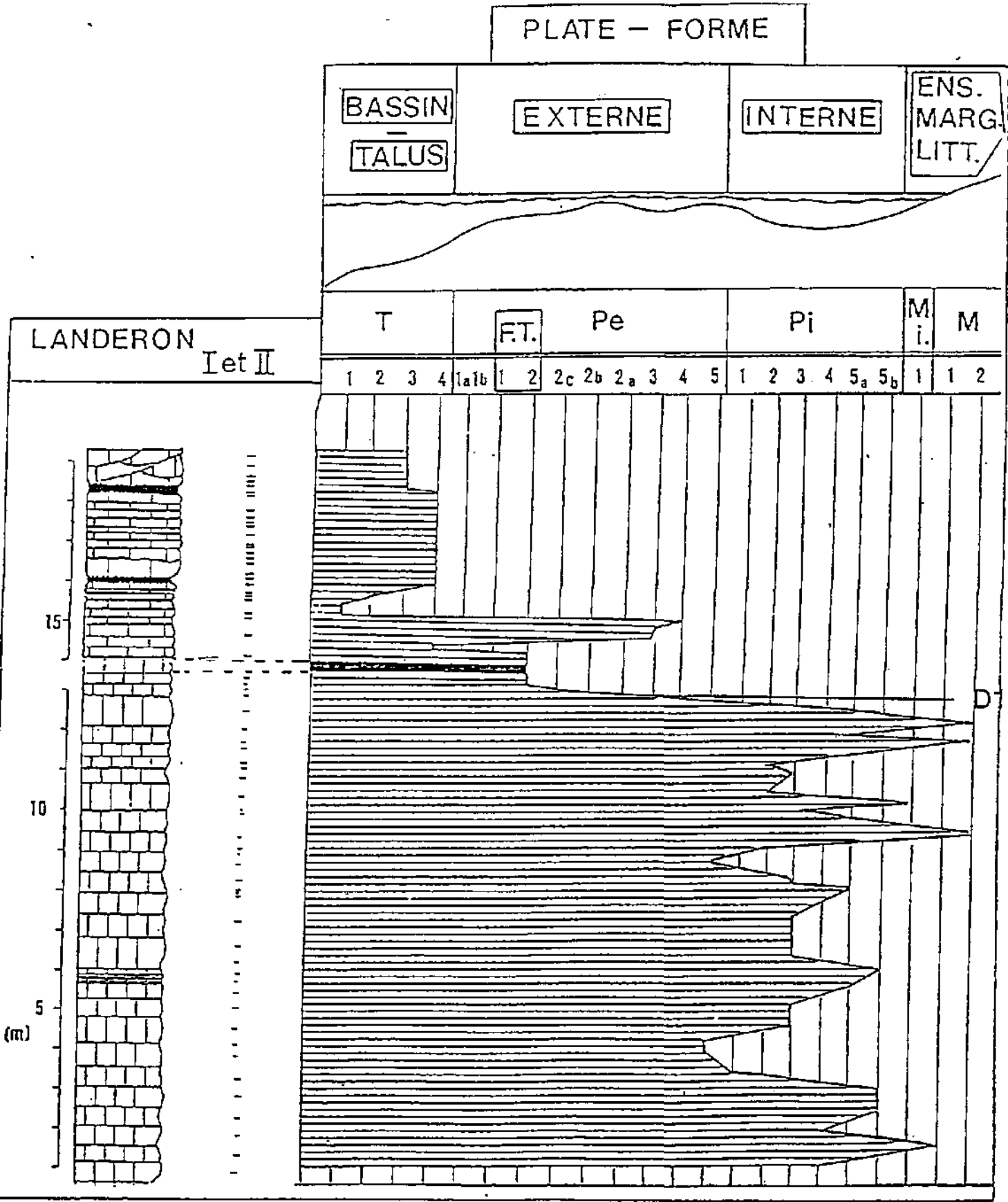


FIGURE 68

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Landeron I et II.

Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

Fraction <2 μ m (fig.70, p.282)

Smectites et interstratifiées s'excluent mutuellement; les smectites semblent liées aux faciès micritiques calmes du talus et de la plate-forme interne. Elles sont surtout présentes dans les faciès de transgression. Les interstratifiées sont liés soit aux faciès de l'ensemble marginolittoral, soit aux faciès sparitiques de la plate-forme externe et interne. Les intensités de la kaolinite et de la chlorite montrent une très nette diminution dans les faciès externes du haut de la coupe. Le mica dont l'intensité brute est beaucoup plus faible est ubiquiste. La goethite apparaît significativement, dès que l'environnement est plus externe. La cristallinité du mica varie de .25 à .70 ($^{\circ}\text{CuK}\alpha$). Elle est mauvaise dans les faciès externes (.6 - .8 $^{\circ}\text{CuK}\alpha$), et montrent des valeurs allant de .25 à .30 $^{\circ}\text{CuK}\alpha$ dans les faciès internes de la partie inférieure de la coupe.

fraction 2-16 μ m (fig.70)

La kaolinite montre de plus grandes intensités dans les faciès les plus internes. Il en va de même pour le mica. Le quartz est surtout présent dans les faciès sus-jacents à la discontinuité D1. Les intensités brutes de ces minéraux enregistrent toutes une diminution dans les faciès du Calcaire roux. La cristallinité du mica est très bonne (.15 - .16 $^{\circ}\text{CuK}\alpha$) dans les faciès internes et "s'élargit" dans les milieux plus externes (.25 - .35 $^{\circ}\text{CuK}\alpha$). Il en va de même pour la cristallinité de la kaolinite.

Profil du Landeron I et II: distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

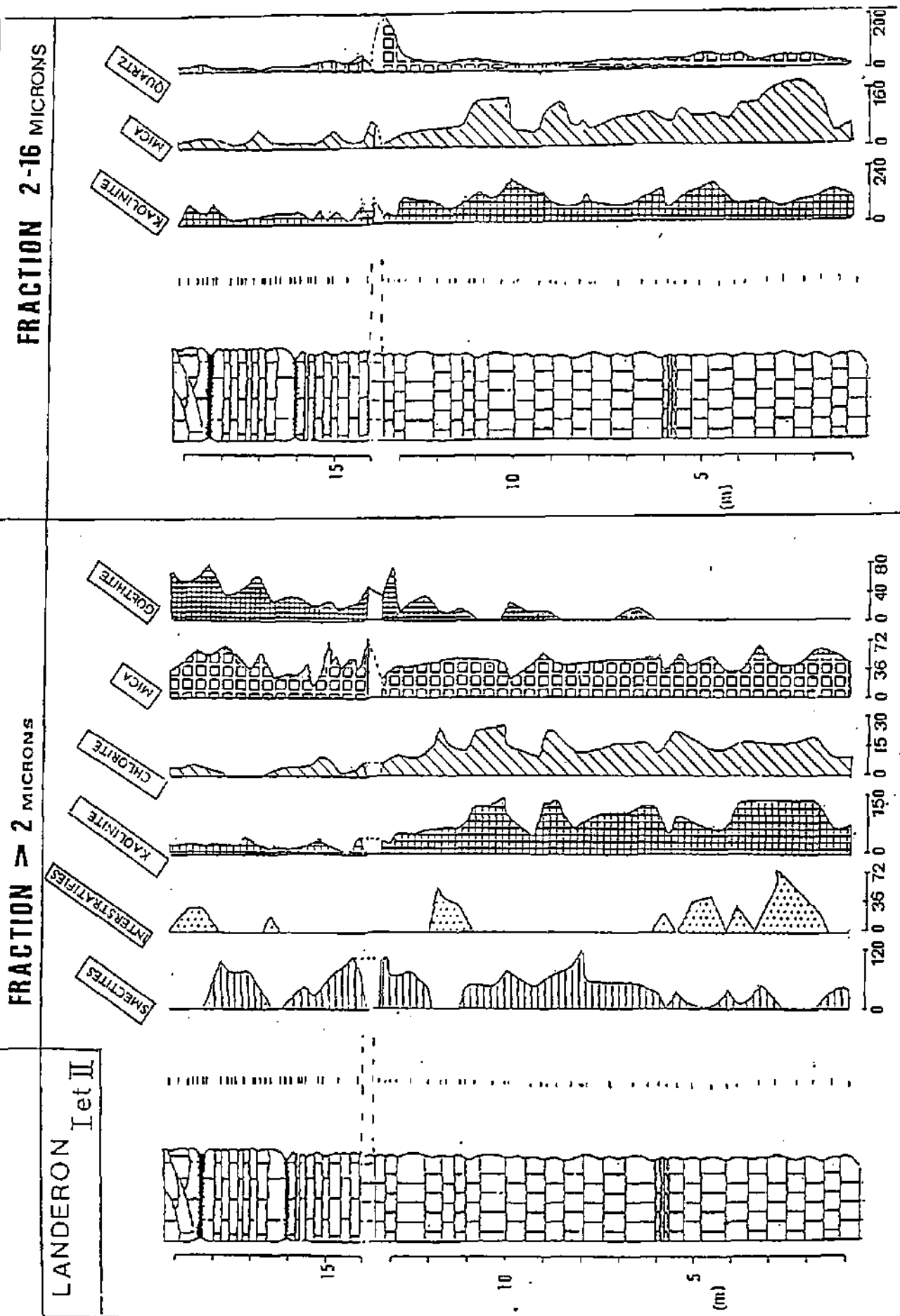


FIGURE 70

Conclusions préliminaires relatives aux profils I et II du Landeron
 l'étude des microfaciès et de la microfaune montre clairement que la partie inférieure de ce profil est constituée de dépôts de plate-forme interne et de l'ensemble marginolittoral. Toute la séquence est carbonatée, le quartz n'étant que très faiblement représenté (fig. U.S."C").

Une discontinuité majeure (D1) a été mise en évidence, suivie par des faciès de transgression contenant des Polymorphinidae. Les bancs sous-jacents montrent des caractères émergifs (bird's eyes, terriers....). Les bancs sus-jacents à cette discontinuité montrent des mélanges de faunes, internes et externes; les mélanges de faciès, liés à cette même discontinuité et observés dans d'autres coupes, n'ont pas été observés dans ce profil. Il s'agit donc d'un passage très brusque de faciès supratidaux à des faciès de transgression plus externes. Ces faciès très gréseux, pourraient correspondre lithostratigraphiquement à l'U.S.G.

Les Calcaires roux présentent deux types de faciès :

- un faciès oolithique assez riche en foraminifères, correspondant à un milieu de talus proche de la plate-forme externe. A l'affleurement, les bancs sont lités et ne présentent qu'exceptionnellement, une stratification oblique ou entrecroisée. La matrice de ces derniers peut être micritique.

- un faciès à galets externes et gros éléments ferrugineux; Ce dernier est pauvre en foraminifères et extrêmement riche en bryozoaires et échinodermes. Ce faciès correspond à l'affleurement à des bancs à stratification entrecroisée, très riches en gros éléments ferrugineux. Les oolithes sont rares et la matrice est toujours sparitique. Il s'agit donc du Calcaire roux sensu stricto qui correspond à une submersion de la plate-forme et peut être parallélisé avec la formation du Bourget.

Les datations basées sur les foraminifères benthiques reconnus, sont claires, tant qu'on ne dépasse pas la D1. Les associations reconnues (*Keramosphera*....etc, fig.) montrent que les bancs sous-jacents à la D1 sont d'âge Berriasien supérieur. Les faciès de transgression faisant suite à cette discontinuité, contiennent une faune que l'on peut dater du Berriasien terminal, si l'on se réfère au travail de C.DARSAC (*Polymorphinidae*). Même si aucune datation précise n'a pu être obtenue dans les Calcaires Roux sus-jacents, on peut toutefois, sans être trop catégorique, les attribuer au Valanginien inférieur.

5.3. Coupe de Cressier

Situation géographique (fig.71, p.284)

Ce profil a été levé dans une carrière abandonnée, au nord-ouest de la marnière de Cressier (coord.569.10/211.62).

Contexte géologique

La coupe étudiée se situe sur le flanc sud de l'anticlinal de Serroue. Les couches plongent de 30° vers le sud-est. Le profil a été levé dans la partie est de la carrière là où le front de taille recoupe le pendage.

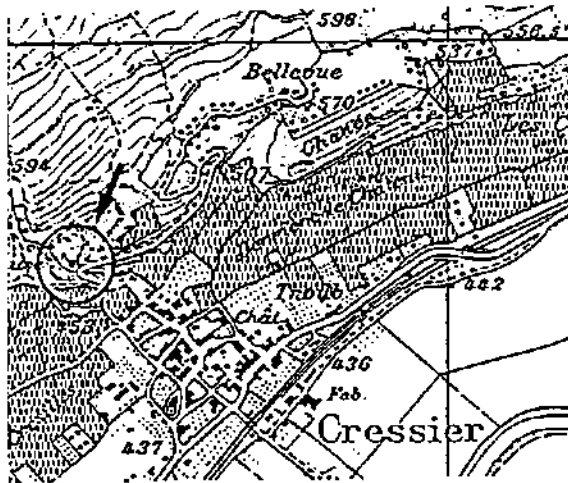


FIGURE 71

Situation géographique du profil de Cressier

Description lithologique (fig.73, p.286)

Vu le mauvais état de l'affleurement, seul le passage Marbre bâtard - Calcaire roux a été levé (environ 4 m). On observe de bas en haut :

- 1 m de calcaire massif blanc-rosé micritique à bird's eyes, terminé par un hard-ground;
- 0.5 m de calcaire roux, pseudo-oolithique gréseux;
- 0.5 m marno-calcaire gris noir;
- 1 m de calcaire roux bioclastique, parfois oolithique.

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue (fig.72, p.286)

Les deux premiers bancs sont caractérisés par des faciès très internes (M1), à bird's eyes et microfaune appauvrie (Miliolidae, Pseudotriloculina et Istriloculina). Ils sont surmontés d'une surface de discontinuité majeure (D1). Cette discontinuité est accompagnée par des faciès de transgression, représentés par leurs faciès typiques, à savoir, dans l'ordre, une pelssparite à Polymorphinidae et à quartz suivie par une biomicrite à oolithes rubéfiées. La microfaune est mixte, composée de Nodosariidae, Polymorphinidae, Pseudocyclamina arénacés et de fragments d'échinodermes d'une part, et de Miliolidae et autres aglutinés infralittoraux d'autre part; cette microfaune étant globalement le reflet d'un milieu de tendance plus externe. Les derniers bancs sont composés d'un faciès bioclastique fin, rarement oolithique, dont la microfaune témoigne d'un milieu externe circalittoral (fig.72, faciès T4).

CRESSIER

(COORD. : 569.6 / 211.5)

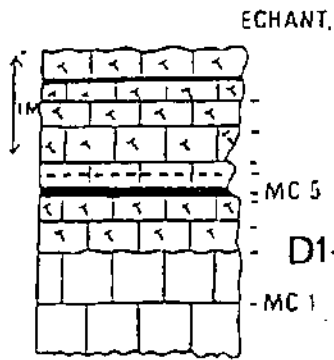
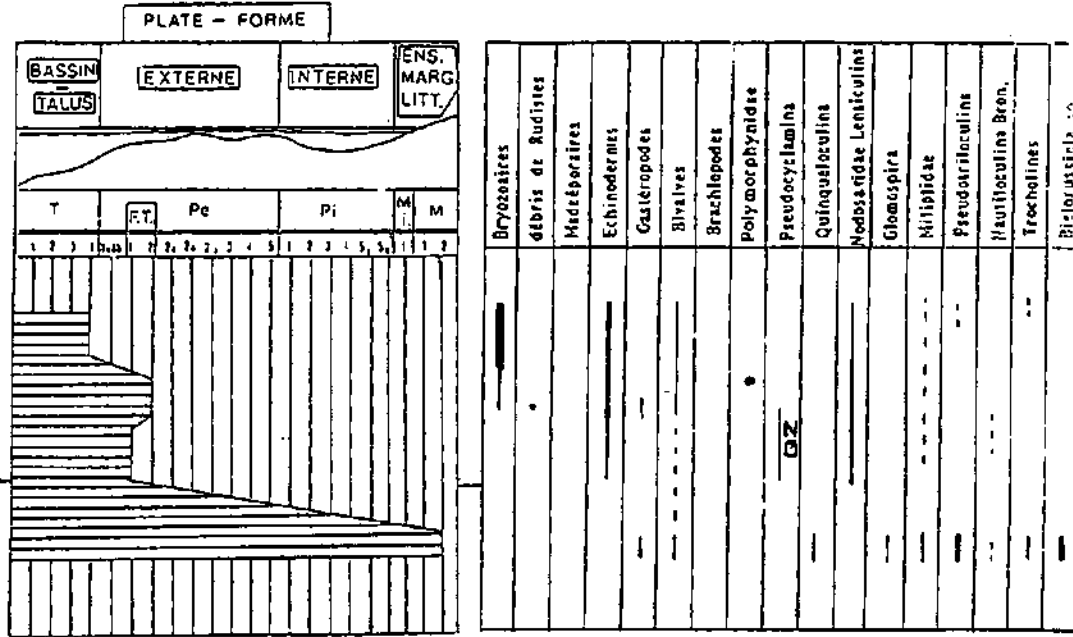


FIGURE 72

Coupe de Cressier : courbe d'évolution des microfaciès; répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.



CRESSIER : LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES
- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

COORD. : 969.6 / 211.5

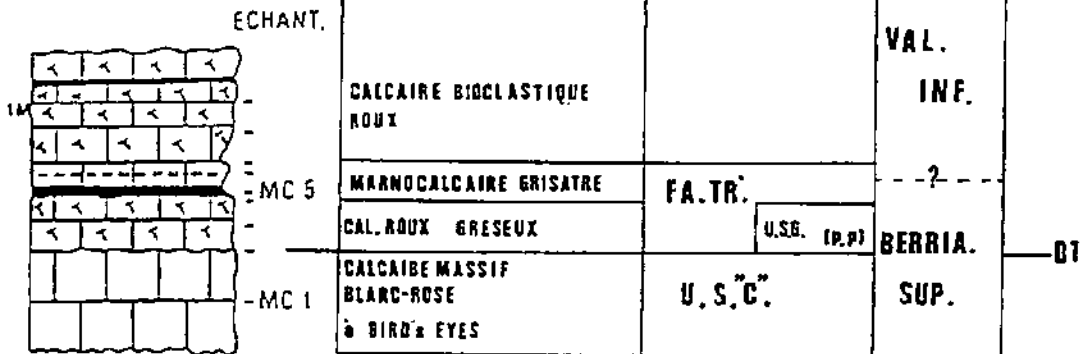


FIGURE 73

Profil de Cressier: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D1.

Minéralogie des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$ (fig.74, p.288)

Les distributions des phyllosilicates et des minéraux accessoires soulignent parfaitement la discontinuité majeure D1. Les roentgénofaciès sont très différents de part et d'autre de cette discontinuité :

- les faciès supratidaux sous-jacents à D1, sont caractérisés par un roentgénofaciès composé d'interstratifiés mica/smectite, de kaolinite, de chlorite et d'un peu de quartz. Le mica et la kaolinite montrent d'excellentes cristallinités variant de .14 à .18 °2tCuK. Leurs intensités respectives sont nettement plus élevées dans la fraction $2-16\mu\text{m}$ que dans la fraction $<2\mu\text{m}$.

- Au dessus de la discontinuité D1, dans les faciès de transgression, apparaît un roentgénofaciès sensiblement différent dans lequel les smectites abondent. Les intensités brutes du mica et de la kaolinite enregistrent une forte baisse; leurs cristallinités sont plus grandes (.30 à .60 °2tCuK). Le quartz et la pyrite (surtout dans le banc le plus marneux) sont très abondants. A l'inverse de ce qui a été dit plus haut, les intensités brutes du mica et de la kaolinite sont un peu plus fortes dans la fraction $<2\mu\text{m}$.

Les interstratifiés mica-smectite, de même que la goethite réapparaissent dans les derniers bancs (calcaires roux bioclastiques, sparitiques).

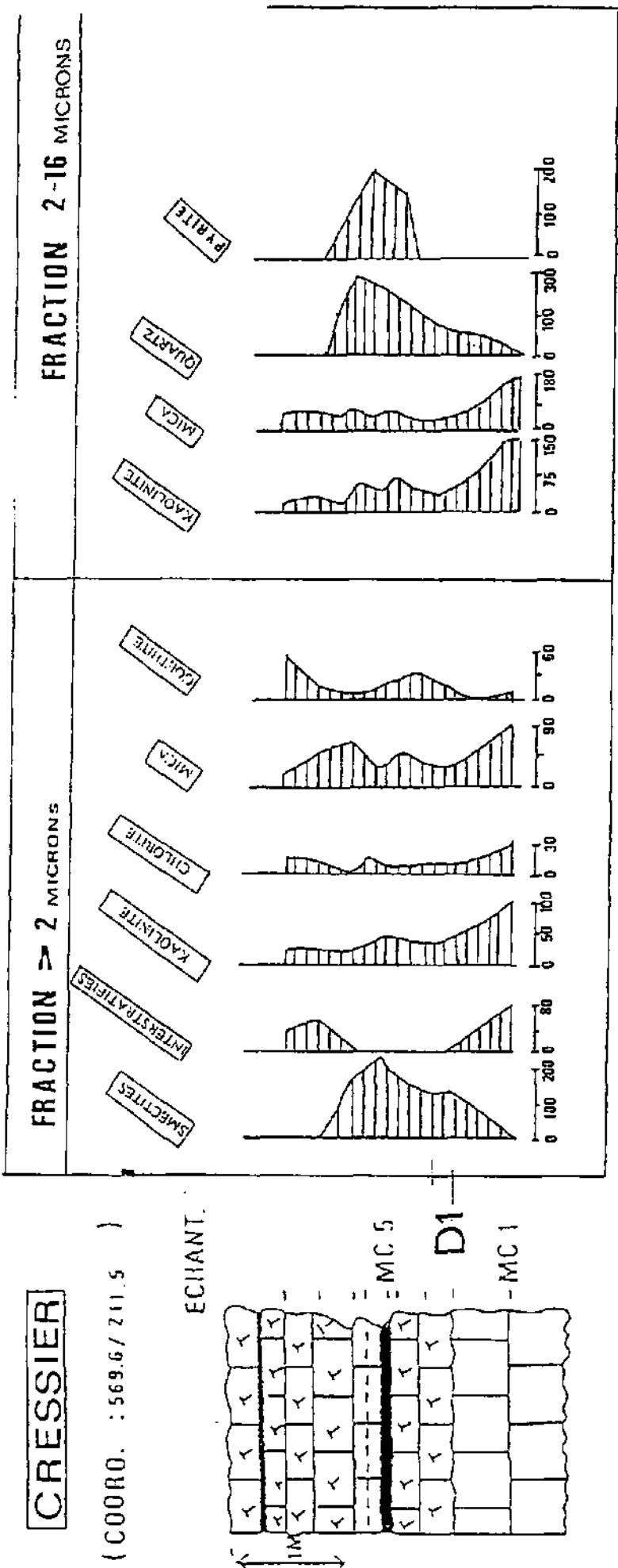


FIGURE 74
Profil de Cressier : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions <2µm et 2-16µm. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

Conclusions préliminaires relatives au profil de Cressier

La succession des milieux de dépôts reconnus de part et d'autre de la discontinuité majeure mise en évidence dans cette coupe, est très analogue à celle observée dans le profil du Landeron (fig.68). Même si les bancs sous-jacents à D1 n'ont pas livré de microfaune susceptible d'être datée et corrélée, la succession lithostratigraphique, l'enchaînement vertical des milieux de dépôts et le fait que les faciès sus-jacents à D1 ont livré des Polymorphinidae, confirment qu'il s'agit du même horizon D1 de discontinuité, précédemment reconnu dans la coupe du Landeron.

Dans cette coupe aussi, les faciès fins du Calcaire roux témoignent de faciès de talus correspondant tout-à-fait à la logique géométrique d'une plate-forme carbonatée et non pas au faciès T3 (submersion de la plate-forme).

5.4. Profil de la Juracime

Situation géographique (fig.75, p.290).

Cette coupe a été levée dans une carrière en exploitation, située au nord-ouest du village de Cornaux. Cette carrière est exploitée pour la fabrication du ciment (coord.567.46/210.05).

Contexte géologique

La coupe étudiée se situe à proximité du sommet de l'anticlinal de Serroue. Les couches sont presque horizontales. Les bancs du Purbeckien sont extrêmement tectonisés. Cette tectonique disharmonique pourrait être surtout due aux phénomènes de dissolution affectant les bancs riches en gypse et anhydrite et provoquant l'apparition de brèches, dans lesquelles des blocs de plusieurs mètres ont été observés. Ces phénomènes ont provoqué l'apparition de failles qui se sont propagées jusque dans l'Unité Supérieure Gréseuse. Les bancs sus-jacents au Purbeckien peuvent aussi montrer des ondulations latérales qui sont certainement causées par cette tectonique disharmonique. La coupe a été levée dans la partie sud de la carrière, là où un cône d'éboulis nous a permis de mesurer et d'échantillonner l'ensemble du front de taille.

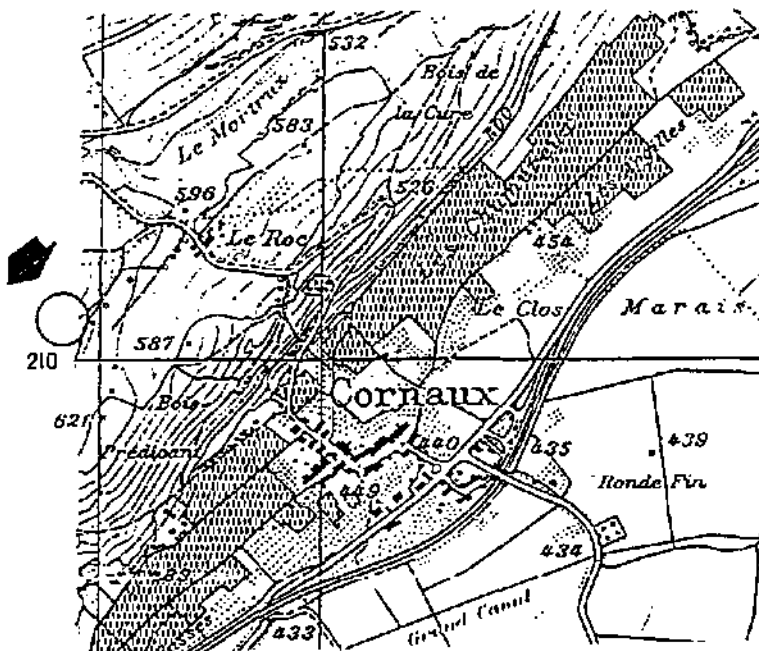


FIGURE 75

Situation géographique du profil de la Juracime

Description lithologique (fig.76, p.292 et 77, p.290).

La coupe débute à la fin des faciès purbeckiens. Ces derniers sont pour l'essentiel composés de marnes, marno-calcaires et calcaires gris-noirs; les brèches sont également fréquentes. Il s'est avéré difficile de fixer à l'affleurement, une limite très exacte entre les faciès purbeckiens et ceux de l'Unité inférieure oolithique (U.I.O). Par chance, un profil précis des faciès du Purbeckien avait été levé dans le même temps (B.HILTPOLD, 1987); ce qui nous a permis de déterminer exactement, par lame mince, le passage Purbeckien - U.I.O.. Cette limite repose sur les critères suivants :

- apparition de fragments d'échinodermes,
- apparition de nombreux foraminifères, parmi lesquels on retiendra les lenticulines et surtout l'espèce Feurtillia frequens qui, dans quelques bancs, forme une "lumachelle", tant elle est abondante;
- présence d'un peu de quartz détritique et de quelques grains de glauconie.
- une plus forte proportion d'oolithes.

A partir de cette limite il a été relevé :

- un ensemble d'environ 10 m (fig.76 et 77) de marno-calcaires et calcaires gris-noirs, parfois bleutés, le plus souvent oolithiques, plus rarement bioclastiques; ces calcaires devenant beiges au sommet de cet ensemble (cote 9 m). Cette unité correspond à peu de chose près à l'Unité Inférieure Oolithique définie par STEINHAUSER et CHAROLLAIS en 1971 (1).

Juracime: LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

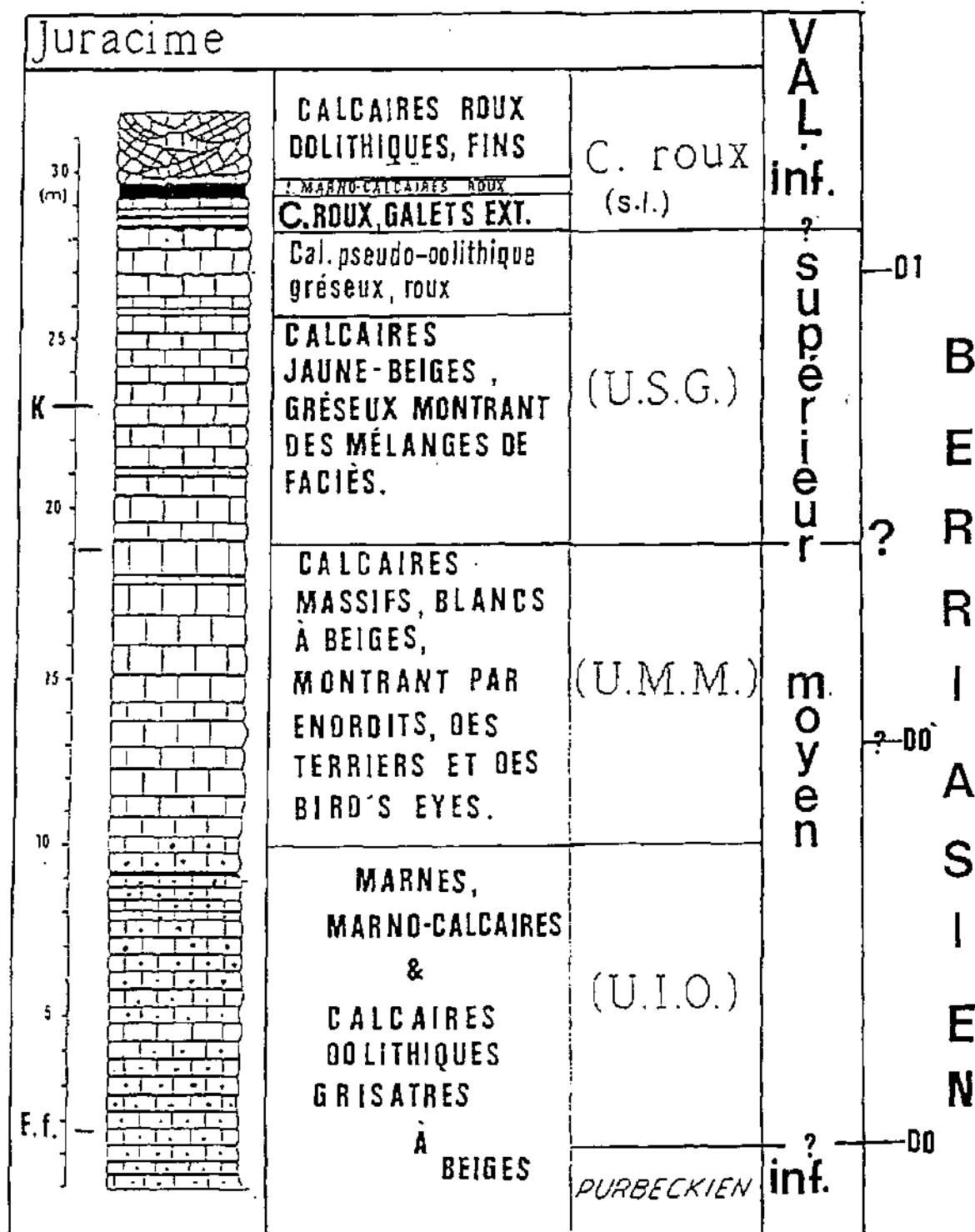


FIGURE 77

Profil de la Juracime : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D0, D0' et D1.

- Environ 9 m de calcaires massifs, blancs à beiges, riches en foraminifères et algues, montrant épisodiquement des bird's eyes et des terriers ouverts. Cet ensemble correspond à l'Unité Moyenne Massive (U.M.M.), formation définie par STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971) (2).

- Un ensemble de bancs calcaires à patine rousse à lie-de-vin, souvent bioturbés, plus ou moins riches en quartz détritique, d'environ 7 m de puissance. Ces calcaires souvent gréseux montrent, dans leur partie tout-à-fait supérieure, des bancs à bird'eyes inclus et mêlés à des calcaires pseudoolithiques roux (fig.76, cote 26-28 m). Ces derniers se terminent par une grande surface d'érosion. Cet ensemble correspond à l'Unité supérieure gréseuse de STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971) (3 et 4).

- Environ 4 m de calcaires roux, discordants sur l'ensemble sous-jacent. L'Unité sup. gréseuse est en effet entaillée, parfois sur plus de 2 m, par ces calcaires roux à stratification entrecroisée. Cette discordance est parfois soulignée dans les creux, par un mince niveau marneux rougeâtre (fig.76, cote 28 m). Lithologiquement, les calcaires roux sont tantôt finement bioclastiques et légèrement oolithiques, tantôt grossiers et très graveleux (galets et gros pisolithes d'oxyde de fer) (5-7).

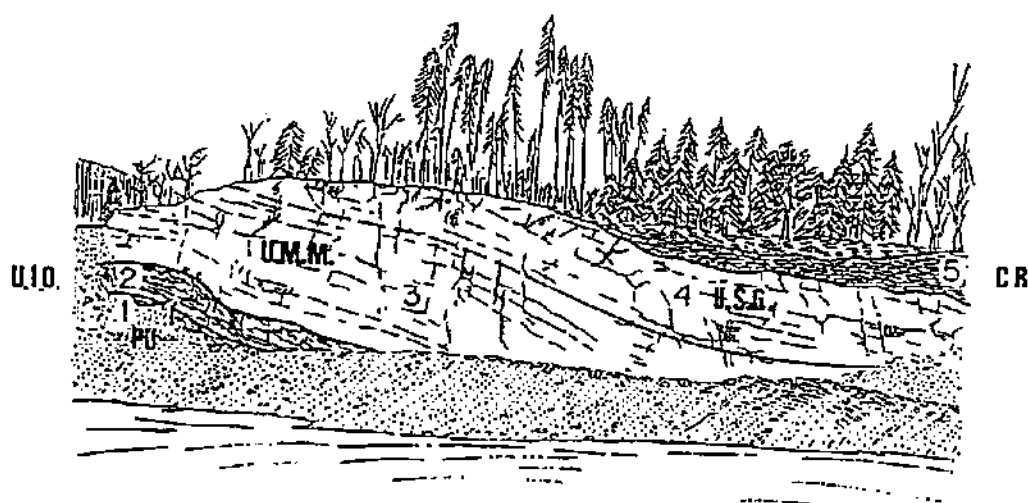


FIGURE 76

Vue générale de la Juracime et situation des différentes unités définies par STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971), selon ces auteurs.

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue(fig.78, 79 et 80)

L'Unité inférieure oolithique débute par des faciès de plate-forme externe oolithiques, le plus souvent micritiques (Pe2a-Pe3). La microfaune, tout d'abord très monospécifique (Feurtillia frequens), devient très variée en espèces de foraminifères (Nodosariidae, Trocholina, gros agglutinants...etc, voir fig.78). Ces milieux sont aussi riches en fragments d'échinodermes, de bivalves (rudistes) et de bryozoaires. La présence d'oolithes, de quelques grains de glauconie et la composition de la microfaune témoignent d'un environnement de mer ouverte plus ou moins profond. Dans la partie sup. de l'U.I.O., les faciès deviennent plus bioclastiques et parfois plus internes (Pi3, cote 7m).

La transition U.I.O. - U.M.M. est progressive. Les milieux deviennent plus internes, mais la persistance des fragments d'échinodermes démontre bien que les environnements n'étaient pas encore trop restreints. Ce commencement d'installation de plate-forme est soudainement interrompu par l'arrivée de faciès de transgression à Polymorphinidae (D0'). La partie sup. de l'U.M.M. est marquée par une évolution vers des faciès très internes (Pi5 à oncoïdes et M2 à bird's eyes et microfaune appauvrie). L'espèce Pseudotextulariella courtionensis, importante pour les corrélations biostratigraphiques, apparaît dans les derniers bancs de cette unité (cote 16 m, fig.78, p.292). Les espèces de foraminifères et les algues sont par ailleurs très nombreuses.

L'U.S.G. débute par des faciès de transgression, dans lesquels la microfaune interne est mélangée à des espèces plus externes (Nodosariidae...etc). Par la suite, des milieux de plate-forme externes (Pe4), plus ou moins oolithiques s'installent.

Characées	-----
Characées	-----
Haplophragma cf. jux	-----
Trochilina	-----
Icthyoculina	-----
Valdaniella	-----
Pandora neocomensis	-----
Gros agglutinans	-----
Belusella sp.	-----
Valdaniella cf. polonica	-----
Nautiloculina bro.	-----
Pseudocyclonella	-----
Miliolidae	-----
Glomospira	-----
Nodosariidae	-----
Quinqueloculina	-----
Pseudocyclonella li. g	-----
Polymorphinidae	-----
Feutillia frequens	-----
Pseudocyclonella sp.	-----
Pseudocyclonella co.	-----
Keramosphera all. —	-----
Brachiopodes	-----
Bivalve	-----
Gastropodes	-----
Echinodermes	-----
Madréporaires	-----
débris de Rudistes	-----
Bryozoaires	-----

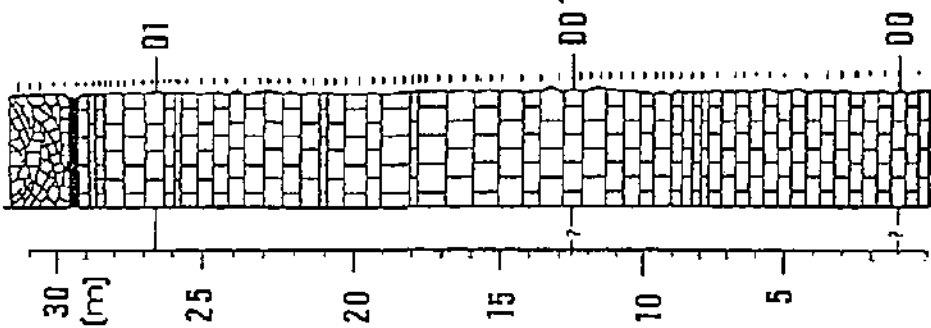


FIGURE 76
Profil de la Juracime: répartition des principaux fragments
d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

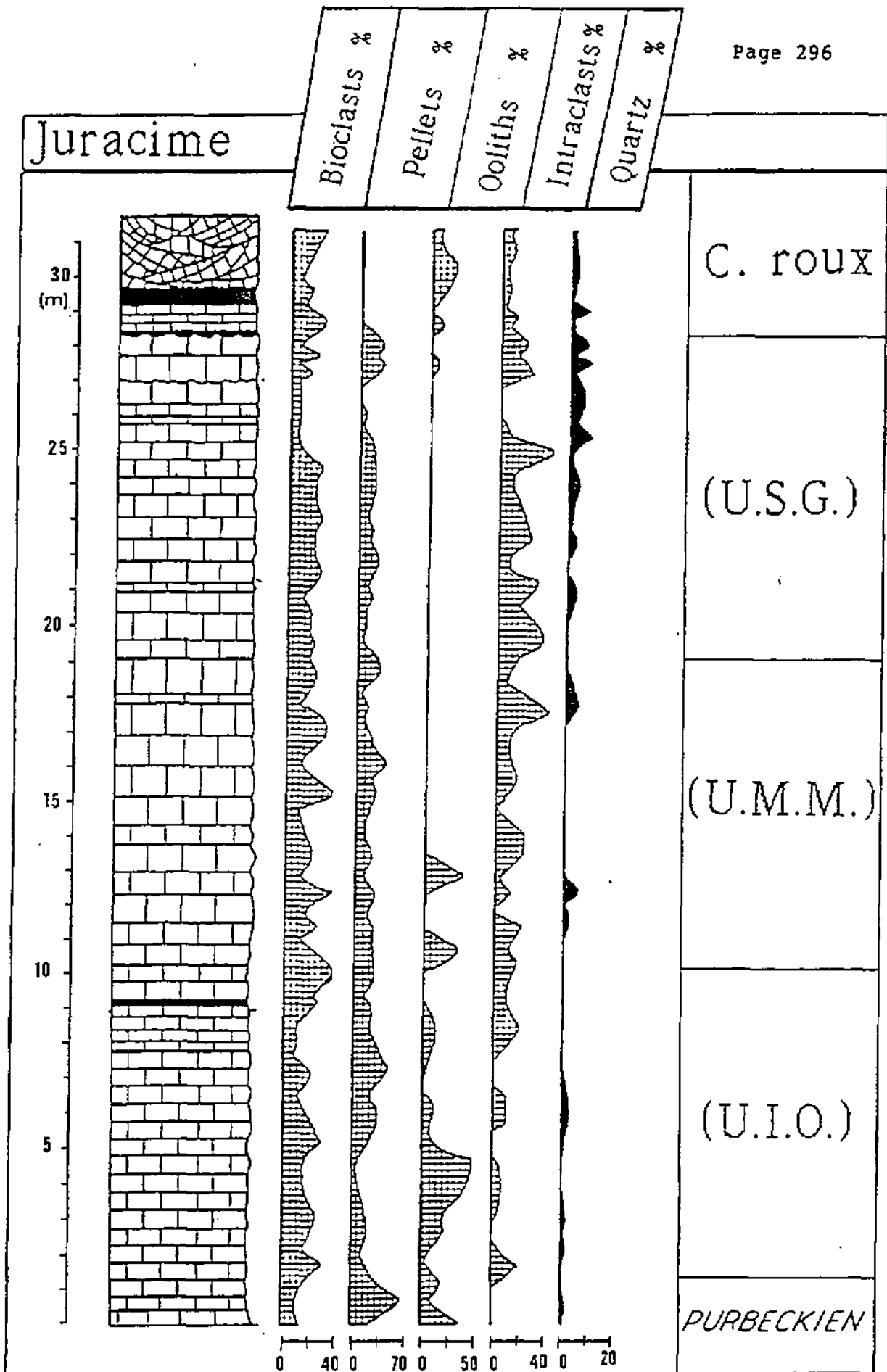
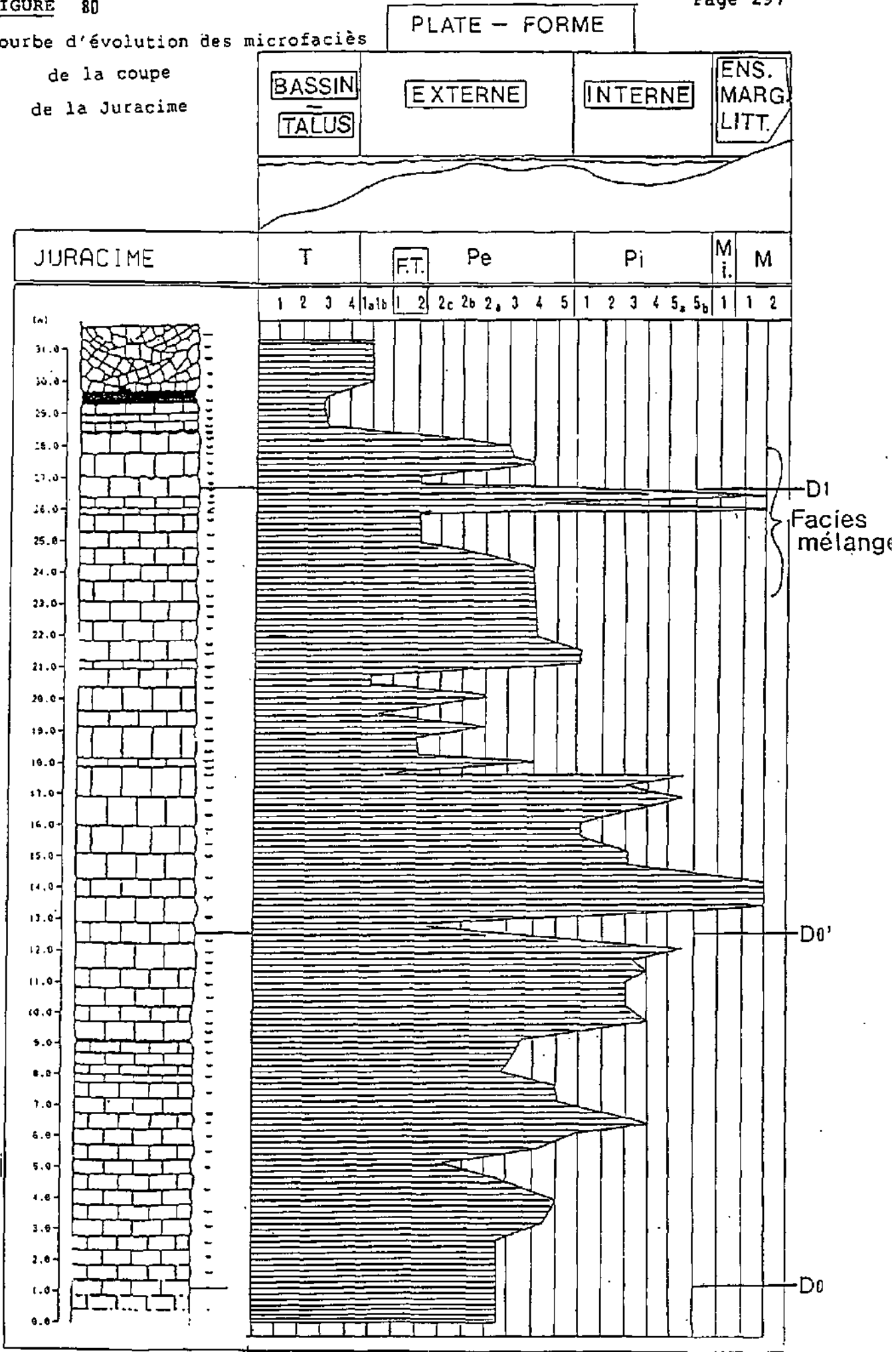


FIGURE 79

Profil de la Juracime: répartition en pourcentages des éléments figurés.

Courbe d'évolution des microfaciès
de la coupe
de la Juracime



C'est dans ces milieux, qu'apparaît Keramosphera allobrogensis, associée à Pseudotextulariella courtioidensis (cote 23-24m). Le sommet de cet ensemble est constitué non plus seulement d'un mélange de faune, mais d'un véritable mélange de faciès; il s'agit d'un mélange auquel participent le faciès de transgression FT2, à gros éléments arrondis, quartz, échinodermes et microfaune externe et le microfaciès restreint M2, contenant une biophase réduite et des bird's eyes (cote 26-27 m, fig.80, p.292). Les bancs directement sous-jacents à la discordance, sont constitués de faciès de transgression riches en Polymorphinidae et de faciès de plate-forme externe.

La courbe d'évolution des microfaciès montre que les calcaires roux montrent deux types de microfaciès (fig.79) :

- premièrement, des faciès à galets externes et à gros éléments ferrugineux (pisolithes de goethite) riches en échinodermes et en bryozoaires, dépourvus de faune benthique (T3).

- deuxièmement, des faciès plus fins, bioclastiques, faiblement oolithiques à fins débris de bivalves allongés dans le plan de la stratification généralement entrecroisée (Pela). Ce type de faciès renferme une microfaune plus riche (Neotrocholina, Miliolidae, petits Textulariidae et Nodosariidae); il faut surtout aussi relever la présence d'un orbitolinidé (Valdanchella) dans le dernier banc de ce profil.

Minéralogie de la roche totale (fig.81, p.299)

Tout en gardant à l'esprit qu'il ne s'agit que d'un dosage semi-quantitatif, la minéralogie de la roche totale montre les tendances qui suivent :

- les minima des pourcentages de calcite correspondent aux formations de l'U.I.O. et de l'U.S.G., ce qui n'est guère

surprenant étant donné la nature marneuse, riche en phyllosilicates de la première et la nature plutôt gréseuse de la seconde; les teneurs maximales correspondant bien évidemment à l'Unité moyenne massive.

- La courbe des teneurs en quartz délimite bien l'Unité Supérieure Gréseuse. Il faut aussi remarquer que ce minéral est aussi présent dans l'Unité inf. oolithique et qu'il est donc fortement lié aux milieux externes.

- les phyllosilicates montrent, ce qui n'est pas étonnant, des teneurs maximales dans les marnes et marno-calcaires, dans l'U.I.O. surtout. Ils sont aussi bien représentés dans l'Unité sup. gréseuse, alors qu'ils sont absents des calcaires très purs de l'U.M.M.

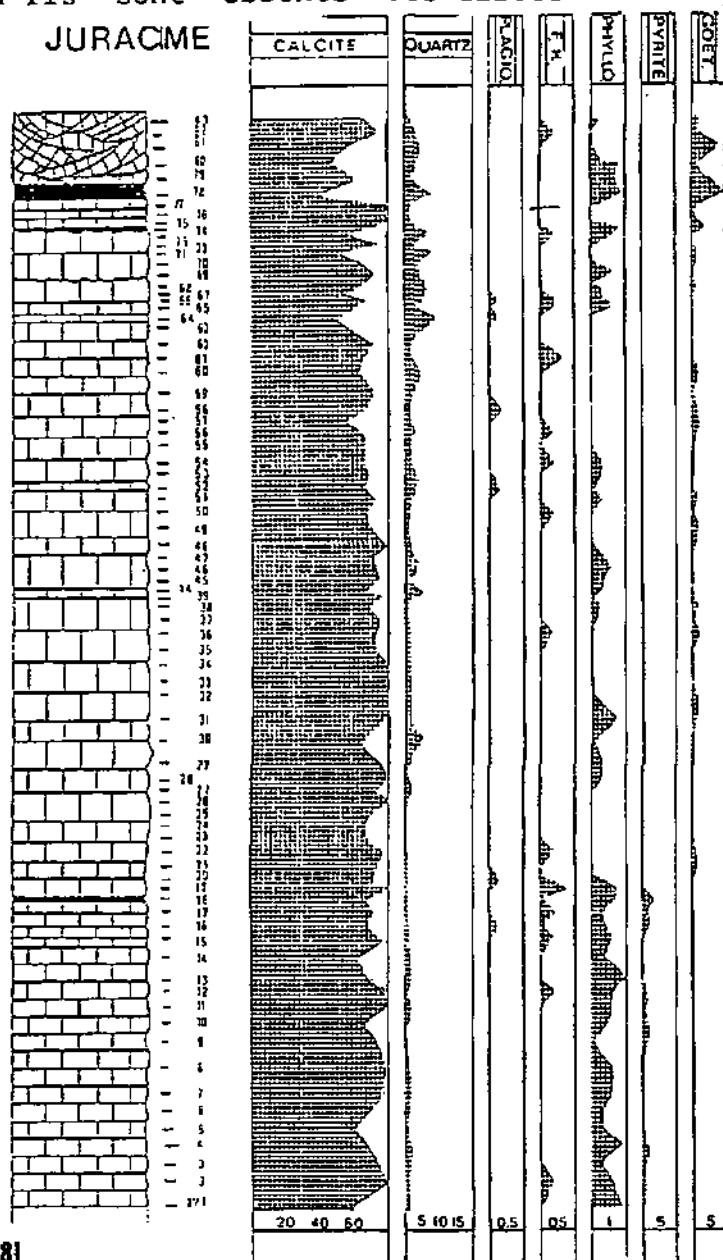


FIGURE 8

Coupe de la Juracime: Roche totale, distribution des pourcentages des différents minéraux reconnus (les indosés n'ont pas été figurés).

- si la pyrite constitue un trait caractéristique de l'U.I.O., la goethite est tout-à-fait liée aux calcaires roux et dans une moindre mesure, à l'U.S.G.

- Le plagioclase et le feldspath potassique n'ont pas été pris en compte, de par leurs faibles intensités en roche totale et, parce qu'ils n'ont pas été reconnus dans la fraction 2-16µm du résidu insoluble; ils ne sont donc figurés qu'à titre purement indicatif.

Minéralogie des fractions <2µm et 2-16µm.

Fraction <2µm (fig.82, p.301) Les smectites sont surtout présentes dans les faciès micritiques de l'U.I.O. et de l'U.S.G. Elles sont absentes dans les faciès sparitiques, aussi bien internes qu'externes, dans l'U.M.M. plus particulièrement.

Les interstratifiés micas/smectites apparaissent, au contraire, dans les faciès sparitiques de plate-forme externe et interne, dans les faciès supratidaux (M2) et au sommet de l'U.S.G., dans les faciès de transgression mélangés (fig.79).

La kaolinite et la chlorite ont des comportements semblables. Absents de l'U.I.O., ces minéraux apparaissent dès la mise en place des faciès de plate-forme interne de l'Unité Moyenne Massive.

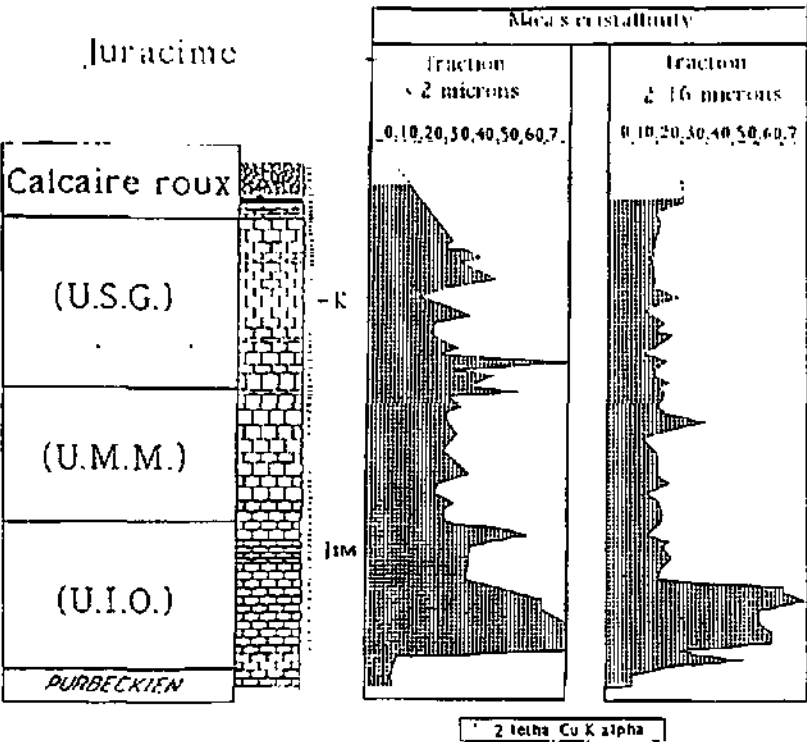


FIGURE 81
Profil de la juracime : distribution des largeurs à mi-hauteur (I.A.G.L.) mesurées sur le pic 001 du mica des préparations glycolées (des fractions <2µm et 2-16µm).

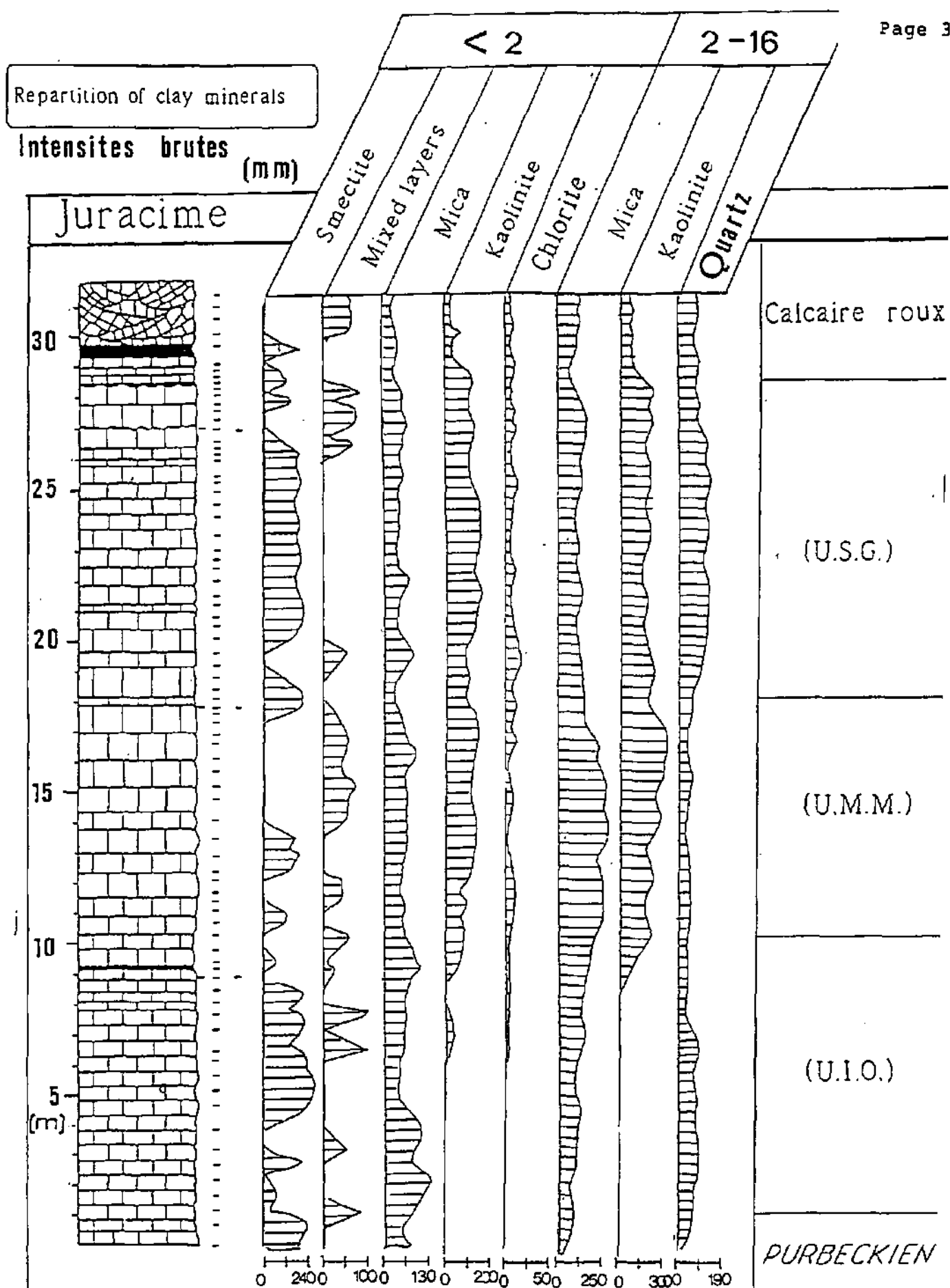


FIGURE 82

Profil de la Juracime : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $< 2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

Les plus fortes intensités brutes de kaolinite ont été observées dans les faciès supratidaux et les faciès de transgression de l'Unité Sup. Gréseuse.

Le mica est ubiquiste; les plus fortes intensités ont été relevées dans l'U.I.O. Sa cristallinité est très mauvaise (fig.83) dans cette même unité, nettement meilleure dans l'U.M.M. et très irrégulière dans l'U.S.G.

Fraction 2-16 μ m (fig.82, p.301)

Mises à part les variations de leurs intensités brutes, le mica, la kaolinite et la chlorite montrent le même comportement que dans la fraction <2 μ m. Dans l'U.I.O. les cristallinités (fig.83) du mica et de la kaolinite sont identiques à celles qui ont été mesurées dans la fraction <2 μ m (très mauvaises, .7); par contre, dans les formations sus-jacentes, les cristallinités relevées dans la fraction 2-16 μ m sont bien meilleures (.16).

Le quartz de cette fraction montre des maxima dans les faciès supratidaux. La distribution de la goethite et de la pyrite est assez proche de celle qui a été observée en roche totale.

Conclusions préliminaires relatives au profil de la Juracime

Les trois unités lithostratigraphiques définies par STEINHAUSER ET CHAROLLAIS (1971), à savoir l'U.I.O, l'U.M.M. et l'U.S.G., ont été facilement individualisées dans ce profil. Elles correspondent globalement à trois séquences majeures.

2 horizons de discontinuité importants ont été retrouvés par l'étude approfondie des microfaciès (D1 et D0) et ont pu être replacées dans un contexte biostratigraphique plus général grâce aux associations de foraminifères répertoriées de part et d'autre de ces discontinuités.

L'Unité inférieure oolithique marque un retour vers des milieux de mer ouverte. La D0 se place à la limite entre faciès purbeckiens et

les faciès externes à échinodermes et glauconie. L'apparition de Feurtillia frequens reliée aux observations faites dans la coupe de Bienne, implique un âge certainement Berriasien inférieur pour cette limite. Les assemblages argileux de l'U.I.O. dans lesquels smectites et micas dominant, sont dépourvus de kaolinite et de chlorite. Les bancs sus-jacents à D0 montrent une arrivée de quartz détritique fin. Ces observations sont traitées en détail dans le chapitre 3 traitant de la minéralogie des fractions fines. Pour résumer l'U.I.O. montre un caractère globalement transgressif, par rapport aux faciès purbeckien sous-jacents.

L'Unité moyenne massive est caractérisée par l'installation progressive de faciès de plate-interne, interrompue soudainement par une discontinuité soulignée par l'arrivée de faciès de transgression (D0'). L'apparition de la kaolinite et la chlorite semble liée à l'installation de ces faciès de plate-forme très interne. Le quartz n'est que faiblement représenté. Si les associations de foraminifères sont fort nombreuses, ces derniers n'ont toutefois pas fournis de datations, l'apparition de Pseudotextulariella courtionensis au sommet de l'U.M.M. mise à part (Berriasien sup.).

L'Unité supérieure gréseuse est marquée, dès son début, par l'arrivée de faciès de transgression à faune mixte et par des mélanges de faciès internes et externes à son sommet. Cette séquence doit être globalement considérée comme un retour à des environnements plus externes. Les Polymorphinidae, Pfenderina cf. neocomiensis et l'association Keramosphera allobroensis - Pseudotextulariella courtionensis indiquent un âge Berriasien terminal, pour les bancs situés sous la D1 et pour ceux qui lui sont liés également. Il faut rappeler que dans les coupes du Landeron l'U.S.G. n'est représentée que dans le banc directement

sous-jacent à la D1; ceci montre que cette unité lithologique datée par foraminifères, n'est pas isochrone d'une coupe à l'autre. Les assemblages minéralogiques confirment d'une part la tendance externe des milieux (forte proportion de smectites) et, d'autre part les mélanges de faciès (forte proportion de kaolinite et de mica, aux cristallinités variables).

Une grande surface d'érosion marque le passage U.S.G.- Calcaire roux; Elle n'a pas été observée dans les coupes du Landeron et de Cressier où des marno-calcaires ont plutôt été observés à ce même passage.

Les calcaires roux discordants montrent à nouveau deux type de faciès. Le faciès dit de submersion (faciès grossiers à pisolithes) n'est que peu représenté. Un Orbitolinidae a par ailleurs, été recueilli dans les faciès fins bioclastiques dans le dernier banc de ce Calcaire roux; ce qui implique en première analyse, la proximité de faciès de plate-forme, dont l'âge pourrait être Valanginien inférieur. Les intensités de la kaolinite, de la chlorite et du mica sont beaucoup plus faibles dans ces faciès externes et lessivés.

5.6. Forage 406

Introduction

Ne recouvrant qu'un intervalle stratigraphique réduit, ce forage n'a pas fait l'objet d'une étude très approfondie. Seuls les microfaciès ont été étudiés dans le détail. L'intérêt de ce forage réside dans le passage U.S.G. - Calcaire Roux; puisque celui-ci est constitué de 2 m de marnes et marno-calcaires, à l'inverse de ce qui a été observé dans le forage 601.

Situation géographique

Ce forage a été implanté dans la combe hauterivienne de Prébarreau, à Neuchâtel, dans le cadre d'une campagne de forages effectuée en vue des travaux autoroutiers de la N5 (fig.84, coord.561.05/204.80).

Contexte géologique

Ce forage, carotté en continu, se situe dans une combe creusée dans les Marnes Bleues d'Hauterive, sur le flanc sud de l'anticlinal de Chaumont. Les couches sont faiblement inclinées vers le sud.

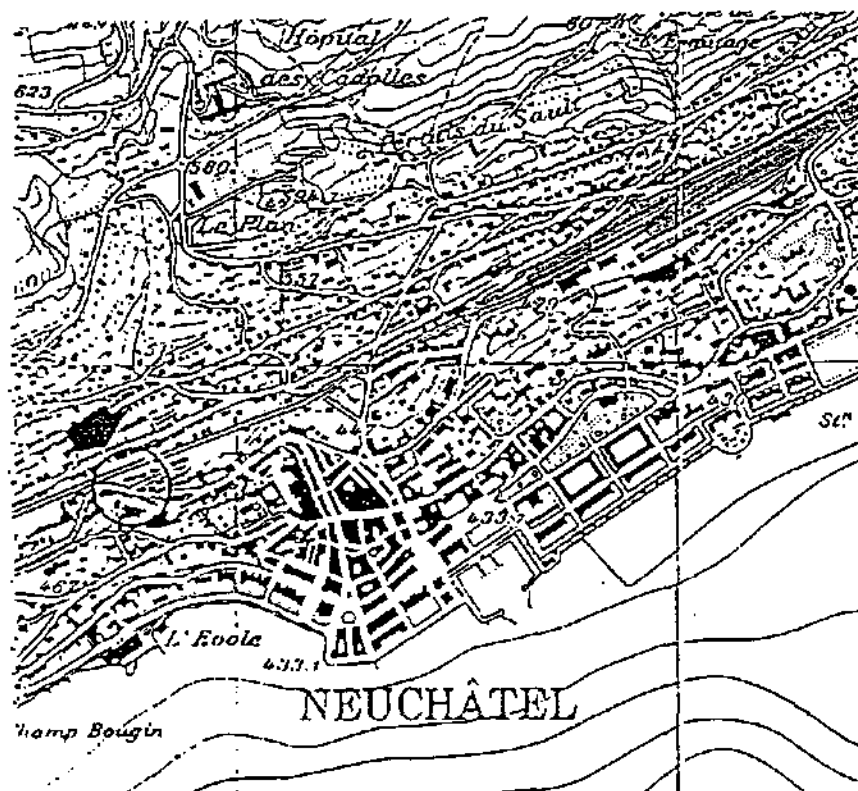


FIGURE 84

Situation géographique du forage 406

description lithologique (fig.85, p.305)

Il a été relevé, de bas en haut :

- 2 m de calcaires jaune-beiges légèrement gréseux (1);
- environ 3 m de calcaires gréseux, à patine rousse à lie de vin, présentant par endroits des structures en flaser et des bird's eyes (mélange de faciès)(2);
- 1 m de calcaires pseudoolithiques très gréseux, roux;
- environ 2 m de marno-calcaires gris noirs (4);
- 0.5 m de calcaire roux à gros pisolithes ferrugineux et galets externes (5);
- environ 5 m de calcaires roux finement bioclastiques, rarement oolithiques à stratification entrecroisée (6);
- 2 + x m de marnes bleues à nodules (7).

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

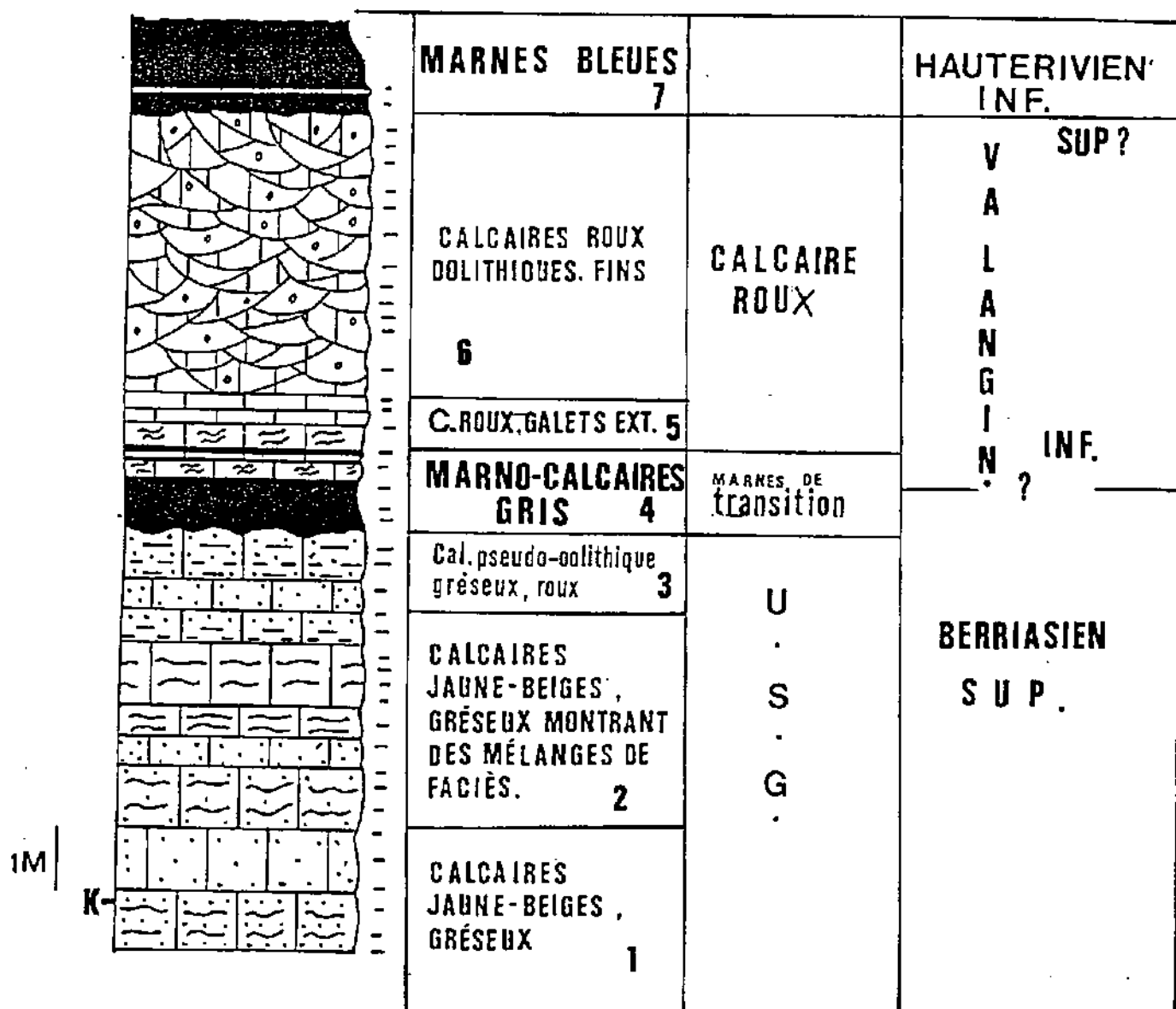
L'association Keramosphera allobrogensis - Pseudotextulariella courtionensis a été répertoriée à la base du profil, dans des faciès de plate-forme externe. Des mélanges de faciès ont été aussi observés au niveau de la discontinuité D1. Le passage U.S.G.-Calcaire Roux est caractérisé par des faciès de transgression à Polymorphinidae, suivis par des faciès de talus (marno-calcaires gris). Les calcaires roux montrent d'abord un faciès (T3) à gros éléments ferrugineux, puis un environnement oolithique. Ces milieux n'ont pas livré de microfaune susceptible de fournir des données biostratigraphiques intéressantes. La transition Calcaire Roux - Marnes Bleues d'Hauterive semble être (difficile à préciser en forage) caractérisé par une surface durcie.

FORAGE 406 :

LITHOSTRATIGRAPH

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

**FIGURE 85**

Forage 406 : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D1.

Conclusions préliminaires relatives au forage 406

Comme dans la coupe de la Juracime, la D1 correspond plutôt à des faciès de transgression présentant des mélanges de milieux, dont la tendance s'avère globalement transgressive; il ne s'agit donc pas d'une limite franche. Les corrélations entre ce forage et les autres coupes sont possibles, de par la présence de Keramosphera allobrogensis accompagnée de Pseudotextulariella courtionensis et de Polymorphinidae. La succession lithologique observée est tout à fait analogue à ce qui a été relevé dans la coupe du Landeron (fig.72). Elle diffère par contre du profil de la Juracime (fig.80), de par la présence des marnes de transition qui, dans ce dernier, correspondent à une surface d'érosion.

5.7. Forage 601

Situation géographique

Ce forage, également mis en oeuvre dans le cadre des travaux autoroutiers de la N5, se situe au lieu-dit le "Rocher", carrefour situé au nord de la gare C.F.F. de Neuchâtel (fig.86, coord. 561.59/205.20).

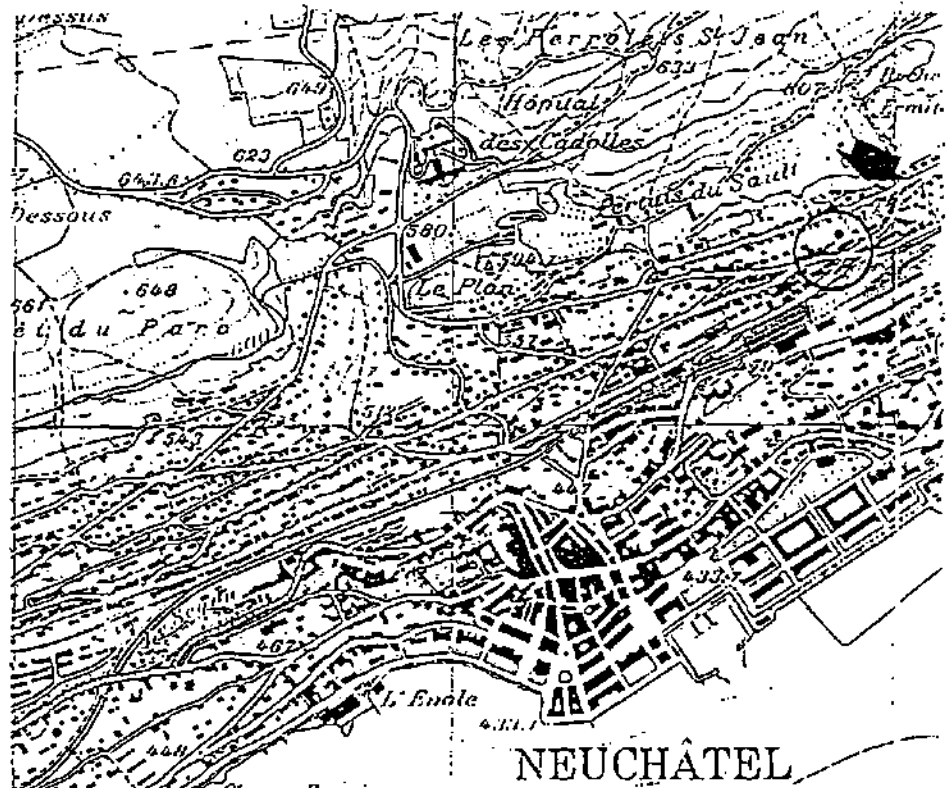


FIGURE 86

Situation géographique du forage 601.

Contexte géologique

Le forage 601 a été implanté sur le flanc sud de l'anticlinal de Chaumont, dans le Calcaire Roux, qui forme un petit crêt, par rapport à la combe hauterivienne située en contre-bas. Les couches plongent légèrement vers le sud.

description lithologique (fig.87, p.295)

L'intervalle stratigraphique étudié est compris entre la fin des faciès purbeckiens et la partie médiane des calcaires roux. La limite Purbeckien - U.I.O. est basée sur des critères identiques à ceux que nous avons précédemment utilisés pour les profils de Bienne et de la Juracime.

Il a été relevé, de bas en haut :

- 4 m de marno-calcaires et calcaires oolithiques grisâtres, assez grossiers (1);
- environ 2 m de calcaires gris sparitiques plus grossiers;
- 2 à 3 m de calcaires plus fins, oolithiques, sparitiques à microsparitiques (3);
- 7 m de calcaires blanchâtres, massifs, tantôt micritiques à bird's-eyes et terriers, tantôt sparitiques, riches en pellets et bioclastes (4);
- 0.5 m de calcaires beiges, micritiques, plus fins et légèrement gréseux (5);
- à nouveau 5 m de calcaires massifs très micritiques (6);
- 6 m de calcaires essentiellement micritiques, beiges à patine rousse, montrant des structures en flaser et des mélanges de faciès (faciès supratidaux à laminites, juxtaposés à des faciès externes, cote 24.4 m) (7);
- Ce dernier ensemble se termine par un hard-ground perforé (les perforations d'organismes lithophages étant remplies par les calcaires roux sus-jacents) (8);

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

Page 310

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

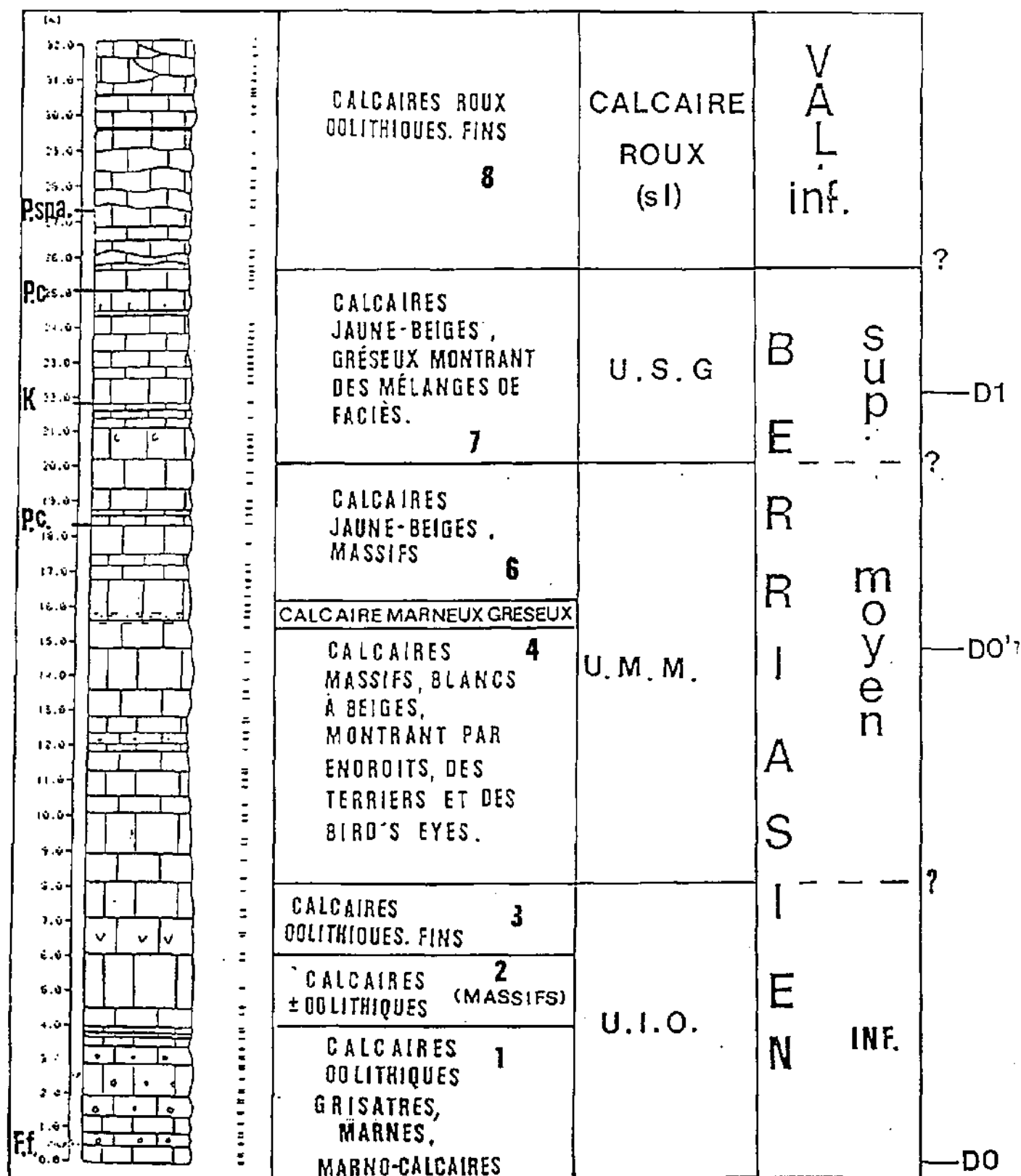


FIGURE 87

Forage 601 : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position des discontinuités D0, D0' et D1.

- environ 6 m de calcaires roux oolithiques fins, parfois bioclastiques (les stratification obliques ou entrecroisées sont difficilement décelables à l'échelle de la carotte).

En résumé, 4 grandes unités lithologiques ont été reconnues dans ce forage; il s'agit de (fig.87, p.296):

- 8 m de marno-calcaires oolithiques (= U.I.O.),
- 12 m de calcaires massifs (= U.M.M.),
- 6 m de calcaires gréseux (= U.S.G.),
- 6 m de calcaires roux (= Calcaire Roux s.l.),

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue (fig.88, 89 et 90)

Comme dans le profil de la Juracime, une discontinuité (D0) sépare les faciès purbeckiens des faciès de l'U.I.O. Au-dessus de D0, ont en effet, été reconnus des faciès oolithiques de plate-forme externe contenant des échinodermes, des débris allongés de bivalves, du quartz détritique et quelques grains de glauconie. Il faut souligner l'apparition de nombreux foraminifères circalittoraux (Lenticulina) et infralittoraux (Trocholina...etc). Parmi ces derniers, l'espèce Feurtilla frequens est la plus représentée (plus de 30 individus par lames). Après un approfondissement très marqué (T1, cote 3.0 m), les faciès deviennent, par la suite, moins oolithiques et plus grossiers (Pe4).

La suite du profil montre l'apparition de faciès de plate-forme interne. Les milieux de dépôts évoluent graduellement vers des faciès de plus en plus internes (passage de Pi1 à Pi5, disparition progressive des fragments d'échinodermes et des Nodosariidae), jusqu'aux faciès supratidaux (M1,M2), à bird's eyes (faune très monospécifique composée d'Istriloculina, Belorusiella et de Pseudotriloculina).

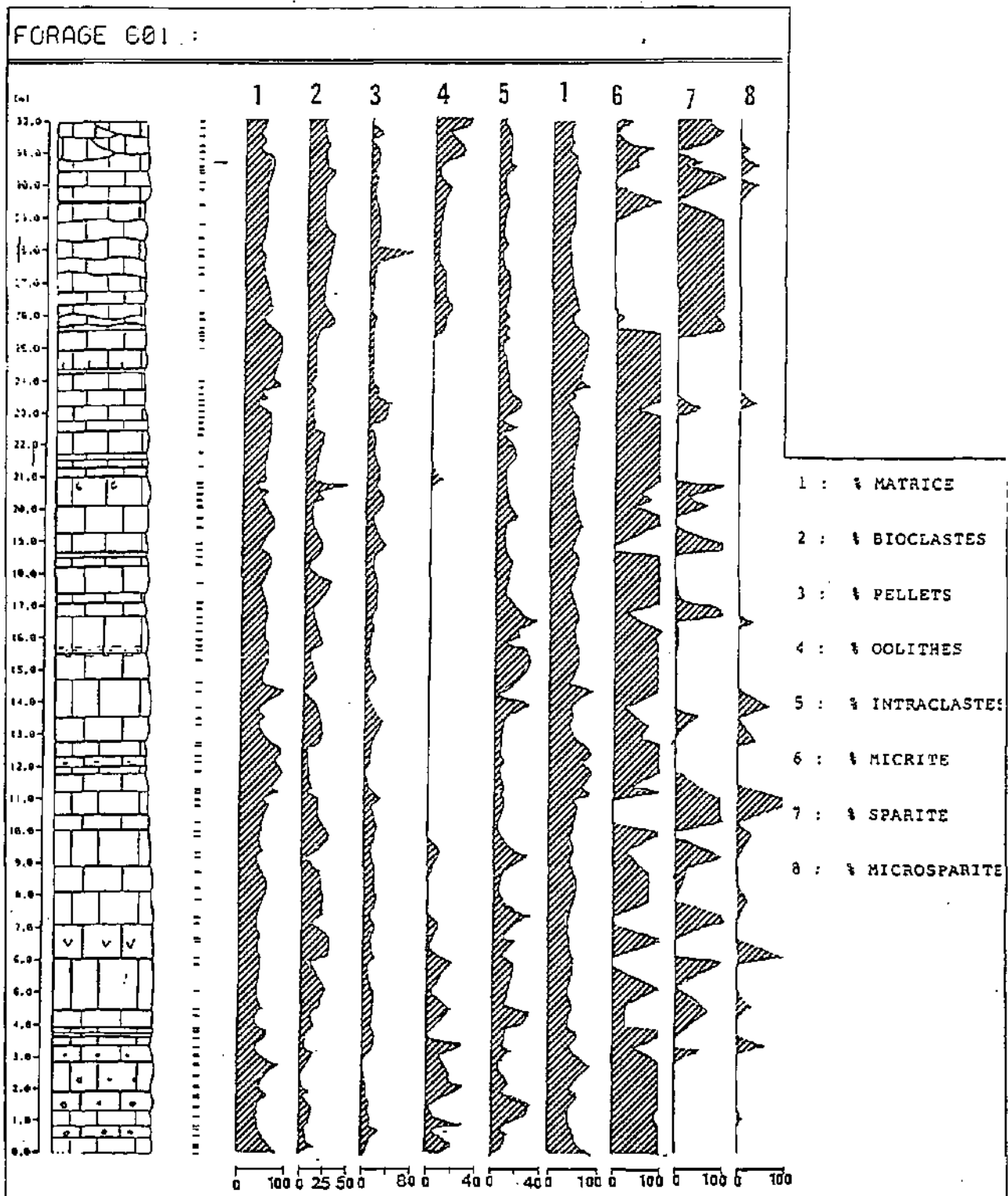
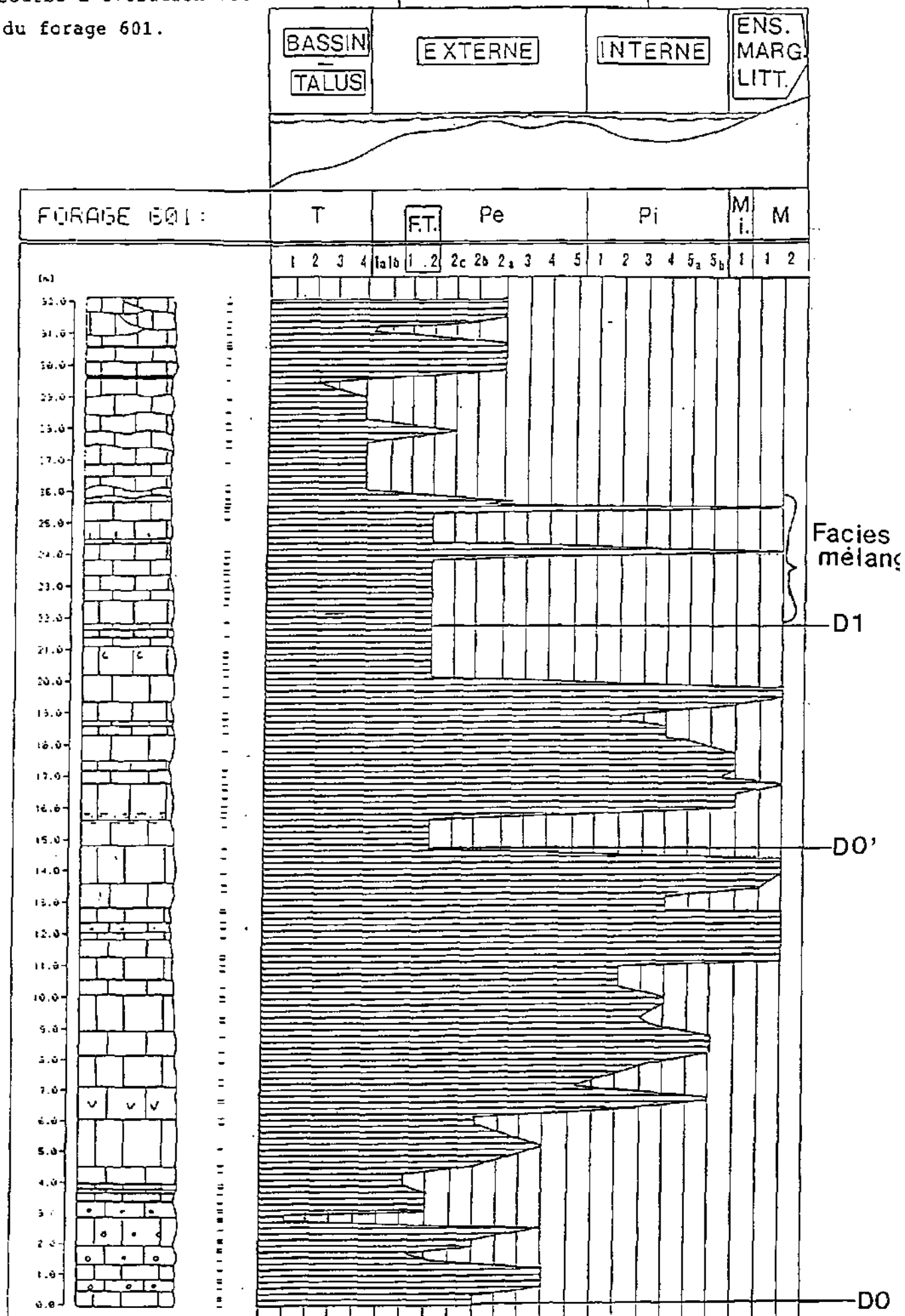


FIGURE 88

Forage 601 : répartition en pourcentages des éléments figurés et du liant; $(1+2+3+4+5 = 100 \%$ et $1(=100 \%) = 6+7+8$).

Courbe d'évolution des microfaciès
du forage 601.

PLATE - FORME



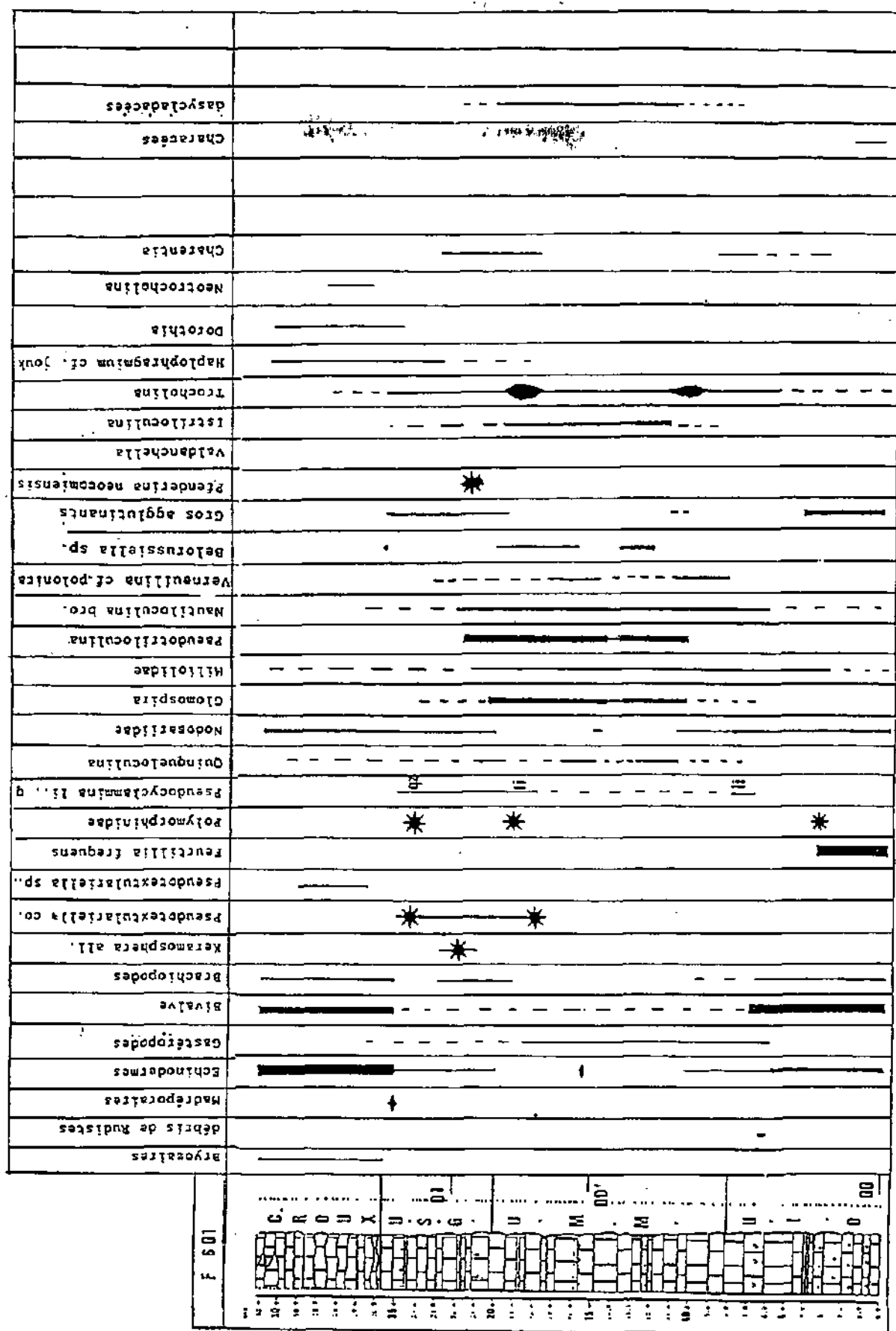


FIGURE 89

Forage 601 : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus

Cette tendance au confinement est brutalement interrompue par une discontinuité soulignée par l'installation de faciès de transgression à faune externe (cote 15.0). Ce retour à des conditions externes est très bref, puisque les bancs sus-jacent sont à nouveau caractérisés par des faciès de plate-forme interne et de l'ensemble marginolittoral, dans lesquels apparaît Pseudotextulariella courtionensis.

Un ensemble gréseux montrant des mélanges de faunes externes (Polymorphinidae...etc) et de faunes infralittorales et parfois même des mélanges de faciès a ensuite été relevé. Il est possible d'observer au sommet de l'U.S.G. (cote, 24.6 m) de tels mélanges composés d'une part d'un milieu restreint à laminites et fentes de dessiccation, d'autre part d'un faciès micritique très fin contenant des Polymorphinidae et de petits fragments d'échinodermes; le tout étant fortement bioturbé. L'association Keramosphera allobrogensis - Pseudotextulariella courtionensis a été répertoriée à la cote 22.5 m, juste sous la discontinuité D1 dans ces faciès mixtes, très riches en quartz.

Comme on l'a déjà dit plus haut, les calcaires roux reposent directement sur le fond durci qui termine l'U.S.G. Ils présentent des faciès bioclastiques fins riches en échinodermes et en fragments de bivalves; ils renferment une microfaune circalittorale (Dorothia, Lenticulina, Haplophragmium) et quelques oolithes. Les bancs suivants sont plus oolithiques et plus riches en foraminifères, plus particulièrement en individus appartenant à l'espèce Pseudotextulariella sp.A.

Minéralogie des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$.

Fraction $<2\mu\text{m}$ (fig.91, 92, p.302-303)

Les smectites sont les phyllosilicates qui montrent les plus fortes intensités ($\Rightarrow$ 240 mm) et les plus grands pourcentages relatifs ($\Rightarrow$ 90 %, fig.91). On constate sur la figure 92, qu'elles sont surtout liées aux faciès micritiques externes et dans une moindre mesure, aux faciès internes. Leur intensité est maximale dans les faciès mixtes de transgression. De fortes intensités ont aussi été relevées dans les faciès fins bioclastiques de la partie inférieure des calcaires roux (T4). Elles sont par contre absentes ou montrent des intensités très faibles dans les milieux externes, oolithiques sparitiques d'une part, et d'autre part, dans les faciès de plate-forme internes, essentiellement sparitiques.

Les interstratifiés micas-smectites ont un comportement complètement inverse. Leurs intensités maximales (beaucoup plus faibles que celles des smectites) ont été relevées dans les faciès internes et marginolittoraux de l'U.M.M. Les environnements supratidaux sont d'ailleurs parfois totalement dépourvus d'argiles $<2\mu\text{m}$ (cote 11.5 m). Des interstratifiés ont été exceptionnellement répertoriés dans les faciès mixtes de transgression, dans la partie supérieure de l'U.S.G.

Le mica est relativement le phyllosilicate le plus représenté, mises à part les smectites. Les intensités brutes les plus fortes ont été mesurées dans les faciès de l'U.I.O. et dans les milieux internes de l'U.M.M., ainsi que dans les faciès mixtes de transgression, lorsque des faciès margino-littoraux participent au mélange. Son intensité brute décroît fortement dès le début des calcaires roux.

FORAGE 601 : % REL. PHYLLOS < 2 MICRONS

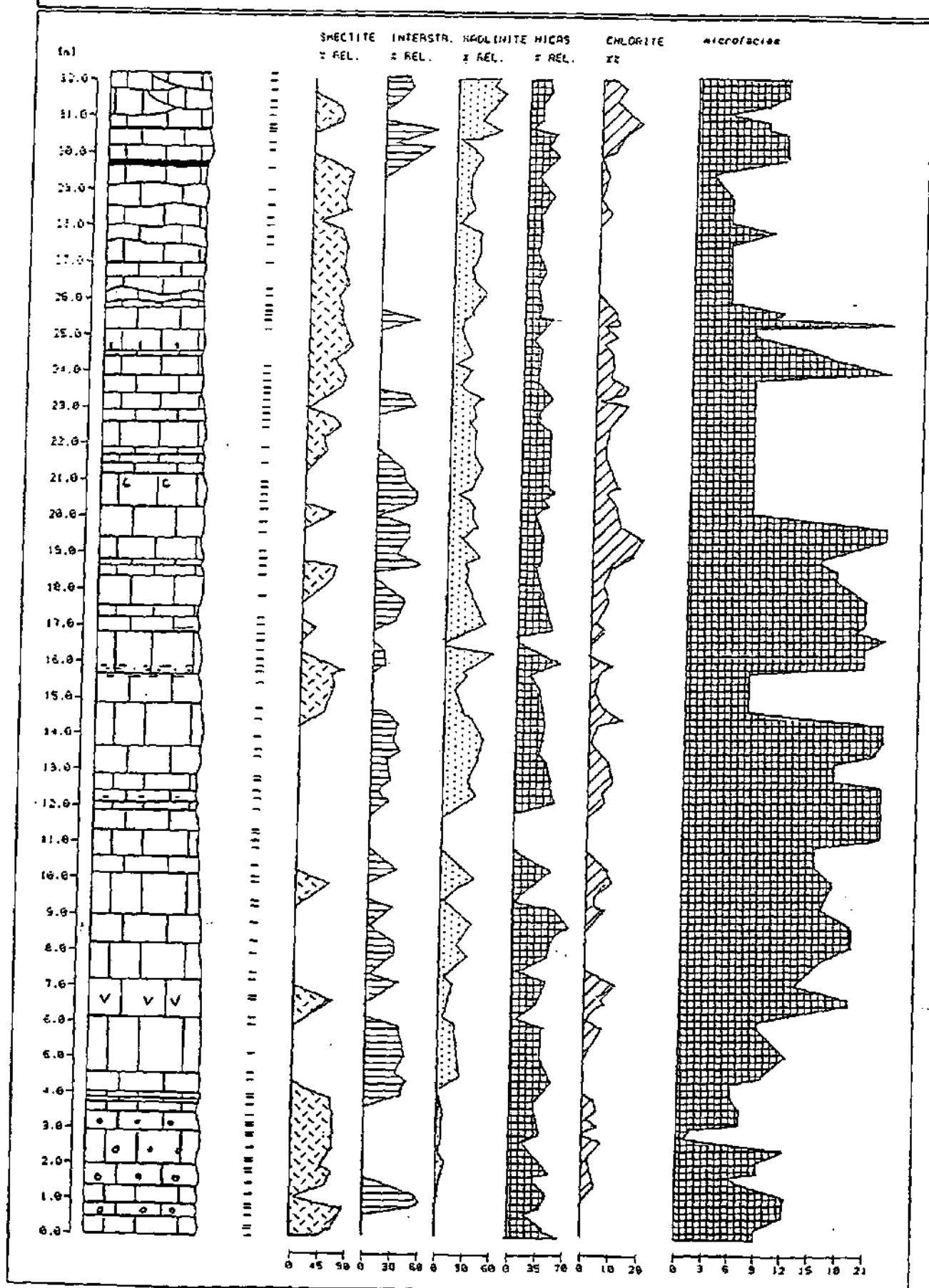
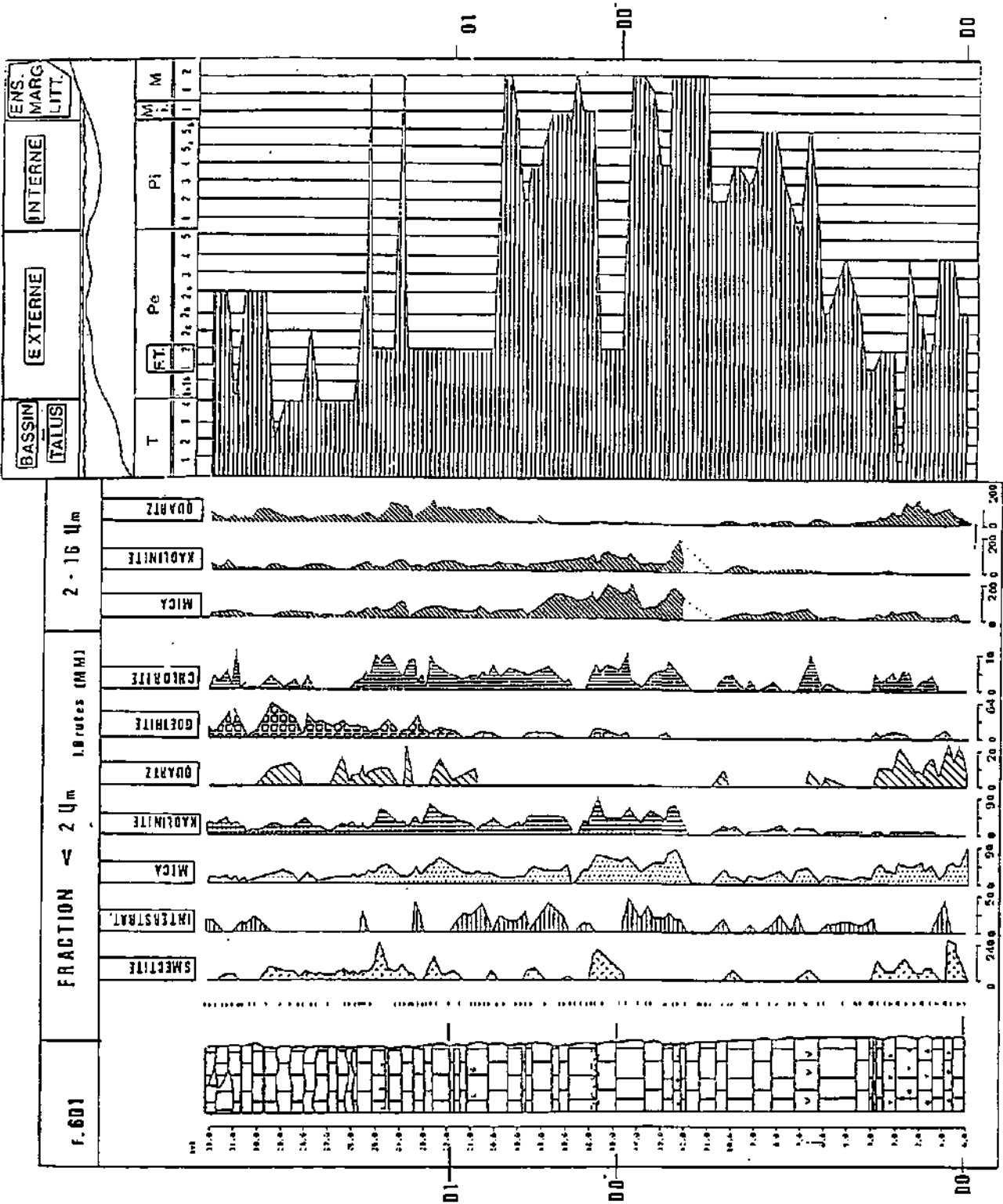


FIGURE 91

Forage 601 : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates.

FIGURE 92

Forage 601 : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions <2µm et 2-16µm. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.



La kaolinite et la chlorite montrent des comportements similaires; ce dernier minéral est toutefois si faiblement représenté (I.brute <10 mm), qu'il faudrait plutôt parler de "traces de chlorite". Comme dans le profil de la Juracime, La kaolinite et la chlorite n'apparaissent vraiment que lors de l'installation des milieux de plate-forme interne de l'U.M.M. Les intensités les plus grandes ont été relevées dans les milieux marginolittoraux et dans les faciès gréseux mixtes de l'U.S.G.. De manière analogue à l'intensité brute du mica, celles de la kaolinite et de la chlorite diminuent dans les faciès externes des calcaires roux. Vue la nature ferrugineuse de ces calcaires, leurs pourcentages relatifs respectifs évoluent inversement.

Parmi les minéraux accessoires, la goethite est la plus fréquente. Les intensités maximales ont été enregistrées dans les calcaires roux ($\Rightarrow$ 64 mm). Elle est parfois aussi présente dans quelques bancs très altérés de L'U.I.O.

De faibles intensités de quartz (<20 mm) ont également été relevées dans cette fraction, et cela dans les faciès externes de l'U.I.O. et de l'U.S.G.

Fraction 2-16 μ m (fig.92, p.303)

La distribution des intensités brutes du mica est assez différente de celle qui a été observée dans la fraction <2 μ m :

- son intensité est plus faible dans les faciès externes de l'U.I.O. et à peu près équivalente dans les faciès gréseux de l'U.S.G.;
- dans les calcaires roux, l'intensité du mica, tout en étant faible, est plus élevée dans la fraction <2 μ m.

La kaolinite montre globalement la même distribution que dans la fraction plus fine. On remarquera que :

- la kaolinite 2-16 μ m montre des intensités 2 fois plus

élevées que celle des $<2\mu\text{m}$ dans les faciès internes de
de l'U.M.M.;

- cette tendance s'inverse dans les faciès de transgression
de l'U.S.G.

La distribution du quartz souligne nettement les formations
externes de l'U.I.O. et surtout de l'U.S.G.

Conclusions préliminaires relatives au forage 601

L'étude des milieux de dépôts et l'observation de la lithologie a
permis de retrouver les 4 grands ensembles, précédemment définis
dans le profil de la Juracime (U.I.O., U.M.M., U.S.G. et Calcaire
Roux).

Les 3 discontinuités reconnues à la Juracime (fig.93, p.306), sont
également présentes dans ce forage. Leurs corrélations ne posent
pas de problèmes, vu la présence de Feurtillia frequens(D0), de
Pseudotextulariella courtionensis (D0') et l'association de ce
dernier avec Keramosphera allobroensis (juste sous la D1). Il
faut remarquer que cette association apparaît dans un faciès
différent (Pt2 gréseux) de celui de la coupe de la Juracime (Pe4)
et du profil du Landeron (Pi3); Cela démontre que cette association
peut tout à fait être employée en tant que marqueur isochrone dans
le but de corrélations biostratigraphiques. Comme à la Juracime,
le choix de l'emplacement de la D1 s'avère un peu arbitraire,
puisque cette dernière ne correspond pas à une surface de
discontinuité franche (comme dans la coupe du Landeron) mais à un
faisceau de discontinuités entrecoupées de mélanges de faciès
externes et très internes. La présence de Polymorphinidae
constitue aussi un bon critère. Des fragments de Madréporaires ont
été retrouvés, au niveau de la D1, aussi bien dans le profil de la
Juracime que dans ce forage.

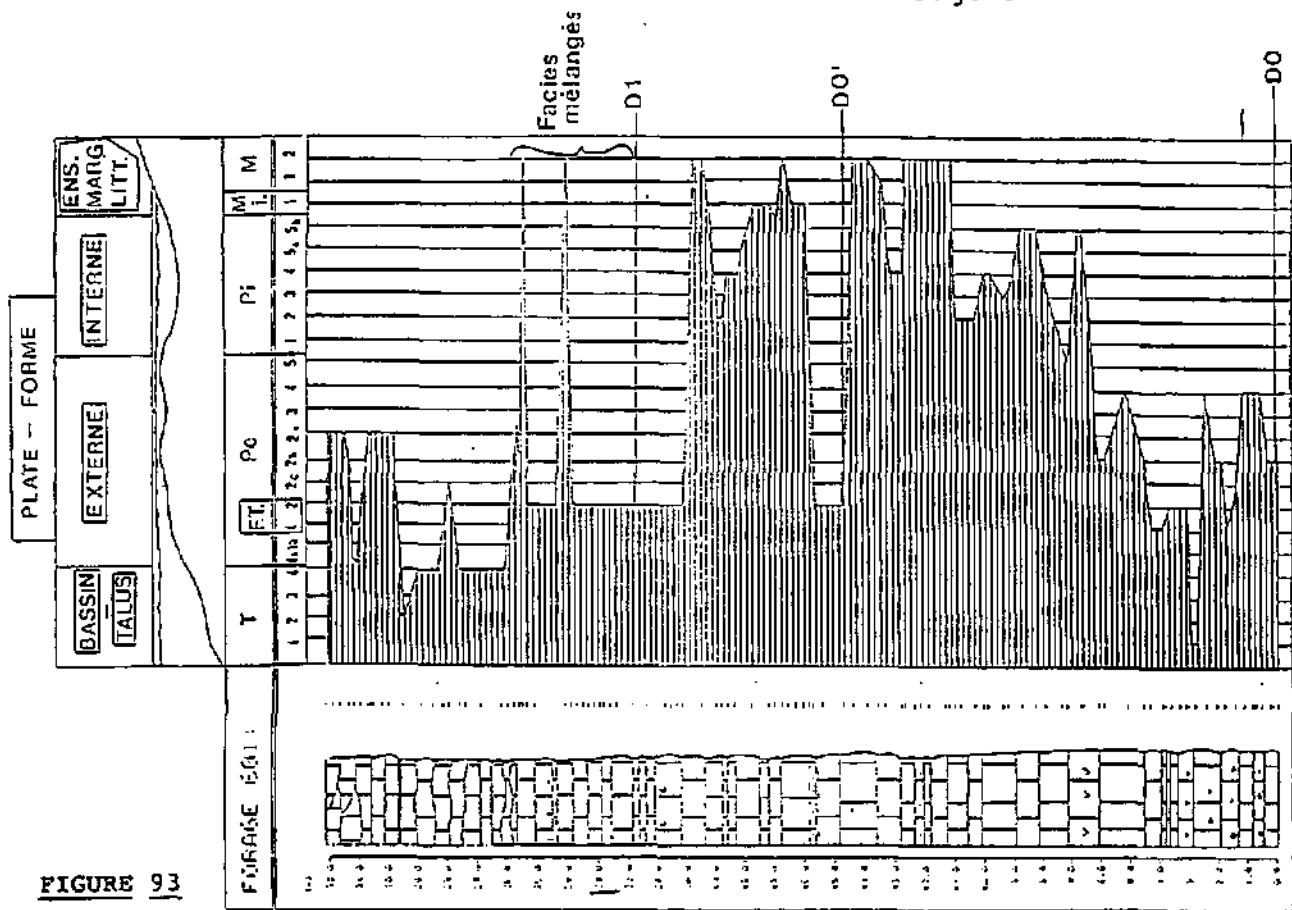
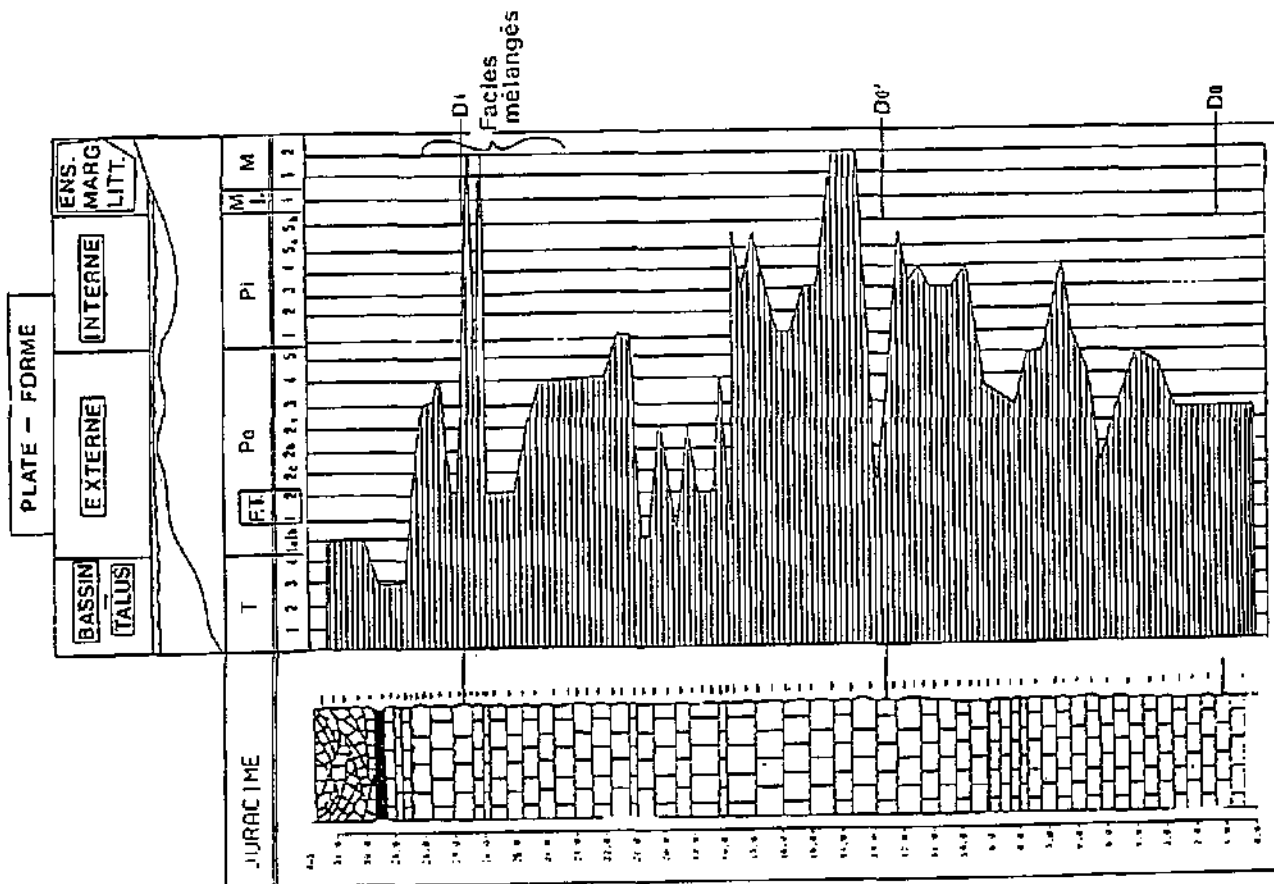


FIGURE 93

Forage 601 : comparaison des courbes d'évolutions des microfaciès du profil de la Juracime (à droite) et du forage 601 (à gauche).



Ces débris proviennent certainement d'un démantèlement d'une barrière assez éloignée (aucune trace visible dans le périmètre étudié); Ce fait confirme bien le caractère transgressif généralisé des sédiments voisins de la discontinuité D1.

Le passage U.S.G. - Calcaire Roux est assez analogue à ce qui a été observé dans le profil de la Juracime. Les calcaires roux reposent directement sur l'U.S.G., sans qu'il soit possible d'observer une réelle discordance (en forage). Cette limite diffère donc passablement de celle qui a été observée dans le forage 406, pourtant peu éloigné (1000 m), dans lequel près de 2 m de marnes et marno-calcaires ont été relevés. Ceci implique un relief préexistant, où des marnes se déposaient dans les creux, à l'abri des courants.

Les faciès du Calcaire Roux contiennent une faune benthique riche en Dorothia et Pseudotextulariella sp.A, typiques du domaine circalittoral. Ces faciès (T4 et Pe2a) ne sont pas caractéristiques des milieux de submersion (T3) et la faune qu'ils renferment ainsi que son âge, prouvent qu'on est encore en présence d'un système de plate-forme; ce qui se confirme par l'étude minéralogique des fractions fines.

La minéralogie de fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$ est assez similaire à celle observée dans la coupe de la Juracime.

La kaolinite et la chlorite apparaissent dès l'installation des faciès internes de l'U.M.M. et sont par la suite, présentes jusqu'au sommet de la coupe. Le mica a été observé dans tout le profil. Les intensités brutes de la kaolinite et du mica des deux fractions, ainsi que leur cristallinité varient en fonction des milieux de dépôt (voir chap.4 et 6).

Smectites et interstratifiés sont présents en alternance, tout au long du forage. Les premières semblent liée aux faciès micritiques

externes et parfois internes. Les seconds sont pour l'essentiel, répertoriés dans les faciès agités (sparitiques) de la plate-forme externe et interne et parfois dans l'ensemble marginolittoral.

Par rapport aux autres unités, l'U.I.O. ne semble pas être soumise à de gros apports détritiques (absence de kaolinite, peu de mica dans la fraction 2-16 μm).

Les foraminifères benthiques ont fourni à peu de chose près, les mêmes datations que dans le profil de la Juracime (Feurtillia, Pseudotextulariella courtionensis et Keramosphera). Les calcaires roux contiennent un grand nombre d'individus appartenant à l'espèce Pseudotextulariella sp.A. Selon C. DARSAC (1983), ce foraminifère n'a pas été retrouvé au-dessus de la discontinuité Di3 (Valanginien inf.).

5.8. Coupe de "l'Ensa"

Situation géographique (fig.94, p.308).

Ce profil se situe à l'ouest de Neuchâtel, au nord du village de Corcelles. Cette coupe de faible puissance, a été levée lors des travaux de construction de l'abri de protection civile, attenant aux batiments de l'Electricité Neuchâteloise SA (ENSA); elle n'est par conséquent plus visible à l'heure actuelle.

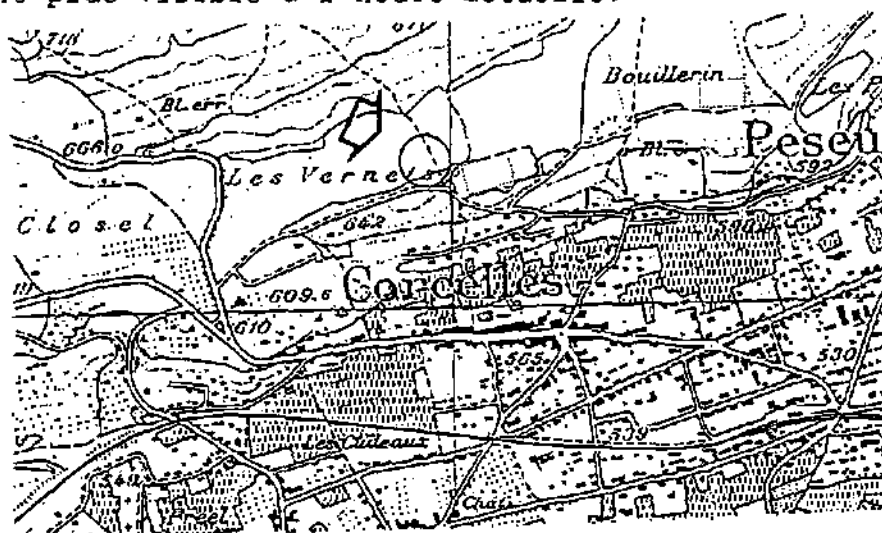


FIGURE 94

Situation géographique du profil de l'ENSA.

Contexte géologique

Le profil étudié se situe sur le flanc sud de l'anticlinal Chaumont - Rochefort. Les couches ^{griv.} penchent légèrement vers le sud-est. Cette direction est quelque peu anormale par rapport à l'orientation sud générale des structures.

description lithologique (fig.95, p.310). le choix de cette coupe, d'une puissance d'environ 5 m, se justifie par le fait qu'elle présente le passage U.S.G.- Calcaire Roux.

Il a été relevé de bas en haut :

- 1 m de calcaires gréseux beiges, à patine rousse;
- environ 2 m de marno-calcaires et calcaires jaunes-beiges, gréseux montrant des mélanges de faciès internes à bird's eyes et de faciès gréseux externes; présence de surfaces durcies (Hg);
- 1 m de calcaires pseudoolithiques gréseux, plus lités, le sommet de cet ensemble devenant plus marneux;
- 1 + x m de calcaires roux finements oolithiques, à stratification entrecroisée.

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue (fig.96, 97 et 98)

le premier banc caractérisé par un faciès de plate-forme externe, a livré une microfaune assez riche, au sein de laquelle Pseudotextulariella courtionensis et des Polymorphinidae ont été reconnus:

Keramosphera allobrogensis a été répertoriée, juste au-dessus, dans les premiers faciès de transgression (ft2).

Ensa: LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES
- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

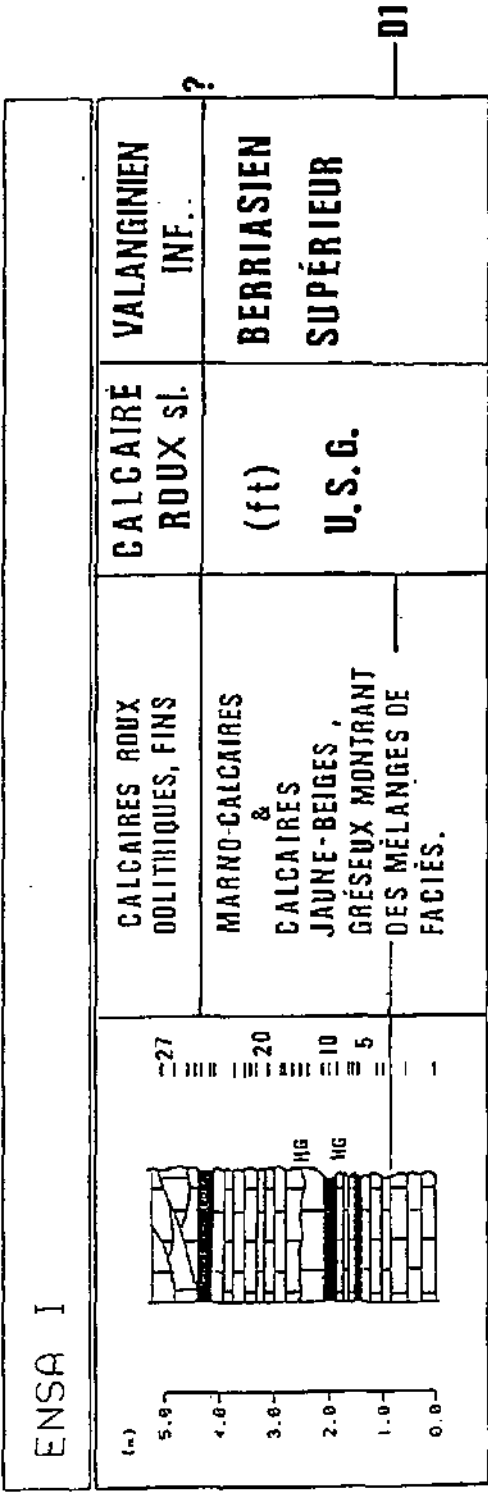


FIGURE 95

Coupe de l'ENSA : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuités D1.

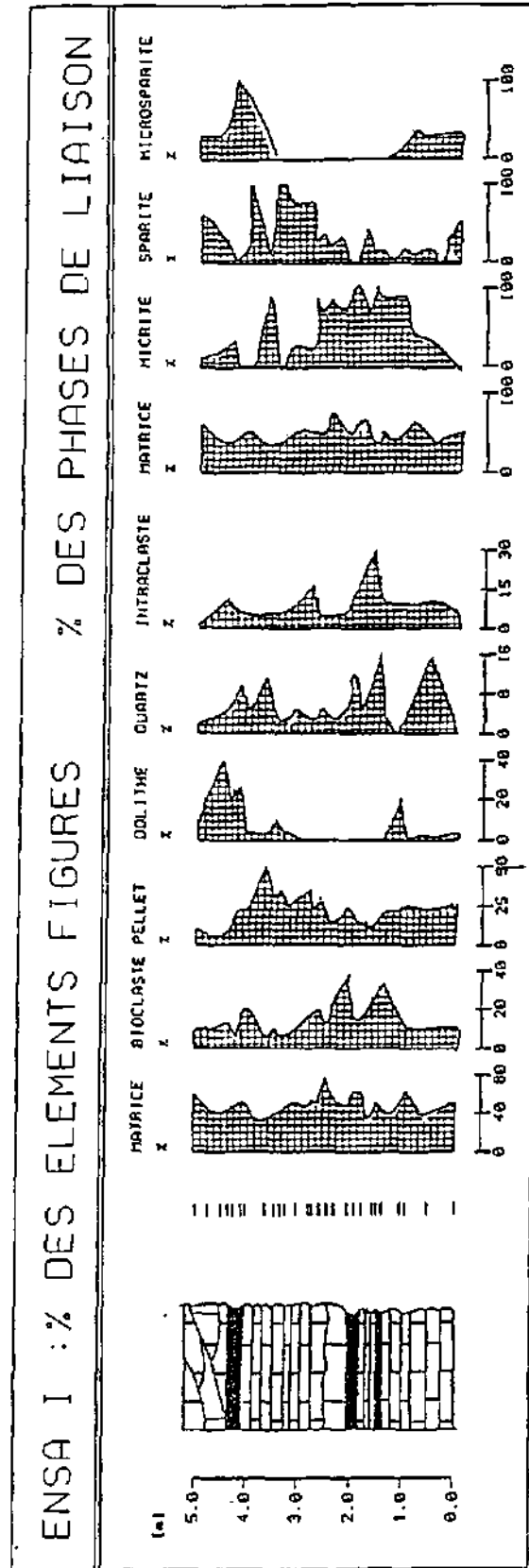


FIGURE 96

Coupe de l'ENSA : répartition en pourcentages des éléments figurés
et du liant

Dicranites	
débris de Rudistes	*
Madréporaires	
Echinodermes	
Gastéropodes	
Bivalve	
Brachiopodes	
Keramosphera all.	*
Pseudotextulariella co.	*
Pseudotextulariella sp.	
Feutillia frequens	
Polymerophinidae	
Pseudocyclammina li. q	
Quinqueloculina	
Nodosariidae	
Glomospira	
Miliolidae	
Pseudotextulariella	
Verniculina cf. polonica	
Helicostella sp.	
Gros agglutinants	
Panderina neocomensis	
Valdanechia	
Istrilloculina	
Trocholina	
Haplophragmium cf. Jouk	
Dorothyia	
Neorocholina	
Charontia	
Characres	
dasycladacées	

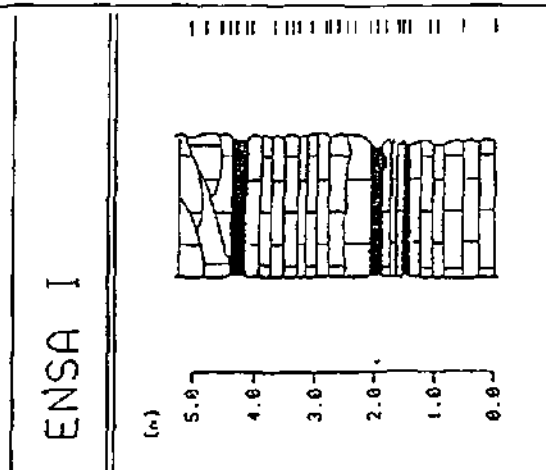
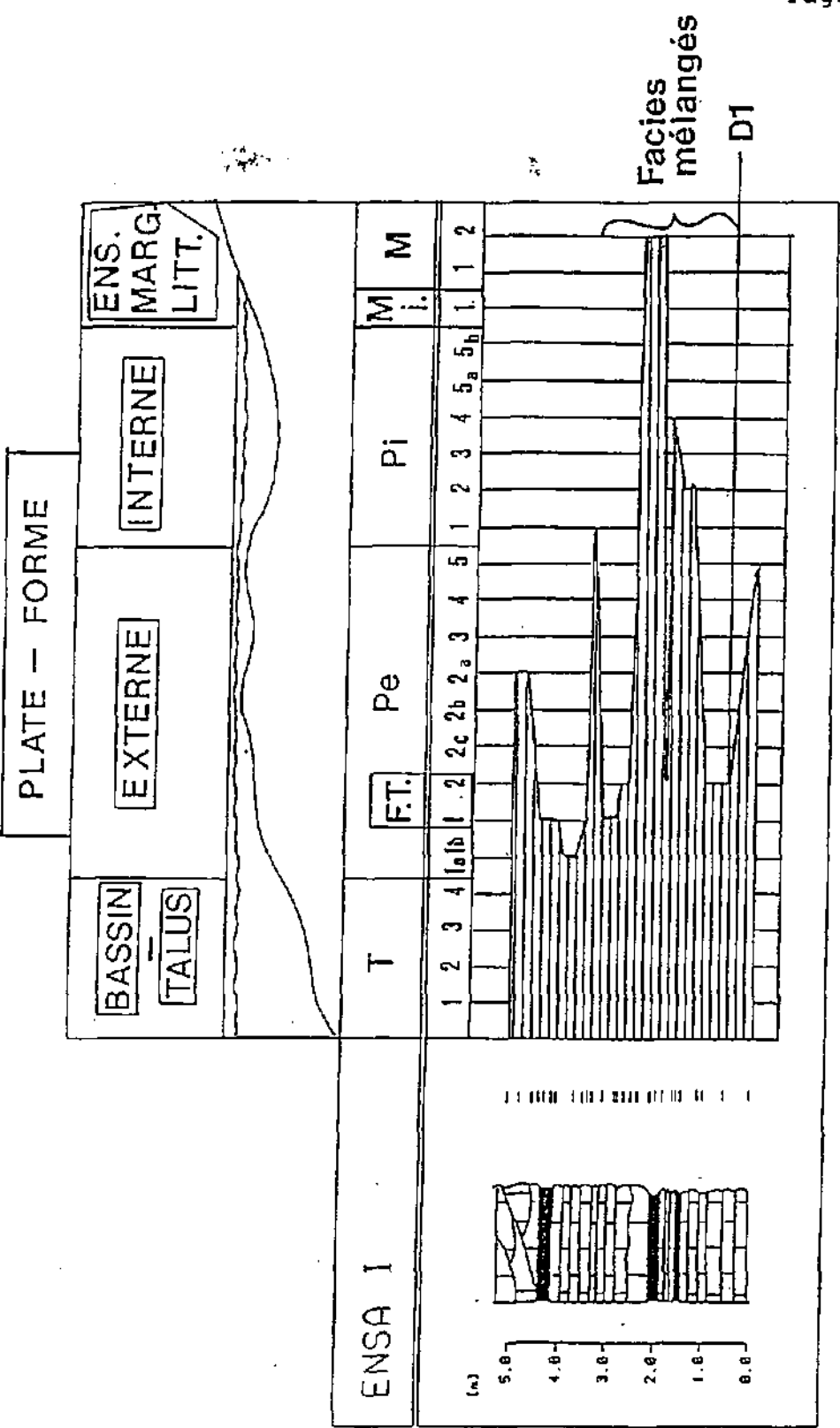


FIGURE 97
Coupe de l'ENSA : répartition des principaux fragments d'organismes
et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 90

Coupe de l'ENSA : courbe d'évolution des microfaciès.



Ces milieux montrent d'abord des faunes mixtes, externes et internes (fig.97), puis de véritables mélanges de faciès (Ft2, Pi3 et M1) dans lesquels Pseudotextulariella courtionensis et les Polymorphinidae sont encore présents. La discontinuité D1 a été placée au niveau de la première arrivée des faciès de transgression. Mis à part un bref retour à des faciès de plate-forme interne, l'environnement devient plus ouvert, plus externe. Il faut encore souligner la présence de débris de madréporaires au sommet du banc qui montre la dernière occurrence des faciès de transgression et l'apparition de Pseudotextulariella sp.A dans ce type d'environnement. Les premiers bancs des calcaires roux montrent des faciès de plate-forme externe (Pe2a), relativement riches en foraminifères benthiques circolittoraux.

Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

Fraction <2 μ m (fig.99, et 100, p.330)

Les smectites ne sont représentées (dans cette coupe) que dans les faciès de transgression et les mélanges de milieux internes et externes. Les interstratifiés ont également été observés dans les faciès de transgression, lorsque ceux-ci contiennent un ciment sparitique (fig.96). Les plus fortes intensités de kaolinite sont mesurées dans les mélanges de faciès, surtout quand les milieux supratidaux y participent. Cette remarque s'applique aussi au mica. Les interstratifiés et la goethite exceptées, toutes les intensités brutes des autres phyllos diminuent fortement dans les faciès colithiques et sparitiques des calcaires roux.

Fraction 2-16 μ m (fig.99, p.330)

Les intensités brutes du mica et la kaolinite sont généralement plus élevées que dans la fraction <2 μ m et ne varient pas de la même façon. La cristallinité du mica est "épimétamorphique" dans la première partie de la coupe (faciès mélangés) et augmente dans la partie supérieure (milieux plus externes). Le quartz varie de manière identique à la kaolinite et au mica. Les intensités de la kaolinite <2 μ rapportées aux intensités de la kaolinite de la fraction 2-16 μ m montrent :

- des valeurs proches ou inférieures à 1 dans les faciès de transgression et leur mélange de milieux;
- des valeurs supérieures à 1 dans les faciès externes, circalittoraux des calcaires roux.

Conclusions préliminaires relatives au profil de l'Ensa

L'étude des microfaciès et de la microfaune a permis :

- de retrouver la discontinuité D1 dans une position analogue à celles observées dans les coupes de la Juracime et de Cressier (passage $\pm$ marneux montrant d'important mélanges de faciès; le tout étant très gréseux (U.S.G)).
- De confirmer l'isochronie de la D1 par la présence de Keramosphera allobrogensis, Pseudotextulariella courtionensis et de Polymorphinidae (Berriasien terminal).
- de confirmer la présence de faciès assez riches en foraminifères benthiques dans les calcaires roux (essentiellement Pseudotextulariella sp.A, datée du Valanginien inférieure).

L'étude minéralogique a permis :

- de préciser l'influence des milieux de plate-forme

interne sur la distribution des intensités brutes des phyllosilicates.

- de confirmer l'importance de l'environnement, plus spécialement de l'hydrodynamisme sur tri granulométrique de la kaolinite surtout.

5.9. Coupe du Crêt de l'Anneau

Situation géographique (fig.101)

Ce profil se situe environ à 1 km du village de Travers, dans le val du même nom; plus exactement, au bord de la route cantonale à l'endroit où cette dernière passe au-dessus du chemin de fer (coord. 543.10/199.75).

Contexte géologique Cette coupe a été levée dans une carrière abandonnée, située sur le flanc sud de l'anticlinal Solmont-la Tourne. Les couches plongent (pendage de 35°) vers le sud-est.

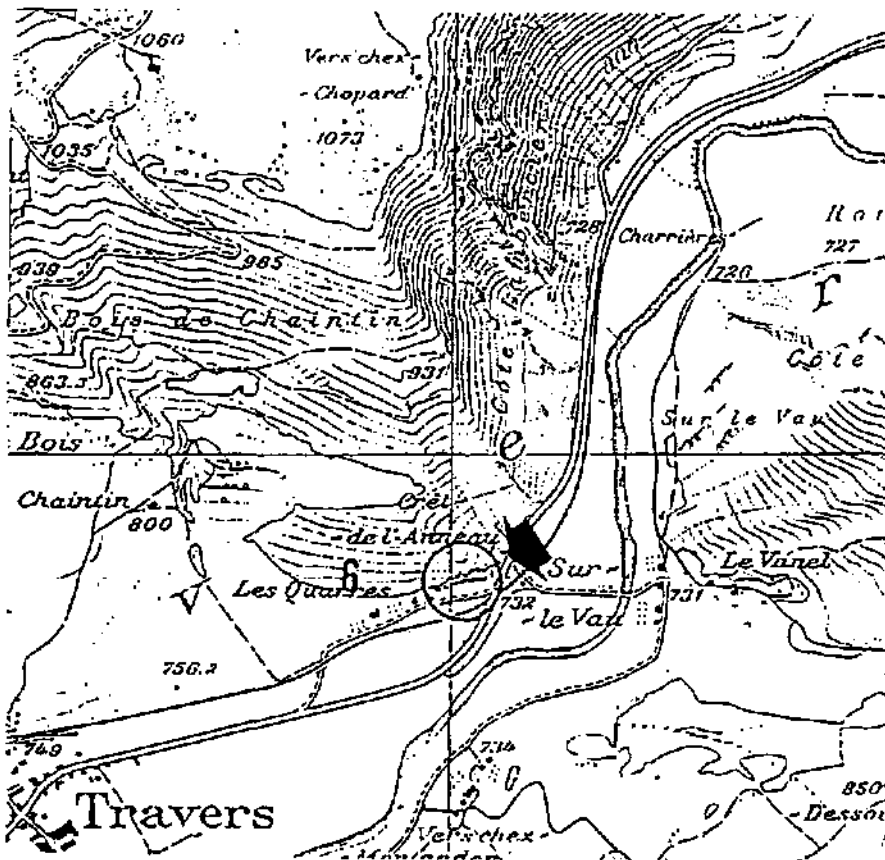


FIGURE 101

Situation géographique du profil du Crêt de l'Anneau.

Description lithologique (fig. 102, p.334)

Le fait que le front taille soit perpendiculaire aux couches, a compliqué le lever de coupe. Ainsi nous avons étudié les 11 premiers mètres de ce profil dans le flanc NE de la carrière et la suite au centre et dans le flanc SW de l'excavation. La limite U.I.O. - Purbeckien n'affleure pas. Il a été observé, de bas en haut :

- environ 6 m (1) de calcaires oolithiques gris-roux, fins, grossiers par endroits, et souvent fortement bioturbés;
- 9 m de calcaires massifs blancs à bird's eyes et terriers, riches en algues et foraminifères, comprenant en son milieu 1.5 m de calcaires lités beiges plus gréseux (cote 9 m);
Le sommet de cet ensemble se terminant par une surface durcie sur laquelle des galets et des débris de madréporaires ont été observés (cote 14.7 m) (2);
- une dizaine de mètres de calcaires gréseux, à patine rousse, parfois oolithiques; la partie inférieure étant formé de bancs plus massifs que la partie supérieure qui contient des mélanges de faciès et quelques passées plus marneuses (cote 21-25 m) (3);
- 8 m de calcaires roux, très peu gréseux, sparitiques assez riches en oxydes de fer, plaquetés; présence de galets moux (partie inférieure,) et parfois de structures obliques; les 4 premiers mètres étant finement oolithiques, les bancs sus-jacents plus bioclastiques (4).

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

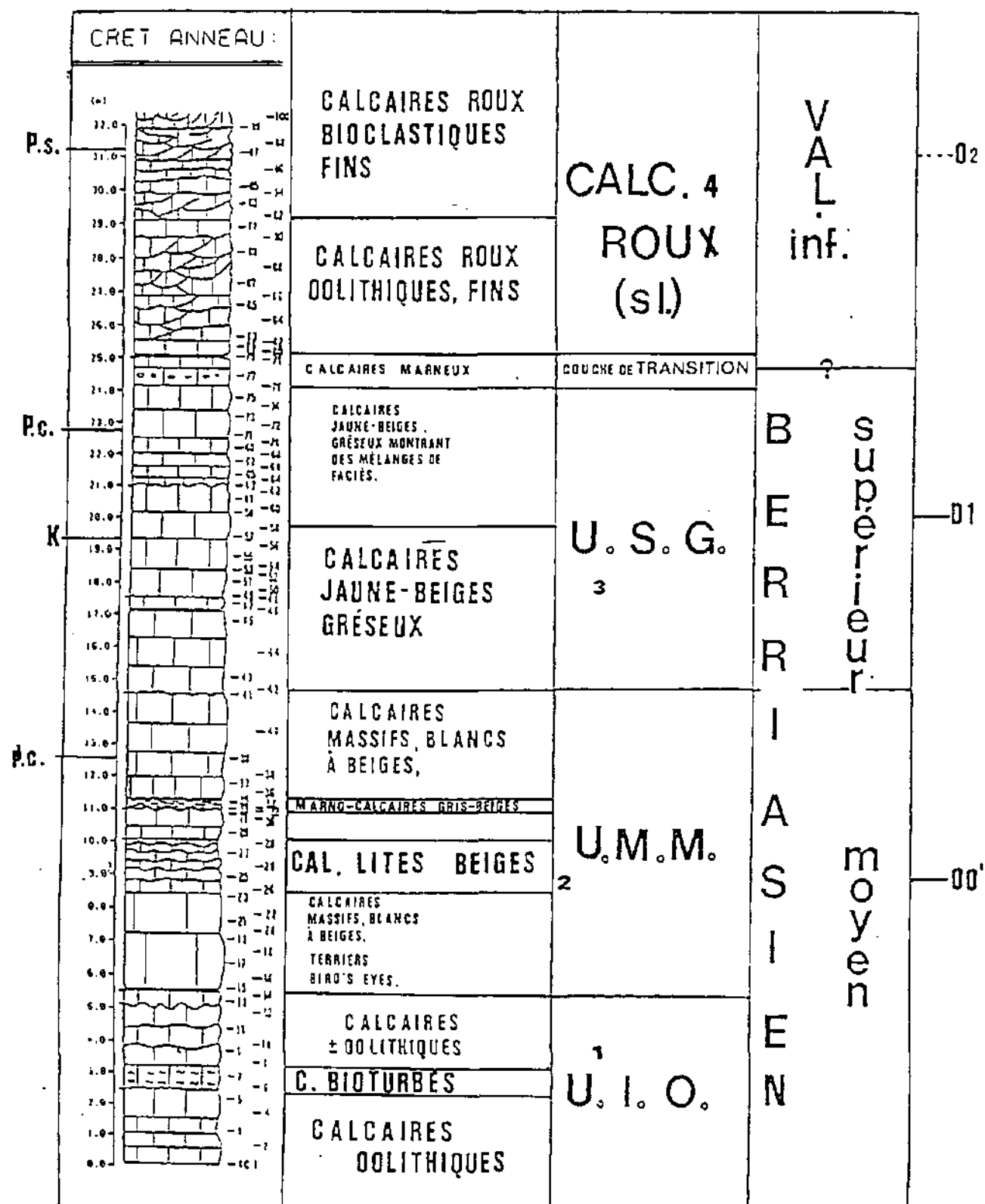


FIGURE 102

Coupe du Crêt de l'Anneau : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuités D1.

Lithologiquement, ce profil montre une unité inférieure oolithique de faible épaisseur. L'U.M.M. est moins caractéristique et l'U.S.G. plus développée que dans les profils sis à l'est de Neuchâtel.

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

(fig.103, p.336, 104 et 105, p.337-338)

La base de ce profil est caractérisée par des faciès de plate-forme externe sparitiques, parfois oolithiques, passant brièvement à des faciès de plate-forme interne (Pi2-3, à échinodermes). Les bryozoaires y sont rares. La microfaune reconnue n'est pas, biostratigraphiquement très intéressante (Nodosariidae, rares Feurtillia et Trocholina).

Les microfaciès évoluent par la suite vers des milieux supratidaux, caractérisés par une faune appauvrie (Pseudotriloculina, Belorusiella et Istriloculina. Lequels sont brusquement interrompus par l'arrivée de de faciès de transgression riches en bryozoaires et échinodermes; Ce brusque retour à des faciès externes semble correspondre à la discontinuité D0'. Les bancs sus-jacents présentent des faciès de plate-forme interne, riches en foraminifères benthiques et en algues contenant encore quelques fragments d'échinodermes. Il s'agit donc d'un milieu de plate-forme interne ouvert, en liaison avec la mer ouverte. A ce niveau, apparaît Pseudotextulariella courtionensis. Cet ensemble se termine par un hard ground microconglomératique surlequel ont été retrouvé des fragments de madréporaires.

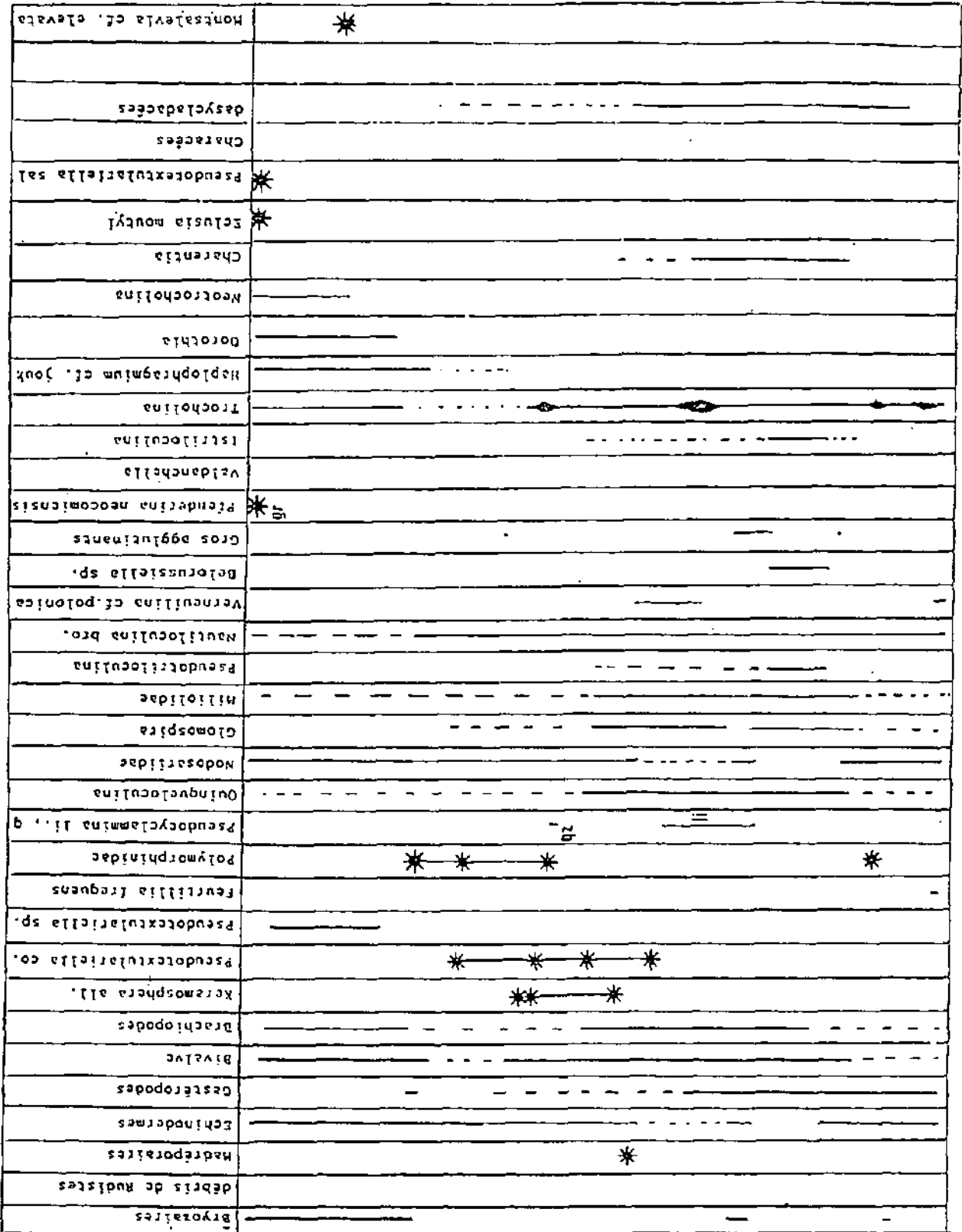
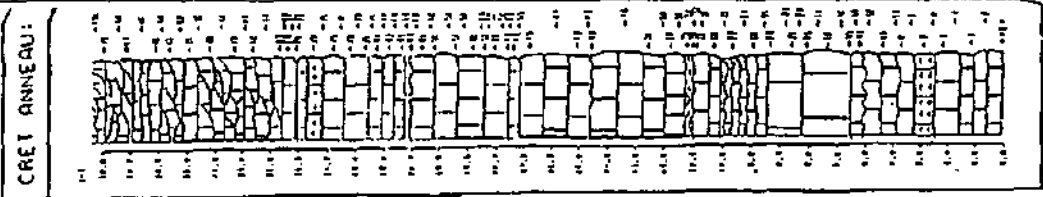


FIGURE 103

Coupe du Crêt de l'Anneau : répartition des principaux fragments



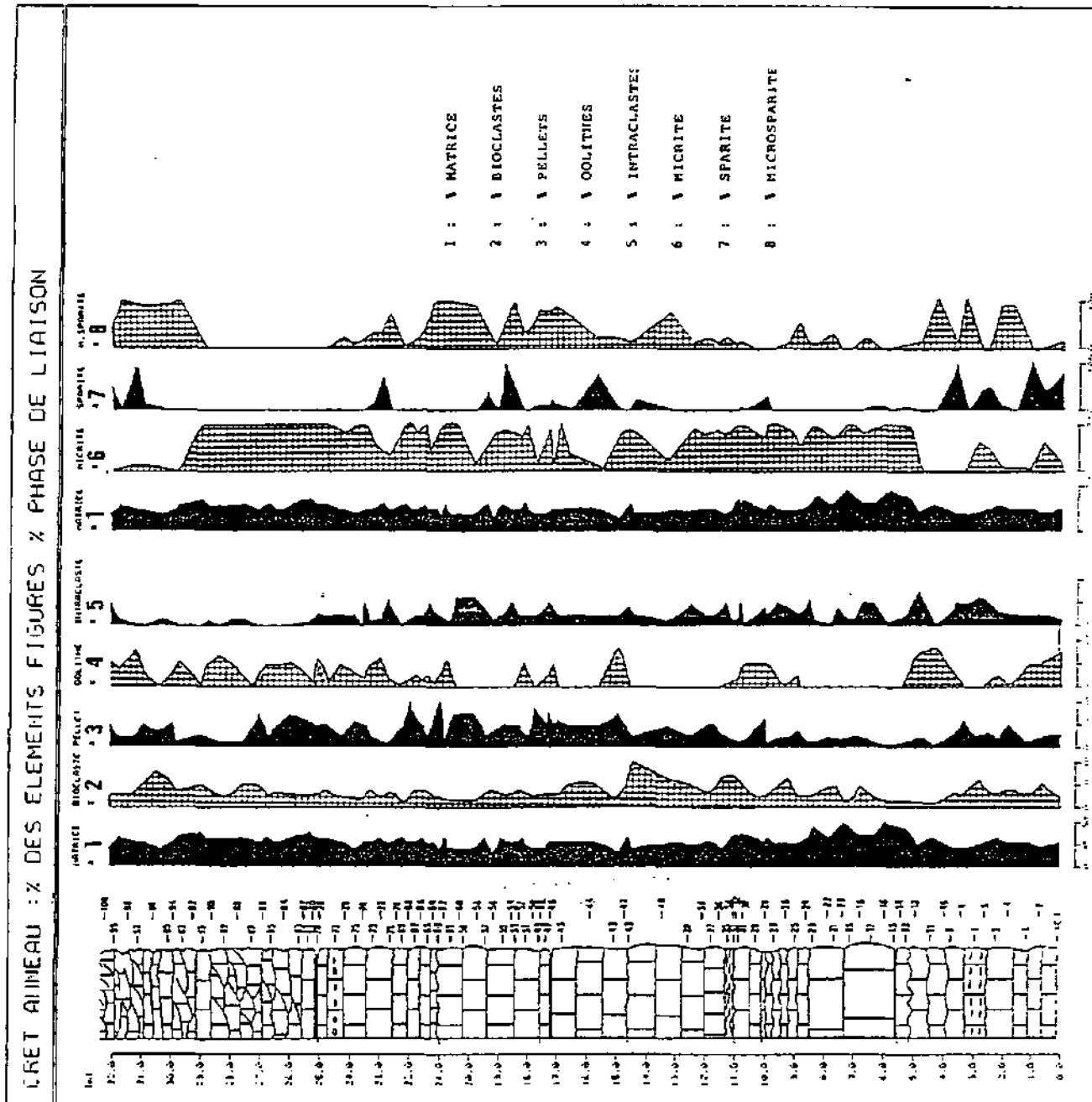
Au-dessus de celui-ci, les milieux deviennent brusquement plus externes et plus profonds. Ceci se marque par l'apparition de faciès de transgression riches en quartz, à faune mixte, contenant Keramosphera allobrogensis et Pseudotextulariella courtionensis. Les faciès montrent ensuite une évolution vers des milieux de plate-forme externe puis interne, à nouveau interrompue par l'arrivée de faciès de transgression, riches en Polymorphinidae (D1); ces faciès renferment toujours Keramosphera allobrogensis et Pseudotextulariella courtionensis. La fin de l'U.S.G. est caractérisée par des mélanges de faciès de talus (T2) et de plate-forme externe (Pe3). La dernière occurrence de Pseudotextulariella courtionensis est observée dans les bancs de calcaires plus marneux situés directement sous les calcaires roux (cote 25 m).

La partie inférieure des calcaires roux présente des faciès de plate-forme externe oolithiques riches en petits foraminifères benthiques circalittoraux (Dorothia, Lenticulina.etc) et en fragments d'organismes tels que échinodermes, bivalves et bryozaires; la microfaune infralittorale étant toutefois encore représentée de façon significative. Au point de vue biostratigraphique, il faut souligner l'apparition de l'espèce Pseudotextulariella sp.A. (cote, 26 m).

Le sommet de la coupe montre un approfondissement important des milieux. Ces derniers évoluent vers un environnement de talus (T4, T2). C'est dans ces faciès que les espèces Eclusia moutyi et Pseudotextulariella salevensis apparaissent pour la première fois. De plus, un individu de grande taille, appartenant à l'espèce Pfenderina neocomiensis, a été retrouvé, à l'état remanié dans ces faciès; ce qui implique la proximité de faciès de plate-forme interne.

FIGURE 104

Coupe du Crêt de l'Anneau : répartition en pourcentages des éléments figurés (1+2+3+4+5 = 100 %) et du liant où 1(-100 %) = 6+7+8.



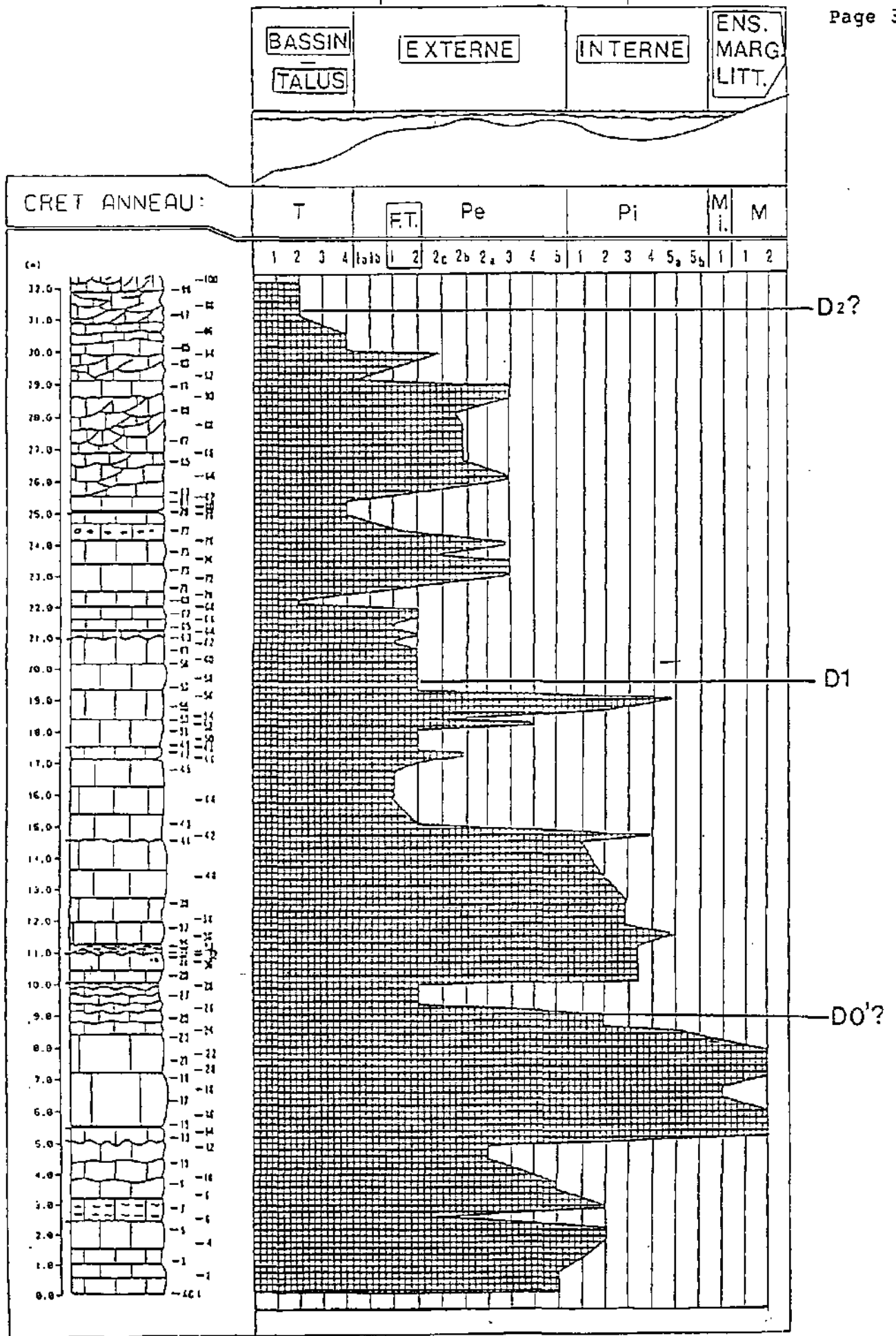


FIGURE 105

Coupe du Crêt de l'Anneau : courbe d'évolution des microfaciès.

Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

Fraction <2 μ m (fig.107 et 108, p.342-343)

Smectites et interstratifiés montrent des teneurs relatives assez proches ($\Rightarrow$ 64%). La distribution de leurs intensités brutes confirme que :

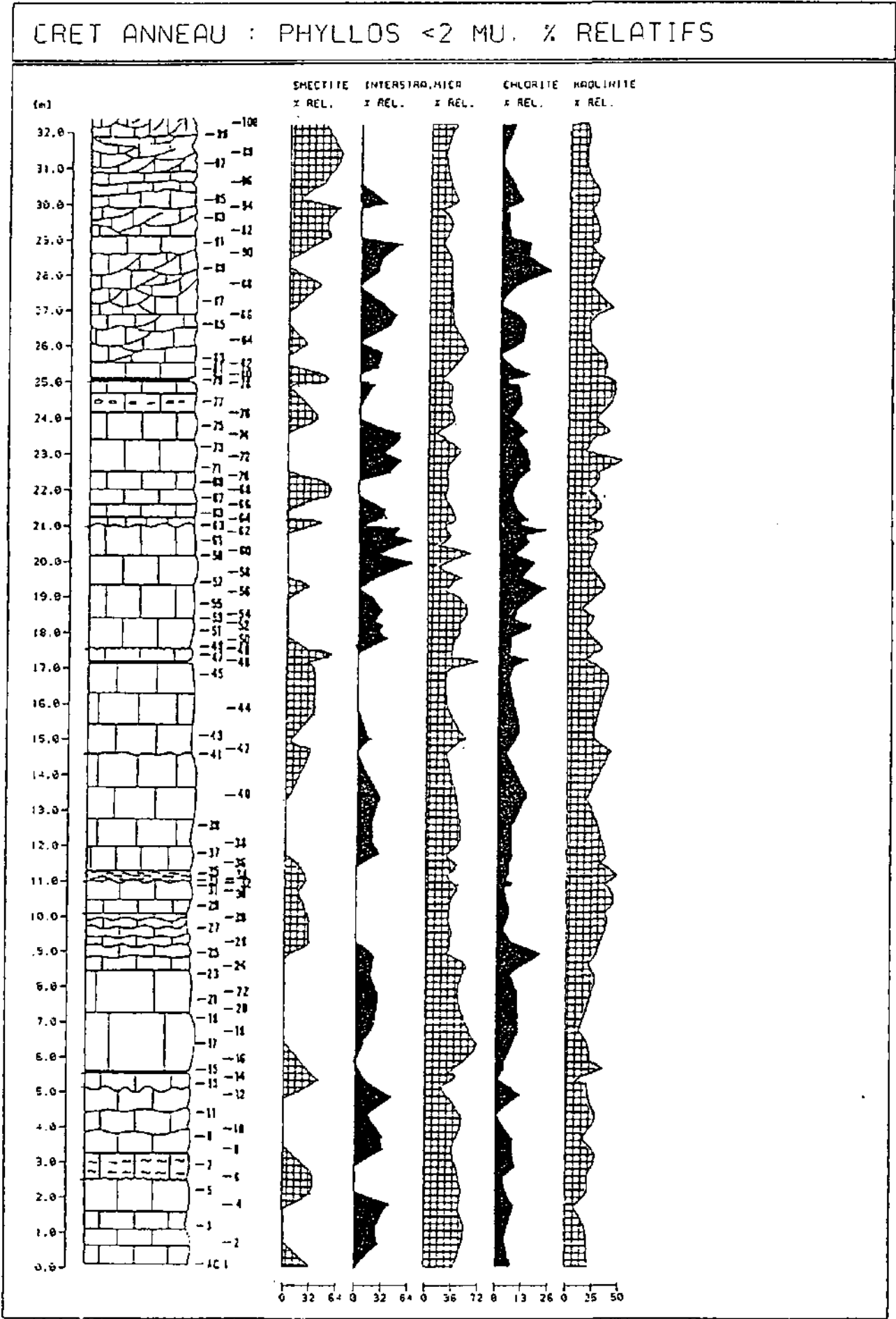
- les smectites abondent dans les faciès micritiques de la plate-forme interne et du talus, dans lequel les intensités les plus fortes ont été mesurées.
- les interstratifiés montrent des intensités nettement plus faibles et sont répertoriés d'une part, dans les faciès sparitiques de la plate-forme interne et dans l'ensemble marginolittoral, d'autre part dans les faciès de haute énergie de la plate-forme externe.

Les faciès mixtes de transgression le sont aussi, au niveau des argiles, puisqu'il a été reconnu suivant les mélanges, tantôt des smectites, tantôt des interstratifiés.

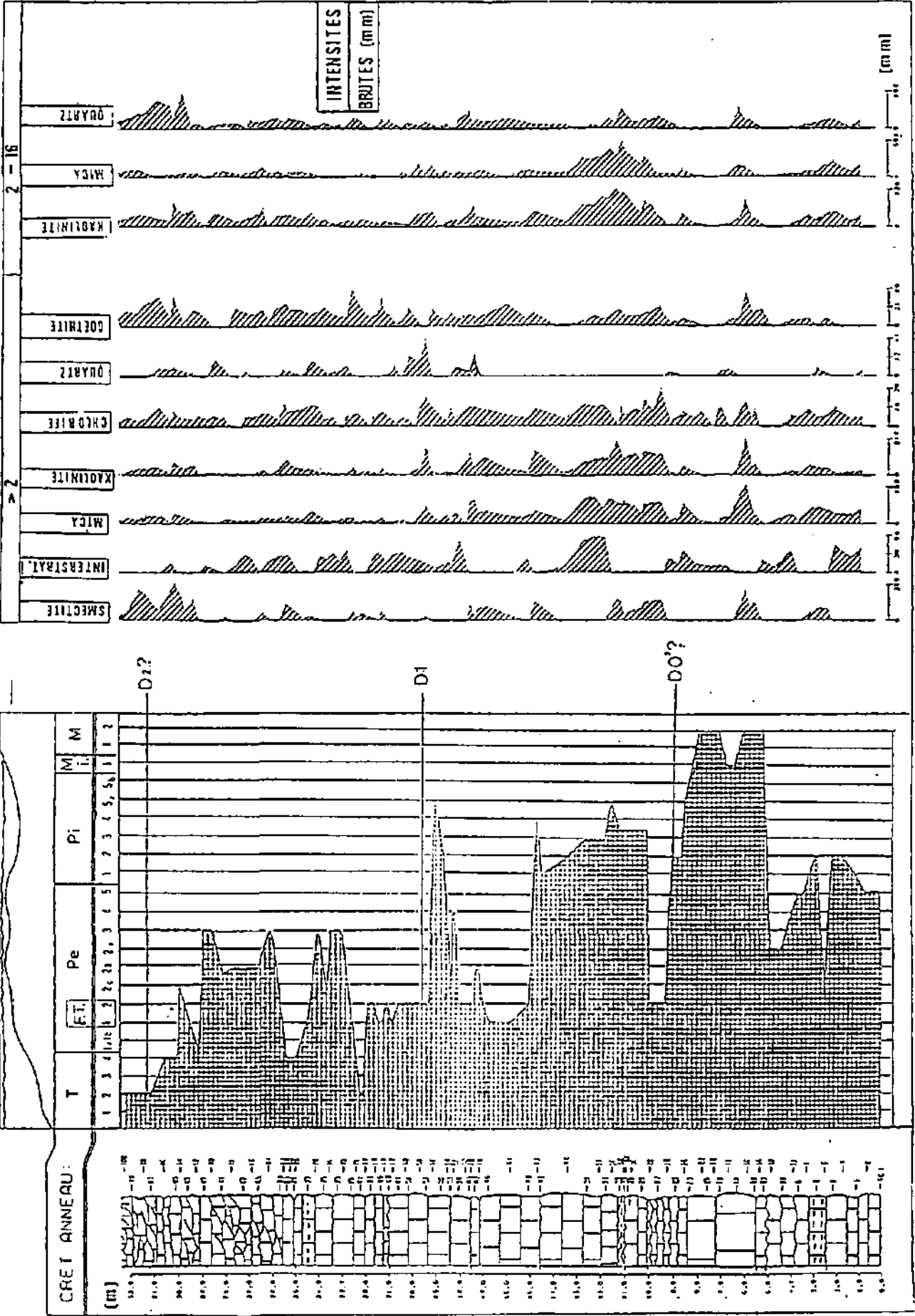
Le mica est, relativement le plus abondant des phyllosilicates présents dans cette fraction ($\Rightarrow$ 72 %), alors que son intensité brute ne dépasse pas les 100 mm. Les intensités les plus élevées ont été mesurées dans l'U.M.M., plus précisément dans les faciès de l'ensemble marginolittoral.

La kaolinite montre les hautes intensités parmi les phyllosilicates (240 mm) et cela dans le même genre d'environnement que le mica. La chlorite (intensité très faible) covarie avec la kaolinite et le mica. Les smectites exceptées, les intensités brutes des autres phyllosilicates diminuent dans les calcaires roux.

Coupe du Crêt de l'Anneau : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction <2 μ m.



Coupe du Crêt de l'Anneau : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions <2µm et 2-16µm. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès



Le quartz est très rare dans cette fraction; il apparaît avec les milieux externes. Les intensités maximales de la goethite ont été évidemment observées dans les calcaires roux et l'U.S.G. (milieux externes).

Fraction 2-16 μ m (fig.108, p.343)

Les intensités brutes de la kaolinite ($\Rightarrow$ 380 mm) et du mica ($\Rightarrow$ 120 mm) montrent des variations identiques jusqu'au début de l'U.S.G.; les intensités maximales de ces deux phyllosilicates ayant été relevées dans les faciès de plate-forme interne. Kaolinite et mica ne covarient plus dans ces faciès gréseux de transgression et de plate-forme externe. Le premier est nettement plus représenté que le second.

Les variations de la cristallinité du mica et de la kaolinite des deux fractions, ainsi que le rapport Kaol. $<2\mu$ m/Kaol. 2-16 μ m sont discutées en détails dans le chapitre 4.

L'intensité du quartz de la 2-16 μ m ne montre pas exactement la même manière que le quartz de la roche totale. Ce comportement différent est certainement dû, surtout dans l'U.S.G., à la plus grande taille des grains. L'augmentation de l'intensité du quartz 2-16 μ m dans les calcaires roux reflète l'apparition de quartz néoformé en rosette.

Conclusions préliminaires relatives au profil du Crêt de l'Anneau

Du point de vue lithologique, ce profil montre 4 formations bien repérables sur le terrain. Il s'agit des formations qui ont déjà été observées dans les coupes précédentes, à savoir l'U.I.O., l'U.M.M., l'U.S.G. et le Calcaire Roux.

La limite Purbeckien - U.I.O et par conséquent, la discontinuité D0, n'affleurent pas. La coupe débute directement dans la partie supérieure de l'U.I.O, dans des milieux déjà assez internes; ce que

confirment la microfaune (peu ou pas de Feurtillia) et la minéralogie (présence de kaolinite).

Comme dans les autres coupes, L'U.M.M. et ses faciès supratidaux sont coupés par une discontinuité D0', au-dessus de laquelle s'installent brièvement des faciès de transgression. L'U.M.M. montre cependant des faciès de plate-forme plus ouverts que dans les précédentes coupes. Pseudotextulariella courtionensis apparaît au sommet de cette unité.

L'U.S.G. est nettement plus développée dans cette coupe (11 m); sa nature est également plus gréseuse et plus externe. L'association Keramosphera allobrogensis et Pseudotextulariella courtionensis été retrouvée dans des faciès de plate-forme externe. Au-dessus, des mélanges de faciès externes et de talus (Polymorphinidae). La discontinuité D1 a été placée au centre de ce faisceau de discontinuité.

Au-dessous de la D1, grâce aux foraminifères benthiques et de par les lithologies observées, ce profil ne pose pas de gros problèmes de corrélations.

Les microfaciès observés dans les calcaires roux sont tout d'abord oolithiques, puis plus fins et plus externes (talus). Ils s'intègrent tout à fait à un système de plate-forme type et ne montrent pas les faciès de submersion, parfois observés dans les autres coupes. Plusieurs observations confirment ces faits :

- l'abondance relative en foraminifères benthiques;
- la présence d'une grande pfenderine, remaniée dans le faciès T4, témoignant de la proximité de milieux de plate-forme interne;
- la présence de Pseudotextulariella salevensis et de Eclusia moutyi; ces deux foraminifères apparaissent selon DARSAC (1983) au-dessus de la D2 (base de la

séquence C, formation de la Chambotte, Valanginien inf.); ce qui semble exclure toute corrélation avec les faciès de submersion de la formation du Bourget.

- Le roentgénofaciès correspondant (abondance de smectites et présence non négligeable de kaolinite et de mica) témoigne d'un milieu calme, de talus (smectites) soumis à l'influence d'une plate-forme assez proche (kaolinite).

5.10. Forage de St. Aubin

Introduction

Étant donné que nous avons pu très tardivement étudier ce forage, seules une description lithologique et quelques lames minces ont pu être effectuées. Il faut donc souligner, qu'il ne s'agit que de conclusions préliminaires, essentiellement basées sur la lithologie.

Situation géographique (fig.109)

Ce forage, implanté dans le cadre des travaux autoroutiers de la N5, est situé à l'ouest du village de Gorgier.

Contexte géologique

D'une puissance de 77 mètres, ce forage traverse la pente structurale sud de l'anticlinal de la montagne de Boudry. Les couches pendent légèrement vers le sud - est (15°).

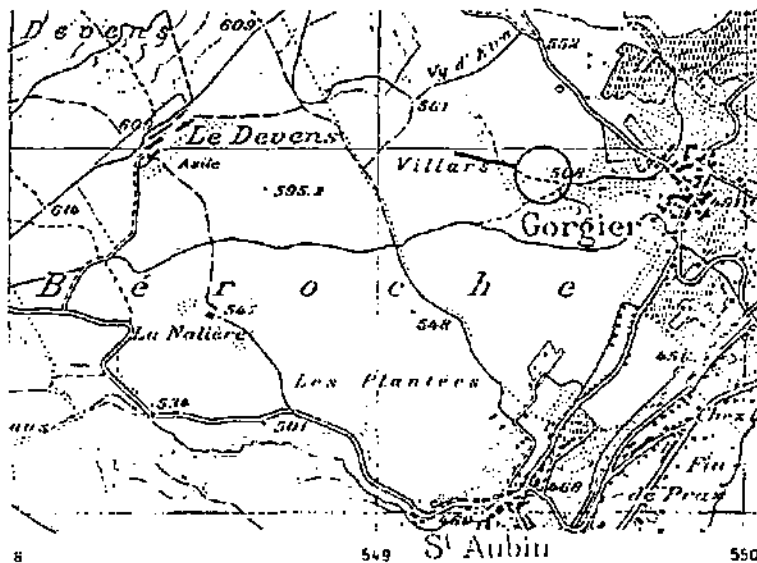


FIGURE 109

Situation géographique du forage de St Aubin.

Description lithologique (fig. 110, p.348)

La base de ce profil commence avec le début de l'U.I.O. (D0), qui est marqué par l'apparition d'oolithes, de fragments d'échinodermes et de quelques grains de glauconie. Il a été observé ensuite de bas en haut :

- environ 10 m de calcaires oolithiques, parfois marneux gris noirs, renfermant des fragments d'échinodermes et quelques grains de glauconie (1);
- un ensemble de 18 m de calcaires massifs, blancs, parfois beiges, souvent riches en algues et foraminifères et montrant souvent des bird's eyes et des keystone-vugs(2);
- 6 m de calcaires et de calcaires marneux grisâtres, plus ou moins gréseux (3);
- à peu près 6 m de marnes et marno-calcaires noduleux, dont la base présente une accumulation de fragments de brachiopodes (4);
- Un ensemble d'environ 4 m de calcaires blancs massifs, sparitiques, à grains fins, parfois oolithiques (5);
- au sommet, 4 m de calcaires roux limoniteux à gros fragments ferrugineux, oolithes, pisolithes et galets externes (6).

Conclusions préliminaires relatives au forage de St Aubin

(surtout basées sur la lithostratigraphie, fig.110, p.348)

Les variations d'épaisseurs mises à part, la partie inférieure de ce forage correspond bien à ce qui a été observé dans les autres coupes, à savoir :

- les calcaires oolithiques (externes) faisant suite aux faciès purbeckiens correspondent tout à fait à l'Unité Inférieure Oolithique (puissance de 10m);

FORAGE 206 BEVAIX

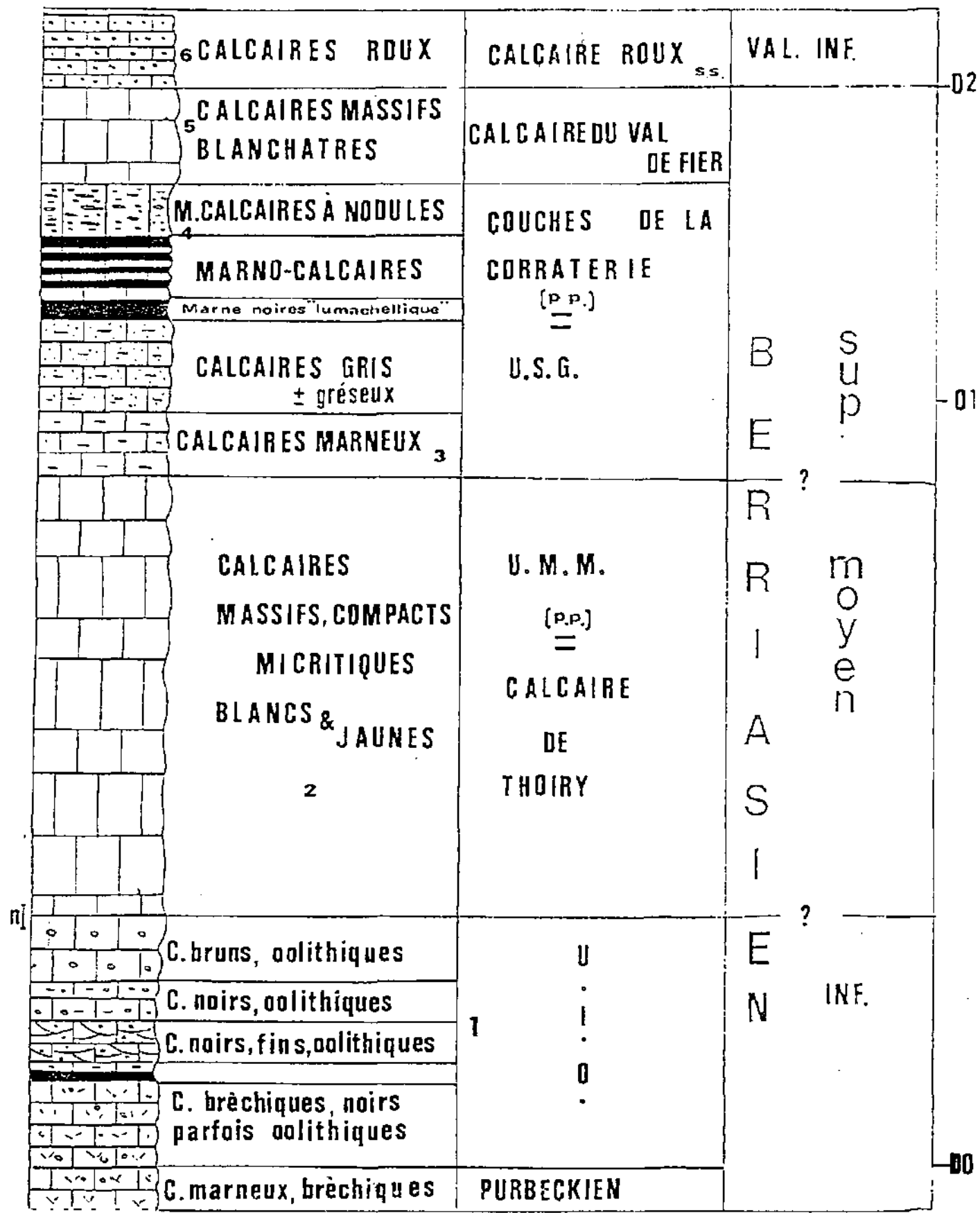


FIGURE 110

Forage de St Aubin : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques et position des discontinuités D0, D1 et D2.

- L'ensemble sus-jacent de calcaires massifs (puissance 6 m) et compacts est analogue à l'unité moyenne massive observée dans les autres coupes;
- les calcaires gréseux reposant sur l'U.M.M. peuvent être rapportés à l'U.S.G.;

Lithologiquement, et de par les mélanges de faciès observés, la discontinuité D1 a été placée au niveau de ces faciès gréseux. La partie supérieure de ce forage montre des ensembles lithologiques qui n'ont pas été observés dans les coupes plus orientales, à savoir :

- l'ensemble de marno-calcaires sus-jacent, n'apparaît pas dans les autres coupes; il correspond lithologiquement, en partie aux couches de la Corraterie, définies par M.MOUTY (1966), dans la région genevoise;
- il en va de même pour les Calcaires massifs qui suivent; lesquels correspondent au Calcaire du Val de Fier.
- Le Calcaire Roux est observé au sommet de la coupe; il présente son faciès caractéristique, graveleux à gros éléments ferrugineux.

L'étude de cette coupe et de celles qui vont suivre fait ressortir la nécessité d'utiliser, pour les formations sus-jacentes à la D1 surtout, les subdivisions lithostratigraphiques de M.MOUTY (1966) d'une part et celle de Steinhauser (1970), d'autre part. Il faut donc rappeler ici, que :

- l'U.I.O et l'U.M.M. correspondent au Calcaire de THOIRY de MOUTY et à la formation de Pierre-Chatel (STEINHAUSER);
- l'U.S.G. se rapporte en partie aux Couches de la Corraterie de MOUTY et à la formation de Vions (STEINHAUSER) à la base de laquelle apparaît Keramosphera allobrogensis.

Le Calcaire du Val de Fier de MOUTY (= formation de la Chambotte

inf. de STEINHAUSER), le Valanginien sup. marneux de MOUTY (membre du Guiers de STEINHAUSER) et le Valanginien sup. calcaire (Chambotte sup. et formation du Bourget de STEINHAUSER) et leurs correspondances avec les coupes de la région neuchâteloise seront discutées dans les pages qui suivent et dans le chapitre 6.

5.11. Profils de Champagne

Situation géographique (fig.111)

La coupe Champagne I a été levée dans une ancienne carrière, au bord de la route allant de Fontaines à St.Maurice, à environ 100 m de ce village (coord. 540.10/187.60).

La coupe Champagne II se situe au bord de la route, menant de Bonvillars à Mauborget à 50 m du lieu-dit Tivoli (coord.541.38/188.30).

Contexte géologique

Ces deux profils sont localisés sur le flanc sud de l'anticlinal Bullet- Mt.Aubert. Les couches pendent de 15° à 20° en direction du sud-est.

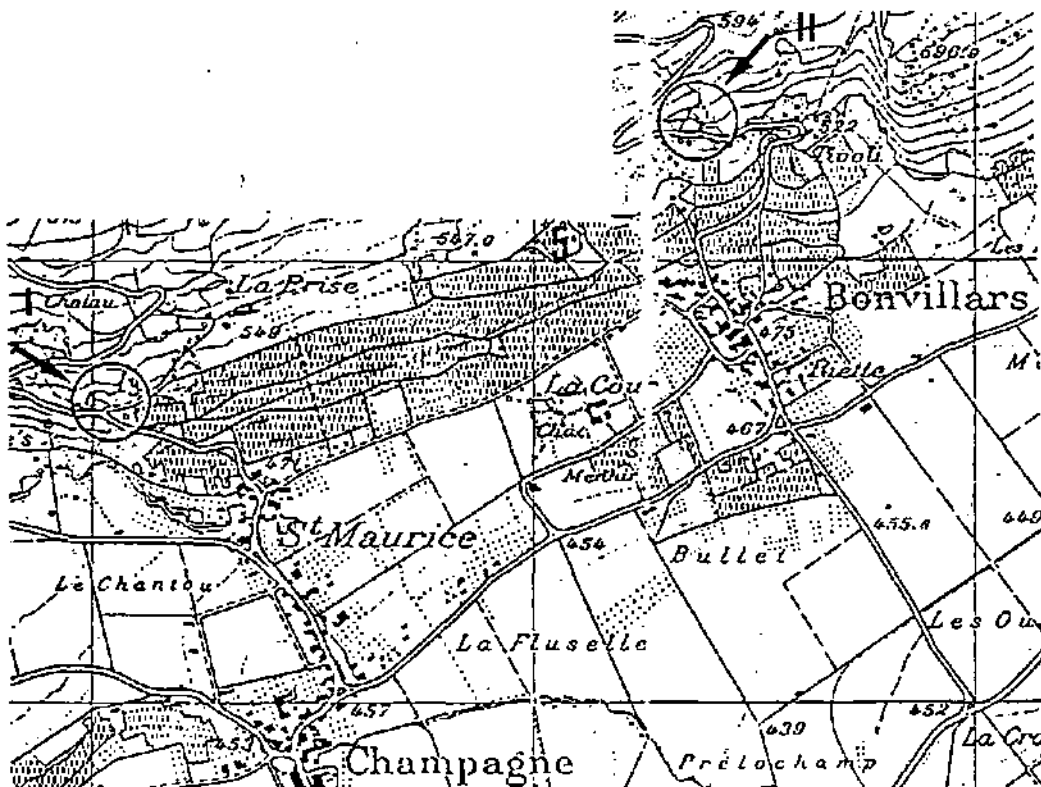


FIGURE 111

Situation géographique des coupes de Champagne.

Description lithologique (fig. 112, p.353)

De bas en haut, dans la coupe de Champagne I, il a été relevé :

- 3 m de calcaires massifs grisâtres, parfois oolithiques (1);
- un ensemble de 2 m de calcaires oolithiques jaunes, ondulés, sparitiques, terminés par 0.3 m de marnes jaunâtres (2);
- 3 m de calcaires massifs oolithiques gris jaunes (3);
- 0.5 m de marno-calcaires jaunes grumeleux, devenant marneux au sommet (4);
- plus de 2 m de calcaires gris-blancs, massifs, bioclastiques, rarement oolithiques (5);
- 1-2 m de calcaire massifs, blancs, très bioclastiques (6).

De bas en haut, dans la coupe de Champagne II, il a été relevé :

- 2 m de calcaires très massifs, blancs, bioclastiques (7);
- 0.7 m de calcaires en plaquettes, blanchâtres, légèrement oolithiques en leur sommet (8);
- 1 m de calcaires massifs et blancs (9), terminés par un hard-ground dont la surface est imprégnée de glauconie;
- 0.5 + x m de calcaires de teinte rousse, à éléments ferrugineux, glauconie et imprégnation de silex (10).

Ainsi, il ne semble pas, au vue de la lithologie, qu'il y ait une grosse lacune d'affleurement entre le profil I et la coupe II; ce qu'a confirmé l'examen des carrières et affleurements voisins.

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

(fig.113, 114 et 115, p.354-356)

Le profil débute par des microfaciès (T2) témoignant d'un milieu externe (talus). La microfaune est surtout composée de débris d'échinodermes, et de petits foraminifères circalittoraux; parmi ceux-ci il faut plus particulièrement souligner la présence de Pseudotextulariella sp.A.

CHAMPAGNE :

LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

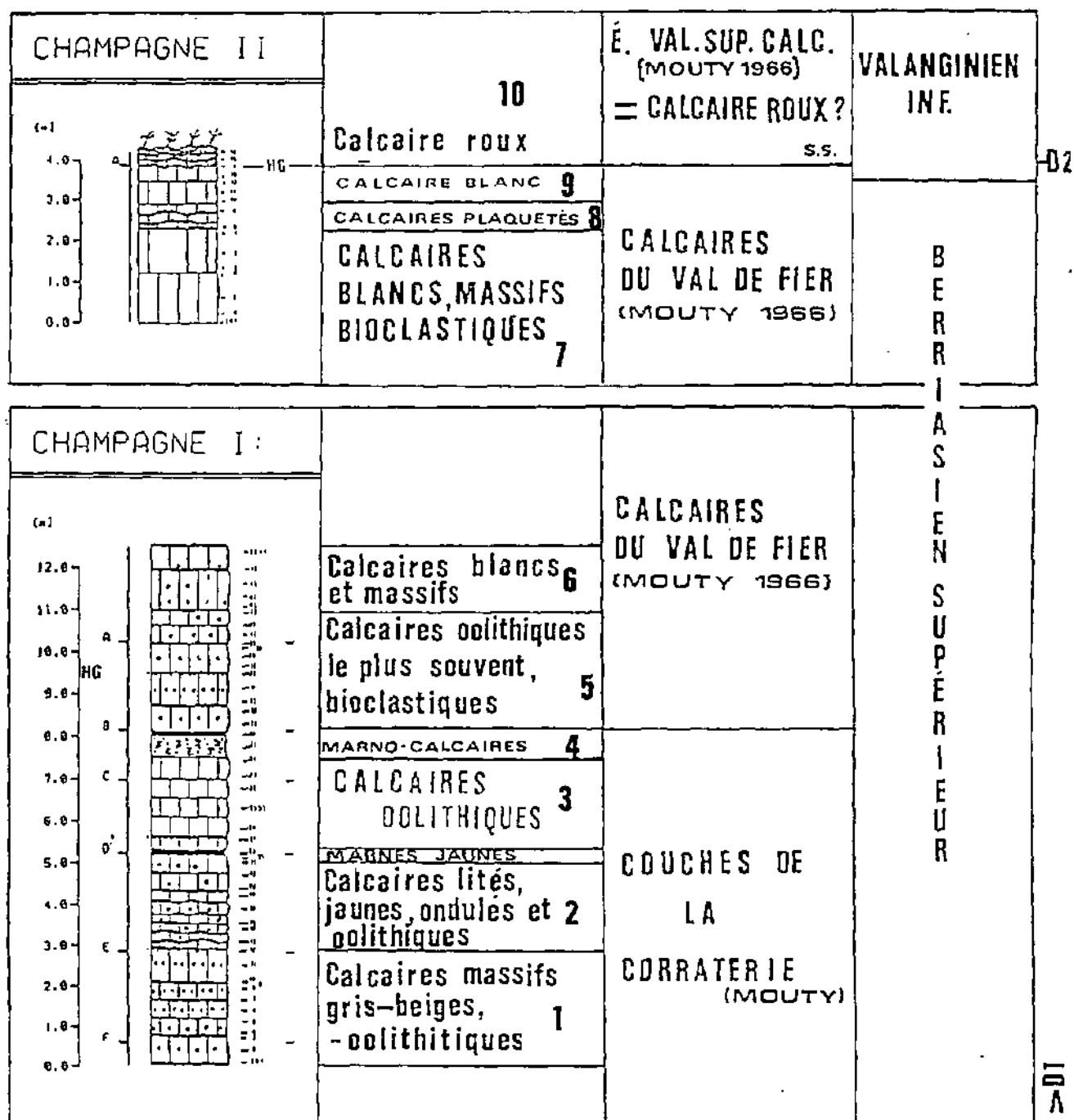


FIGURE 112

coupes de Champagne: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuités D1.

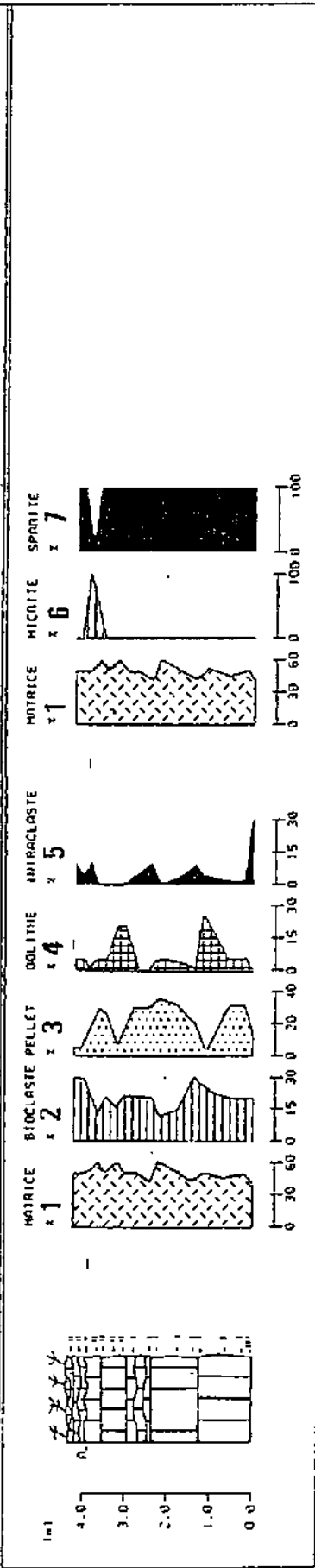
La suite du profil est caractérisée par une alternance de faciès micritiques à rares oolithes (Pe1a) et microfaune surtout circalittorale et des faciès sparitiques, oolithiques (Pe2bc, Pe4). Au-dessus de la cote 8.0 m, la courbe des microfaciès évolue d'abord vers des milieux bioclastiques de plate-forme externes (Pe3, Pe5), puis vers un environnement plus interne (Pi1 et Pi2). Des Pfenderina neocomiensis de grande taille, accompagnées de Valdanchella apparaissent dans ces pelsparites plus internes. La persistance de nombreux fragments d'échinodermes et de Nodosariidae confirment la disposition des ces faciès sur le bord externe de la plate-forme interne. Des faciès assez oolithiques un peu moins riches en faune benthique, terminent ce premier profil. Le fait saillant réside dans l'apparition de grosses Pfenderina neocomiensis associées à Valdanchella cf. miliani.

Le profil Champagne II montre à sa base, un microfaciès oncolithique très interne. La suite de la coupe est caractérisée tantôt par des faciès sparitiques de plate-forme interne ouverts (Pi1 et Pi2), tantôt par des faciès plus externes oolithiques. De nombreux individus appartenant aux espèces Pfenderina neocomiensis, Valdanchella cf. miliani et Pseudotextulariella sp.A ont été pectoriées (faciès Pi1).

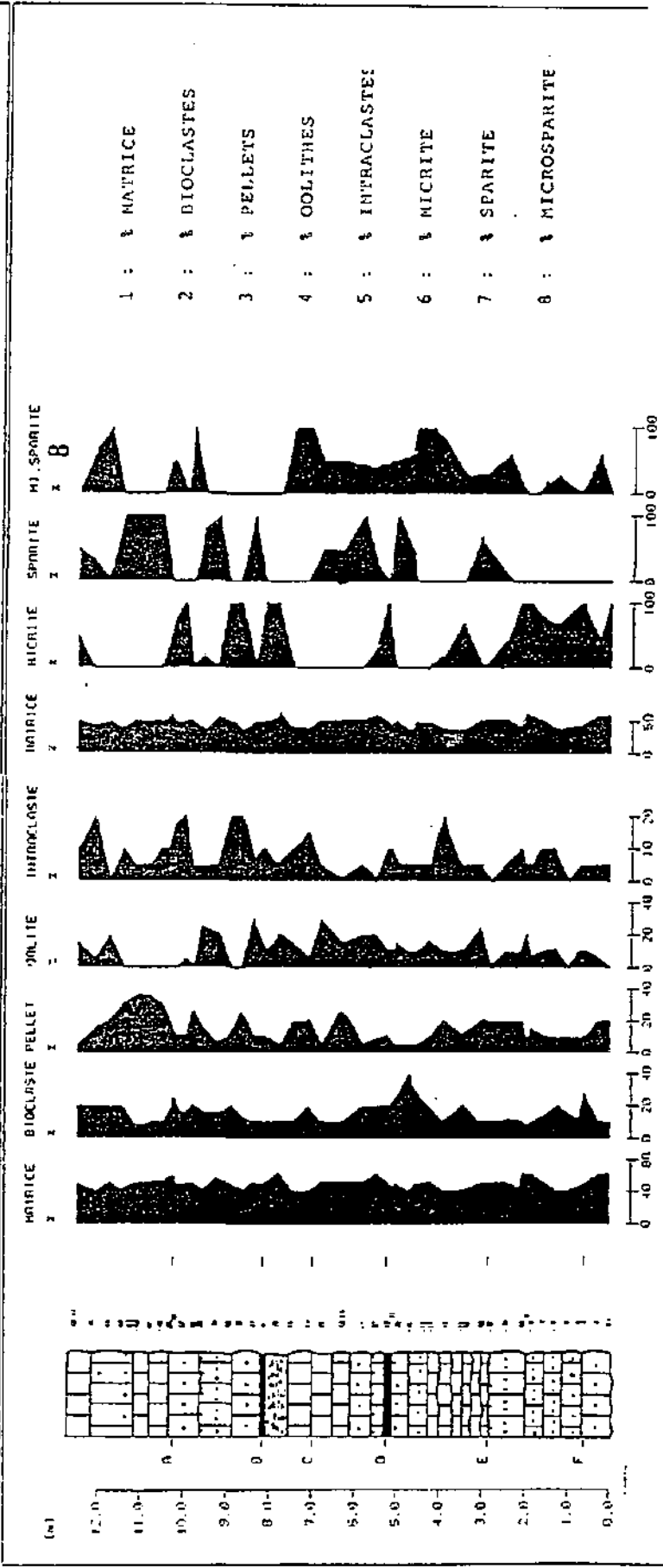
La surface supérieure du dernier banc caractérisé par des milieux de plate-forme, est constituée par un fond durci raviné et perforé, imprégné de glauconie. Les calcaires de teinte rousse sus-jacents correspondent à un milieu plus externe, riche en fragments d'échinodermes et de bryozoaires et très pauvres en foraminifères (quelques Dorothia). Ce brusque changement d'environnement constitue une discontinuité majeure (D2).

coupes de Champagne : répartition en pourcentages des éléments figurés (1+2+3+4+5 = 100 %) et du liant où 1(=100 %) = 6+7+8.

CHAMPAGNE II : % DES ELEMENTS FIGURES % DES PHASES DE LIAISONS



CHAMPAGNE I : % DES ELEMENTS FIGURES % DES PHASES DE LIAISON



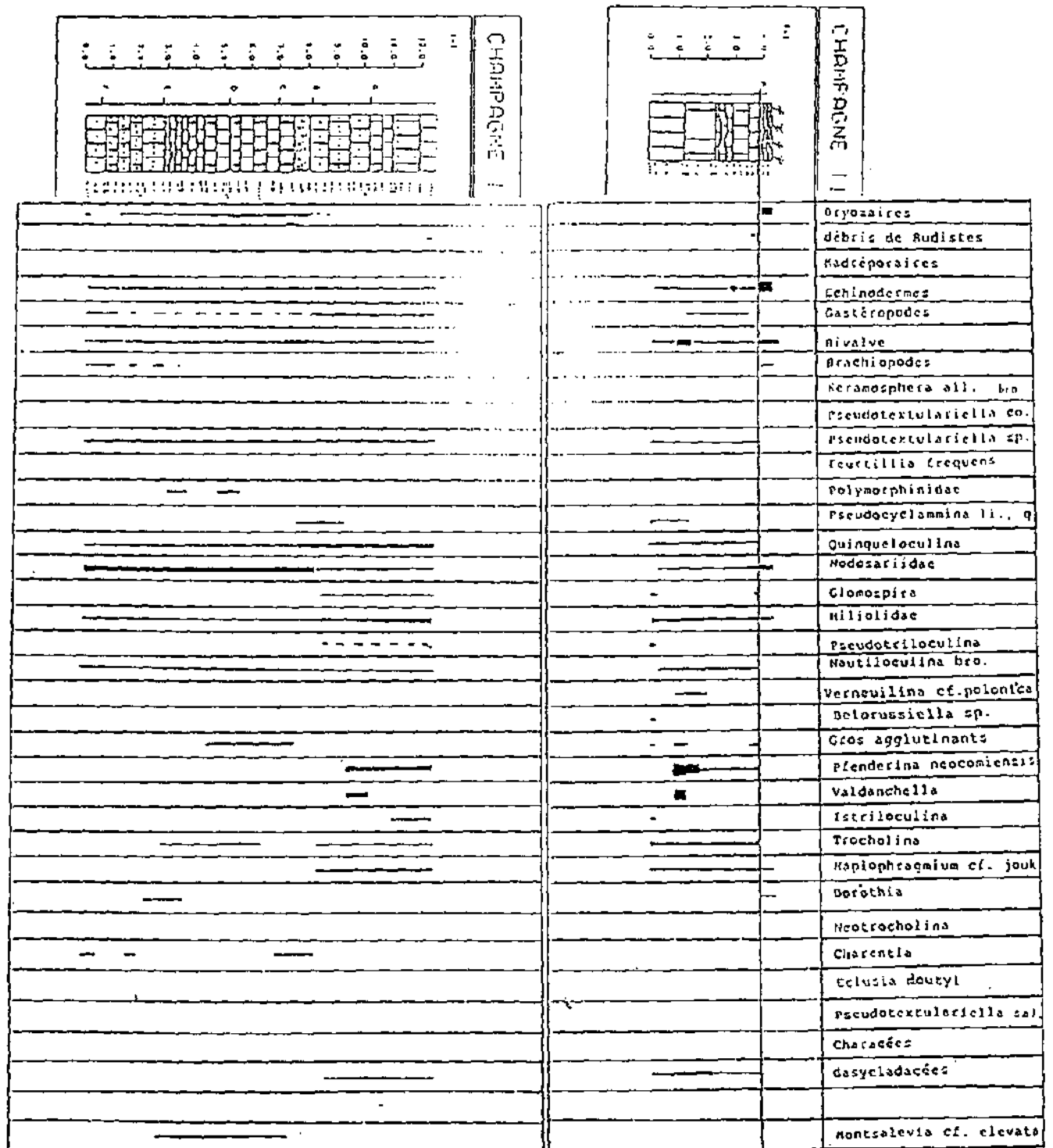


FIGURE 113

coupes de Champagne : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

PLATE — FORME

BASSIN — TALUS	EXTERNE	INTERNE	ENS. MARG. LITT.
----------------------	---------	---------	------------------------



CHAMPAGNE II	T	F.T.	Pe	Pi	M i.	M
--------------	---	------	----	----	---------	---

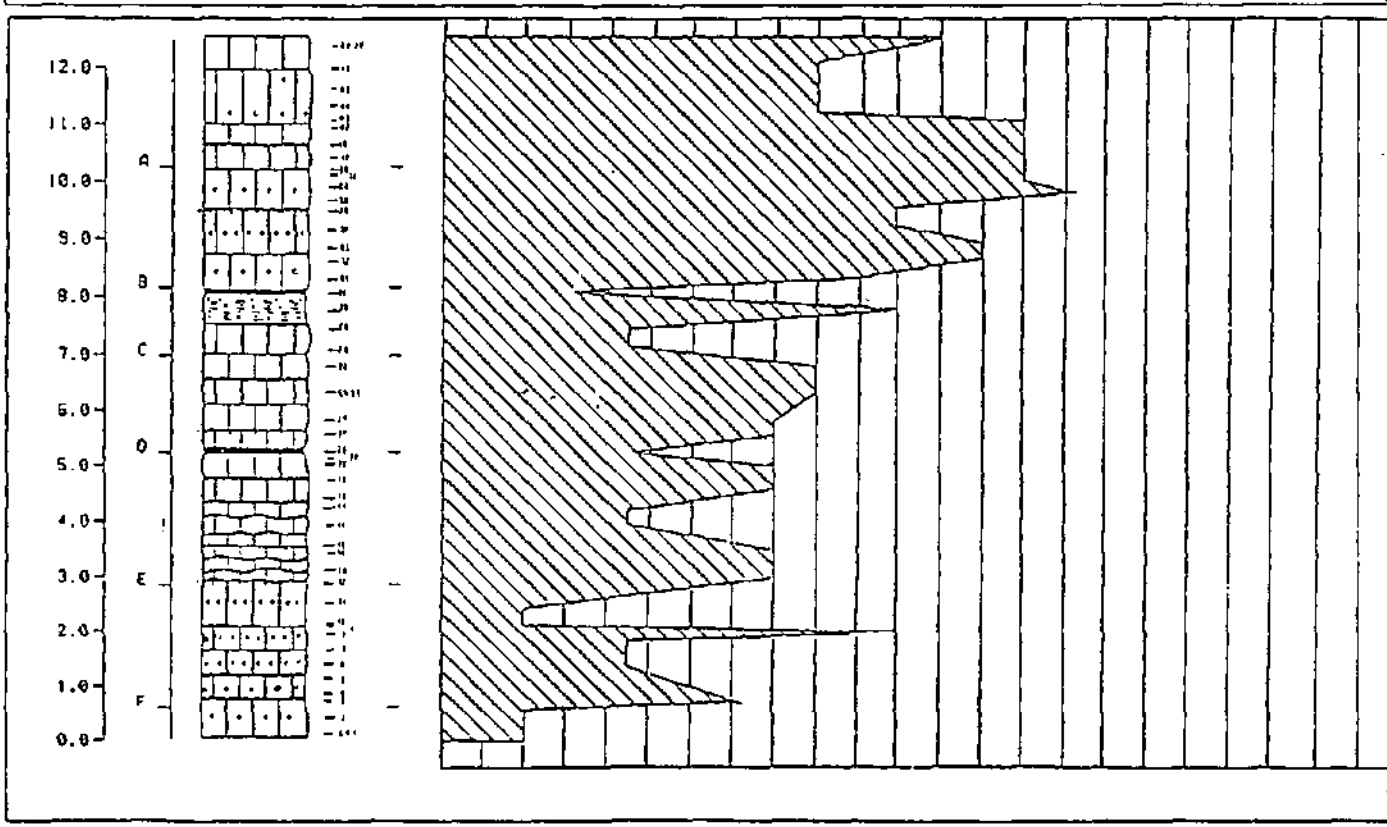
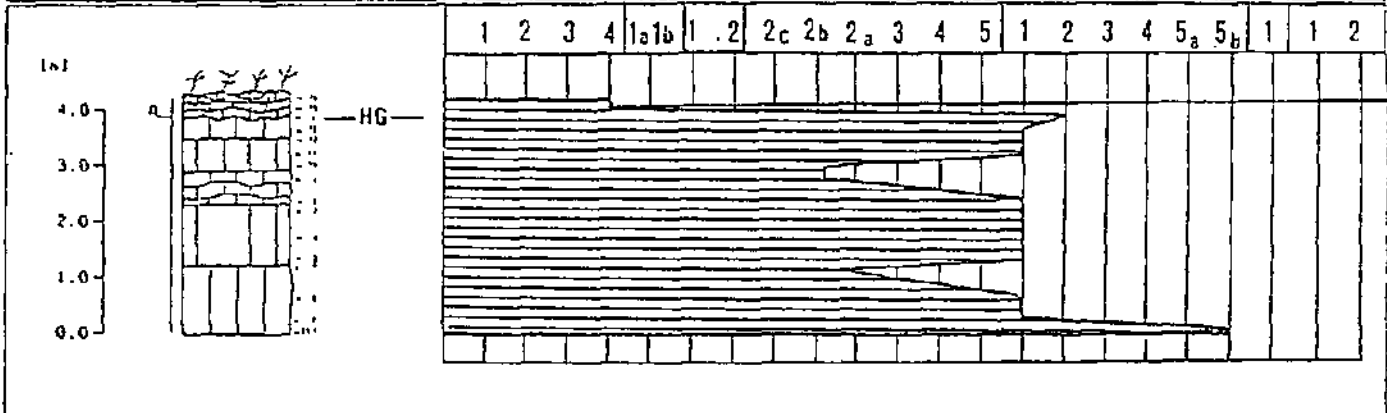


FIGURE 115
coupes de Champagne : courbe d'évolution des microfaciès.

Minéralogie des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$.

Fraction $<2\mu\text{m}$ (fig.116, et 117, p.358-359)

Les smectites sont avec la kaolinite, les minéraux les plus présents, en abondance relative ($> 90 \%$). Leur intensité brute peut dépasser les 400 mm (cote 8.4.). Ces maxima ont été mesurés dans la partie médiane du profil, dans le faciès micritique Pe3 de la plate-forme externe. Les smectites disparaissent dans les faciès plus internes (Pi1, Pi2) de la partie supérieure de la coupe (II), pour réapparaître au dessus de la discontinuité D2.

Des interstratifiés mica-smectite ont été observés dans les faciès sparitiques Pi1, Pi2 et Pe2a-b. Généralement présents dans les milieux où les smectites font défaut, leur intensité est nettement inférieure à celles de ces dernières.

Le mica est présent dans l'ensemble du profil. Relativement, peu abondant, son intensité brute ne dépasse pas 100 mm. Les plus hautes intensités ont été relevées, d'une part dans les faciès sparitiques externes, d'autre part dans les milieux plus internes. Les intensités de la kaolinite et la chlorite sont très faibles dans la première partie du profil de Champagne I. Leurs intensités, ainsi que leurs teneurs relatives, augmentent brusquement dans la partie supérieure, dès l'apparition de milieux plus internes, pour disparaître au-dessus de la D2 (faciès externe).

La goethite s'avère également beaucoup plus représentée dans les faciès externes; elle est d'ailleurs absente des faciès interne de la partie II.

FIGURE 116

coupes de Champagne : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction <2 μ m.

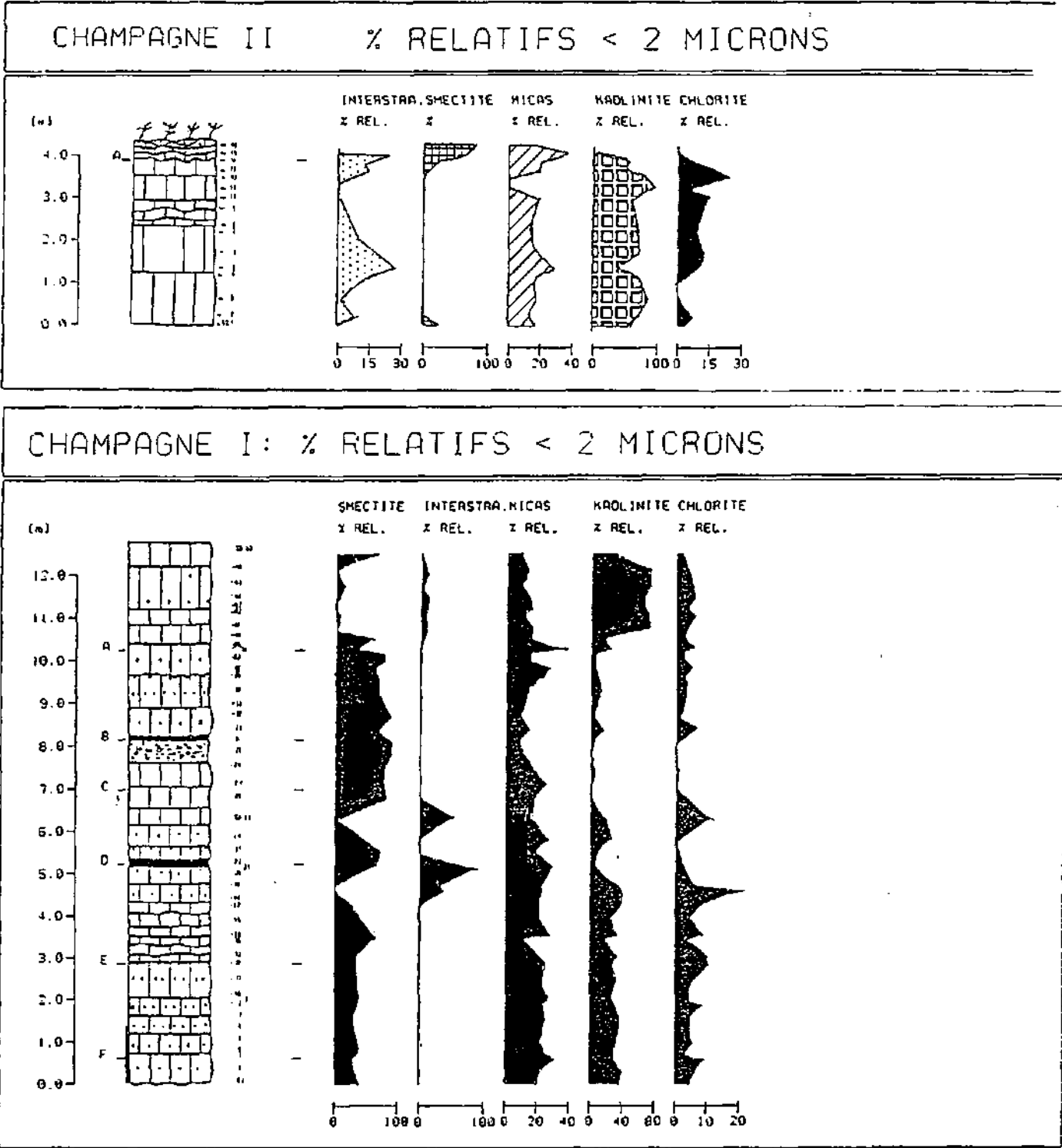
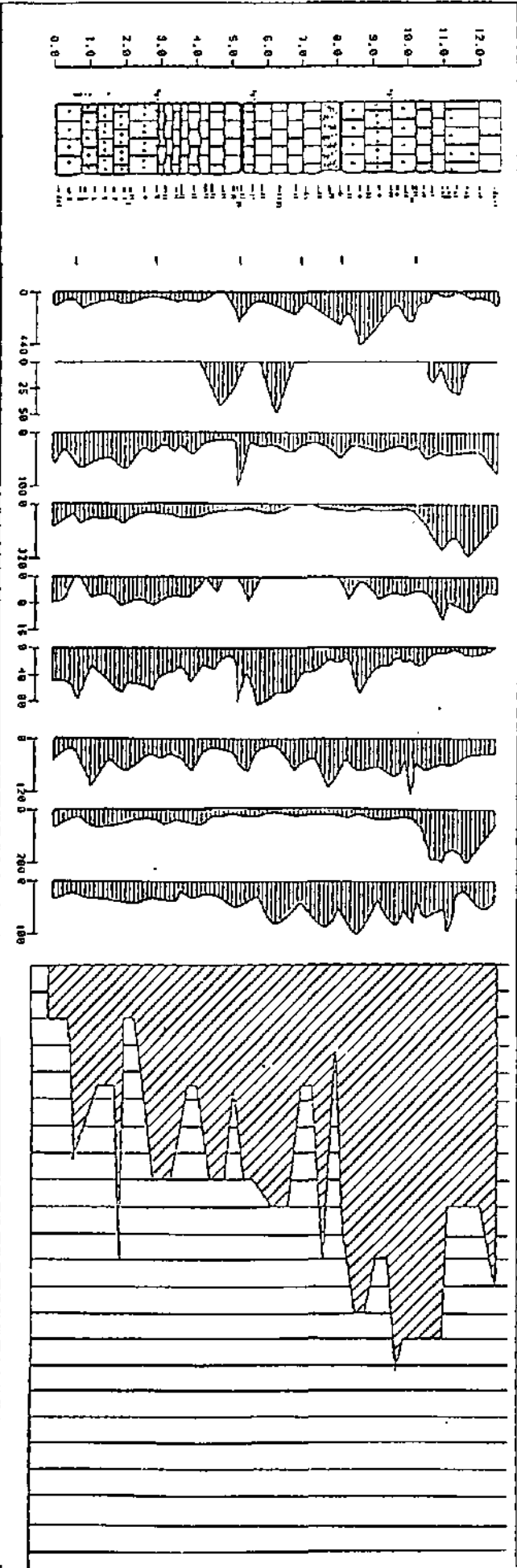
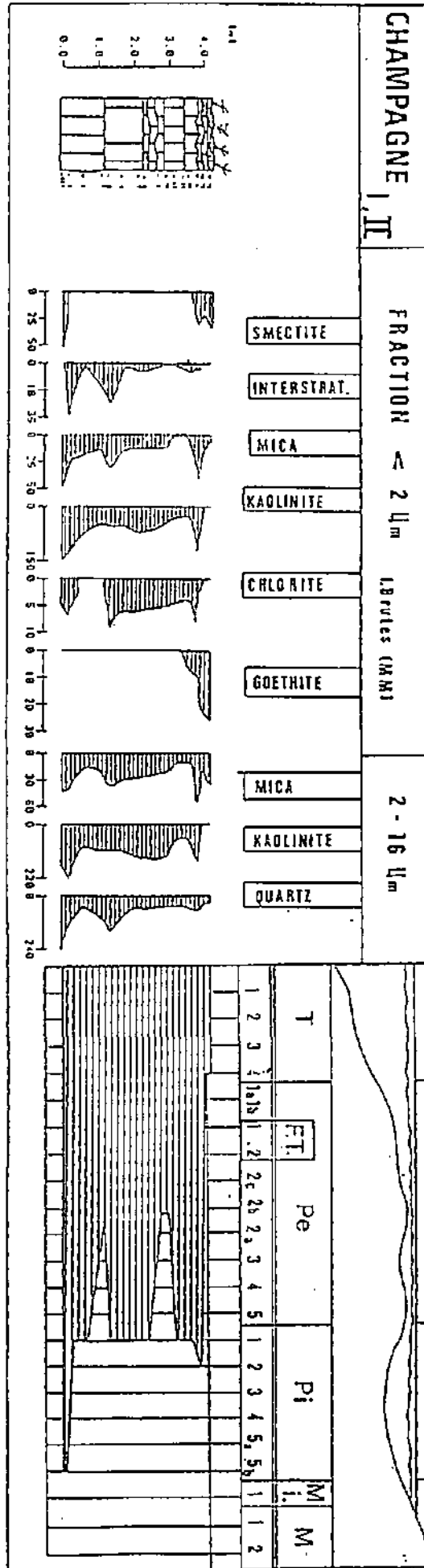


Figure 17

coupes de Champagne : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $< 2\mu\text{m}$ et $2\text{--}16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm: comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès



fraction 2-16 μ m (fig.117, 359)

La distribution de l'intensité brute de la kaolinite dans cette fraction est globalement identique à celle observée dans la fraction <2 μ m. On remarque toutefois que les intensités de la kaolinite 2-16 μ m sont plus faibles dans les faciès externes micritiques, que celles des μ m et que cette tendance s'inverse dans les milieux plus internes du profil Champagne 2.

Le mica montre la même distribution que la kaolinite, tant que les faciès restent assez internes (partie supérieure). Dans la partie inférieure, les intensités les plus hautes ont été observées dans les faciès colithiques.

Les intensités du quartz de la fraction 2-16 μ m augmentent fortement dès l'installation de faciès plus internes.

Conclusions préliminaires relatives aux profils de Champagne

Le contexte géologique, la lithologie, l'étude de la succession des microfaciès ainsi que de la microfaune confirme le fait que le profil de Champagne II fait presque directement suite à la coupe de Champagne I; la lacune d'affleurement ne doit pas être importante.

La succession des milieux de dépôt et les données microfaunistiques nous ont livré les faits importants suivants:

- des faciès de plate-forme externe et de talus caractérisent la base de cette coupe, lesquels évoluent vers un environnement de plate-forme interne au sein duquel les milieux demeurent assez agités et ouverts. Cet épisode plus interne se termine par l'installation d'un fond durci irrégulier, imprégné de glauconie témoignant d'un brusque approfondissement suivi d'une période de non-sédimentation; les derniers bancs sont caractérisés par des faciès circalittoraux riches en échinodermes et bryozoaires.

- les associations de foraminifères observées dans les profils

précédents (Keramosphera allobrogensis, Pseudotextulariella courtionensis ...etc) n'ont pas été retrouvées. Les calcaires et marnes de la base n'ont pas livré de microfaune susceptible de fournir des datations intéressantes, mis à part Pseudotextulariella sp.A. Il a été reconnu par contre, dans les faciès de plate-forme de la partie supérieure, Pfenderina neocomiensis et Valdanchella cf.miliani. Pour C.DARSAC (1983), le premier apparaît au-dessus de la D1 (séquence B) alors que le deuxième est répertorié au niveau de D2. Ce qui signifie que ces profils doivent être placés au-dessus de la D1 et sont d'âge Berriasien terminal - Valanginien inférieur. La discontinuité D2 reconnue au sommet de la coupe pourrait alors tout à fait correspondre à la Di2 de C.DARSAC (1983).

Par rapport aux formations de MOUTY (1966), la partie inférieure du profil, présentant des milieux plus externes, correspond aux couches de la Corraterie; les calcaires de plate-forme, au Calcaire du Val de Fier et le calcaire à patine rousse du sommet, au Valanginien supérieur calcaire.

Ces unités lithologiques n'apparaissent pas dans la région neuchâteloise. Le problème des corrélations possibles avec le Calcaire roux des profils situés plus à l'est sera discuté dans le chapitre 6.

La minéralogie de la fraction fine, plus spécialement la kaolinite, montre des variations qui semblent surtout liées à l'environnement. Celle-ci disparaît presque dans les faciès externes (au sommet de la coupe surtout). Mis à part dans les environnements plus spéciaux de l'U.I.O., ce comportement de la kaolinite n'a pas été observé dans les coupes de la région neuchâteloise. Ce fait confirmerait le caractère plus externe des couches sus-jacentes à la D1, dans la région vaudoise.

5.12. Profil de Buttes

Situation géographique (fig.118)

La coupe de Buttes a été levée au sud-ouest du village du même nom, au bord d'un chemin forestier, allant de la Prise Cosandier à Noirveaux, sur le flanc nord de la Robella. Ce profil débute 20 m après un virage étroit, à l'altitude 1044 m (carte nationale 1182, St Croix, coord. 531.30/192.03).

Contexte géologique

Cette coupe est localisée dans un petit synclinal pincé (synclinal du petit Suvagnier qui fait brusquement suite (par le biais d'un chevauchement) au flanc nord de l'anticlinal du bois de Ban. Les

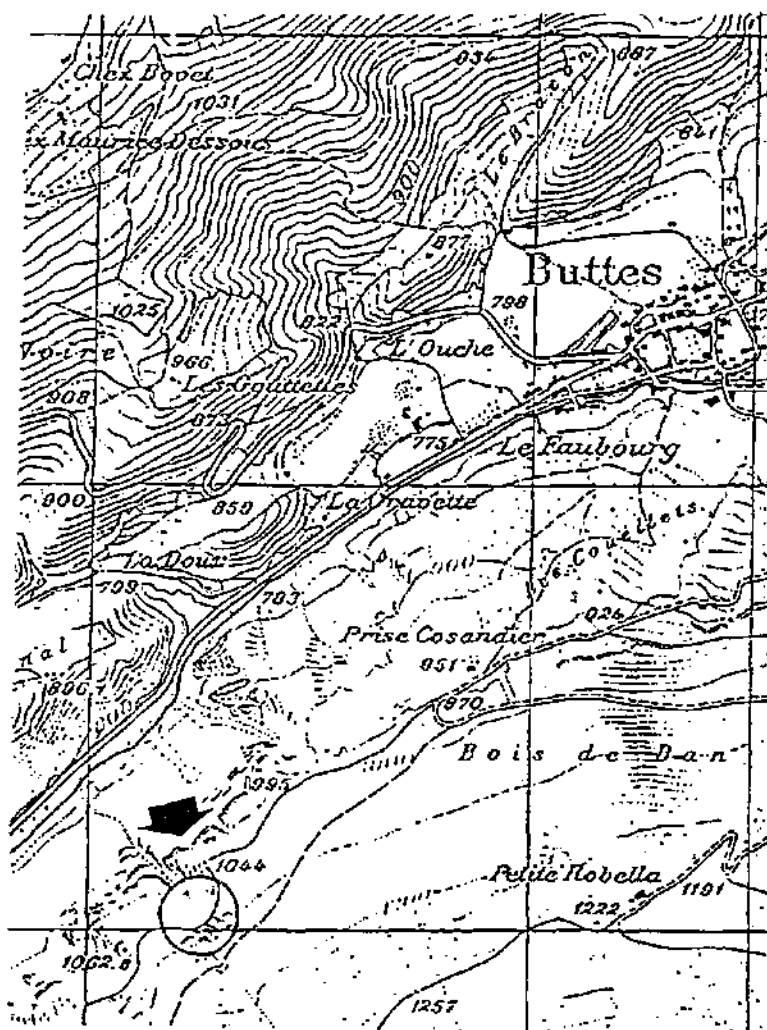


FIGURE 118

Situation géographique de la coupe de Buttes.

Description lithologique (fig.119, p.363)

Selon B.GRETENER (1985), la base de ce profil est très proche des faciès purbeckiens (quelques mètres); il a été observé de bas en haut :

- environ 3 m de calcaires oolithiques, sparitiques, parfois grossiers (1);
- 0.3 m de marnes grises (2);
- environ 3 m de calcaires oolithiques, lités et ondulés à la base, devenant plus massifs et plus micritiques au sommet (3);
- 2 m de calcaires marneux gréseux(4), dont un banc composé d'une lumachelle de térébratules (cote 7.80 m, BU24) (4);
- 2 m de calcaires finement oolithiques parfois micritiques;
- 0.3 m de marnes bleues (6);
- 2 m de calcaires marneux oolithiques à la base, devenant plus massifs et plus bioclastiques au sommet (7).

BUTTES : LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES
- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

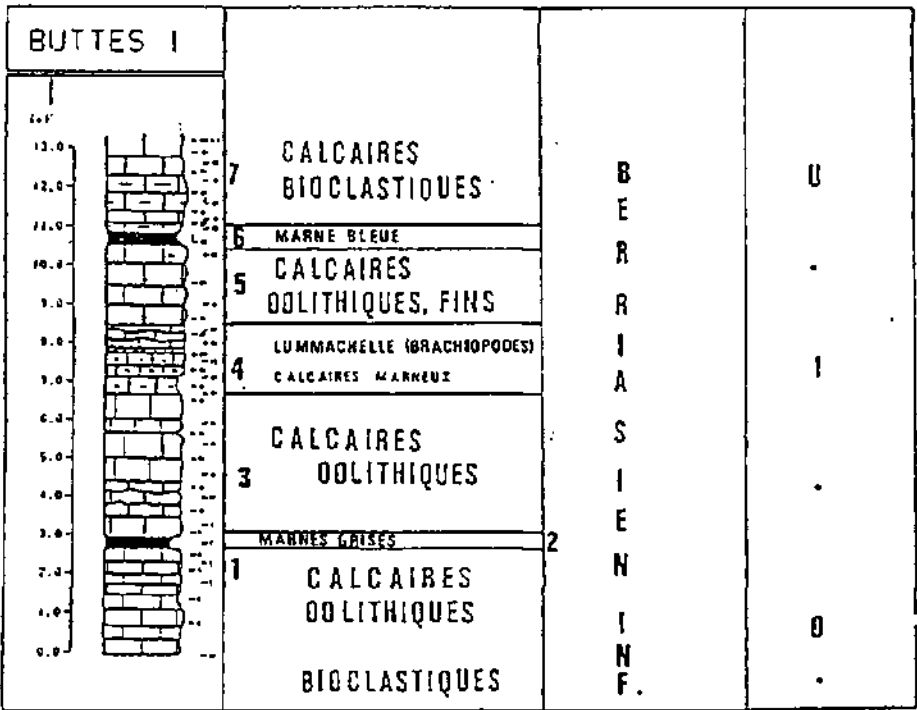


FIGURE 119
Coupe de Buttes : lithostratigraphie attributions stratigraphiques

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

(fig.120, 121 et 122, p.365-367)

Les microfaciès recensés dans ce profil, sont typiques de milieux de plate-forme externe. Il s'agit plus précisément de faciès oolithiques sparitiques de haute énergie alternés de faciès plus calmes micritiques contenant encore une quantité non négligeable d'oolithes fibroradiées micritisées.

La partie inférieure de la coupe (cote 0-6 m) se compose surtout de faciès sparitiques riches en oolithes, passant à des faciès plus bioclastiques à madréporaires (Pe5), parfois à des bioomicrites (Pe3). La faune circalittorale est dominante (échinodermes, bryozoaires, lenticulines..etc). Les espèces infralittorales ne sont représentées que par quelques Trocholina, Nautiloculina et Pseudocyclamina. Un individu appartenant au genre Cribellopsis a été reconnu dans ces premiers bancs.

La partie médiane (cote 7-9 m) de cette coupe devient plus marneuse et montre des faciès de transgression à faune mixte, composés parfois d'une véritable lumachelle à térébratules. Des Polymorphinidae, ainsi que des Pseudocyclamina arénacés y ont aussi été répertoriés.

La partie sup. de ce profil (cote 9-13 m) débute par des milieux très oolithiques (Pe2a) et évoluent vers des faciès plus micritiques dans lesquels, des Polymorphinidae ont été à nouveau observés. Des faciès plus riches en microfaune circalittorale caractérisent le sommet du profil (madréporaires, Pseudocyclamina, Trocholina et nombreux Miliolidae).

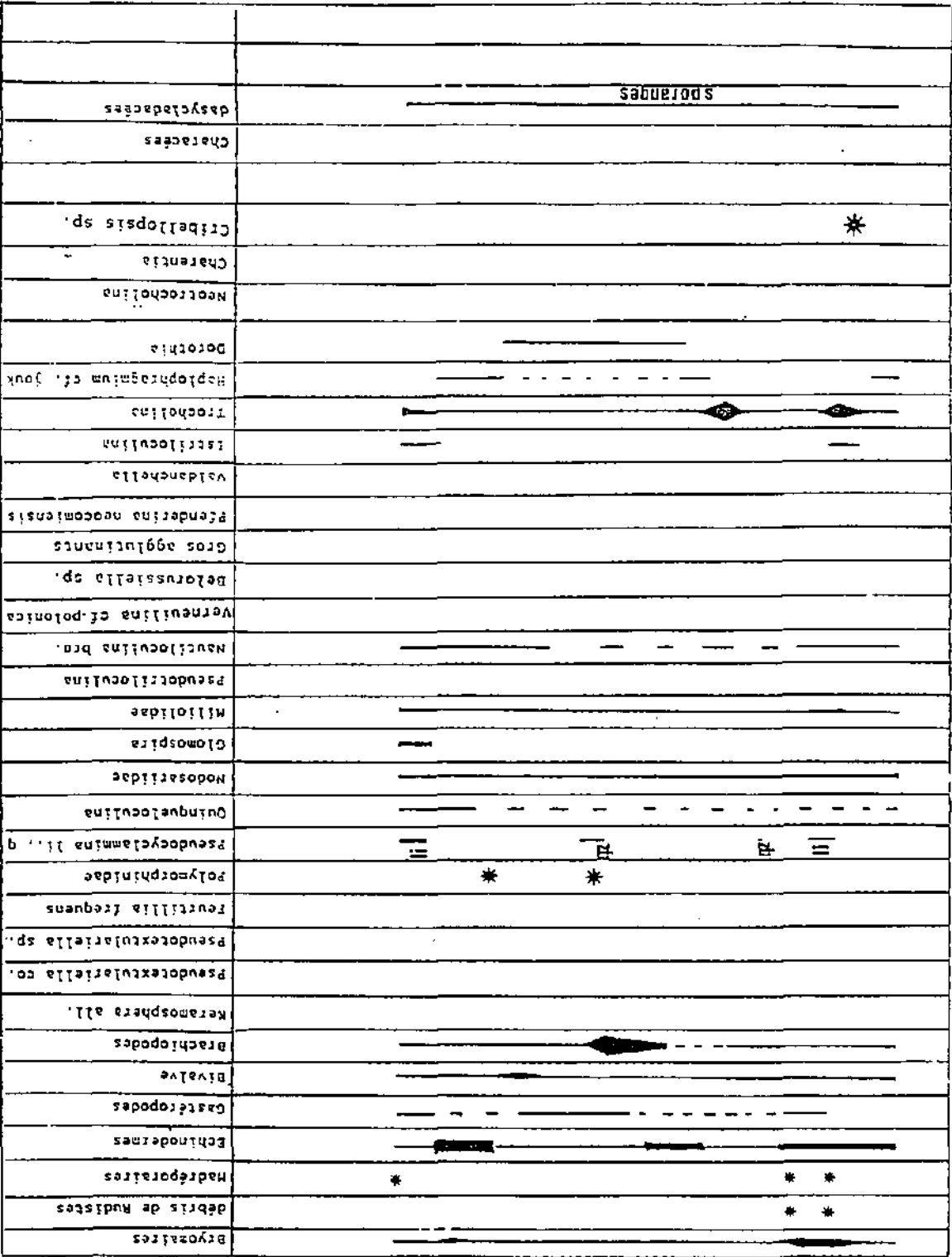


FIGURE 120
Coupe de Buttes : répartition des principaux fragments d'organismes
et des foraminifères benthiques reconnus.

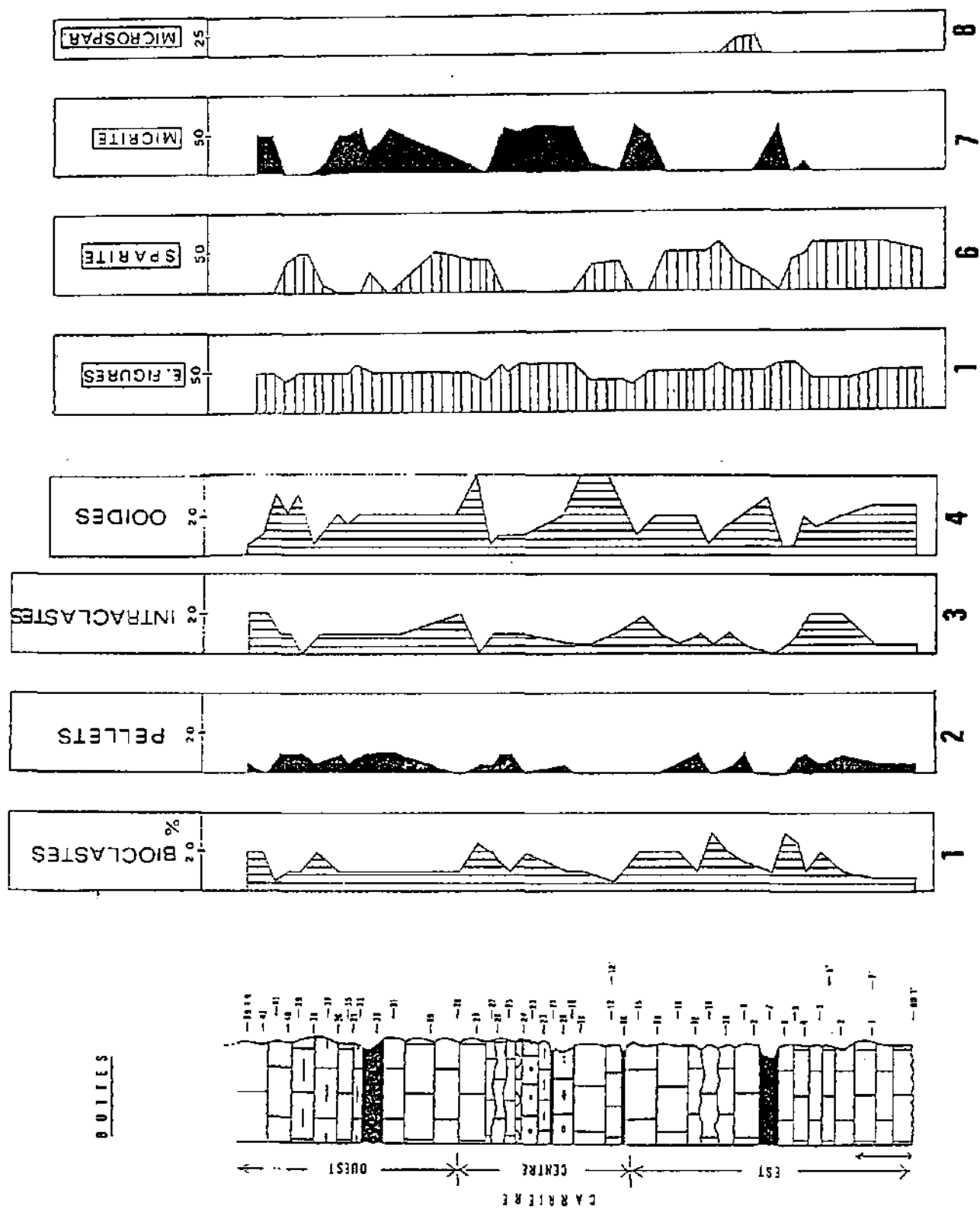


FIGURE 121

Coupe de Buttes : répartition en pourcentages des éléments figurés (1+2+3+4+5 = 100 %) et du liant où 1(=100 %) = 6+7+8.

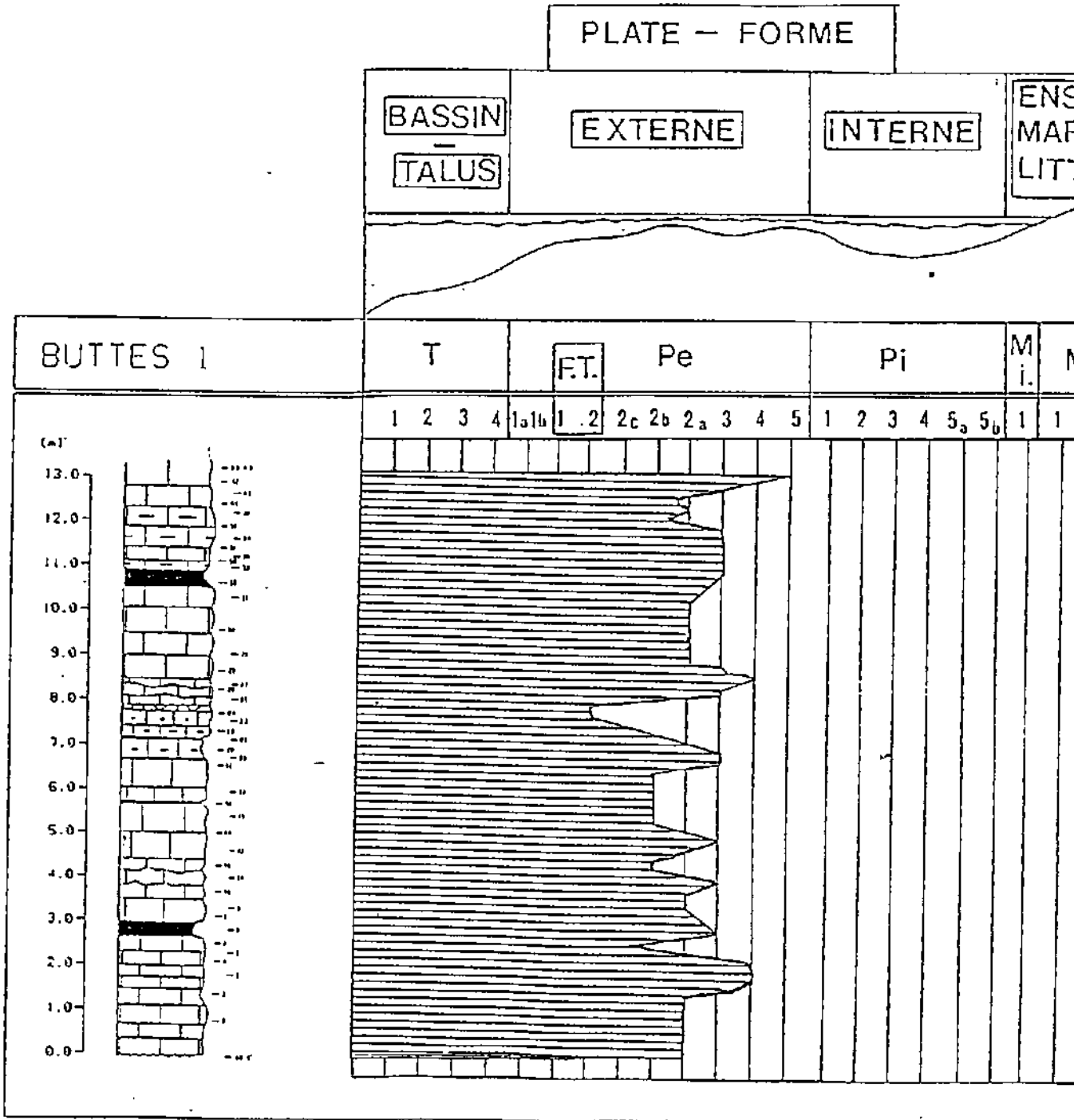


FIGURE 122

Coupe de Buttes : courbe d'évolution des microfaciès..

Quartz de la roche totale (fig.123, p.369)

Les pourcentages les plus hauts sont observés dans les marnes et marno-calcaires, lesquels correspondent soit au faciès Pe3 (bio-oomicrites), soit aux faciès de transgression. Les plus fortes occurrences de quartz sont donc liées aux faciès externes.

Minéralogie des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$.

Fraction $<2\mu\text{m}$ (fig.123, et 124, p.369-370)

Les smectites ne se répartissent pas au hasard; elles sont surtout présentes dans les faciès Pe3 (biomicrites) et Ft2 (biomicrites) et disparaissent dans les faciès sparitiques Pe2ab et Pe5, au profit des interstratifiés. Les smectites sont, avec le mica, les phyllosilicates les plus abondants relativement ($\Rightarrow 70\%$).

Les intensités maximales du mica, par ailleurs assez ubiquiste, correspondent aux maxima des smectites. Le fait qu'il montre, dans la partie inférieure de la coupe, des teneurs relatives très élevées par rapport à ses intensités brutes équivalentes, est imputable à l'absence de la kaolinite et de la chlorite d'une part, aux faibles intensités des interstratifiés d'autre part.

La kaolinite et la chlorite n'apparaissent pas dans les premiers bancs. La kaolinite ne dépasse pas les 40 % et montre en moyenne des teneurs relatives assez faibles, sauf dans la partie supérieure du profil.

La goethite, surtout présente dans les calcaires oolithiques enregistre une nette diminution de son intensité brute dans les marnes et marno-calcaires. La lépidocrocite a été observée à deux reprises dans les marno-calcaires directement sus ou sous-jacent à une passée marneuse.

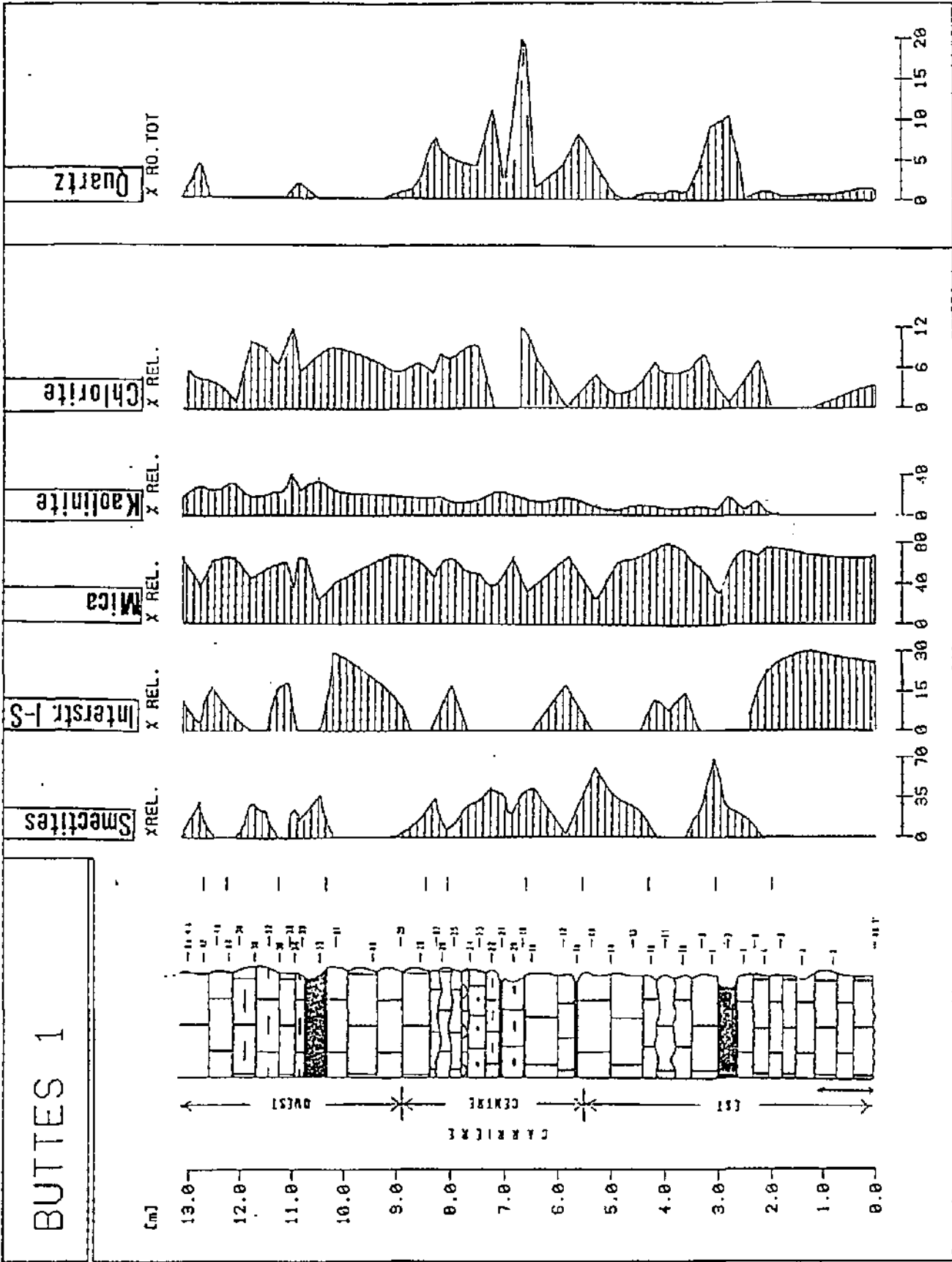
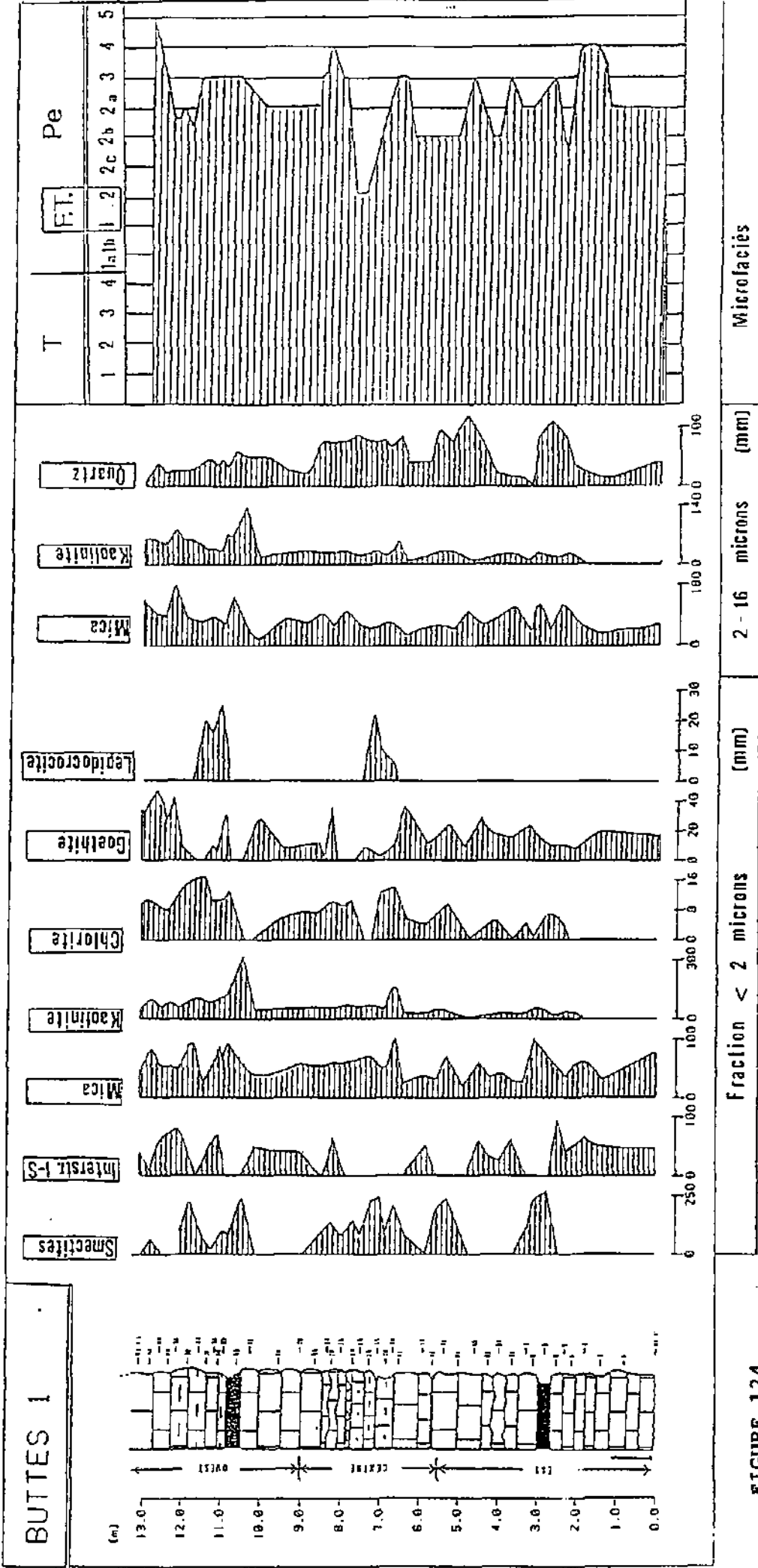


FIGURE 123
Coupe de Buttes : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $<2 \mu\text{m}$, quartz de la roche totale.



Fraction 2-16 μ m (fig.124, p.370)

Le mica et la kaolinite ne sont pas comparables en intensités. Ils montrent par contre, les mêmes variations. Les intensités de ces deux minéraux augmentent sensiblement dans la partie terminale de la coupe, là où s'amorce un retour à des milieux infralittoraux.

La distribution des intensités brutes du quartz de cette fraction, présent sur tout l'intervalle étudié, est très similaire à celle des pourcentages obtenus par dosage de la roche totale.

Conclusions préliminaires relatives à la coupe de Buttes

L'étude des microfaciès montre que tout l'intervalle considéré est constitué par des milieux de plate-forme externe, où les dépôts oolithiques de haute énergie alternent avec des environnements protégés plus calmes (bio-oomicrites). Cette alternance est interrompue par l'arrivée de faciès de transgression à faune mixte. On ne peut toutefois pas parler ici, de discontinuité majeure, car les faciès jouxtant cette dernière ne sont pas radicalement différents. Nous interpréterions plutôt ces faciès mixtes comme des tempestites, du fait qu' une accumulation de coquilles de térébratulidés accompagnent cette microfaune mixte. Il semble que cela soit la meilleure explication pour expliquer la présence de cette véritable lumachelle dans un faciès micritique.

Quant aux corrélations biostratigraphiques, la microfaune étudiée n'a pas fourni d'éléments intéressants, quelques exemplaires de Cribellopsis sp. mis à part. L'extension stratigraphique de ce foraminifère est comprise entre la discontinuité Di1 et Di2 selon A.ARNAUD-VANNEAU (1987). C.DARSAC (1983) le signale toutefois, au niveau de la Di0 et sous la Di1. Etant donné l'absence de toutes les formes caractéristiques de l'intervalle D1-D2 (profils de Champagne, Pfenderina, Pseudotextulariella sp.A, Valdanchella cf.

miliani) et le contexte géologique (proximité des faciès purbeckiens), ce profil correspondrait à l'Unité inférieure oolithique.

L'absence de la kaolinite et de la chlorite constitue un bon argument en faveur de cette attribution; il faut en effet rappeler ici que ces deux minéraux n'apparaissent qu'au milieu de l'U.I.O. De plus, il existe une bonne corrélation entre cette coupe et le forage de la Côte-aux-Fées, distant de environ 3 km. Ce forage, étudié par STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971), montre au-dessus des faciès purbeckiens, environ 14 m de calcaires et marno-calcaires oolithiques qui, selon F.PERSOZ et B.KUEBLER (1976), sont dépourvus de kaolinite et de chlorite, mais riches en smectites et en micas.

5.12. Profil du Colas

Situation géographique (fig.125, p.372)

Cette coupe, localisée à 1 km du village de St Croix, a été levée dans le ravin des Reclas, dans le lit de l'Arnon, à environ 200 m de la ligne de chemin de fer menant de Yverdon à St Croix (carte nationale 1182, St Croix, coord. 529.15/184.85).

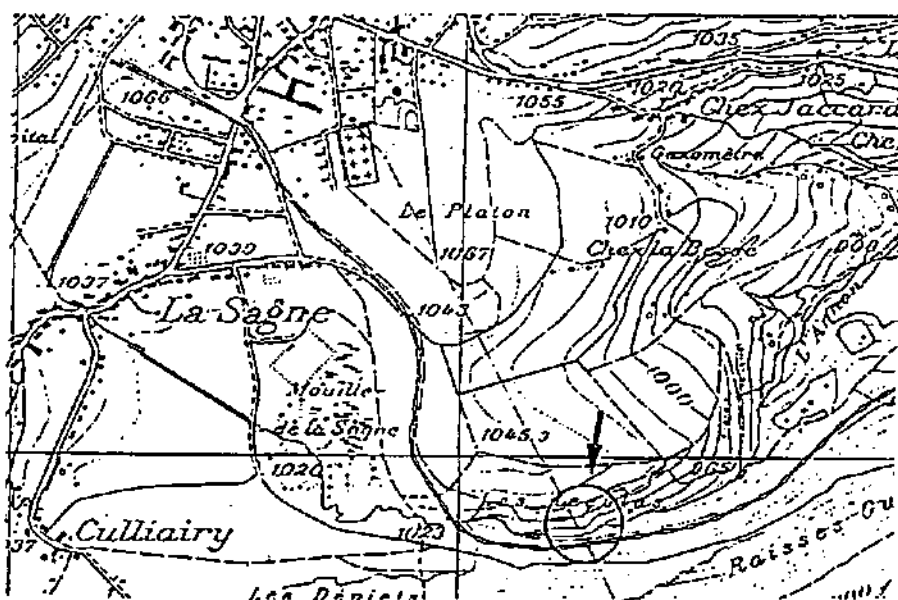


FIGURE 125

Situation géographique de la coupe du Colas.

Contexte géologique

Le flanc nord de l'anticlinal des Aiguilles de Baulmes étant très incliné, les couches du ravin du Colas sont subverticales (quasiment orientées est-ouest). Deux tranchées de 3 m chacune, ont été creusées de part et d'autre de l'Arnon, dans le but de mettre à jour les marnes et marno-calcaires. Ce profil avait déjà fait l'objet, au début de ce siècle, d'un lever très précis qui figure dans la monographie régionale de T.RITTNER (1902).

Description lithologique (fig.126, p.374)

Une description détaillée de ce profil ayant déjà été publiée (T.ADATTE et G.RUMLEY, 1984), nous nous sommes limités à la description sommaire qui suit, à savoir de bas en haut :

- 2 m de calcaires oolithiques, compacts, gris-bleutés, parfois bicolores, terminés par une surface ondulée et perforée (1-2);
- un ensemble d'environ 3 m de marnes et marno-calcaires, jaunes à la base, puis grisâtres, assez sableux (3-8);
- 2.5 m de calcaires à patine rousse, oolithiques à la base, puis bioclastiques, à nouveau terminés par une surface de discontinuité perforée (9-13);
- environ 6 m de marno-calcaires et marnes sableuses, jaunes à la base et au sommet, gris-bleus dans sa partie médiane, la base et le sommet étant composé de marno-calcaires (14-22).
- 1 m + x de calcaires de teinte rousse, oolithiques et ferrugineux (24).

COLAS :

LITHOSTRATIGRAPH

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

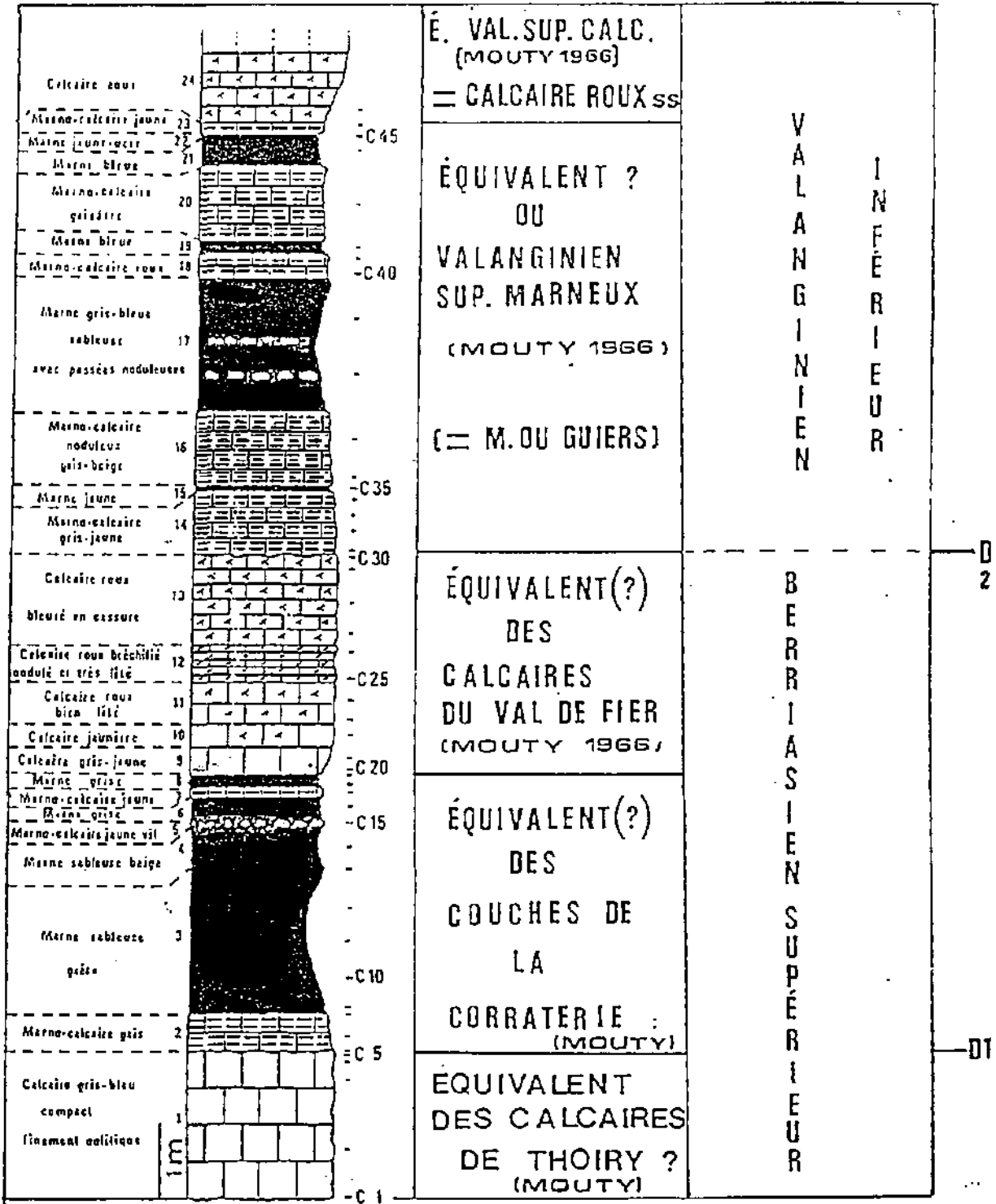


FIGURE 126

Coupe du Colas : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune.

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

(fig.127, 128 et 129, p.376-378)

les premiers bancs calcaires sont caractérisés par une bio-oomicrite de plate-forme externe, passant plus haut à des oosparites fines et bien calibrées (Pe2a). La microfaune infralittorale est surtout représentée par des Miliolidae, Nautiloculina, Trocholina, de gros agglutinants et des sporanges de dasycladacées. La présence de fragments de bryozoaires, d'échinodermes, de Pseudotextulariella sp.A, de Dorothia et de Nodosariidae reflètent une influence plus circalittorale.

Au dessus de la cote 2 m (surface durcie et perforée = D1 ?), un approfondissement majeur des milieux de dépôts est enregistré (T2, pelbiomicrite à quartz). Les fragments de bryozoaires et d'échinodermes se raréfient. La microfaune, circalittorale, n'est représentée que par de petites espèces telles que Lenticulina, Dorothia et plus rarement Pseudotextulariella sp.A. La présence de glauconie (=> 10 grains par lame) confirme le caractère externe de ces environnements.

La suite de ce profil, est constituée par des calcaires oolithiques très bien triés (Pe2b) qui évoluent plus haut vers des faciès sparitiques, plus bioclastiques (Pe1-Pi5) et plus internes. La microfaune montre à nouveau des tendances plus infralittorales (Miliolidae, Trocholina....etc). La flore confirme ces tendances, puisque des fragments de Macroporella embergeri ont été reconnus (légèrement remaniés) dans l'échantillon C26 (Pe3, cote 7.5 m); Cette algue est en effet représentative de milieux très internes. Cette évolution vers des milieux plus internes est interrompue par un horizon de discontinuité (D2), à nouveau matérialisé sous la forme d'une surface durcie et perforée.

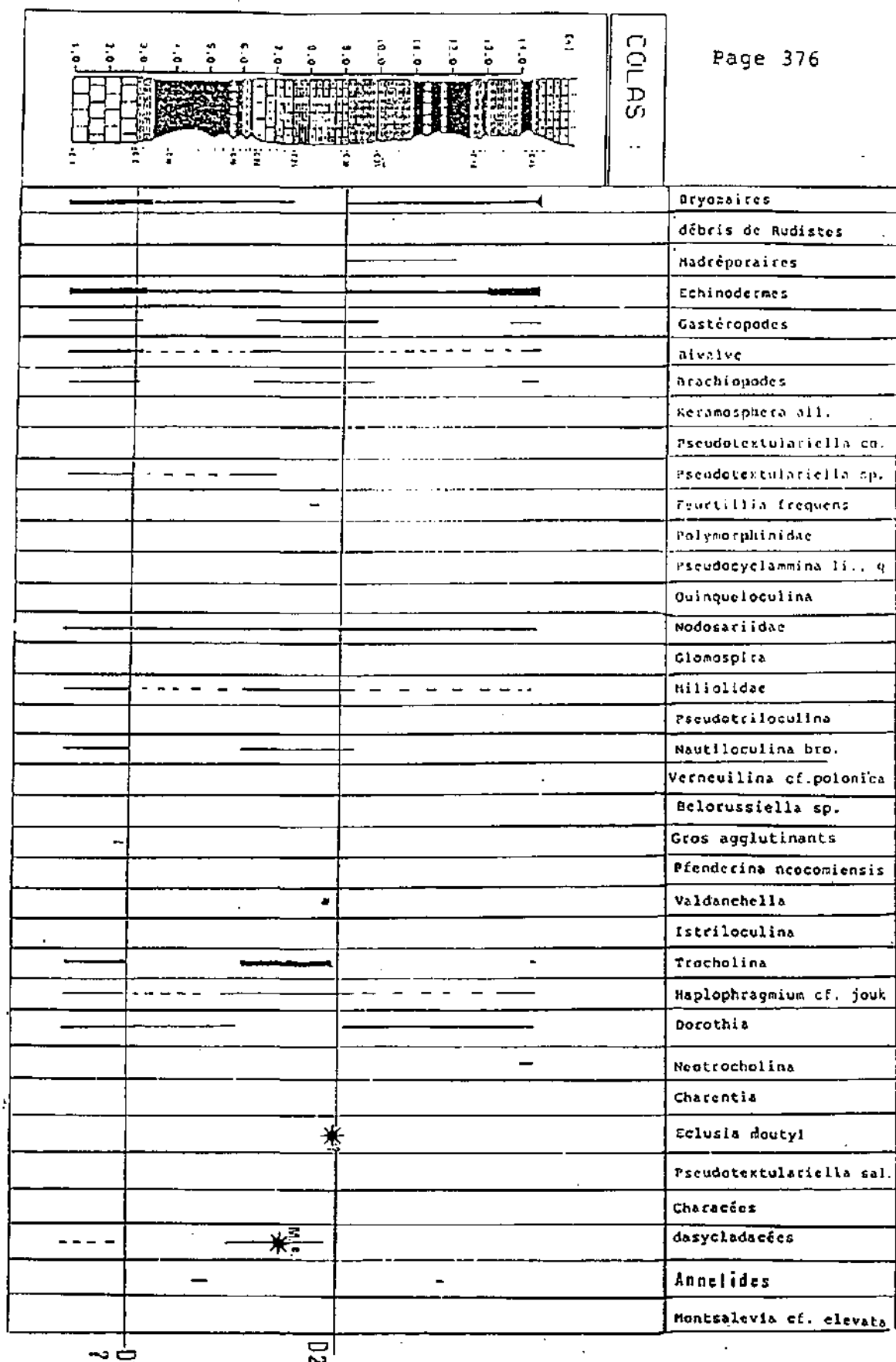


FIGURE 127

Coupe du Colas : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

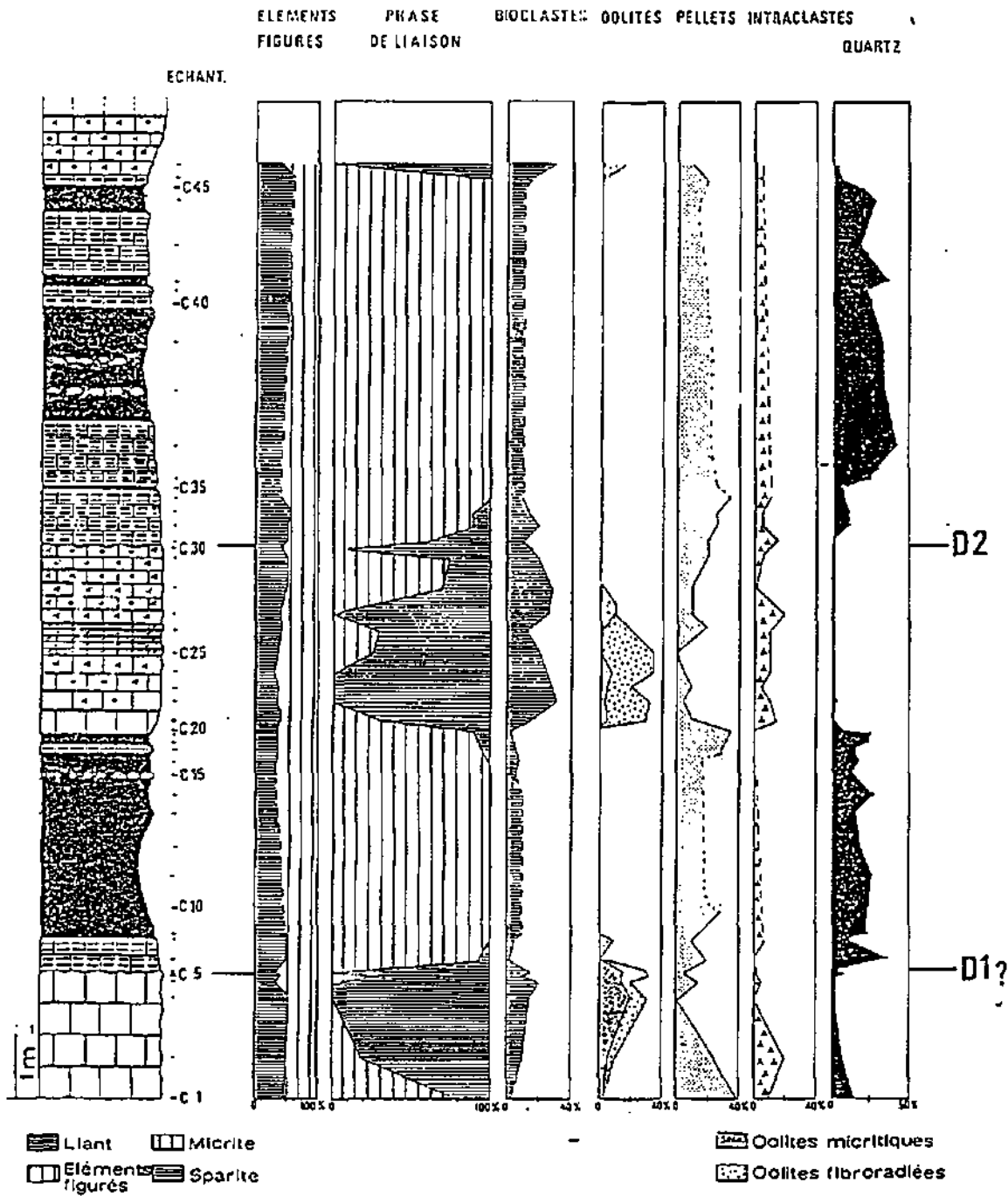


FIGURE 128
Coupe du Colas : répartition en pourcentages des éléments figurés

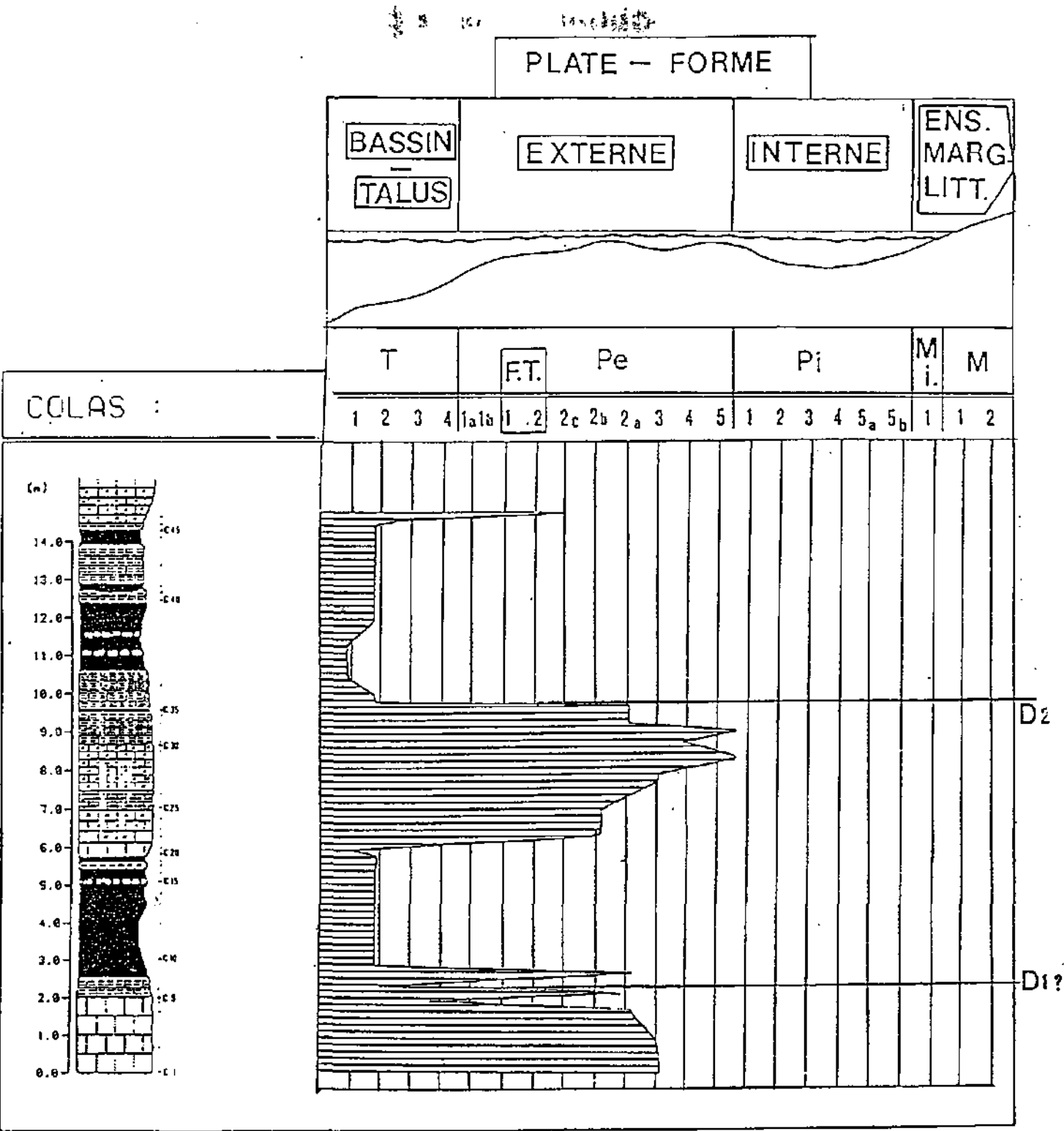


FIGURE 129

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Colas.

Au-dessus de cette discontinuité, les milieux sont marqués par un approfondissement rapide (faciès T1 à cadosines et pelmicrite T2, par la suite). Les marnes et marno-calcaires sus-jacents à la discontinuité D2 renferment, outre une faune circalittorale composées d'individus de petite taille, de nombreux fragments de stromatopores et de la glauconie.

Le sommet de la coupe est caractérisé par un retour à des faciès sparitiques de plate-forme externe plus riches en entroques et en bryozoaires qu'en oolithes.

Minéralogie de la roche totale, quantitatif (fig.130, p.380)

Les distributions des pourcentages des minéraux reconnus montrent que ces derniers peuvent être séparés en deux pôles:

- un pôle constitué par l'association quartz, phyllosilicates dolomite et pyrite,
- un second pôle où seule la calcite figure.

Le premier pôle est lié aux marnes et aux marno-calcaires, dans lesquelles les plus forts pourcentages de quartz, dolomite et phyllosilicates ont été mesurés; la répartition de la pyrite est similaire, excepté dans les premiers bancs de la coupe (calcaire bicolore). Ces minéraux caractérisent donc une lithologie correspondant à des milieux calmes et externes. La dolomite est d'origine diagénétique (voir chap.4, p.239). Les deux discontinuités majeures reconnues dans ce profil, sont ainsi soulignées par une augmentation très nette du quartz et des phyllosilicates et inversement, par une diminution du pourcentage de calcite. Le taux de calcite augmente en effet, fortement dans les calcaires des premiers bancs, de la partie médiane et du sommet du profil. Le fait que la courbe des pourcentages de calcite covarie assez exactement avec celle des teneurs en sparite (fig.128), confirme la validité de cette méthode de dosage (étalon

ROCHE TOTALE (FRACTION $< 40 \mu\text{m}$): DOSAGE DES MINÉRAUX MAJEURS.

(% ABSOLUS)

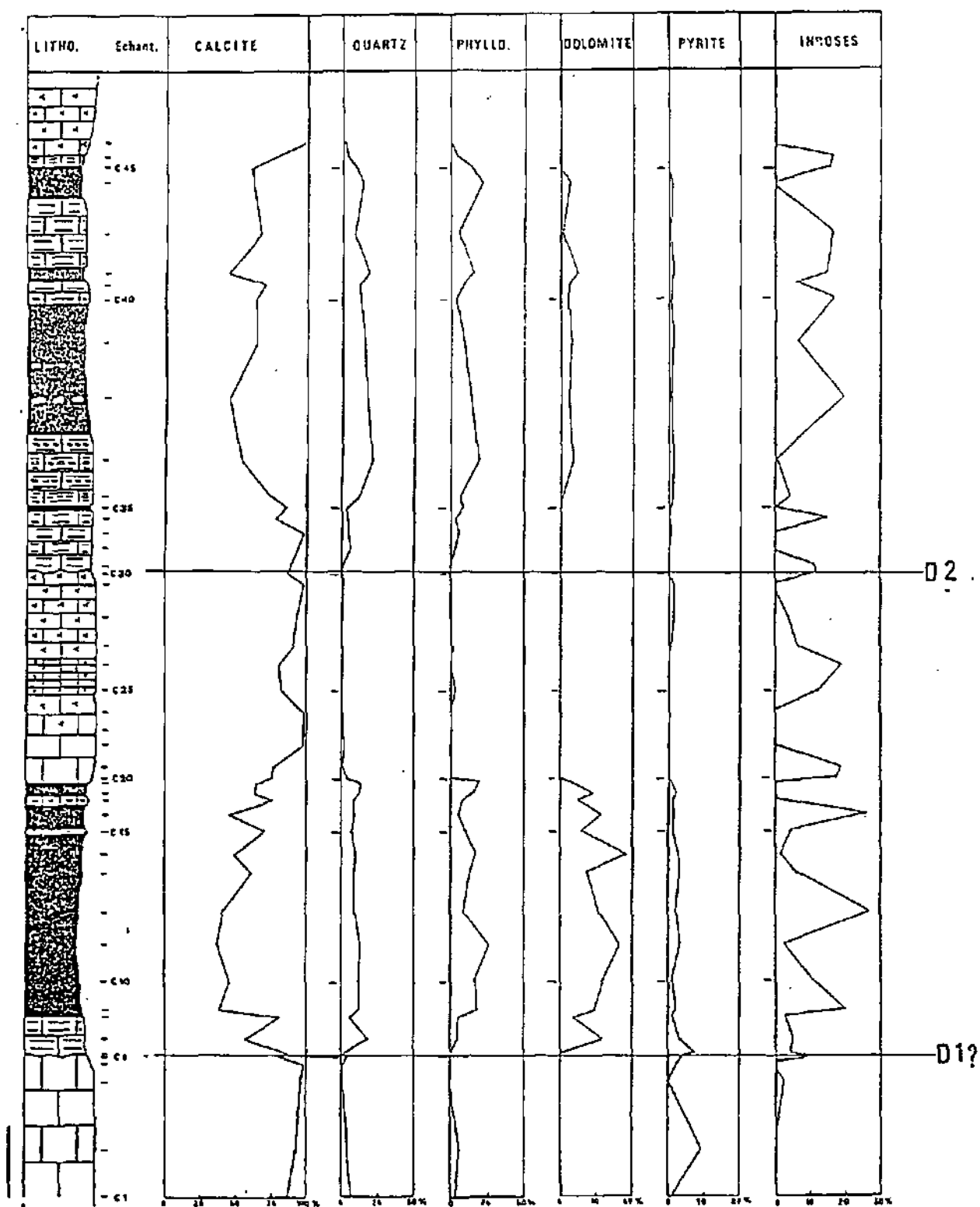


FIGURE 130

Coupe du Colas : Dosage des minéraux majeurs par la méthode de la roche totale (calcite, quartz, phyllosilicates, dolomite, pyrite + les indosés)

Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

Fraction <2 μ m (fig.131 et 132, 383-384) :

La smectite est le minéral relativement, le plus abondant ($\Rightarrow$ 80 % des phyllosilicates). Son intensité brute peut aller jusqu'à 500 mm. Les intensités ainsi que les teneurs relatives les plus fortes ont été observées dans les marnes et les marno-calcaires (faciès T1-T2). Ce minéral peut aussi être présent dans les calcaires micritiques de plate-forme externe (Pe3). Sa répartition est donc plus spatiale (lié à l'environnement) que temporelle.

On constate une fois de plus, que les interstratifiés prennent le relais des smectites dans les milieux sparitiques, oolithiques et bioclastiques de plate-forme externe. Il faut toutefois souligner leur très faible intensité brute ($\Rightarrow$ 30 mm) et leur faible teneur ($\Rightarrow$ 20 %) par rapport à la kaolinite et au mica. Il s'agit comme dans les autres coupes, d'illite-smectite.

Les distributions des intensités brutes du mica et de la kaolinite sont assez similaires. La répartition de leurs teneurs relatives est inverse; ce qui n'est guère étonnant aux vues des très fortes intensités brutes de smectites enregistrées dans les marnes; ce qui va considérablement sous-doser les teneurs relatives de la kaolinite et du mica. Ces derniers sont d'ailleurs, relativement moins surdosés dans les calcaires sparitiques et oolithiques de plate-forme externe, car toutes les intensités des minéraux présents enregistrent une forte diminution. Les intensités brutes du mica et de la kaolinite sont donc plus hautes dans les marnes que dans les calcaires, plus spécialement à proximité des discontinuités. Au sommet de la coupe, dans les derniers bancs marneux et les calcaires roux, les intensités brutes de la kaolinite montrent toutefois une nette diminution, se désolidarisant ainsi de celles du mica.

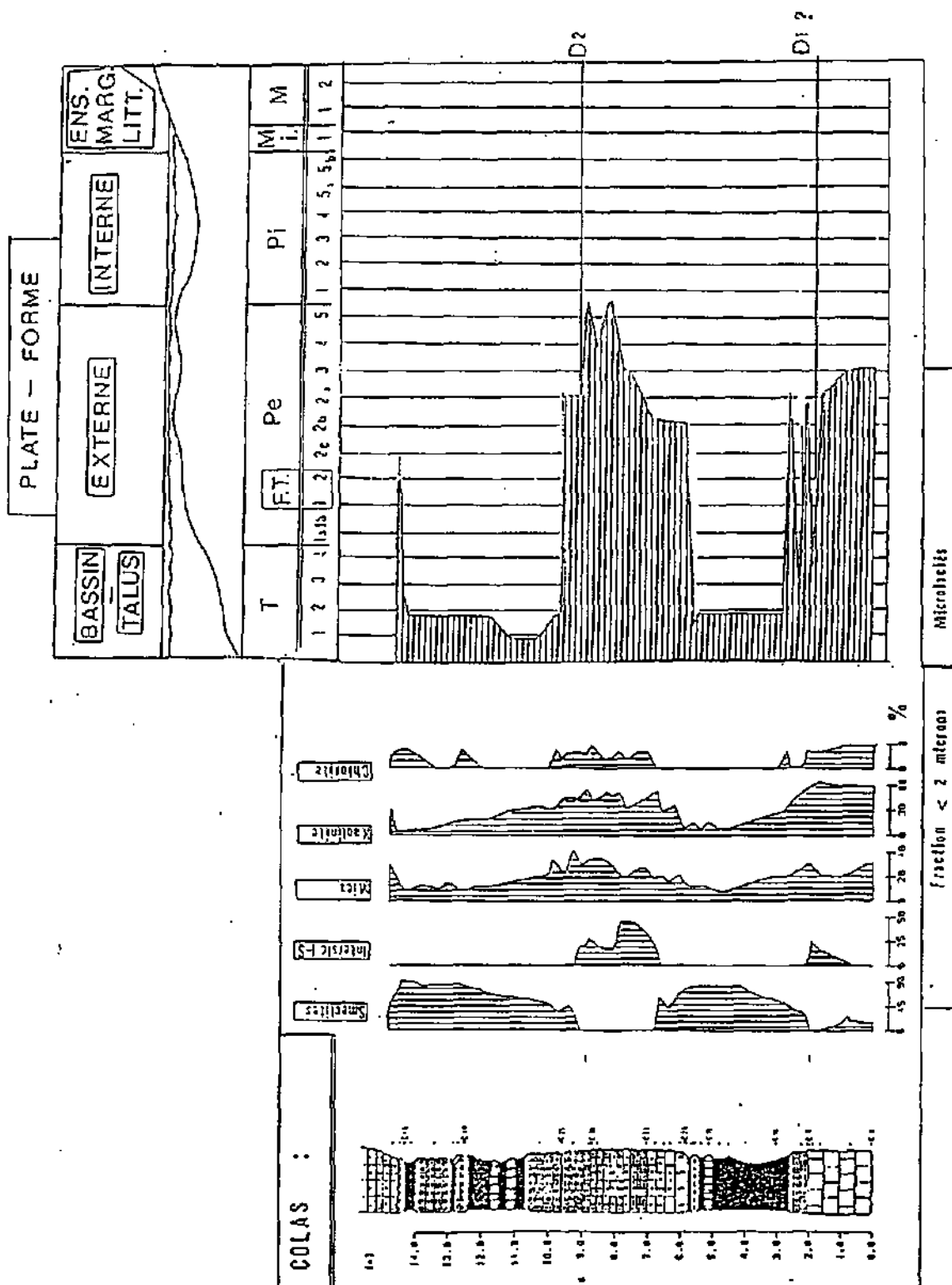


FIGURE 131

Coupe du Colas : distribution des pourcentages relatifs
phyllosilicates, fraction $< 2 \mu\text{m}$.

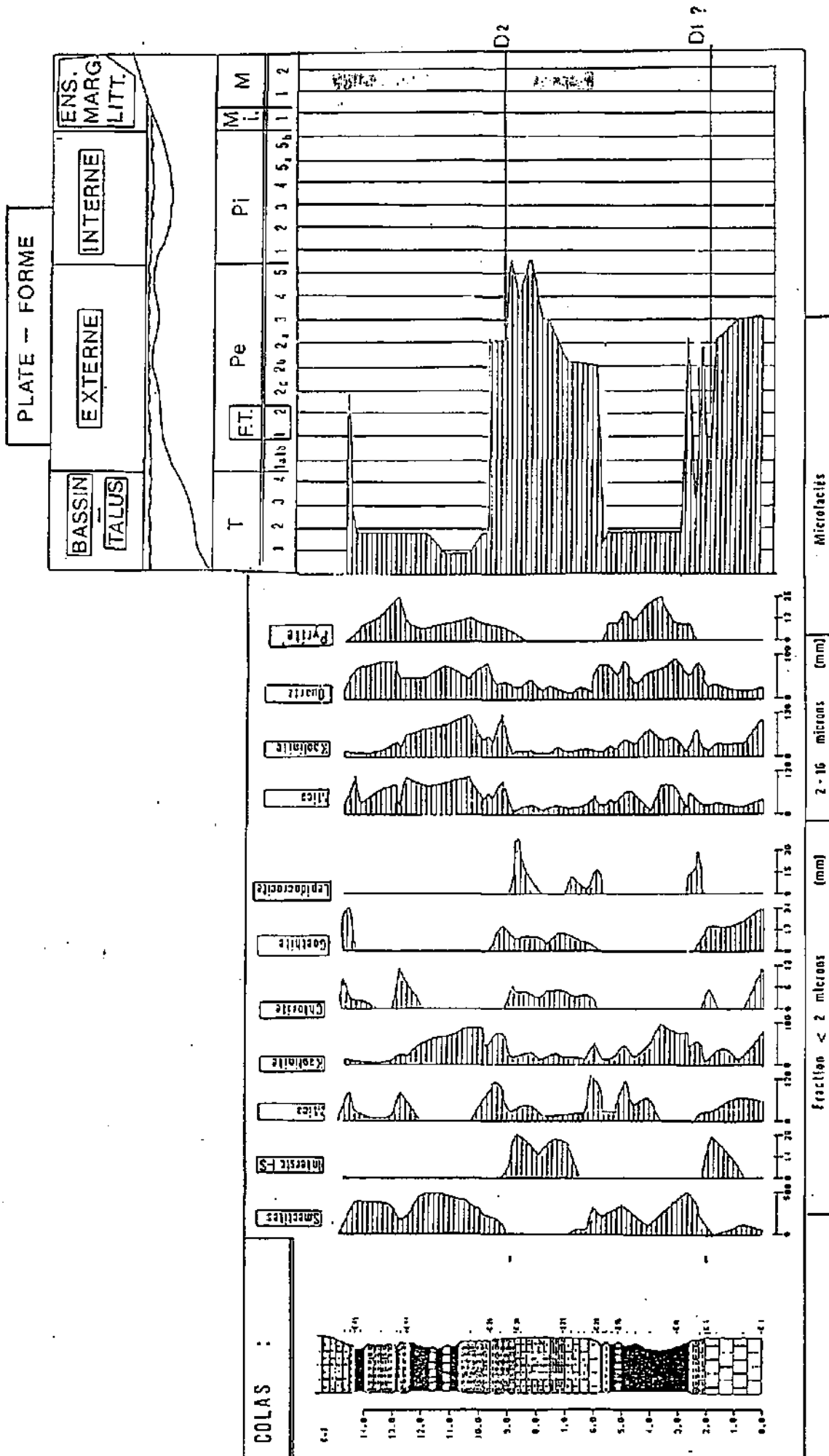


FIGURE 132

Coupe du Colas : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions <2 μ m et 2-16 μ m. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès

La distribution des intensités brutes de la goethite met en relief les bancs calcaires de plate-forme externe. La lépidocrocite souligne les discontinuités majeures, dans le sens ou elle est présente dans les marno-calcaires qui leurs sont directement sus-jacents.

Fraction 2-16 μ m (fig.132, p.368)

Comme dans la fraction <2 μ m, les répartitions du mica et de la kaolinite sont tout à fait similaires, le sommet de la coupe excepté. Les intensit  es absolues de la kaolinite de la fraction <2 μ m, sont en moyenne, plus élevées que celles de la fraction 2-16 μ m, sauf dans les calcaires oolithiques où ce rapport est presque égal à 1. Le quartz montre une répartition très identique à celle qui a été obtenue par la méthode de la roche totale, à la différence qu'il est toujours présent, même dans les calcaires sparitiques, dans lesquels son intensité est toutefois très faible. La pyrite caractérise, à l'inverse de la goethite de la fraction <2 μ m, les lithologies marneuses.

Conclusions relatives à la coupe du Colas.

L'étude des microfaciès a mis en évidence 5 séquences :

- une première séquence caractérisée par des faciès de plate-forme externe, terminée par un hard-ground perforé;
- une deuxième séquence montrant un approfondissement majeur des milieux, directement sus-jacente à la discontinuité précédente (D1?);
- un retour à des faciès tout d'abord oolithiques, puis plus internes, interrompu par une discontinuité D2, matérialisée sous la forme d'un hard-ground ferrugineux et perforé;
- une quatrième séquence marquée à nouveau, par un

approfondissement notoire des milieux de dépôts suivie par une séquence de plate-forme externe plus bioclastique (entrogues surtout).

Etant donné l'absence de marqueurs biostratigraphiques dans les bancs sous-jacents à la première discontinuité, il demeure difficile de la corrélérer avec les discontinuités reconnues dans les profils précédents. La présence de Pseudotextulariella sp.A. et la succession lithologique indiquerait plutôt la D1. Cette attribution serait corroborée par l'apparition d'Orbitolinidae (Valdanchella cf. miliani) et d'Eclusia, au niveau de la deuxième discontinuité qui doit être sans conteste, rapportée à la D2, reconnue dans les coupes de Champagne. Il est clair que l'épaisseur des sédiments situés entre la D1 et la D2 est beaucoup plus faible que dans le forage de St Aubin et dans les profils de Champagne, mais il reste difficile d'estimer la puissance de l'érosion qui pourrait être liée à cette discontinuité.

Vu la faune qu'il renferme, il est certain que l'épisode calcaire, plus interne, de la partie médiane de cette coupe correspond au Calcaire du Val de Fier; puisqu'il y a été recensé des Orbitolinidae et peut-être Eclusia. Les marnes sus-jacentes à la D2 correspondent donc au Valanginien sup. marneux de Mouty (1961). Les calcaires de teinte rousse doivent être corrélés avec le Valanginien sup. calcaire du même auteur. En toute logique, les marnes sous-jacentes aux Calcaire du Val de Fier sont à rapporter aux couches de la Corraterie (ce qui est confirmé par la présence de Pseudotextulariella sp.A); les couches sous-jacentes à la D1? demeurant plus difficiles à corrélérer (couches de la Corraterie ou formation de Thoiry ?).

La répartition des intensités brutes de la kaolinite et dans une moindre mesure, du mica, est un peu différente de celle observée

dans les autres coupes; les intensités maximales de la kaolinite sont enregistrées au-dessus des discontinuités principales, soulignant peut-être un changement radical des milieux impliquant un intense remaniement. A la stabilisation de ces milieux externes correspond une nette diminution des intensités du mica et de la kaolinite. La goethite, la lépidocrocite et la pyrite sont limitées à des lithologies qui correspondent à des environnements différents.

5.13. Coupe du Marchairuz

Situation géographique (fig.133)

Ce profil a été levé le long de la route qui descend du col du Marchairuz en direction de la vallée de Joux (Vd). Il débute plus précisément à 100 m du col, et finit dans le premier virage en épingle à cheveux.

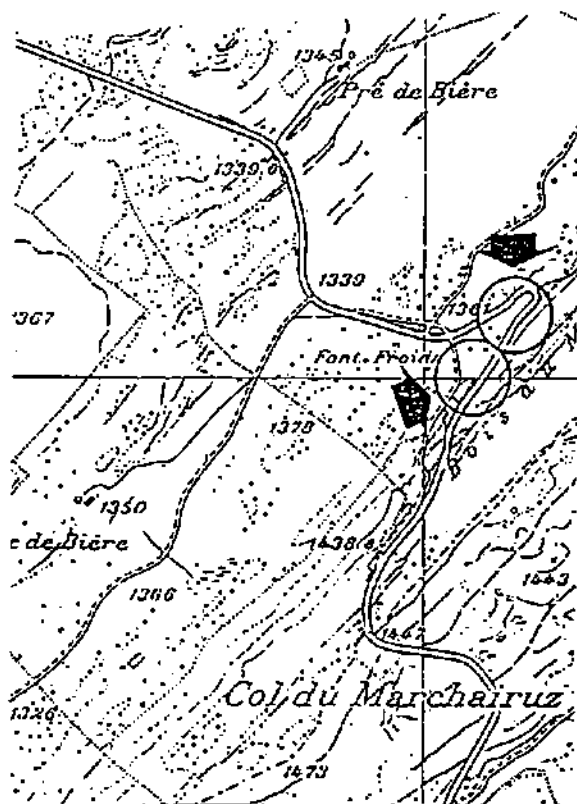


FIGURE 133

Situation géographique de la coupe du Marchairuz.

Contexte géologique

Les couches étudiées appartiennent au synclinal (orienté NE-SW) très pincé des Amburnex qui fait suite à la grande structure anticlinale du Mont Tendre. Depuis le col, la route recoupe successivement les calcaires du Portlandien, la combe purbeckienne. Le profil étudié débute directement après cette dernière. Le fait que les couches de la partie médiane de la coupe (partie 1, cote 8 à 30 m), soient presque parallèles à la route a posé quelques problèmes lors de la mensuration des épaisseurs de bancs. Les couches subverticales, plongent de 80 à 70° vers le NW. Ce profil a déjà fait l'objet d'un lever précis (M.MOUTY, 1966). Les épaisseurs relevées par ce dernier, correspondent bien à ce que nous avons pu observer.

Description lithologique (fig.134, p.389)

Depuis la fin de la combe purbeckienne, dont on peut évaluer la puissance à environ 15-20 mètres, il a été relevé de bas en haut :

- 6.5 m de calcaires gris-jaunes oolithiques ,
parfois grossiers, échinodermiques, lités et
ondulés, entrecoupés de marnes jaunes noduleuses (1);
- 8 m de calcaires plus massifs, mal lités, bioclastiques,
le plus souvent sparitiques et pseudo-oolithiques (2);
- un ensemble de 9 m (3) de calcaires le plus souvent
micritiques, organisés en bancs métriques très
massifs, oncolithiques (Bacinella), renfermant
des bird's eyes, des key-vuqs et des terriers ouverts;
- environ 2 m de calcaires jaunes finement oolithiques,
échinodermiques, légèrement gréseux, affleurant de
manière assez lacunaire, se terminant par une surface
d'érosion (4);

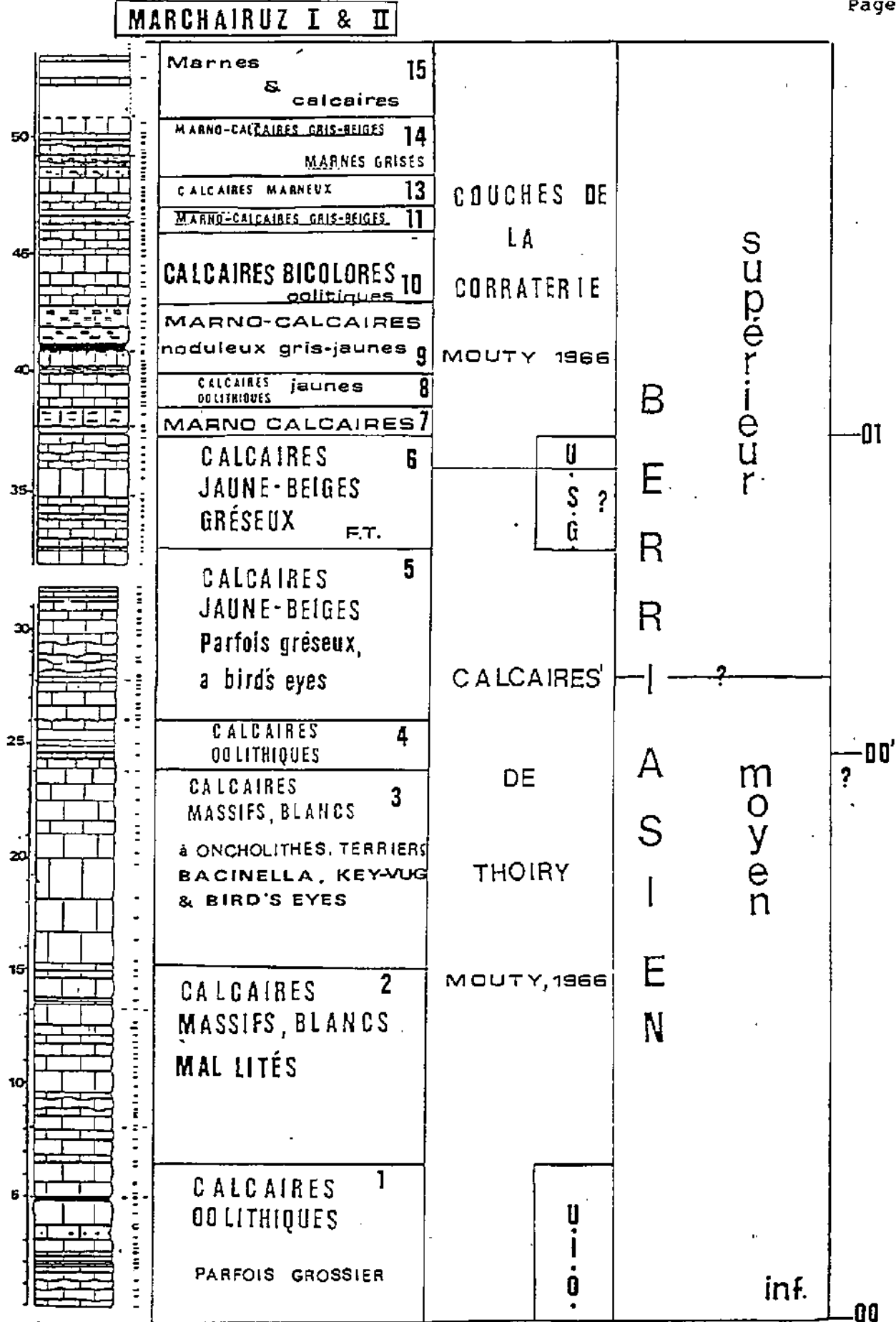


FIGURE 134

Coupe du Marchairuz : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune, position des discontinuités D0, D0' et D1.

- 8 m de calcaires jaune-beige, parfois gréseux, à bird's eyes et oncoïdes (5).
- 4.5 m de calcaires gréseux micritiques et sparitiques, disposés en bancs irréguliers, dont les surfaces supérieures sont souvent durcies et fortement bioturbées (6);
- 1 m de marnes et marno-calcaires gris-jaunes (7);
- 1.2 m de calcaires finement oolithiques et bioclastiques, jaunes, gréseux (8).
- un ensemble de 3 m de calcaires marneux (9) et marno-calcaires jaune bruns oolithiques, présentant en son milieu une surface durcie, perforée et ferrugineuse;
- 3 m de calcaires bicolores oolithiques, micritiques (10);
- 1 m de marnes et marno-calcaires gris-beiges (11);
- 1.5 m de calcaires marneux grisâtres (12);
- un ensemble de 2.2 m de marnes grises et marno-calcaires gris-beiges oolithiques, à galets (13).
- 3 m + x de marnes sableuses entrecoupées de minces niveaux plus calcaires, bioclastiques et gréseux (14);

Quatres grands ensembles lithologiques ont donc été mis en évidence (de bas en haut) :

- un ensemble oolithique d'environ 7 mètres (1),
- un ensemble de calcaires blancs, très massifs, de 26 m, devenant légèrement gréseux vers le haut (2-5),
- 5 m de calcaires gréseux à patine rousse, moins massifs (6),
- un ensemble de 16 m comprenant des marnes, des marno-calcaires et des calcaires oolithiques, souvent terminés par des surfaces durcies et perforées (7-14).

Ces observations concordent avec celles de MOUTY (1966, p.205-214).

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

(partie inf, fig.135, 136 et 137, p.392-393)

(partie sup., fig.138, 139 et 140, p.396-398)

La base de ce profil présente des microfaciès internes à quelques oogones de Characées (proximité du Purbeckien), qui évoluent très rapidement vers des environnements de plate-forme externe. Le caractère externe des milieux se marque par l'apparition de bryozoaires, d'échinodermes, de Nodosariidae et de quelques grains de glauconie ainsi que du quartz détritique. Parmi les foraminifères, les Trocholina sont les plus fréquentes. Feurtillia frequens n'a pas été retrouvé. Il s'agit surtout de milieux oolithiques sparitiques, de haute énergie, alternés de faciès micritiques, plus calmes, un peu plus profonds, également riches en oolithes.

Cette séquence transgressive est suivie par l'apparition d'un cortège de milieux de plate-forme carbonatée caractéristique. Il s'agit essentiellement de :

- de faciès micritiques riches en gros foraminifères (Veurneulina, Arenobulimina), trocholines et algues dasycladacées (Pi3 et Pi4), les échinodermes ayant quasiment disparu;
- de faciès à gros oncoïdes (réalisés par feutrage de Bacinella) et foraminifères (Pi5b);
- de faciès de plage sparitiques à key-vugs (Mil);
- de faciès supratidaux micritiques à microfaune appauvrie (Pseudotriloculina et Belorusiella) et à nombreux bird's eyes.

La courbe des microfaciès traduit ainsi une évolution vers des milieux de plus en plus internes (cotes 8 à 22 m).

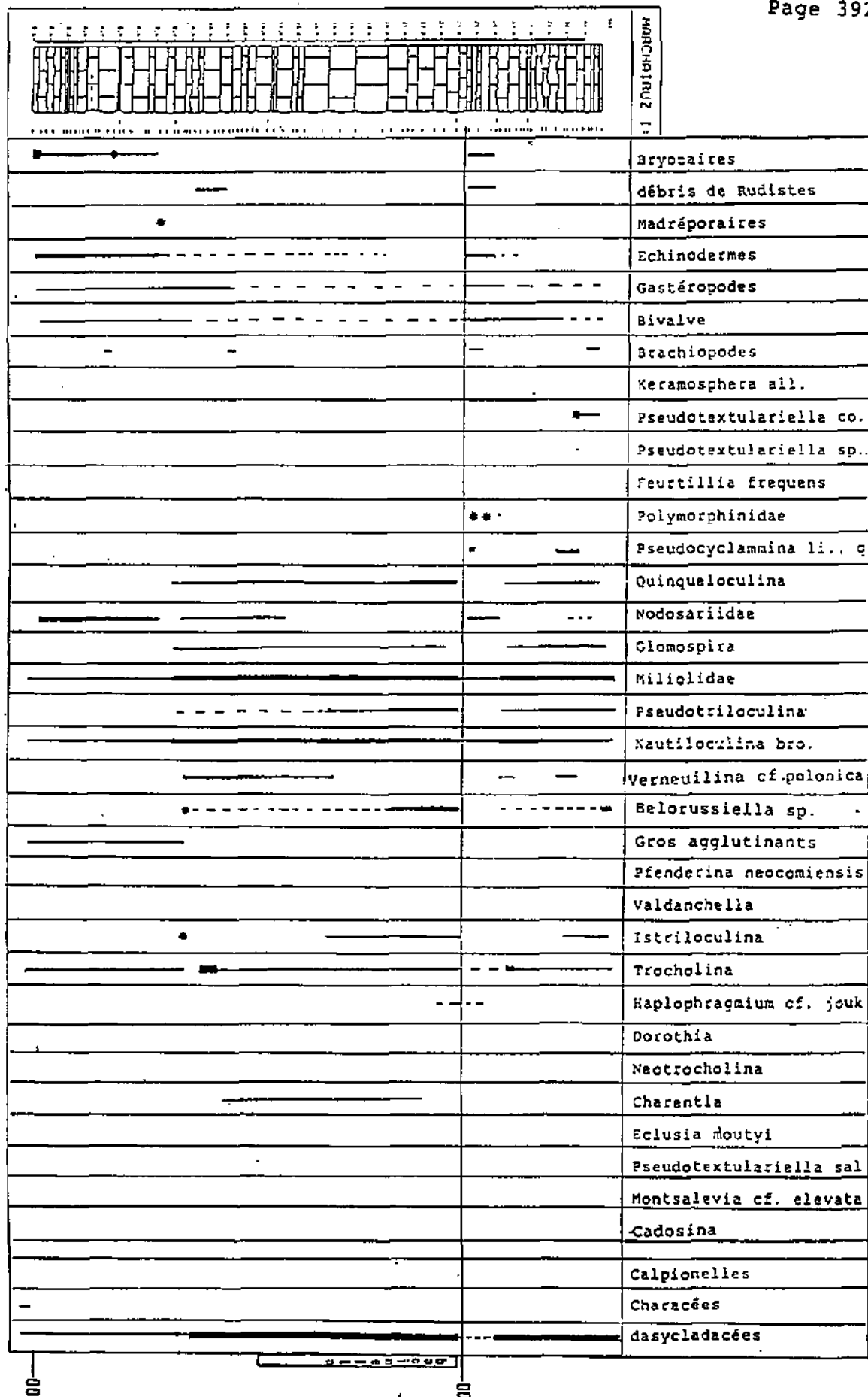


FIGURE 135

Coupe du Marchairuz : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie inférieure du profil

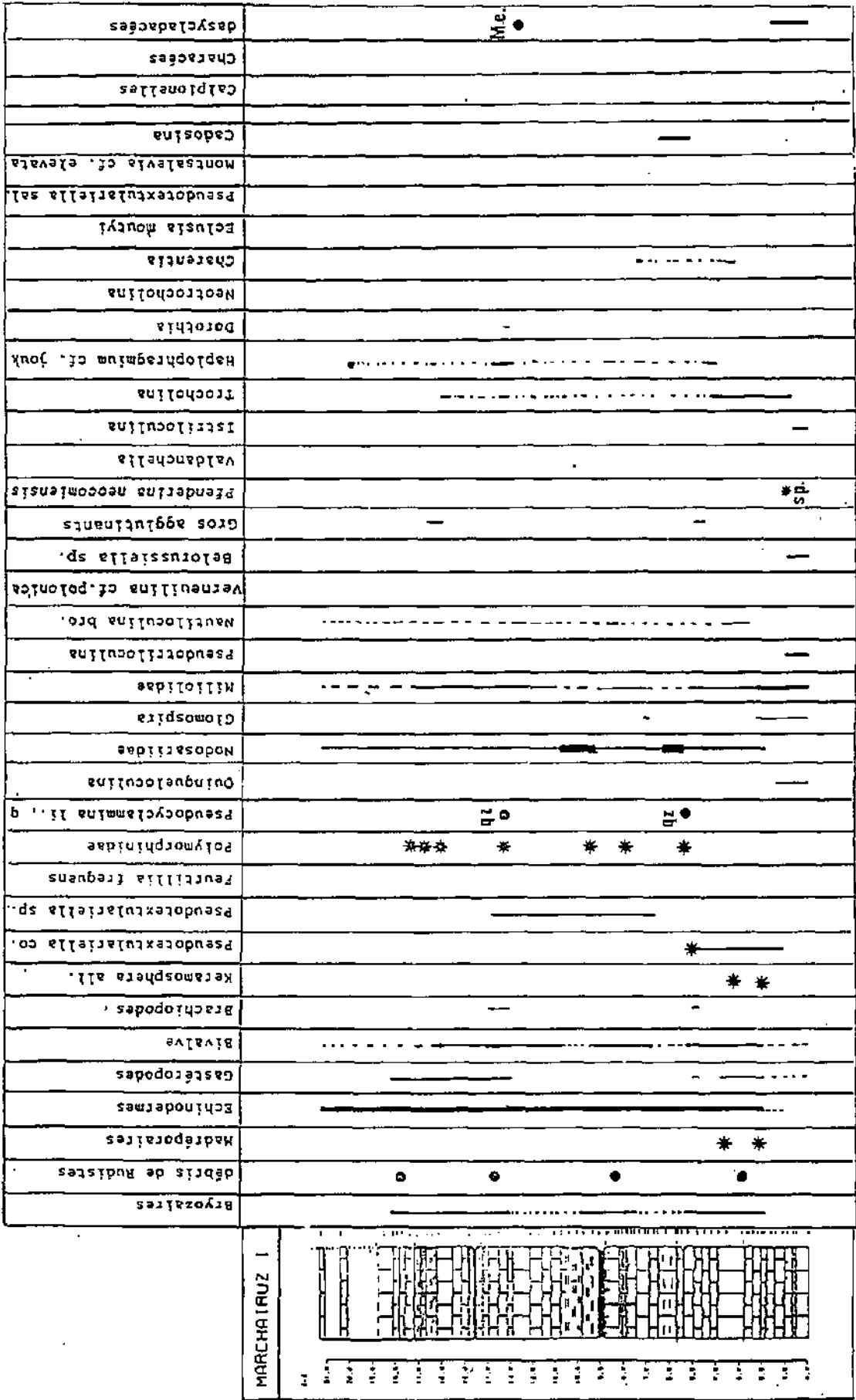


FIGURE 136

Coupe du Marchalruz : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie supérieure du profil

MARCHAIRUZ I :

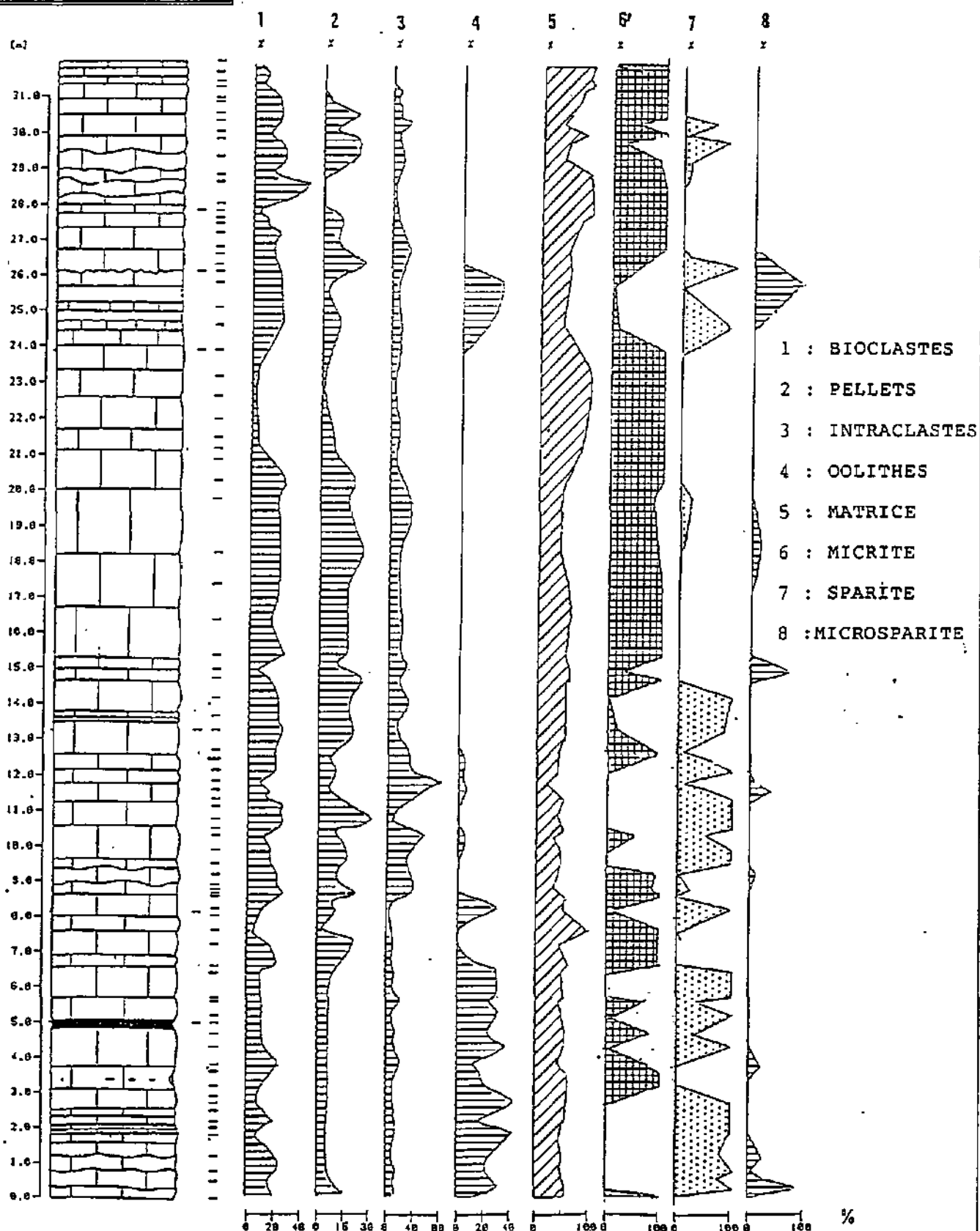


FIGURE 137

Coupe du Marchairuz, partie inf. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100\%$) et du liant où $5 (=100\%) = 6+7+8$.

Cette dernière est brusquement interrompue par l'apparition de faciès oolithiques gréseux renfermant une microfaune principalement circalittorale. Il s'agit là d'une discontinuité majeure (D0'). Il faut relever, parmi les foraminifères, la présence de Polymorphinidae, de Nodosariidae et de Pseudocyclamina à test arénacé. Le dernier banc correspondant à cette séquence d'approfondissement, est terminé par une surface durcie et perforée, au-dessus de laquelle, réapparaissent des milieux de plate-forme interne. Les microfaciès correspondants sont tout d'abord caractéristiques d'environnements internes à nombreux foraminifères et algues et passent ensuite à des milieux plus restreints (appauvrissement de la microfaune et bird's eyes). Parmi les foraminifères, il faut noter l'apparition de Pseudotextulariella courtionensis (cote 30 m). A partir de la D0', le quartz détritique devient un peu plus abondant.

A partir de la cote 2 m (fig.139, p.375), la courbe des microfaciès montre une évolution vers des milieux oolithiques renfermant des fragments de madréporaires. L'association Keramosphera allobrogensis, Pseudotextulariella courtionensis a été reconnue dans ces environnements externes bioclastiques (Fe2b) à la cote 2.0 m. Pfenderina sp. (individu de petite taille) y a aussi été répertoriée. Des faciès de transgression, caractéristiques de par le mélange de faune qu'ils renferment, sont observés au-dessus du niveau à Keramosphera. La microfaune reconnue consiste en un mélange de Polymorphinidae, de Pseudotextulariella courtionensis, de Pseudocyclamina arénacés, de Trocholines...etc. Ces faciès à faune mixte sont suivis par un approfondissement important des milieux, matérialisé par l'apparition de faciès de bassin à Cadosina.

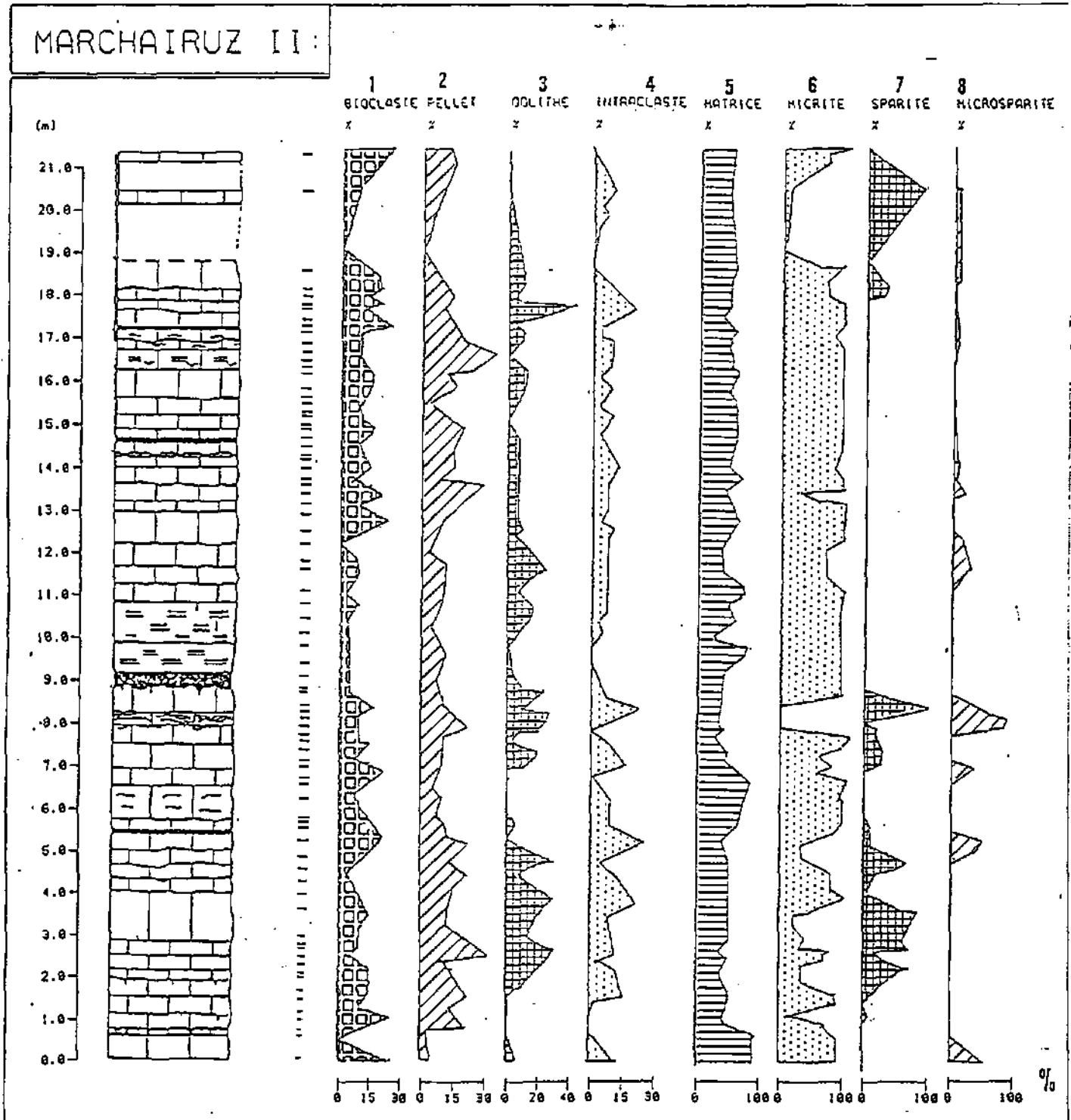


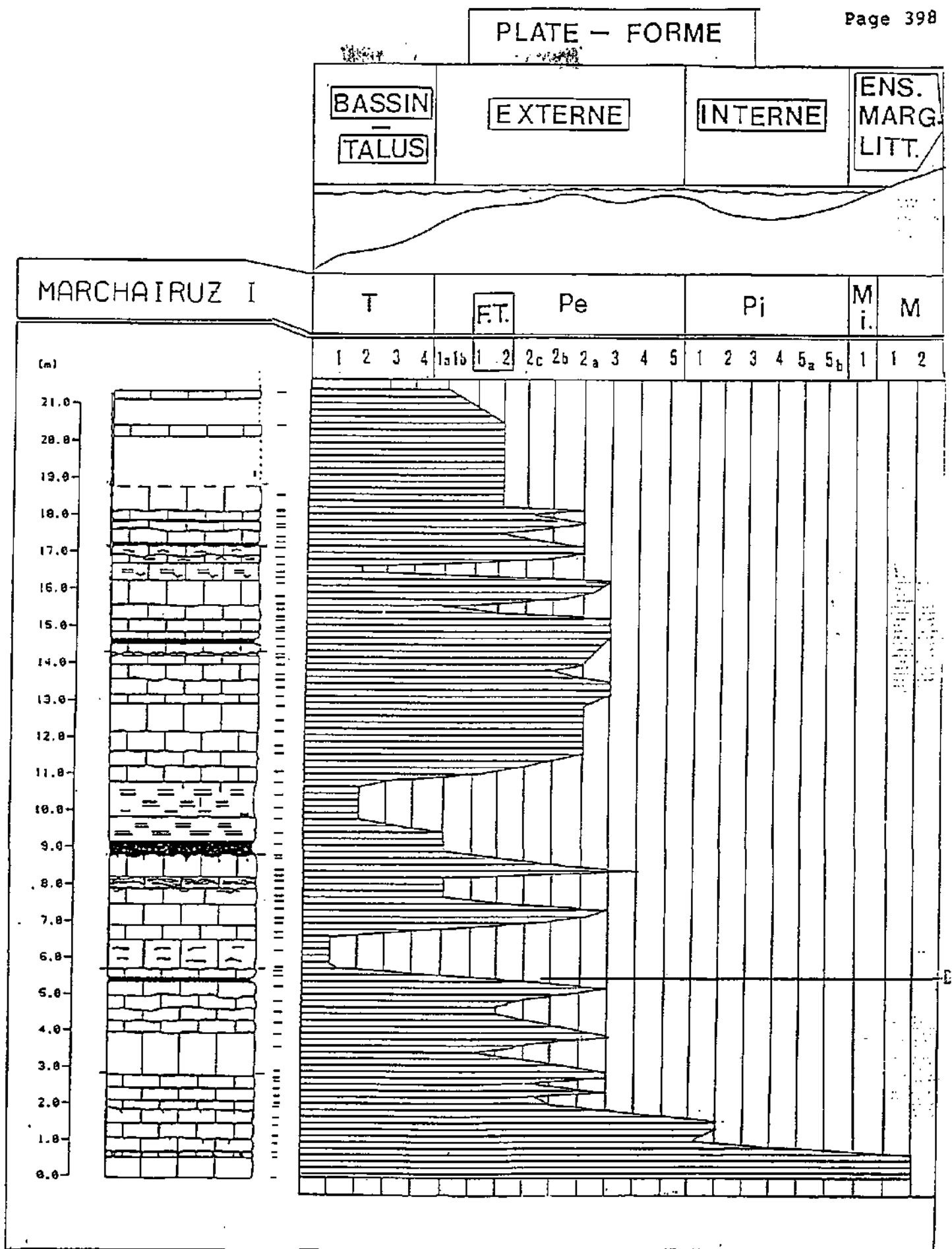
FIGURE 138

Coupe du Marchairuz, partie sup. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $5 (=100 \%) = 6+7+8$.



Coupe du Marchairuz, partie inf. : courbe d'évolution des

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Marchairuz, partie supérieure.



Pseudotextulariella courtionensis n'apparaît plus au-dessus de cette discontinuité majeure (D1). La suite du profil montre des faciès micritiques riches en oolithes (Pe3 et Pe1) alternés de faciès plus profonds (T2, cote 10 m); ces derniers renferment une microfaune plus circalittorale, composée de Nodosariidae et de Pseudotextulariella sp.A et de petits fragments de bryozoaires et d'échinodermes.

Le reste de la série étudiée est composée de calcaires oolitiques de plate-forme externe, passant parfois à des marno-calcaires témoignant d'un environnement plus profond, riches en Polymorphinidae; le sommet de cette coupe montre à nouveau des faciès mixtes (Ft2), dans les petits niveaux plus calcaires. L'algue dasycladale Macroporella embergeri a été répertoriée, remaniée dans le faciès oolithique Pe2a (cote 13.20).

Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

Fraction <2 μ m (fig.140 à 144)

Cette coupe présente des faciès à oncoïdes (Bacinella irregularis), sparitiques et des faciès de plage dont les éléments sont très lessivés. Ces milieux, nettement plus développés dans ce profil que dans les coupes précédemment étudiées, présentent la particularité de ne contenir qu'une très faible quantité d'argiles (cote 15 à 22 m). Ces faciès renferment en effet, que de faibles teneurs de mica et de kaolinite, issus de la fraction 2-16 μ m; la fraction < 2 μ m ne montre que de très petites intensités d'interstratifiés illite/smectite.

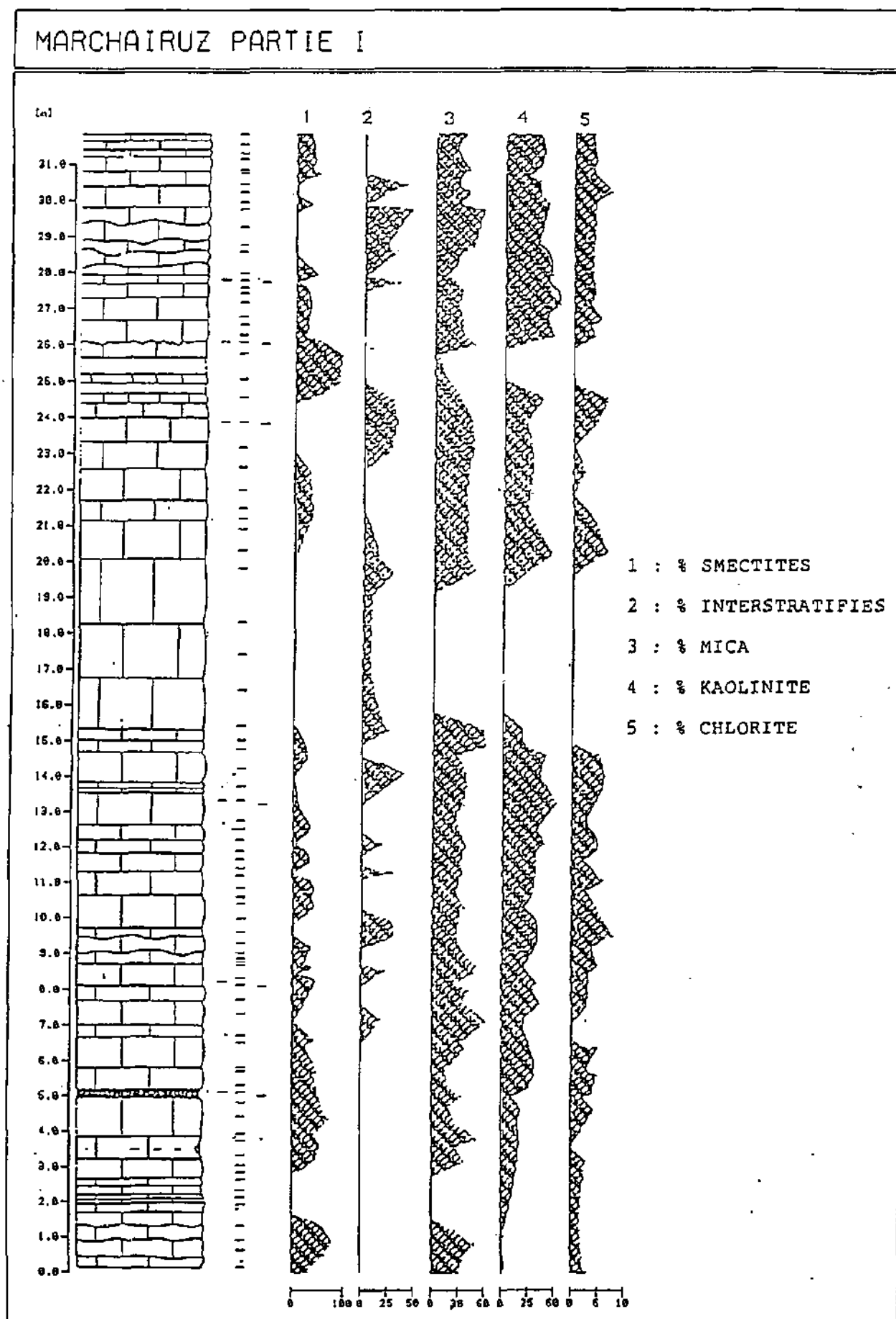


FIGURE 141

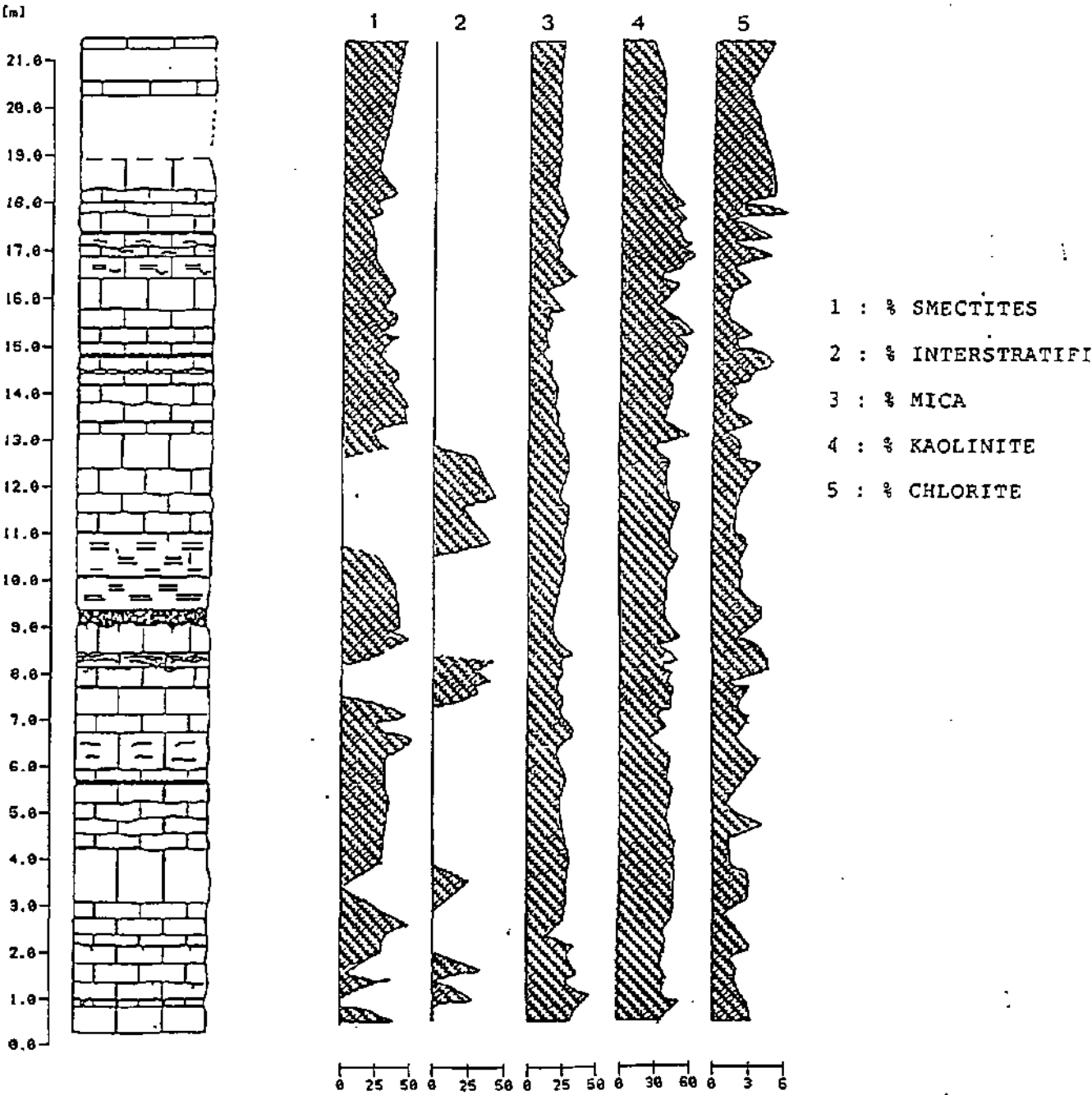
Coupe du Marchairuz, partie inf. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates. fraction $< 2 \mu\text{m}$.

FIGURE 142

Coupe du Marchairuz, partie sup. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction <2 μm .

FRACTION < 2 μm : DISTRIBUTION DES PHYLLOSILICATES RECONNUS
EXPRIMES EN POURCENTAGES RELATIFS.

MARCHAIRUZ PARTIE II



La smectite est relativement le phyllosilicate le plus abondant (fig.140), les pourcentages relatifs les plus hauts ont été relevés, d'une part dans les faciès externes de la base de la coupe, d'autre part, au niveau de la D0'; ces maxima correspondent à un roentgénofaciès où la kaolinite et la chlorite sont faiblement représentées, voir absentes. Les intensités les plus fortes du pic 001 de la smectite ont été observées au niveau de la D0' (400 mm). Dans les faciès internes de la première partie de la coupe (fig.141), les intensités brutes de la smectite demeurent faibles. Si cette dernière n'augmente guère relativement dans les faciès externes de la seconde partie de cette coupe (fig.144), cela est dû à l'abondance de kaolinite. Mais on constate tout de même, une nette augmentation de l'intensité brute de la smectite. A partir de la cote 10 m, les smectites que nous avons observées, montrent un pic 001 situé vers 12 Å. Ces smectites particulières ont été répertoriées jusqu'au sommet de ce profil. Les interstratifiés illite/smectite sont caractérisés par des intensités plus faibles et ne dépassent pas les 50 %. Ils sont surtout abondants dans les faciès sparitiques de plate-forme interne et les milieux lessivés oolithiques de la plate-forme externe. Leur distribution est donc inverse à celle des smectites.

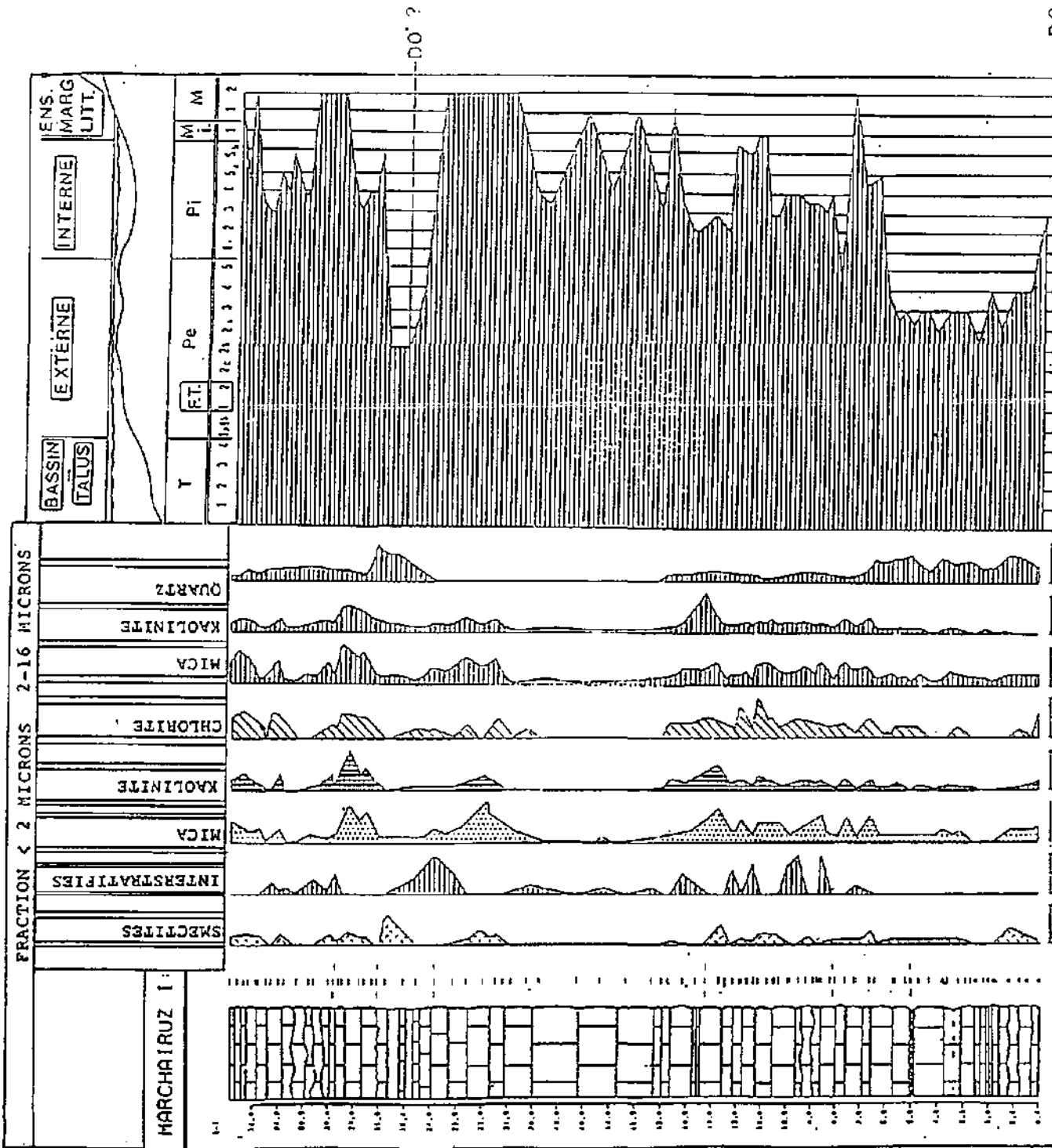
Le mica de cette fraction est présent dans tout le profil. Son intensité brute est plus élevée dans les faciès internes.

La kaolinite et la chlorite montrent la même distribution que ce dernier, exceptée la base de la coupe, où ces deux minéraux ne sont guère représentés (fig.141). Si les intensités brutes de la chlorite restent toujours très faibles (0-25 mm), celles de la kaolinite augmentent fortement dans deux cas :

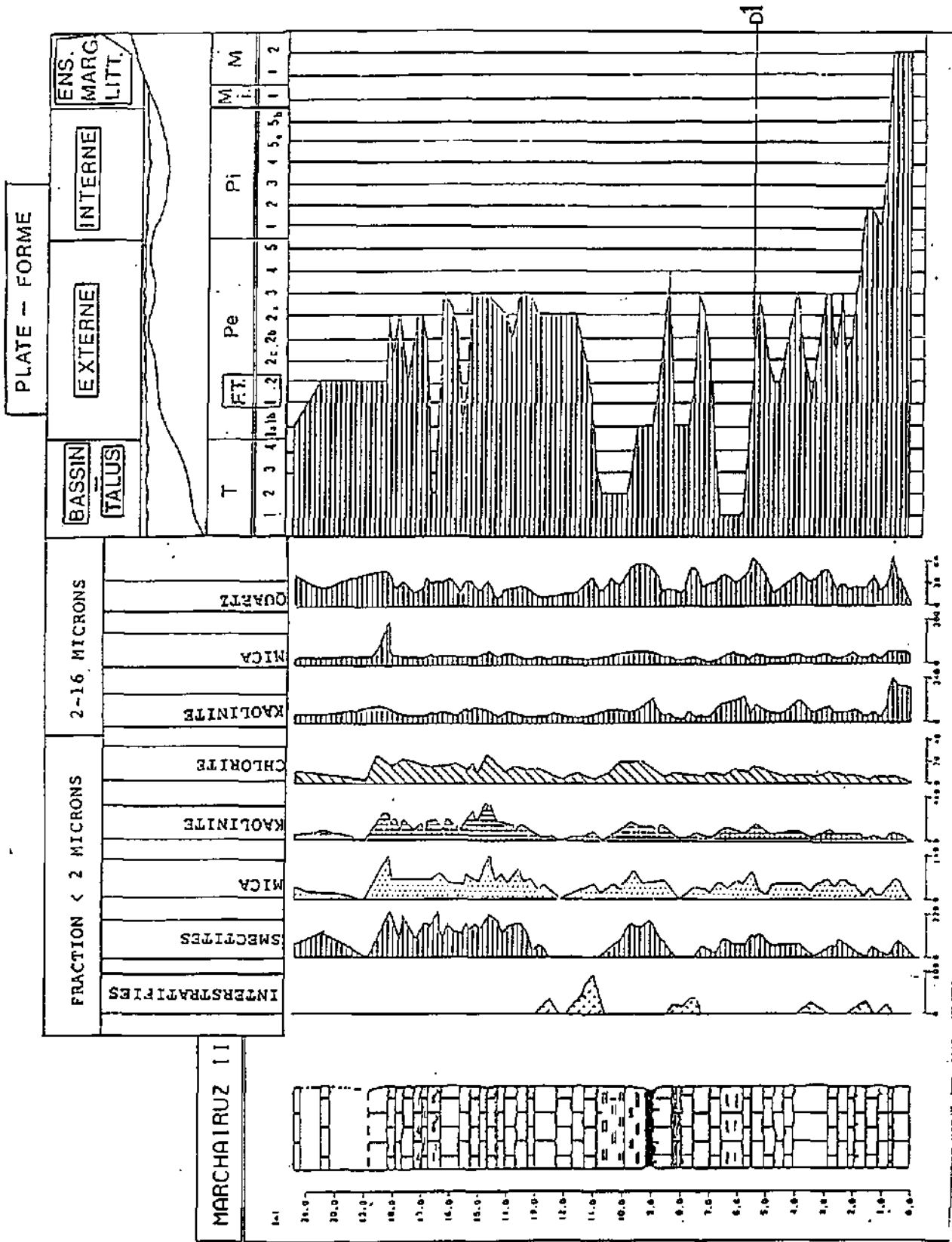
- dès l'installation de faciès de plate-forme interne (fig.141, cote 7 m),

FIGURE 143

Coupe du Marchairuz, partie inf. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions <2µm et 2-16µm. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des



Coupe du Marchairuz, partie sup. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions <2µm et 2-16µm. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès.



- dans la partie supérieure de la coupe (fig.143,p.403)

cote 13 m), dans les faciès de plate-forme externe.

Il faut d'ailleurs remarquer que les intensités brutes de tous les phyllosilicates présents, augmentent sensiblement dans cette portion de coupe. La teneur en kaolinite de cette fraction, diminue fortement au niveau de la D0'.

Fraction 2-16 μm (fig.143 et 144, p.403-404)

Les intensités brutes du mica sont beaucoup plus élevées dans cette fraction. Ce comportement est systématique dans la première partie de la coupe (fig.141). C'est d'ailleurs (avec la kaolinite) un des seuls minéraux qui a été reconnu dans les faciès internes extrêmement pauvres en argiles. Tout en demeurant plus intense que celle des <2 μm , l'intensité du mica 2-16 μm diminue dans les faciès plus externes de la partie supérieure (fig.143). L'évolution des courbes du mica des deux fractions est très similaires.

Ces observations s'appliquent aussi à la distribution de la kaolinite 2-16 μm . Les variations du rapport des deux fractions sont encore plus nettes dans ce cas (voir chap.6). L'intensité de la kaolinite 2-16 μm est plus forte dans la première partie du profil (milieux internes); ce rapport s'inverse clairement dans la seconde partie du profil (fig.143). Il y a environ quatre fois plus de kaolinite inférieure à 2 microns dans les faciès externes de la partie sommitale du profil (voir fig chap.6).

Le quartz semble surtout lié aux environnements externes, mis à part les bancs sus-jacents à la D0'. Les intensités les plus élevées ont été en effet, mesurées dans la partie basale de la coupe, au niveau de la D0' et dans la partie supérieure du profil (fig.143 et 144).

Conclusions relatives à la coupe du Marchairuz.

L'évolution des microfaciès montre que ce profil peut être divisé en quatre parties, chacune correspondant à un ensemble lithologique particulier. La microfaune reconnue a permis de les corrélérer avec les coupes précédemment étudiées (fig.134). Trois discontinuités majeures ont pu être mises en évidence.

Ce profil débute juste au-dessus des faciès purbeckiens, par une séquence globalement transgressive (milieux de plate-forme externe). Ce changement brutal correspond à la discontinuité D0 reconnue dans les autres coupes de la région neuchâteloise. L'ensemble oolithique sus-jacent correspond donc à l'U.I.O définie dans cette même région. Il faut tout de même noter que l'espèce Feurtillia frequens, qui marque le passage Purbeckien - U.I.O, n'a pas été retrouvée dans ce profil. Cette corrélation repose donc sur des arguments lithologiques et microfaciologiques. Comme dans les autres coupes, la kaolinite et la chlorite ne sont que peu ou pas présentes au début de l'U.I.O.

La suite de ce profil consiste en une séquence régressive, interrompue en son milieu par une discontinuité matérialisée par un retour à des faciès externes, riches en quartz, contenant des Polymorphinidae. Les bancs renfermant ces milieux sont terminés par une surface durcie, au-dessus de laquelle des milieux très internes sont à nouveau observés. Pseudotextulariella courtionensis apparaît dans ces faciès très internes. Cette séquence correspond l'U.M.M. de la région neuchâteloise. La discontinuité observée en son milieu, peut être corrélée avec la D0' reconnue à la Juracime, dans les forages et au Crêt de l'Anneau. Dans toutes ces coupes, Pseudotextulariella courtionensis apparaît au dessus de cette dernière. Au Marchairuz, cet ensemble de calcaire de plate-forme interne est plus épais et

les faciès à oncoïdes et les faciès supratidaux sont plus développés. Le cortège des minéraux argileux (mica et kaolinite aux excellentes cristallinités, chlorite et suivant les cas, smectites ou interstratifiés) est caractéristique des milieux de plate-forme.

La suite de la coupe montre des bancs caractérisés par des faciès devenant de plus en plus externes, dans lesquels l'association Keramosphera allobrogensis, Pseudotextulariella courtionensis a été reconnue. Des faciès de transgression à faune mixte ont aussi été répertoriés dans ces niveaux. Les bancs suivants sont marqués par une phase d'approfondissement importante, qui correspond à la disparition de Pseudotextulariella courtionensis. Il s'agit d'un niveau de discontinuité correspondant à l'horizon D1, qui peut être facilement corrélié dans toutes les coupes étudiées. Il faut remarquer que la puissance de la série mesurée entre les bancs contenant Keramosphera et la D1 est assez proche de ce qu'on observe dans les autres coupes; ce qui confirmerait l'isochronie de cette discontinuité. Ce dernier ensemble, très gréseux, doit être rapporté à l'U.S.G. de la région neuchâteloise.

L'alternance de marno-calcaire et de calcaire oolithique sus-jacents correspond à des milieux externes. La présence de faciès mélangés (ostracodes, Macroporella et faune circalittorale) et les nombreuses surfaces d'érosion confirme bien la complexité de l'histoire sédimentologique de cette formation; sa position lithostratigraphique, la présence de Pseudotextulariella sp.A permet de la corréler avec les couches de la Corratérie observée dans le forage de St Aubin et les profils du Colas et de Champagne. Les fortes intensités de kaolinite, la présence de smectites Na (12Å) pourraient également confirmer ces mélanges de milieux.

Selon les définitions de Mouty, on observe donc de bas haut (fig.139) :

- la formation de Thoiry qui englobe l'U.I.O., l'U.M.M. et une partie de l'U.S.G.;
- les couches de la Corraterie, qui englobent la partie supérieure de l'U.S.G. et les marnes et calcaires sus-jacents.

Les datations obtenues par l'étude de la microfaune montrent que l'intervalle étudié est d'âge Berriasien; les couches sus-jacentes à la discontinuité D1 étant d'âge Berriasien terminal.

5.14. Coupe du Maréchet (Jura français)

Situation géographique (fig.145)

Ce profil est localisé au lieu-dit "Le Maréchet", le long de la route reliant St Laurent à Foncines-le-Bas, à la sortie nord-ouest de la commune du lac des Rouges Truites. La partie inférieure du profil commence juste après un mur de soutènement et finit 5 m après le premier virage. La partie supérieure a été levée de l'autre côté de la route (coord. 492.20/165.02, carte nationale 1:25000, No 1201); La succession des bancs, compris entre la partie sommitale du profil I et la base du profil II ne présente apparemment pas de lacune d'affleurement.

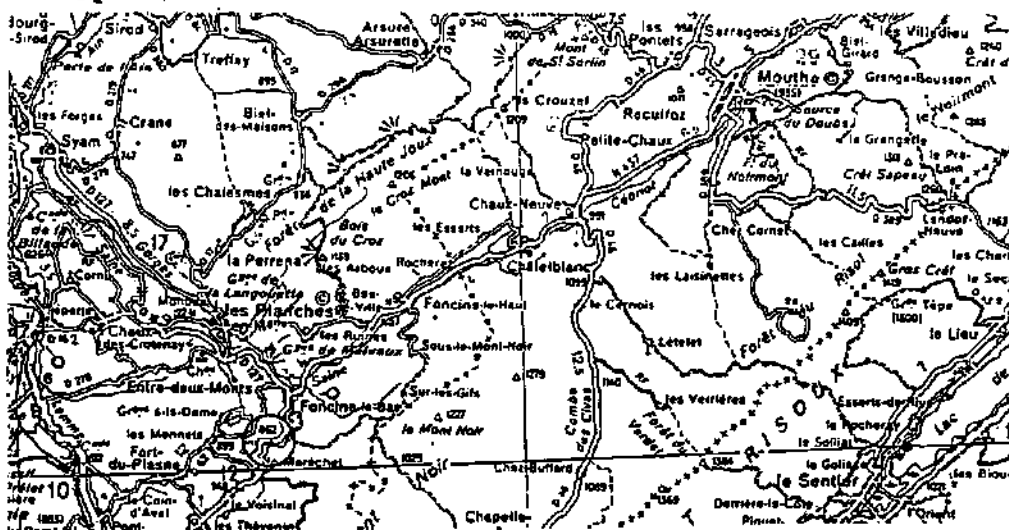


FIGURE 145

Situation géographique de la coupe du Maréchet.

Contexte géologique

Le profil étudié se situe dans une grande structure synclinale, le synclinoorium de Foncines, affecté par une grande faille de direction similaire, à allure de pli faille. De nombreux replis sont observés dans les terrains crétacés de cette région, ce qui ne facilite guère les corrélations d'une coupe à une autre. Les couches plongent de 20 à 30° vers le SW.

Description lithologique (fig.146, p.410 et 147, p.412)

La partie inférieure du profil (fig.146, p.410) commence au dessus d'un mur qui masque certainement les marnes et calcaires du Purbeckien, qui affleure en contrebas de la route, dans le lit d'un petit ruisseau, affluent de la Saine.

Il a été relevé de bas en haut :

- 1.8 m de calcaires tendres, gris, oolithiques (1);
- 0.5 m de marno-calcaires grisâtres, noduleux, oolithiques (2);
- 2 m de calcaires plus durs, gris-bleutés, parfois oolithiques (3), terminés par une surface d'érosion;
- reposant en discordance sur les calcaires sous-jacents, un ensemble de 2.5 m de calcaires blancs, massifs, le plus souvent sparitiques (4);
- 1 m de calcaires roux grumeleux (5);
- 0.4 m de marno-calcaires gris, microcristallin à débris très rares (6);
- un ensemble de 4 m de calcaires massifs gris-beiges, très micritiques et dépourvus d'éléments à la base, devenant plus bioclastique vers le haut (7);
- environ 2 m de marnes alternés de marno-calcaires, noduleux, microcristallins, à très rares débris (8);
- 0.8 m de calcaires gris-bleutés assez tendres (9);

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES
- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)

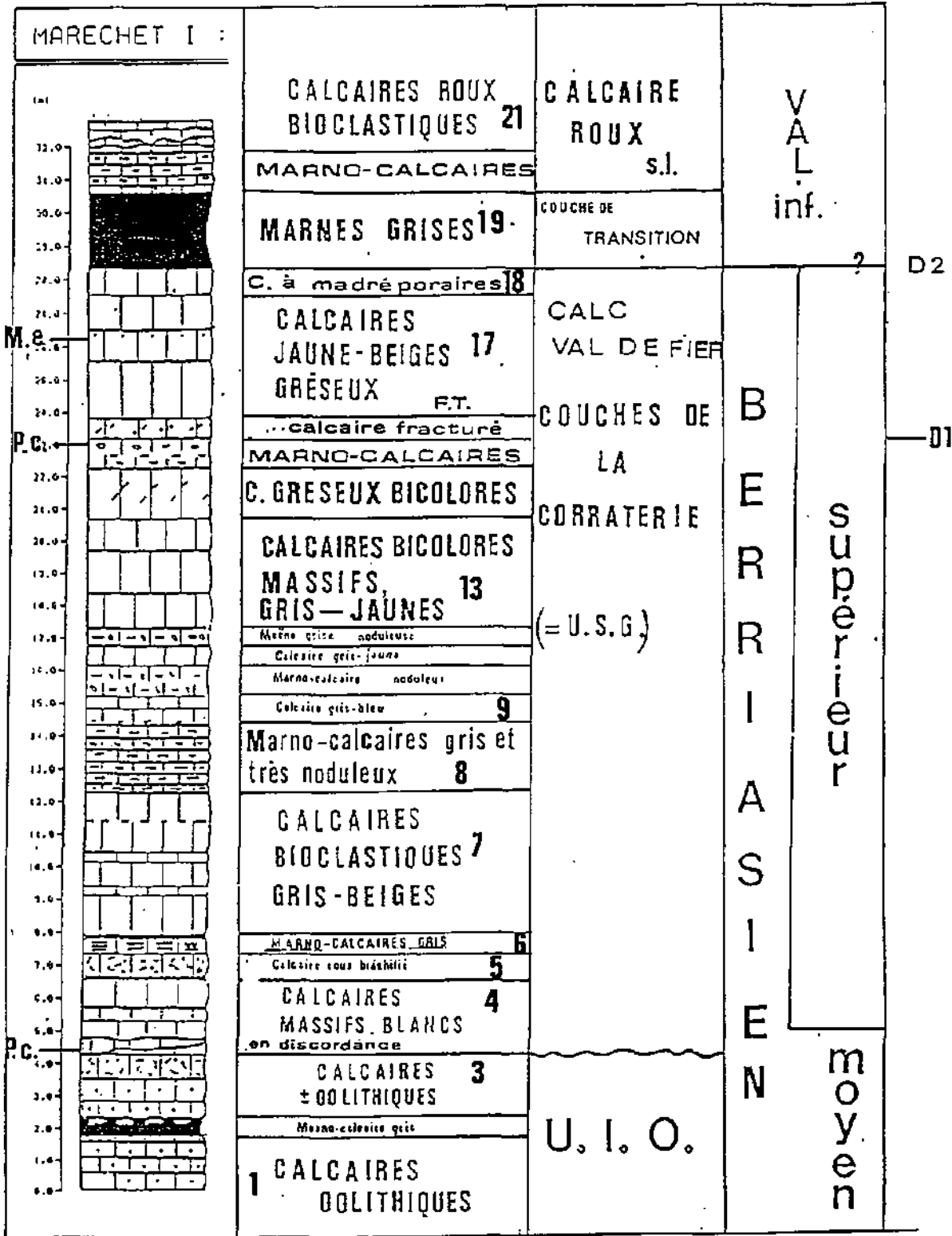


FIGURE 146

Coupe du Maréchet, partie inf.: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune, position des discontinuités D0, D1 et D2.

- 1 m de marno-calcaires grisâtres à nodules (10);
- 0.7 m de calcaires gris jaunes, microsparitiques, bioclastiques, pseudoolithiques (11);
- 0.5 m de marnes grises à nodules (12);
- un ensemble de calcaires bicolores massifs, bleus à gris-jaunes, assez micritiques et renfermant des bird'eyes à la base, devenant plus sparitiques, plus riches en débris et parfois oolithiques vers le sommet (13);
- 1.5m de calcaires bicolores gréseux, pseudoolithiques assez grossiers et bioclastiques (14);
- 1 m de marno-calcaires noduleux, à petits débris (15);
- 0.7 m de calcaires fracturés micritiques, grumeleux, relativement riche en quartz (16);
- environ 4 m de calcaires bicolores gréseux, le plus souvent sparitiques, pelleteoïdaux et bioclastiques, oolithiques au sommet (17);
- 0.9 m de calcaires sparitiques, d'aspect identique à 17, mais contenant de rare débris de madréporaires (18);
- environ 3 m de marnes et marno-calcaires gris, en partie couverts par la végétation (19);
- 1.2 m de calcaires marneux roux, riches en quartz et en bioclastes (20);
- 1 m + x de calcaires roux bioclastiques, montrant des niveaux plus durs souvent terminés par des hard-grounds enrichis en fer, alternés de niveaux plus tendres (21);

La seconde partie du profil (fig.147), levée de l'autre côté de la route, montre la succession qui suit, de bas en haut :

- 1.6 m de calcaires roux finement oolithiques, microsparitiques (22);

FIGURE 147

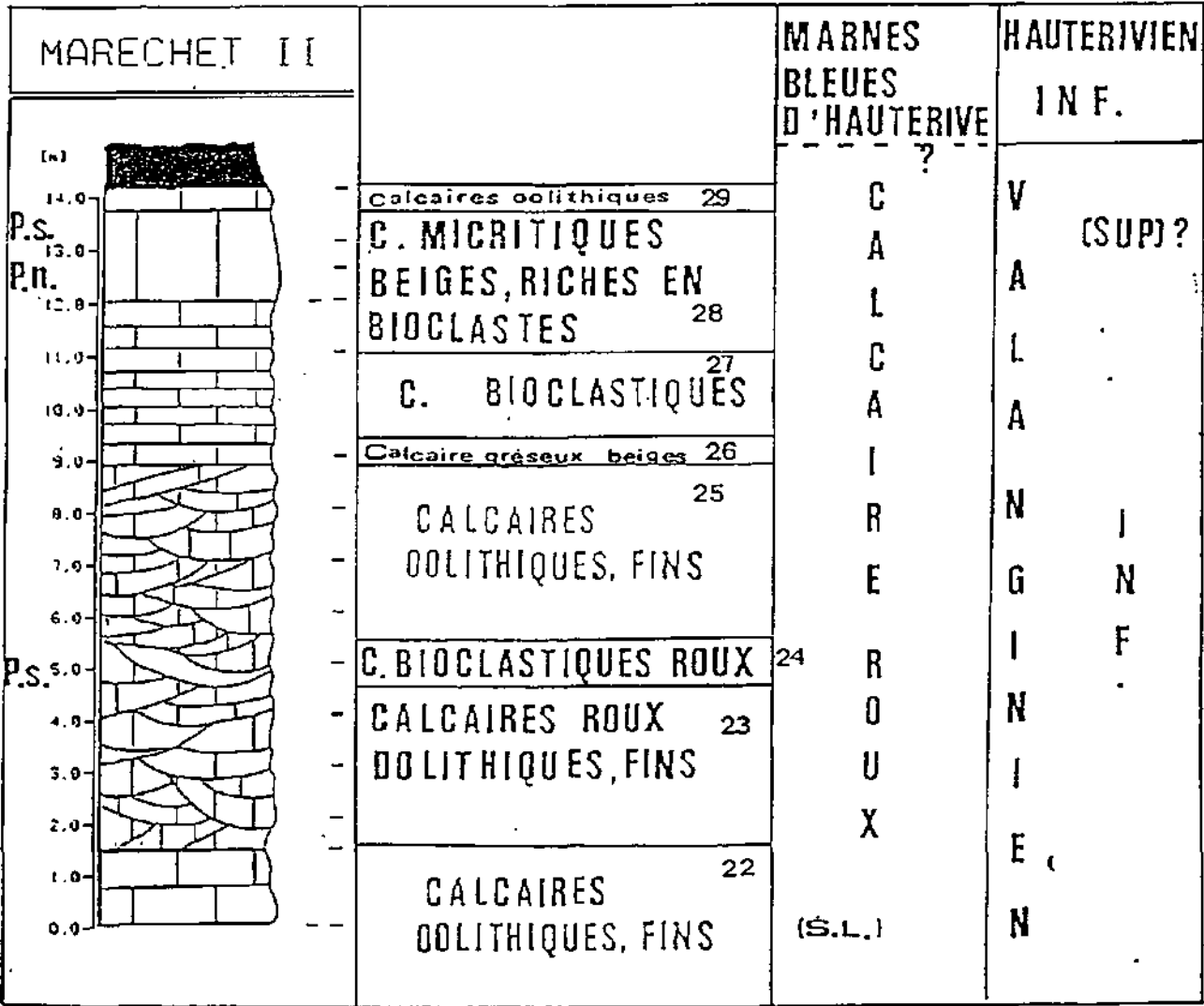
Coupe du Maréchet, partie sup.: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune, position des discontinuités.

MARECHET
PARTIE SUP.

LITHOSTRATIGRAPHIE

- POSITION DES DISCONTINUITÉS PRINCIPALES

- ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES (BASÉES SUR LA MICROFAUNE)



- environ 3 m de calcaires roux oolithiques, peu limoniteux, dont les bancs plaquetés s'organisent en une stratification entrecroisée (23);
- 0.8 m de calcaires roux plus bioclastiques, à gros fragments de bivalves (24);
- un ensemble de 3 m de calcaires roux, finement oolithiques, à stratification entrecroisée, légèrement gréseux (25);
- 0.4 m de calcaires beiges très gréseux, dépourvus d'oolithes, sans stratification entrecroisée (26);
- 1.5 m de calcaires beiges, micritiques, riches en bioclastes (27);
- 1.7 m de calcaires beiges, plus massifs, micritiques à microsparitiques, pelletoidaux, très riches en bioclastes (28);
- 0.4 m de calcaires oolithiques sparitiques (29);

Les Marnes bleues d'Hauterive affleurent mal; leur présence est soulignée dans la morphologie par une combe, qui suit directement le crêt constitué par les bancs plus massifs du sommet (27-29).

En résumé, la succession étudiée se compose de 4 ensembles lithologiques distincts, à savoir, de bas en haut, :

- environ 4 m de calcaires et marno-calcaires oolithiques (1-3), terminés par une surface d'érosion;
- reposant en discordance sur ces derniers, un ensemble de 13 m, composé de marnes et marnocalcaires, alternés de bancs plus massifs, souvent sparitiques (4-12);
- 11 m de calcaires bicolores gréseux, parfois marneux, le plus souvent sparitiques, parfois oolithiques (13-18);
- environ 3 m de marnes sableuses et de marno-calcaires (19-20);

- 9 m de calcaires roux dont les bancs plaquetés montrent une stratification entrecroisée (21-25);
- 5 m de calcaires plus massifs, beiges micritiques, riches en bioclastes (26-29);

Evolution des microfaciès et microfaune reconnue

(partie inf, fig.148, 149 et 150, p.415-416)

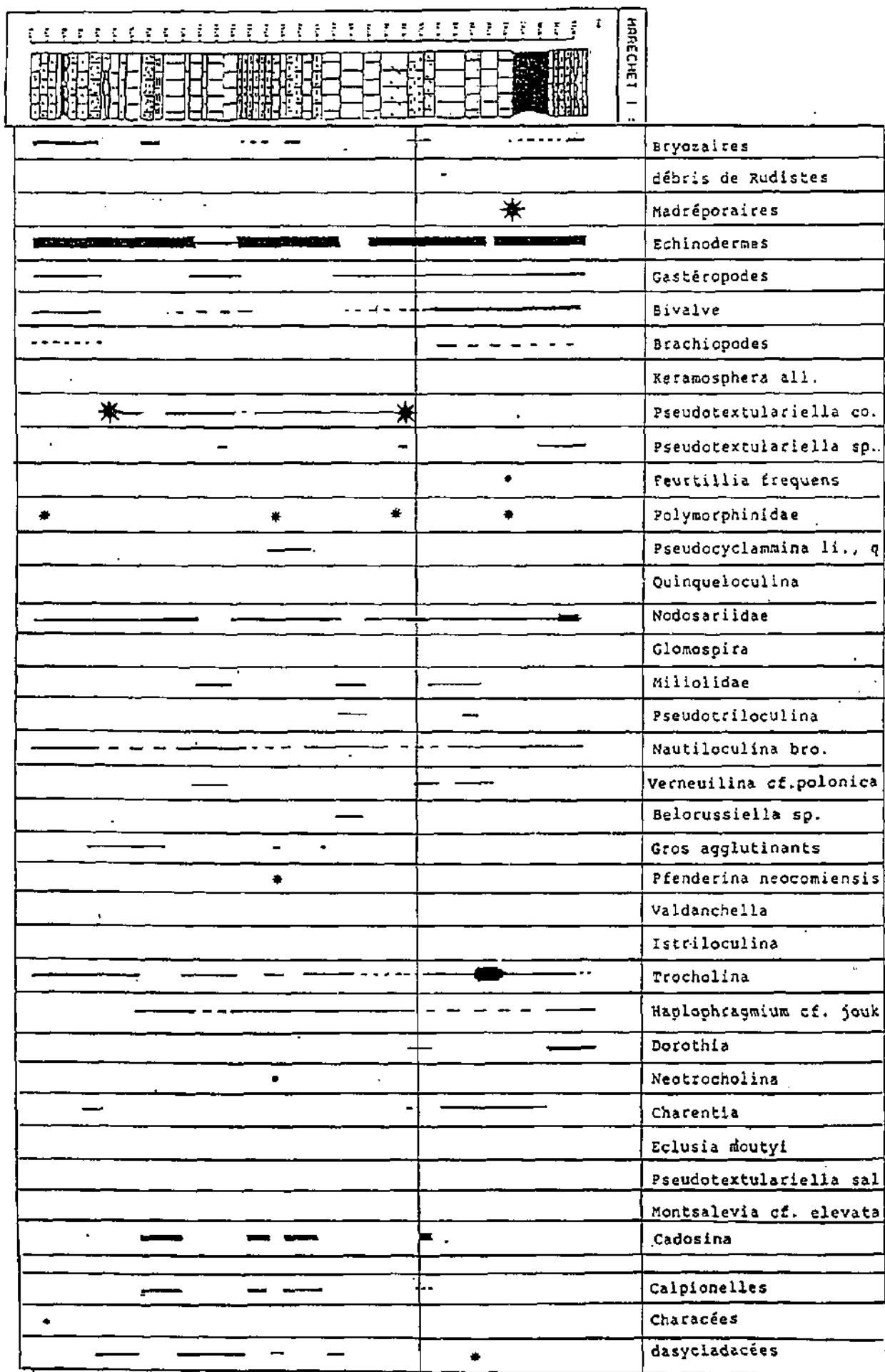
(partie sup., fig.151, 152 et 153, p.420-422)

Le début de ce profil est caractérisé par des milieux oolithiques de plate-forme externe; généralement bien triés, ils renferment une faune plus circalittorale (bryozaires, échinodermes, Nodosariidae) qu'infralittorale (Trocholina). Un oogone de charophytes, remanié dans un sable oolithique, témoigne de la proximité des faciès purbeckiens. Le foraminifère Feurtillia frequens, qui dans les autres coupes, marque le passage Purbeckien-U.I.O., n'a pas été reconnu dans ce profil. De nombreux grains de glauconie soulignent le caractère externe de ces environnements.

Ces bancs oolithiques sont terminés par une surface d'érosion très nette, au-dessus de laquelle s'installent, en discordance, des calcaires de plate-forme interne. Quelques fragments d'échinodermes et de rares Nodosariidae indiquent que ces milieux étaient relativement ouverts. Il est remarquable de noter que Pseudotextulariella courtionensis apparaît déjà à ce niveau (cote 5 m). La microfaune montre des peuplements typiques de ce milieu (fig.148).

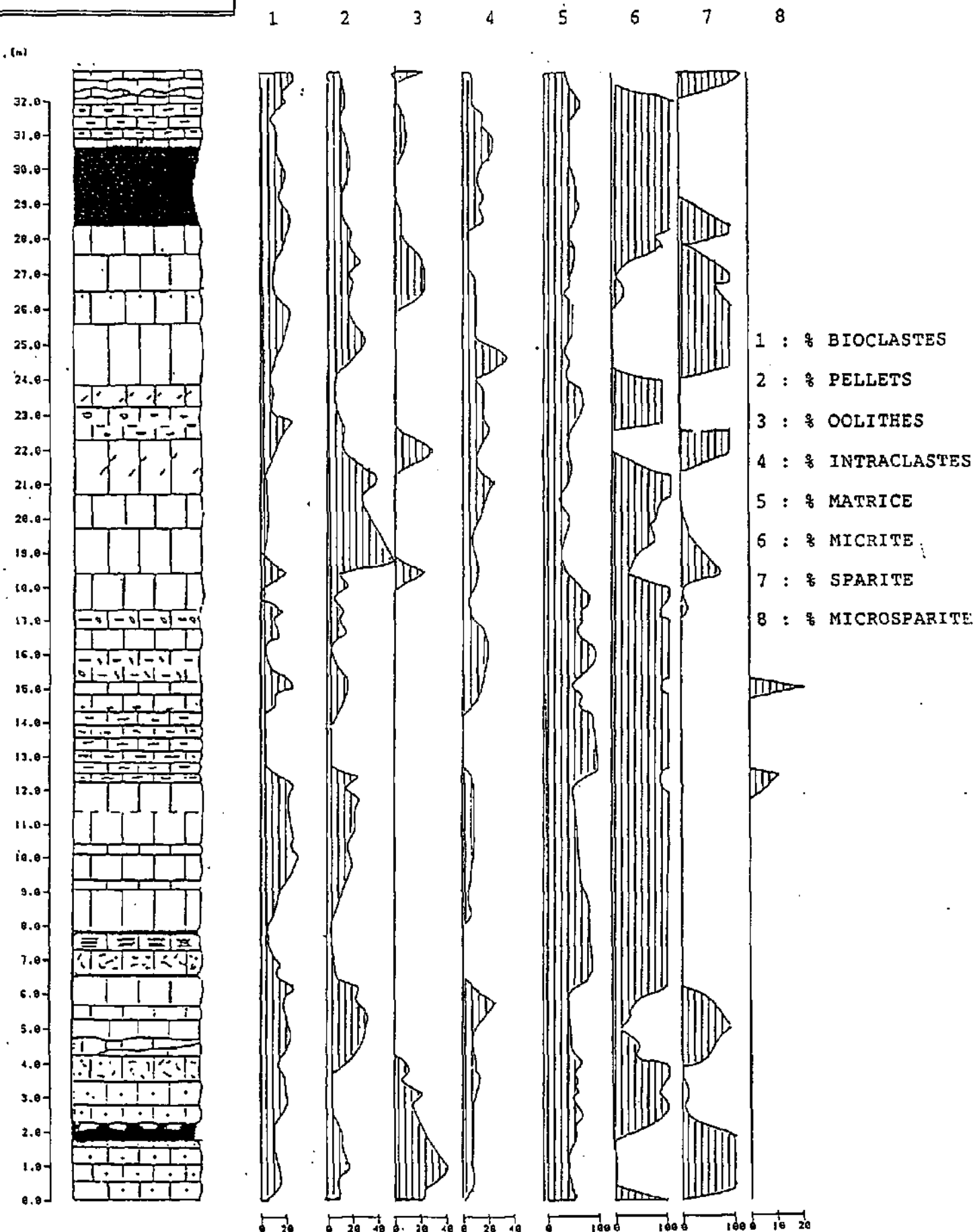
A partir de la cote 6.80, sont observés des marnes et marno-calcaires, dont les faciès indiquent un net approfondissement des milieux (T1); des organismes pélagiques, plus précisément des Cadosina et des calpionelles ont été en effet, reconnues dans ces faciès à grains très fins et dépourvus de débris, si ce n'est quelques foraminifères et fragments d'échinodermes.

Coupe du Maréchet : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie inférieure du profil



Coupe du Maréchet, partie inf. : répartition en pourcentages des éléments figurés (1+2+3+4+5 = 100 %) et du liant où 5 (=100 %) = 6+7+8.

MARECHET I :



BASSIN
—
TALUS

EXTERNE

INTERNE

ENS.
MARG.
LITT.

MARECHET I :

T

FT.

Pe

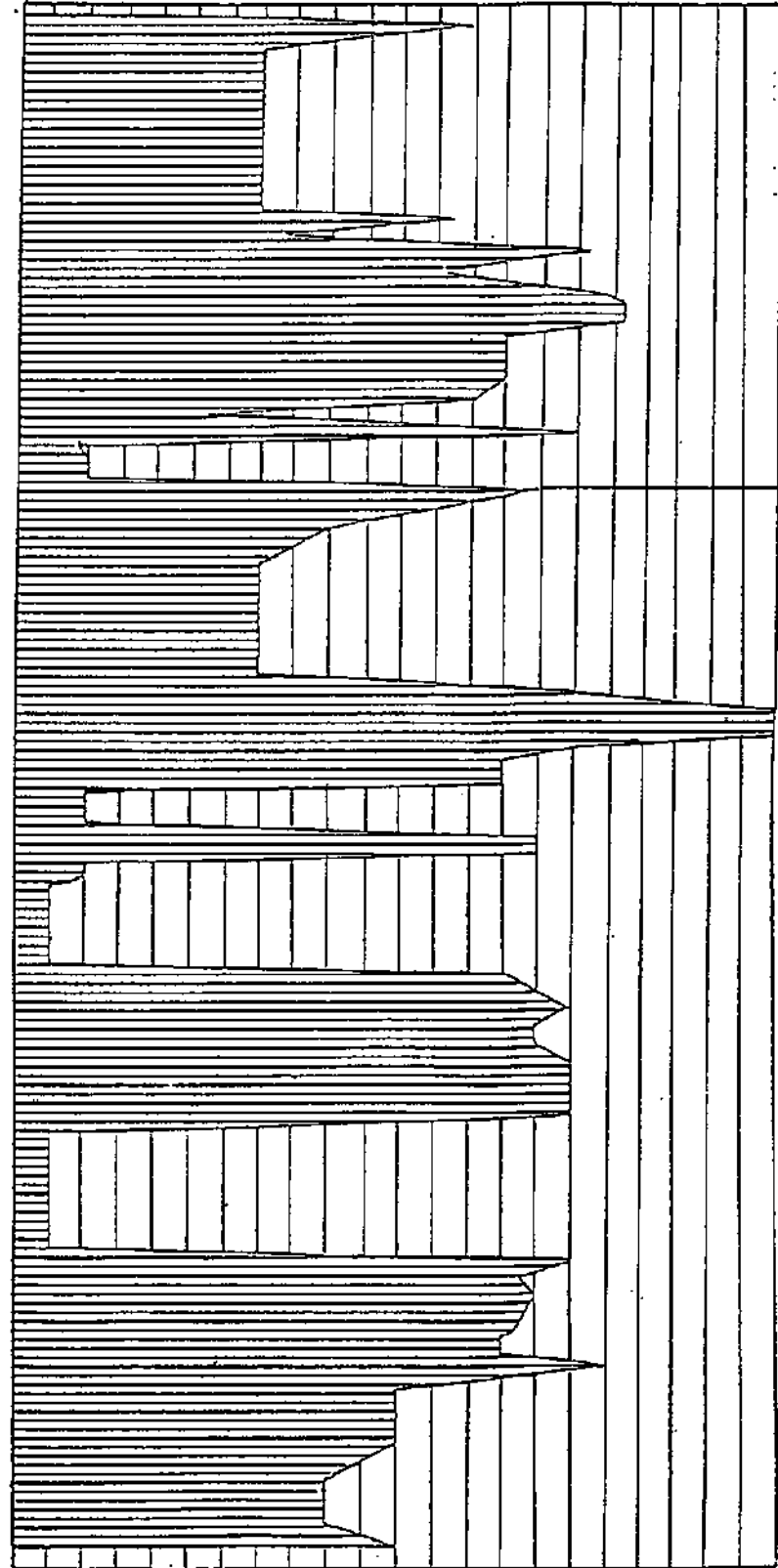
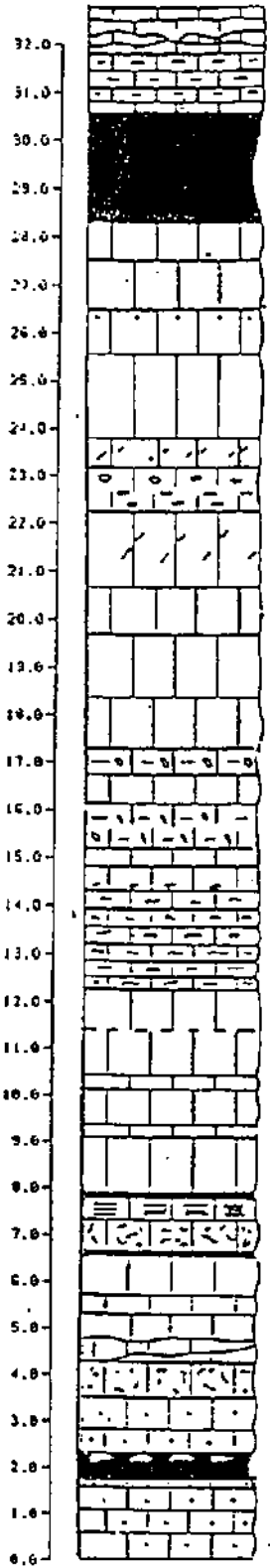
Pi

M
i.

M

1 2 3 4 1a 1b 1 2 2c 2b 2, 3 4 5 1 2 3 4 5, 5b 1 1 2

(A)



D1

Les rares sections de calpionelles répertoriées sont malheureusement indéterminables, du fait de leur mauvais état de conservation et de leur trop petit nombre. Un retour à des milieux de plate-forme interne est observé dans les niveaux sus-jacents. Ces environnements ont livré une faune infralittorale typique; il s'agit de Pseudotextulariella courtionensis, de Nautiloculina, de Glomospira, de Trocholina, de Verneuillina et de dasycladacées. L'apparition de Pseudotextulariella sp.A a été aussi reconnue dans ce niveau.

Un brusque approfondissement est à nouveau enregistré au niveau de la cote 12.3 m, matérialisé par le dépôt de marnes alternées de marno-calcaires noduleux (fig.150) Ces niveaux contiennent également quelques calpionelles indéterminables, des Cadosina et des Polymorphinidae, confirmant le caractère externe de ces milieux. Après une première tentative d'installation de faciès plus internes (présence de Pfenderina cf. neocomiensis, de petite taille), suivie d'un nouvel approfondissement (T2), une occurrence de milieux très internes est constatée (cote 17. m). Il s'agit de calcaires massifs à bird's eyes dont la microfaune est presque exclusivement composée de Pseudotriloculina et de Belorusiella.

Cette séquence régressive est brusquement interrompue par l'arrivée de faciès de transgression à débris rubéfiés et à faune mixte (circa et infralittorale). Ces derniers renferment toujours Pseudotextulariella courtionensis. Ces faciès sont également très riches en gros grains de quartz détritiques. Des mélanges de faciès internes (Pi2) et externes (T4), sont observés dans les bancs sus-jacents (cote 22.80 m), directement suivis par un rapide approfondissement des milieux. La disparition de Pseudotextulariella courtionensis à ce niveau et la présence des faciès de transgression sous-jacents (à Polymorphinidae) confirme

que cet approfondissement correspond bien à la discontinuité D1, reconnue dans les autres coupes.

Les bancs sus-jacents montrent un ensemble de milieux de dépôt, oscillant entre des sables bioclastiques et oolithiques de plate-forme externe et des sables de plate-forme interne, proches de la bordure. La présence de fragments de madréporaires confirme la proximité d'un environnement récifal (cote 28 m). Cette évolution globalement transgressive se poursuit par le dépôt de marnes et marno-calcaires sableux correspondant à des environnements externes. Des mélanges de faunes et de flores (oogones de charophytes) sont toutefois observés dans ces milieux, ce qui implique de gros remaniements.

Le sommet de cette partie est constitué de calcaires à patine rousse, oolithiques et bioclastiques, riches en microfaune benthique (Trocholina surtout) caractéristiques des milieux de plate-forme externe.

La seconde partie de ce profil débute (fig.153, p.422) par des milieux oolithiques sparitiques. La faune, surtout composée de fragments d'échinodermes, de bryozoaires et de bivalves, n'a livré que des petits foraminifères circolittoraux (Dorothia, Lenticulina..etc). Excepté un passage plus bioclastique, où les teneurs en débris de bivalves et échinodermes (T4) augmentent sensiblement (cote 5 m), ces bancs à stratification entrecroisée, oolithiques, témoignent de milieux de bordure relativement agités. Il faut relever dans ces milieux, la présence de Pseudotextulariella sp.A et de Valdanchella miliani.

Le changement lithologique observé à partir du niveau gréseux 26, correspond à une discontinuité importante, qui est marquée par un approfondissement des milieux (T2) et surtout par l'apparition de Pseudotextulariella salevensis.

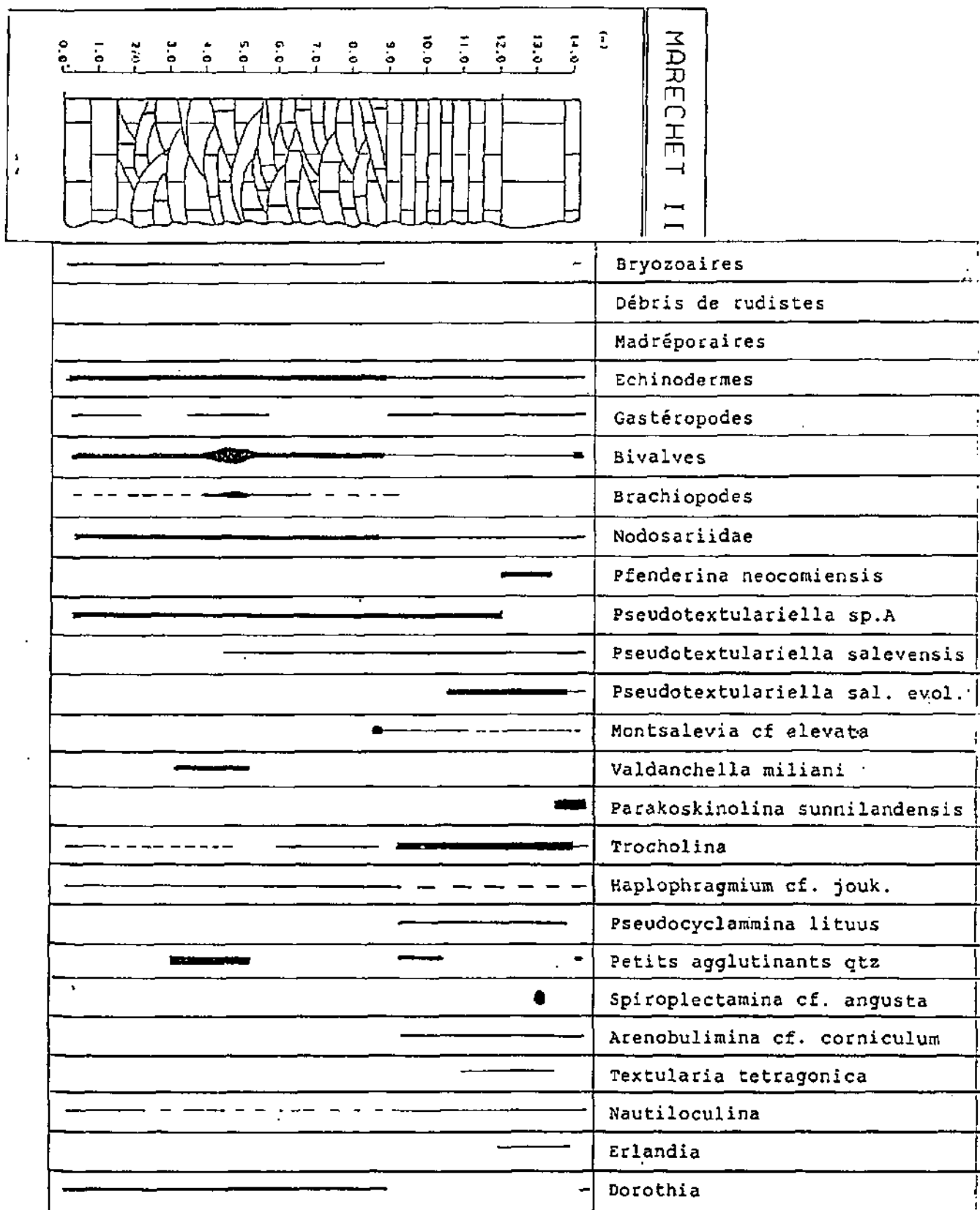
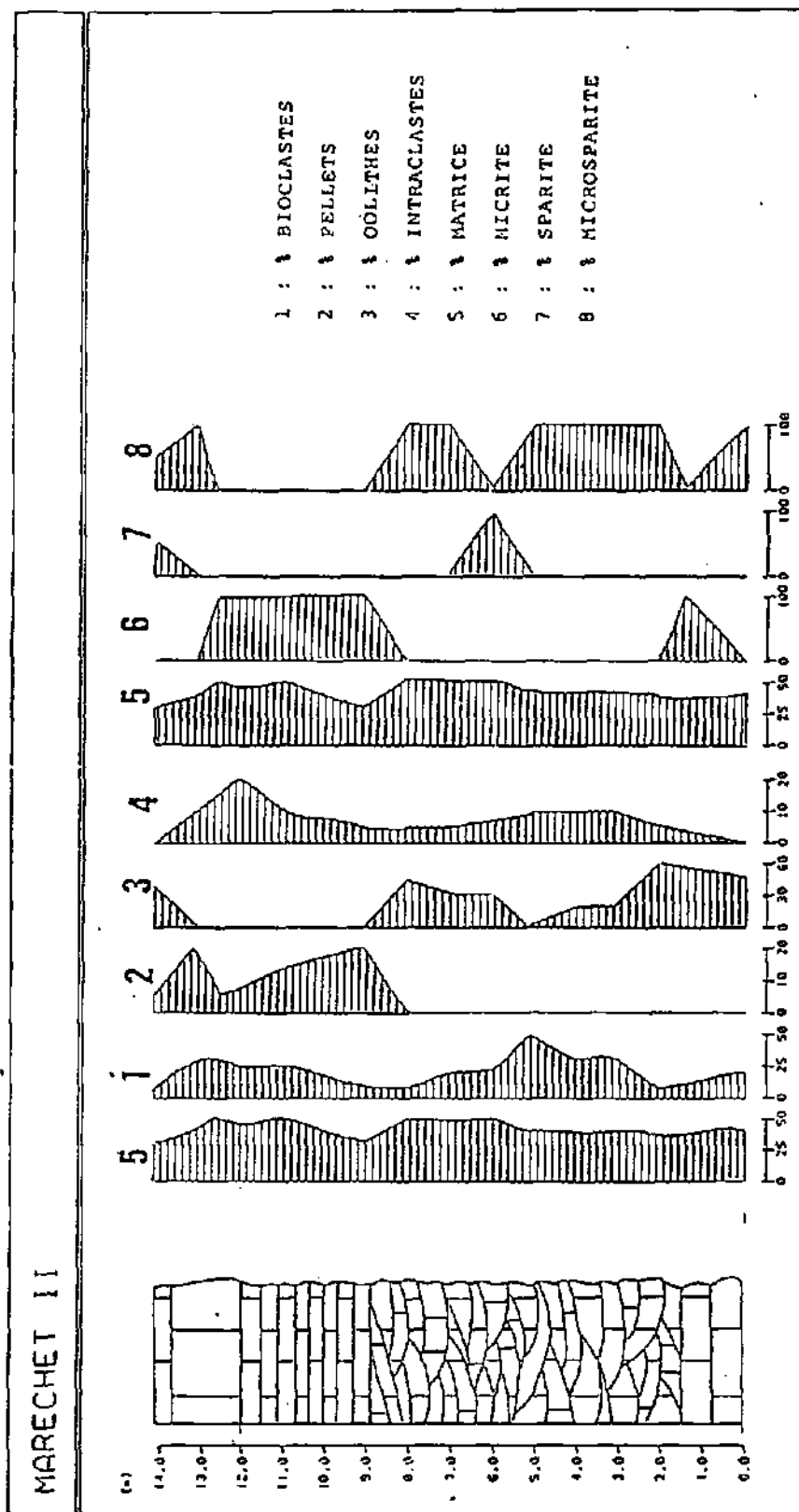


FIGURE 151

Coupe du Maréchet : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie supérieure du profil

FIGURE 152

Coupe du Maréchet, partie sup. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $5(=100 \%) = 6+7+8$.



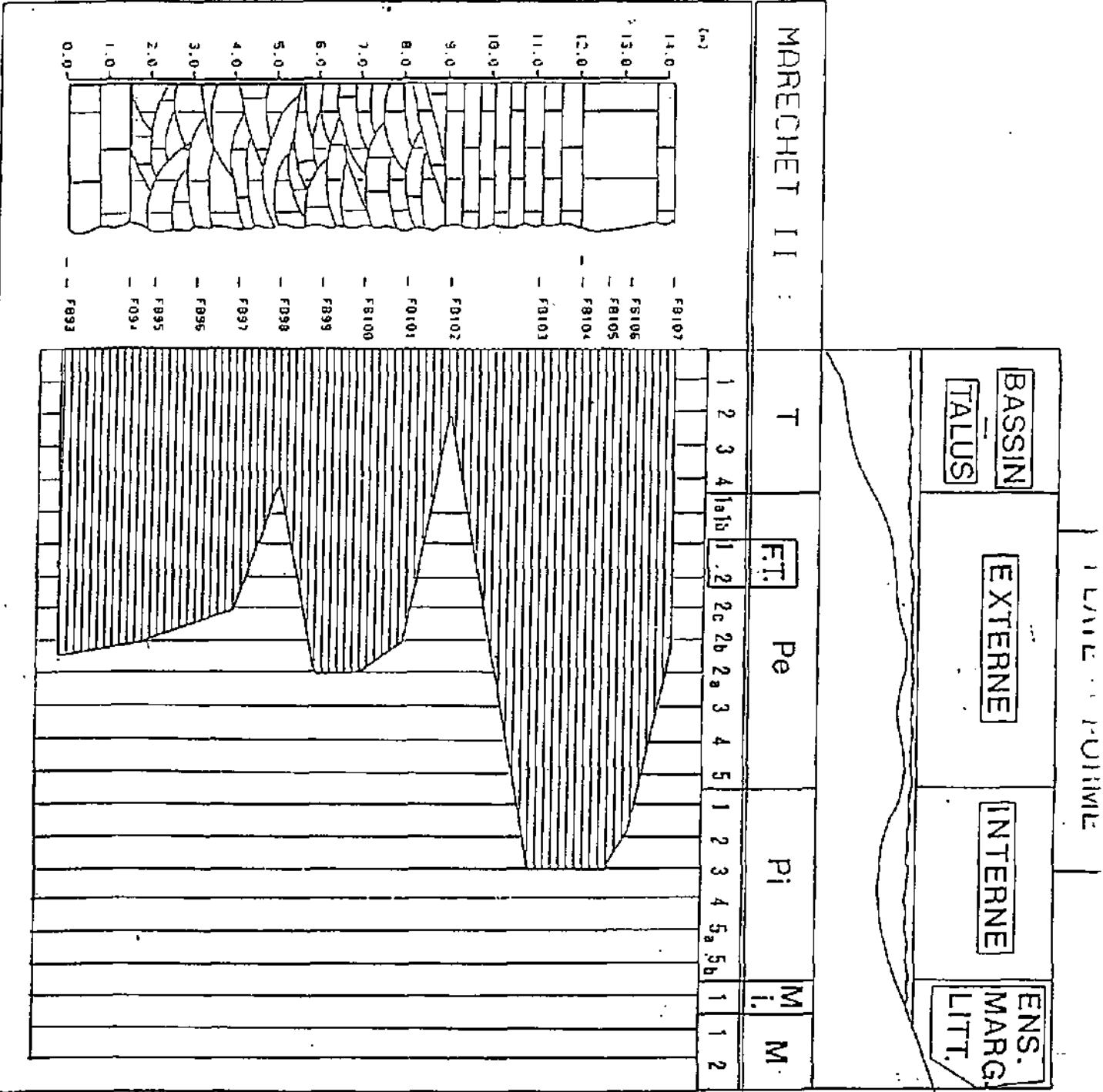


FIGURE 153

Coupe du Maréchet, partie sup. : courbe d'évolution des microfaciès

Les microfaciès évoluent plus haut, vers des milieux de plate-forme interne, très riches en microfaune et en algues. Les microfaciès observés témoignent d'un environnement de plate-forme interne relativement ouvert (bord externe de la plate-forme interne, Pi2-3), vue la persistance des Nodosariidae et des échinodermes. La microfaune répertoriée renferme des espèces de grands foraminifères (Pfenderina neocomiensis, Pseudocyclamina lituus, Arénobulimina corniculum, Earlandia conradi) et surtout des formes évoluées inhabituelles, telles que :

- des orbitolinidés (Parakoskinolina sunnilandensis),
- Spiroplectammina cf. angusta,
- des Pseudotextulariella salevensis de grande taille.

Les espèces Pseudotextulariella sp.A et Montsalevia cf. elevata, plus petites et plus cirralittorales, disparaissent. Les trocholines montrent aussi un épaississement au niveau du test (Trocholina cf. molesta)

Le dernier banc de ce profil montre un retour à des milieux franchement oolithiques.

Minéralogie des fractions <2 μ m et 2-16 μ m.

Partie inférieure (fig.154, 155, p.424-425)

Fraction <2 μ m

La distribution des pourcentages relatifs des différents phyllosilicates reconnus, ainsi que celle de leurs intensités brutes montrent que ce premier profil peut être divisé en deux parties :

- a) une partie inférieure (0-17 m), où la kaolinite et la chlorite n'apparaissent pour ainsi dire pas, constituée exclusivement de smectites et de micas.

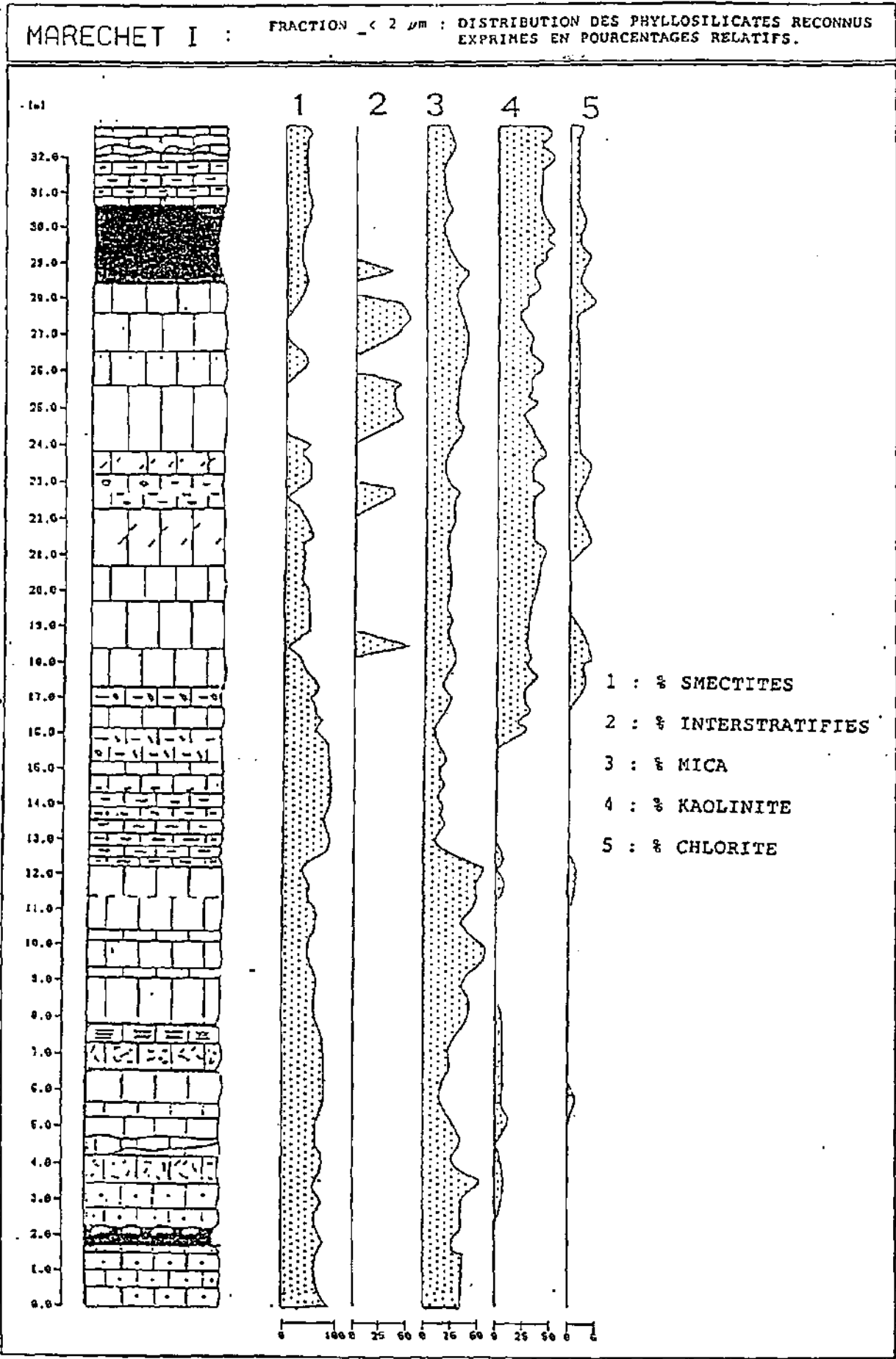


FIGURE 154

Coupe du Maréchet, partie inf. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $< 2 \mu\text{m}$.

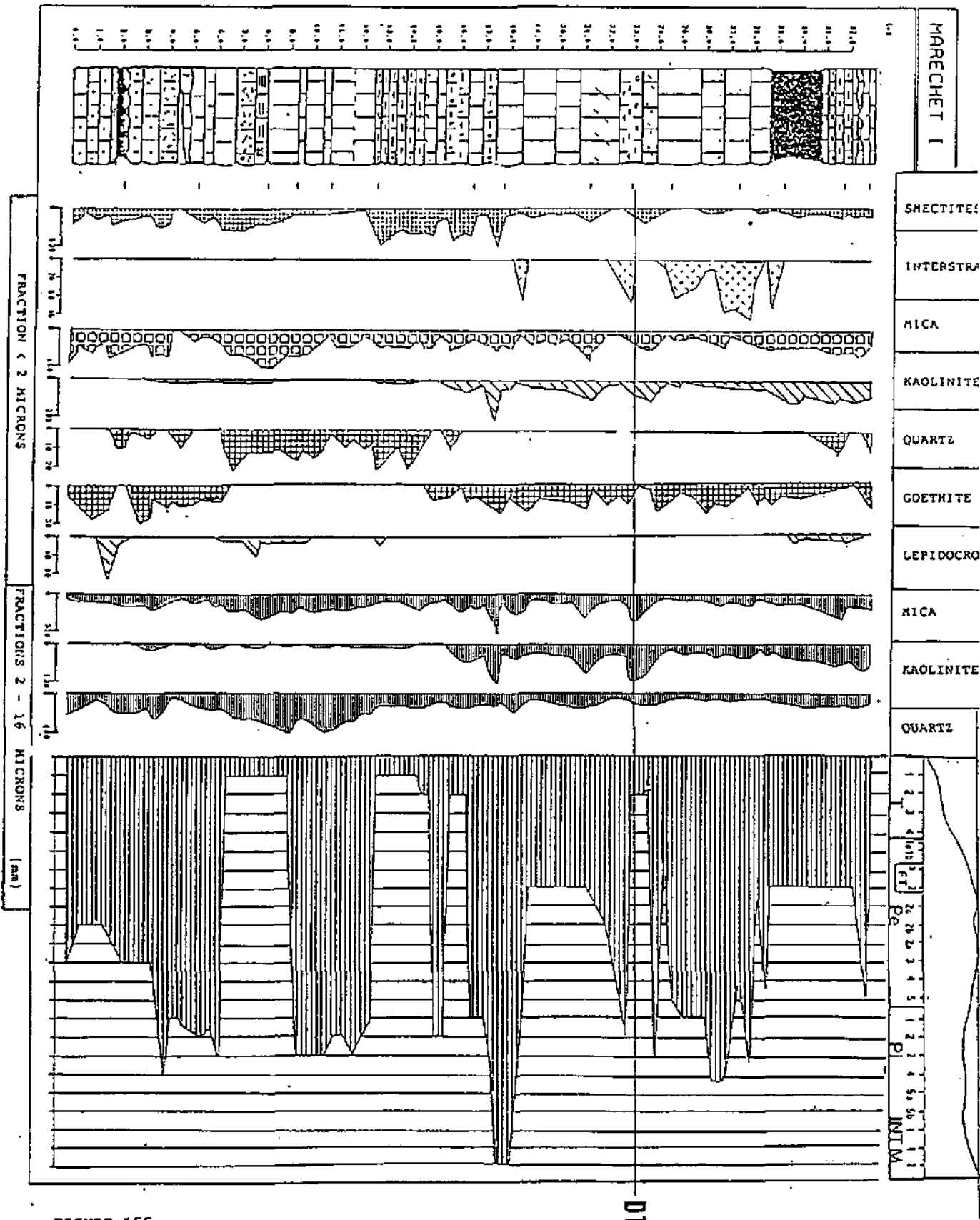


FIGURE 155

Coupe du Maréchet, partie inf. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès.

- b) une partie supérieure (17-33 m), dans laquelle la kaolinite, la smectite, les interstratifiés et le mica sont représentés. La chlorite qui montre des intensité très faibles, ne figure que dans le tableau des distributions des pourcentages relatifs; ces derniers ne dépassent pas 5 %.

a) En abondance relative, les smectites peuvent atteindre les 90 %; cela est en partie causé par l'absence de kaolinite. Toutefois, des intensités brutes dépassant les 600 mm, sont mesurés dans les 2 séquences principales d'approfondissement (cotes 7 et 13 m). Il faut noter l'absence des interstratifiés et cela même dans les milieux sparitiques externes de la base, dans lesquelles les intensités brutes des smectites sont tout de même plus faibles, le mica étant assez présent. Si les intensités brutes de tous les minéraux augmentent fortement dans les lithologies marneuses (T1 à calpionelles), la distribution des pourcentages relatifs montre bien que la smectite est largement dominante.

b) A partir de la cote 17 m, la kaolinite apparaît et constitue un des phyllosilicates des plus abondants (jusqu'à 50 %). La répartition des minéraux argileux est des plus classiques:

- occurrence des smectites dans les milieux externes micritiques et les environnement protégés de la plate-forme, remplacées par des interstratifiés dans les sables de plate-forme interne et de bordure;
- fortes intensités de kaolinite dans les milieux très internes (cote, 17.3 m) et les faciès mixtes de transgression (cote 30 m).

Les minéraux en grains de cette fraction sont le quartz, la goethite et la lépidocrocite. Le quartz est présent dans les faciès externes (T1 surtout); mais son intensité brute ne dépasse pas les 20 mm. Des occurrences de quartz fin avaient aussi été

observées dans les faciès externes des autres coupes (Crêt de l'Anneau...etc). La goethite est surtout présente dans les calcaires correspondant aux milieux de bordure, alors que la lépidocrocite est limitée aux marno-calcaires. Ces distributions dépendantes de la lithologie avaient déjà été observées au Colas et au Merchairuz.

Fraction 2 - 16 μm (fig.155,)

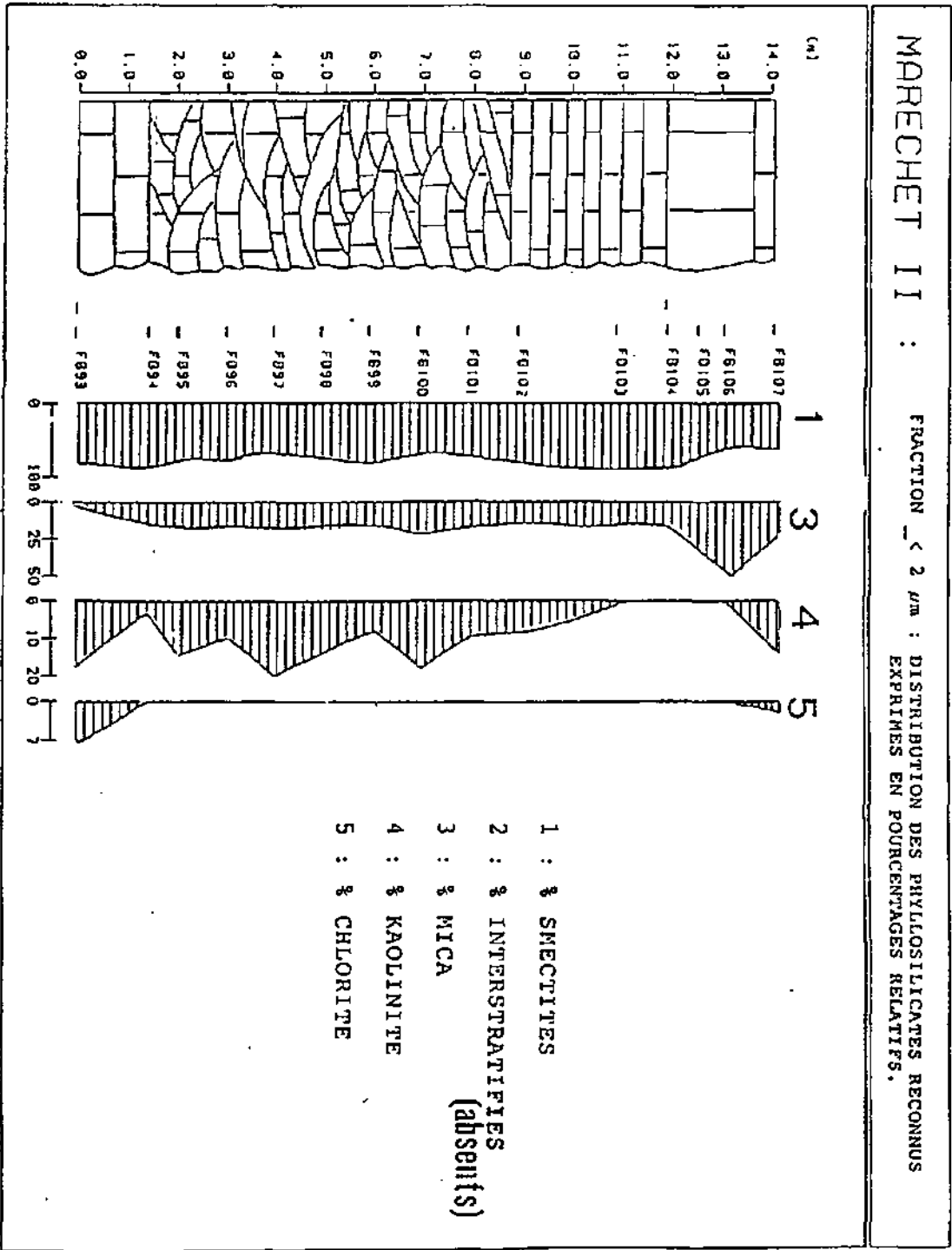
Les phyllosilicates reconnus sont le mica et la kaolinite. Le mica, présent sur tout le profil, montre des intensités élevées dans cette fraction (jusqu'à 300 mm). On peut qualifier sa cristallinité " d'épimétamorphique " (.15-.20 degrés 2θ), qui ne varie pas beaucoup en fonction de la lithologie (légèrement plus fine dans les faciès internes).

La kaolinite 2-16 μm est un peu plus représentée dans les faciès de bordure de la base de la coupe que celle de la fraction inférieure. On constate le même comportement dans les faciès externes de la partie supérieure (cote 17-28 m).

Le quartz montre aussi de très fortes intensités dans les lithologies marneuses. Ce minéral est certes, aussi présent dans les niveaux gréseux supérieurs, mais la relative faiblesse de son intensité laisse supposer que ces milieux sont surtout riches en grains de quartz dont la taille doit être largement supérieure à 16 μm .; ce qu'a confirmé le passage d'une lame mince aux RX (très fortes intensités de quartz).

FIGURE 156

Coupe du Maréchet, partie sup. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction <2 µm.



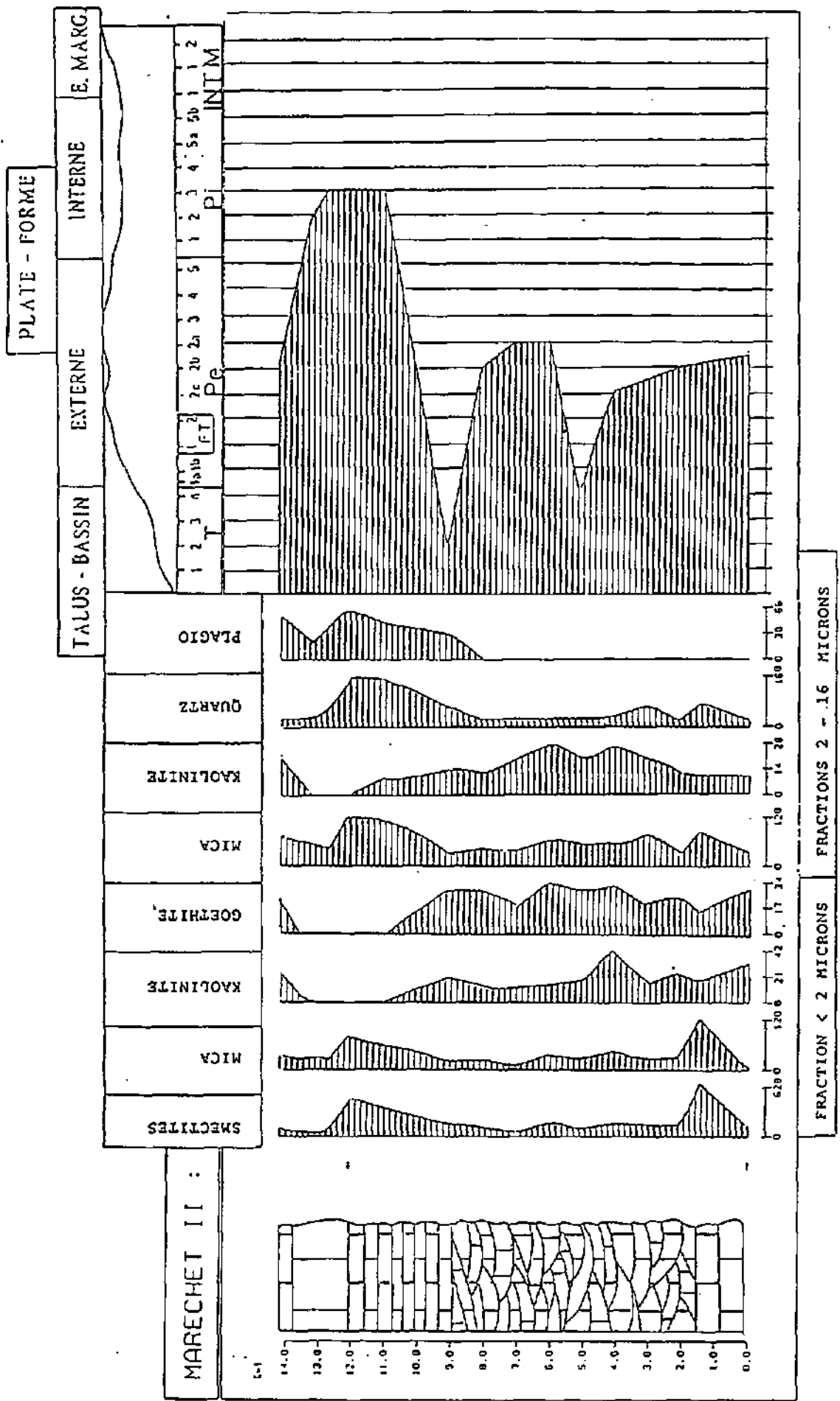


FIGURE 157

Coupe du Maréchet, partie sup. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions <2µm et 2-16µm. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des

partie supérieure (fig.156-157, p.428-429)

Fraction $< 2 \mu\text{m}$

Les smectites sont partout représentées et cela même dans les faciès oolitiques sparitiques de bordure, où leurs intensités sont tout de même plus faibles. Aucun interstratifiés n'a été observé dans cette partie. En abondance relative, les smectites sont les phyllosilicates les plus représentés (70 à 95 %). Les intensités brutes les plus grandes de mica et de smectite ont été relevées dans un mince niveau marneux (cote 1.3m).

Les intensités brutes de kaolinite de cette fraction sont relativement faibles. La goethite disparaît dans les milieux plus internes. La distribution de ces minéraux n'est pas globalement conforme à ce qui est observé dans les autres coupes. Car la teneur en smectites est très forte pour ce genre de milieu et la kaolinite tend à disparaître dans les milieux plus internes (tout en tenant compte de son intensité très faible).

Fraction 2-16 μm (fig.157, p.413)

On constate que les intensités brutes de kaolinite montrent un comportement un peu différent de celles des $<2\mu\text{m}$, certainement dépendant des milieux de dépôt, car celles-ci augmentent dans les environnements oolithiques. La kaolinite 2-16 persiste dans les faciès de plate-forme où la kaolinite <2 a déjà disparu.

La teneur en quartz augmente nettement dans la partie sommitale. Le fait remarquable réside dans l'apparition du plagioclase (albite), au niveau de la dernière phase d'approfondissement observée, les intensités augmentant nettement dans les milieux de plate-forme sous-jacent.

Conclusions relatives à la coupe du Maréchet.

Comme dans les autres coupes étudiées, les bancs sus-jacents au Purbeckien montrent des caractères transgressifs (microfaune,

glaucanie..etc) et témoignent d'une ouverture générale des milieux; La kaolinite et la chlorite n'y apparaissent pas. Cette succession se corrèle sans aucun doute avec l'U.I.O.. Le sommet de cette séquence se termine par un niveau montrant des milieux plus internes que l'on peut tout à fait rapporter au début de l'U.M.M.. Des calcaires de plate-forme interne, discordants par rapport au niveau sous-jacent, sont ensuite observés; ils contiennent le foraminifère Pseudotextulariella courtionensis. Ce qui signifie que la quasi-totalité de l'Unité moyenne massive observée dans les autres coupes, est manquante. On peut supposer une émergence prolongée de cette région, au niveau de la surface d'érosion observée à la cote 4.2 m. Ce fait est confirmé par le caractère très interne de l'U.M.M. observé dans les autres coupes.

La suite du profil est constituée de 2 séquences d'approfondissement, séparées par un bref retour à des milieux plus internes. Le caractère très externe de ces deux séquences se trouve confirmé par la présence d'organismes hémipélagique tels que les calpionnelles et les cadosines. La kaolinite n'apparaît pas dans ces milieux caractérisés par d'énormes quantités de smectites et de la glaucanie. Ce fait doit être mis en relation avec le milieu de dépôt (externe), pour deux raisons :

- Cet ensemble externe contient Pseudotextulariella courtionensis et doit donc être corrélié avec les couches de la Corratérie et l'Unité supérieure gréseuse de la région neuchâteloise dans lesquelles de grandes teneurs en kaolinite ont été répertoriés.

- une occurrence de kaolinite est constatée, dans cette coupe, plus haut à partir du moment où les faciès évoluent durablement vers des milieux plus internes.

Au-dessus de ces calcaires à bird's eyes, des faciès de

transgression à faunes mixtes sont observés. Ils renferment encore Pseudotextulariella courtionensis et des Polymorphinidae. La discontinuité D1 correspond, comme dans les autres coupes, à la phase d'approfondissement observée directement au-dessus de ces faciès mélangés et coïncide avec la disparition de Pseudotextulariella courtionensis. Il faut encore remarquer que Keramosphera n'a pas été retrouvé dans ces faciès un peu moins propices au développement de ce foraminifère.

La suite de ce profil est plus difficile à corréler, vu le peu de foraminifères recensés (quelques Pseudotextulariella sp.A). La présence de l'algue Macroporella embergeri nous incite à rapprocher cette séquence de bordure avec le sommet des couches de la Corratérie ou la base du Calcaire du Val de Fier. De ce fait, les marnes sus-jacentes (faciès de transgression remaniant même des oogones de charophytes) pourraient se rapporter à la D2.

La présence de Pseudotextulariella salevensis dans les calcaires roux sus-jacents (Maréchet II, fig.151) confirmerait cette hypothèse. Cette espèce apparaît au-dessus de la D2, selon C.DARSAC. La base de ces calcaires roux contient une faune qui permet de les situer au-dessus de la discontinuité D2 et leur attribue un âge Valanginien inférieur.

Les derniers bancs plus calcaires situés au sommet de ces calcaires roux renferment d'une part des foraminifères dont les formes évoluées sont plus caractéristiques de l'Hauterivien supérieur que du Valanginien et d'autre part, montre un roentgénofaciès assez proche de ce que l'on peut observer à l'Hauterivien (peu de kaolinite, smectites, micas et plagioclases). Nous n'avons auparavant jamais observé d'occurrence d'albite dans nos séries. Toutefois, la présence de Pseudotextulariella salevensis prouve l'âge Valanginien de ces séries..

S.GUILLAUME (1966) mentionne l'existence de ces bancs calcaires plus internes, au sommet des calcaires roux, dans la région de Hauteville, à quelques km du Maréchet. Elle y signale même, la présence de Pfenderina neocomiensis; ce qui prouve que l'extension de ces calcaires à la position inhabituelle, est non-négligeable. Il demeure possible que la phase d'approfondissement observée à la cote 9 m corresponde à la discontinuité D3 de C.DARSAC (1983). Cette hypothèse sera discutée plus en détail dans le chapitre 6.

CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS GENERALES

6.1. Etude sédimentologique

La reconnaissance de 23 microfaciès a permis de reconstituer les milieux de dépôts de la plate-forme au Berriasien-Valanginien et d'en reconstituer l'évolution (chapitre 2).

4 domaines paléogéographiques ont été ainsi définis; il s'agit :

- A) du domaine de talus-bassin,
- B) de la plate-forme externe,
- C) de la plate-forme interne,
- D) de l'ensemble marginolittoral.

A) l'origine de l'appellation talus-bassin est due au fait que les vrais milieux de bassin (faciès à spicules de spongiaires et très rares foraminifères) n'ont jamais été franchement observés dans nos séries. Les faciès les plus profonds que l'on ait répertoriés dans le domaine étudié consistent en une biomicrite à calpionelles, à cadosines, à petits débris d'échinodermes et à rares foraminifères (T1, p.61). Cet environnement n'a été observé que dans les coupes sises à l'extrémité SW du domaine étudié (profil du Colas, du Marchairuz, du Maréchet et Musièges. Les faciès de cet ensemble correspondent à des sédiments fins vaseux, devenant plus sableux à proximité de la bordure. Déposés dans des milieux circalittoraux calmes (sauf T3), ces derniers contiennent essentiellement de petits fragments d'échinodermes, des petits foraminifères ainsi que quelques calpionelles et cadosines caractéristiques de milieux hémipélagiques.

Le faciès T3 occupe une place à part dans cette succession. Il s'agit d'une biosparite à gros fragments ferrugineux sur l'origine desquels nous reviendrons dans les pages qui suivent. Ce faciès

déposé dans un milieu circalittoral, soumis à une forte agitation ou, du moins, à des courants constants, pauvre en foraminifères, correspond à une période durant laquelle, la plate-forme et ses domaines n'existent plus (faciès de submersion). Ces milieux riches en bryozoaires et échinodermes, marquent donc la disparition des milieux de plate-forme.

Le passage des milieux de talus-bassin aux milieux de bordure se marque surtout par un enrichissement en éléments d'origine infralittorale (madrépores, algues, gros foraminifères) et par l'apparition d'oolithes.

B) La bordure de la plate-forme externe est caractérisée par des faciès sparitiques et micritiques dans lesquels la microfaune circalittorale est encore dominante. Les milieux de la plate-forme externe sont constitués le plus souvent de sables riches en oolithes ou de sables plus grossiers à cnidaires et gros foraminifères.

C) Le domaine de plate-forme interne a été subdivisé en deux parties :

- un domaine externe, dans lequel un petit nombre d'organismes d'origine plus externe sont encore présents (échinodermes, bryozoaires, Nodosariidae). Les foraminifères sont de grandes tailles (pfenderines..etc) et de rares oolithes subsistent encore;
- une partie interne, où tout élément d'origine externe a disparu. Les espèces de foraminifères sont de plus petite taille et moins variées. Les algues dasycladales, de même que les oncoïdes sont fréquents.

Cet ensemble interne est caractérisé par des sédiments tantôt sableux, tantôt vaseux, déposés dans des milieux infralittoraux à microfaune et microflore variées; les sables étant plus fréquemment

observés dans la partie externe du domaine interne.

D) L'ensemble marginolittoral montre soit des micrites à bird's eyes, à faune très appauvrie (4 à 5 espèces de foraminifères), soit des sables de plage à keys-vugs, renfermant une faune surtout allochtone.

6.2. Principaux aspects de la série étudiée

L'étude de 15 coupes a montré que le domaine étudié peut être séparé en trois zones distinctes (fig.7, p.8) :

- une zone A au nord-est, allant de Bienne à Boudry
- une zone B, charnière correspondant au Crêt de l'Anneau;
- un domaine C au sud-ouest, comprenant les coupes de la région vaudoise.

Les coupes du Maréchet et du Mt.Musièges, plus particulières, sont traitées individuellement.

6.2.1. Zone A

6.2.1.1. Lithostratigraphie

(fig.158, p.437)

Dans cette première zone, les subdivisions lithostratigraphiques introduites par STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971), demeurent d'actualité. La figure 158, (p.) montre que la série sus-jacente aux faciès purbeckiens est peu épaisse (environ 30 m); elle se compose de 4 unités, à savoir de bas en haut :

- une Unité inférieure oolithique (U.I.O)
- une Unité moyenne massive (U.M.M.)
- une Unité supérieure gréseuse (U.S.G.)
- le Calcaire roux.

A l'extrémité est de ce domaine (coupe du Landeron), l'U.S.G. devient totalement carbonatée (fig.73, p.271)

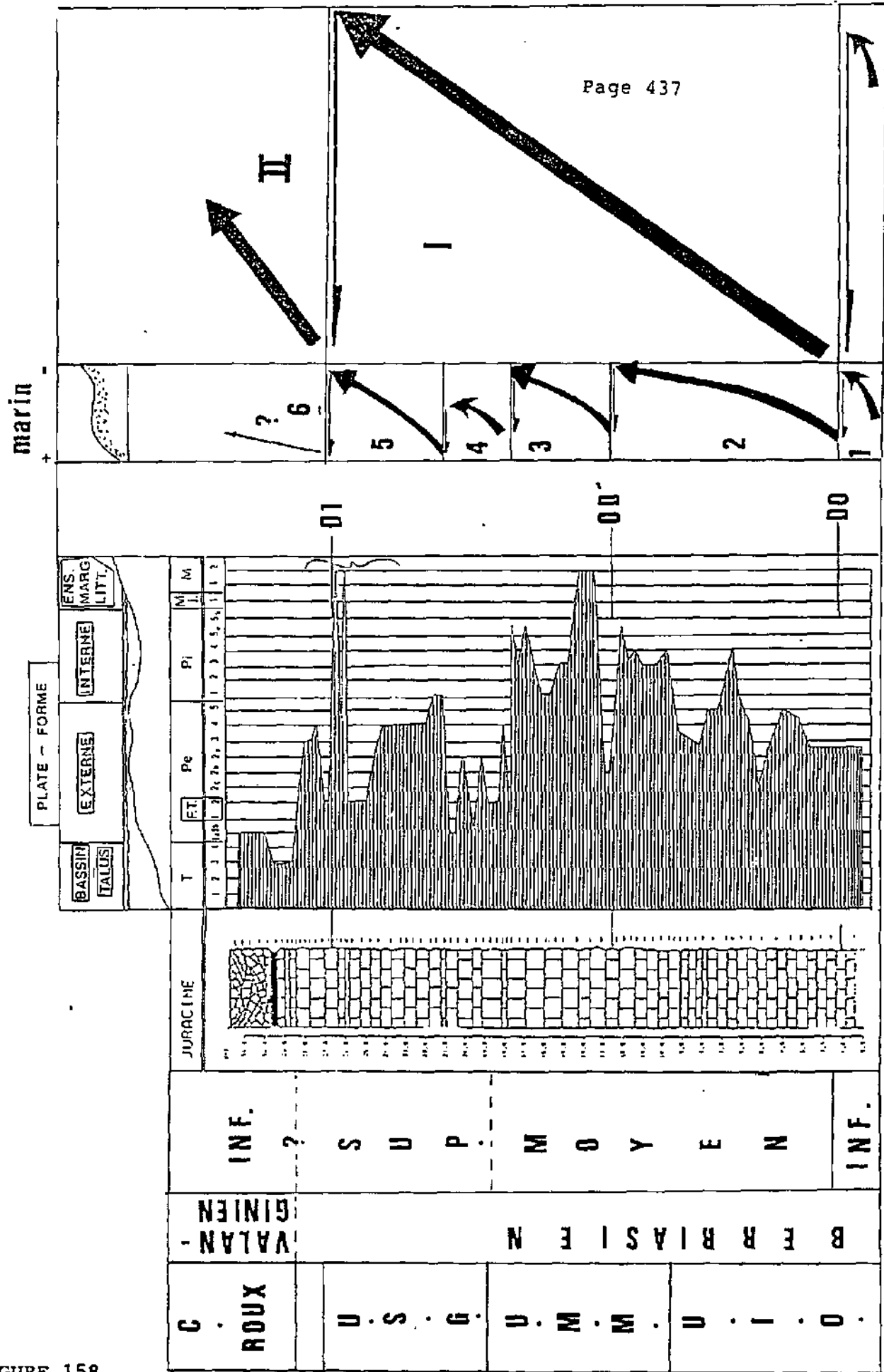


FIGURE 158

Zone A : coupe de la Juracime; Lithostratigraphie, attributions stratigraphiques, position des séquences majeures I et II et des séquences mineures 1 à 6.

Le passage U.S.G.- Calcaire roux est marqué soit par des marno-calcaires (Le Landeron, Cressier), soit par une surface d'érosion (Juracime). L'ensemble marno-calcaire parfois localisé à ce passage, correspond selon de nombreux auteurs, aux marnes d'Arzier. Cette attribution ne repose sur aucun argument valable, autre que lithologique.

6.2.1.2. Analyse séquentielle et discontinuités majeures.

(fig.158, p.437 et 159, p.439)

La courbe d'évolution des microfaciès a mis en évidence 2 séquences majeures et 2 horizons de discontinuités principales (D0 et D1).

La première correspond globalement à une séquence de comblement, caractérisée par le passage vertical progressif de faciès externes (à la base) à des faciès internes au sommet. Cette séquence est subdivisée en 4 séquences d'ordre inférieur, qui montrent dans le détail, les tendances qui suivent :

- 1) La première séquence survient au dessus d'une discontinuité D0 qui marque la fin du Purbeckien et le début de l'U.I.O. Cette discontinuité met en contact des faciès internes à bird's eyes (Purbeckien) avec des milieux plus externes de la bordure et du talus. Cette séquence montre donc un passage vertical progressif de milieux externes glauconieux (U.I.O) vers des milieux de plate-forme interne. L'installation de ces faciès de plate-forme, correspondant à l'U.M.M., est brutalement interrompue par une nouvelle discontinuité D0'.

- 2) La seconde séquence débute donc par un approfondissement des milieux (faciès de transgression) et évolue rapidement vers des milieux de plate-forme interne. Pseudotextulariella courtionensis apparaît dans cette séquence. Cette séquence de comblement est à nouveau interrompue par un horizon de discontinuité qui marque la fin de l'U.M.M.

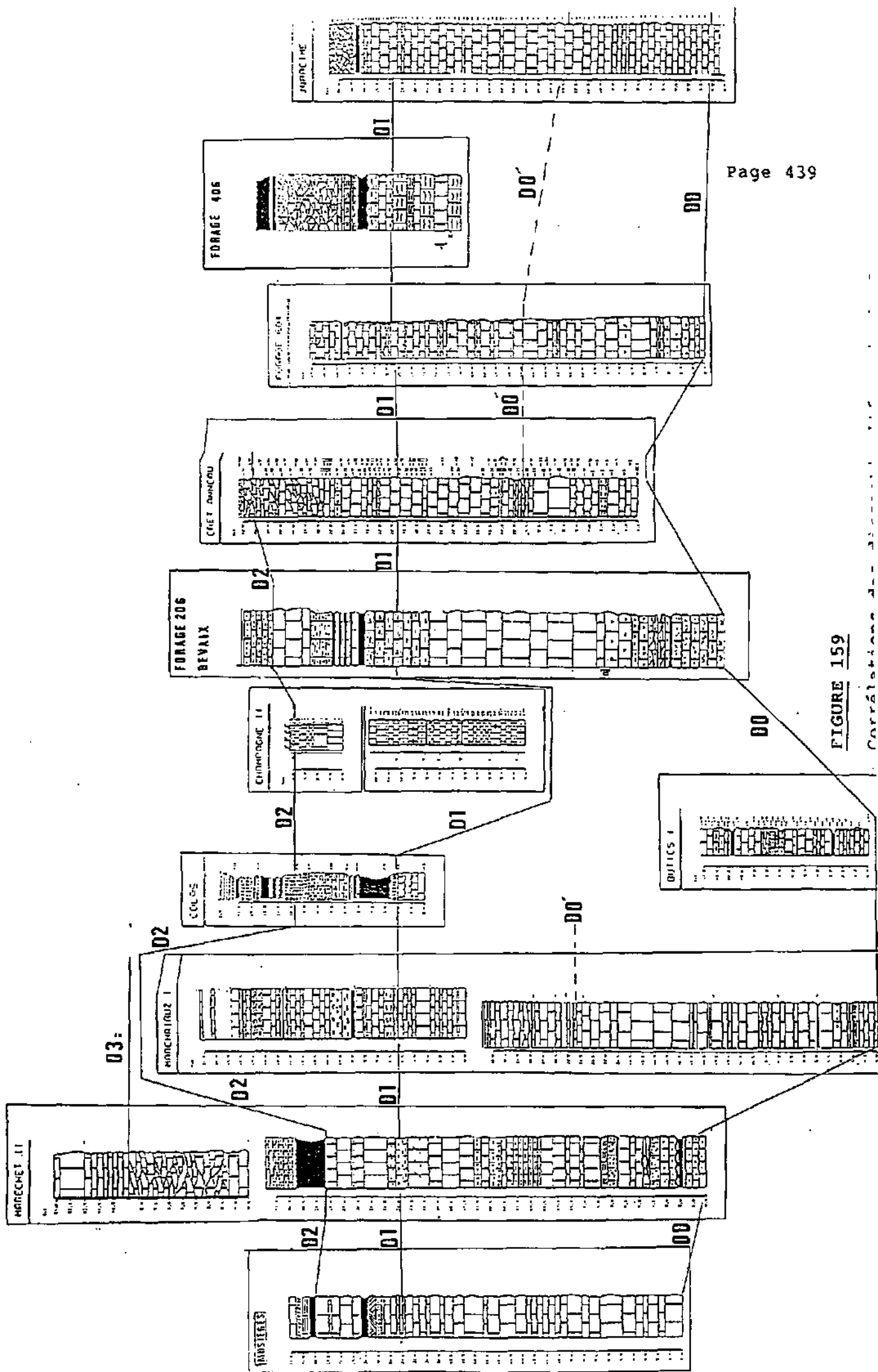


FIGURE 159

Corrélations de l'architecture

- Les séquences 4 et 5 sont aussi globalement des séquences de comblement. Mais les milieux sont plus instables (faciès externes et internes alternants, faune mixte, grosses arrivées de quartz détritique) et correspondent à des oscillations de plus en plus fortes du niveau de la mer. Elles sont annonciatrices de la discontinuité majeure D1. Ces séquences correspondent lithostratigraphiquement à l'U.S.G. Keramosphera allobrogensis - Pseudotextulariella courtionensis, apparaissent dans la deuxième séquence.

La discontinuité D1 est, en fait, constituée par un faisceau de petites discontinuités qui sont terminées soit par un niveau d'érosion (Juracime, F601) soit par un niveau marneux (Cressier, Landeron, F406); ce qui implique un relief préexistant (niveau d'émersion).

La discontinuité D1 correspond à un approfondissement généralisé des milieux et à l'installation de milieux externes correspondant au Calcaire roux. Le Calcaire roux est organisé en une séquence qui paraît légèrement régressive. (faciès oolithiques de bordure, au sommet)

Pour ce qui est du Calcaire roux de cette zone, deux observations importantes sont à relever :

- le faciès typique à gros éléments ferrugineux est peu représenté (T3);
- le Calcaire roux est le plus souvent oolithique et assez riche en faune benthique; cette microfaune est constituée d'espèces autochtones de petite taille et de plus gros foraminifères remaniés (voir chapitre 5, p.286-307).

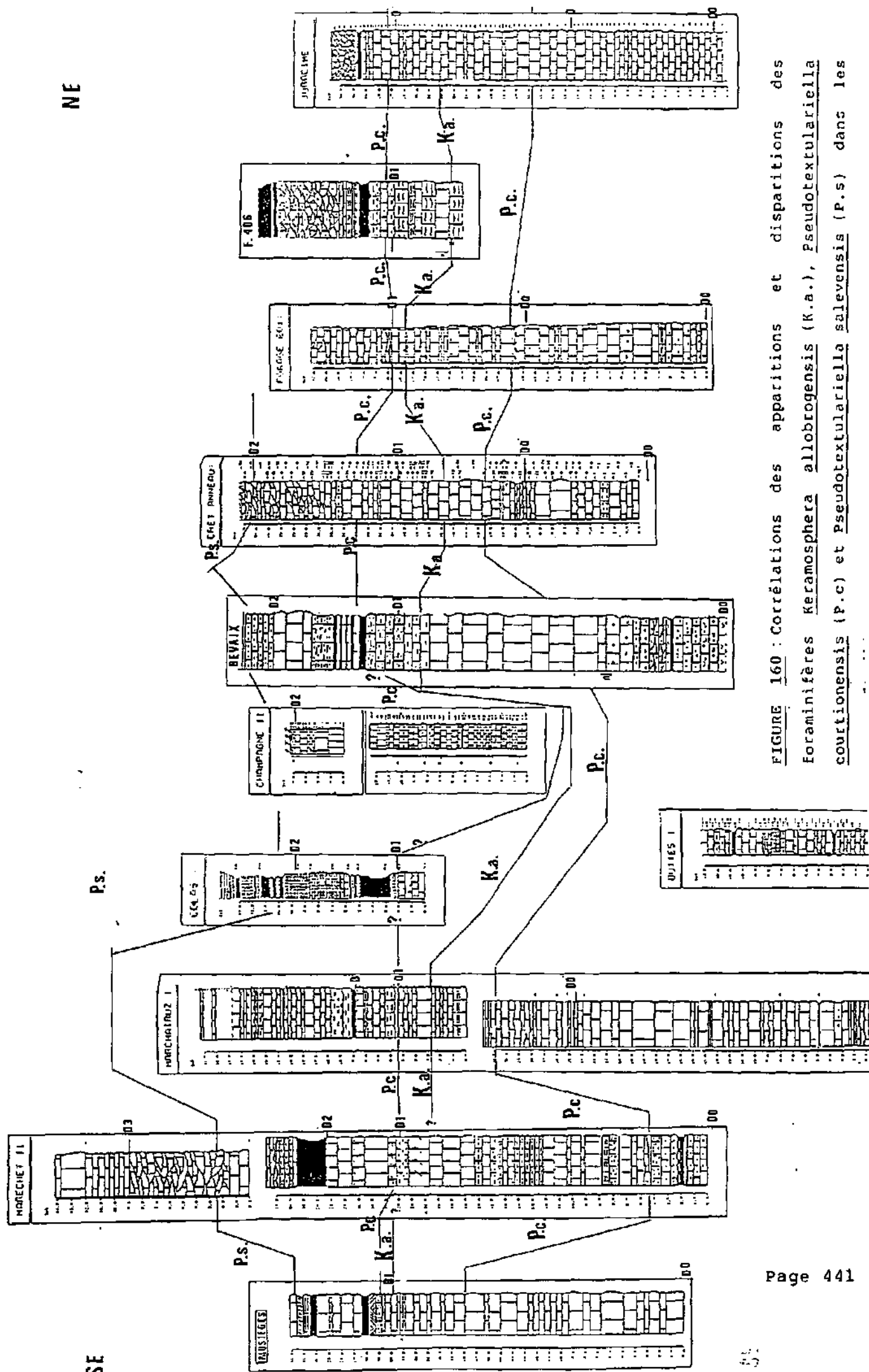
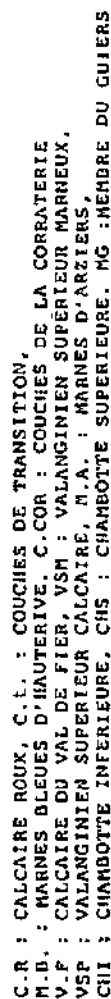


FIGURE 160 : Corrélations des apparitions et disparitions des Foraminifères *Keramosphera allobrogensis* (K.a.), *Pseudotextulariella courtionensis* (P.c) et *Pseudotextulariella salevensis* (P.s) dans les

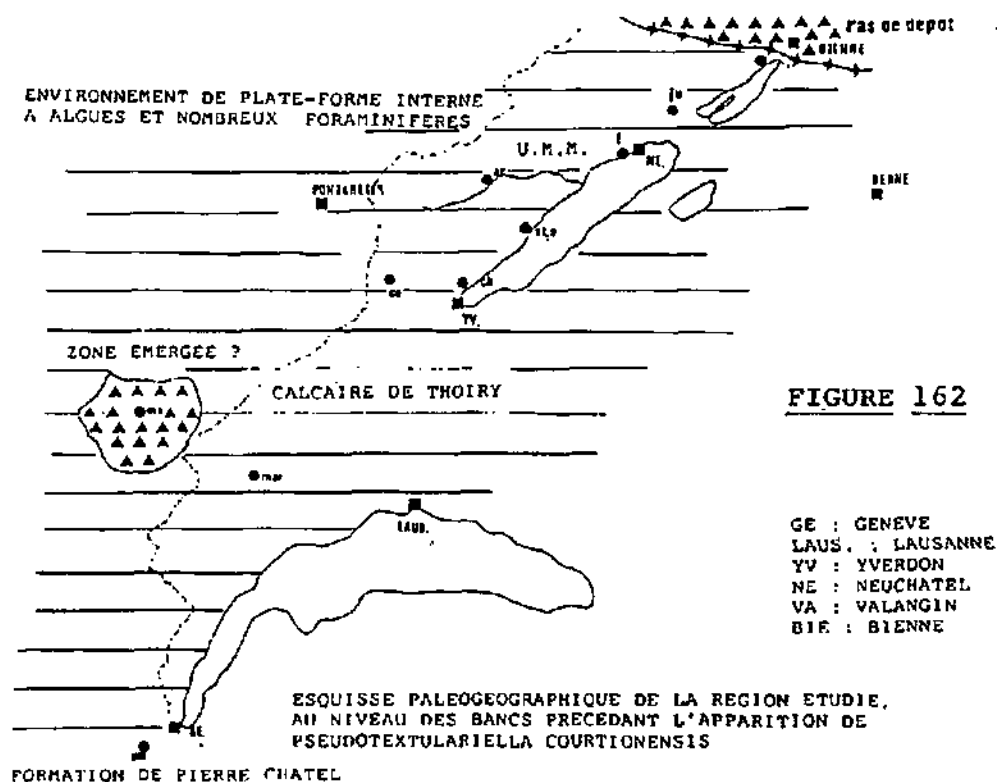
CORRELATIONS DES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA REGION
NEUCHÂTELOISE (STEINHAUSER & CHAROLLAIS, 1970), VAUDOISE (MOUTY, 1966)
ET GENEVOISE (STEINHAUSER, 1970)



Le premier faciès correspond à une période de submersion de la plate-forme. Les gros éléments ferrugineux (aggrégats de goethite), manifestement transportés (Selon CAYEUX, 1931, in S.GUILLAUME, 1966), pourraient correspondre à un démantèlement d'un horizon de type sidérolithique et constitueraient les seules traces d'une émergence entre la D1 et la D2.

La présence de gros foraminifères benthiques remaniés (*Orbitolinidae*) dans le second faciès confirme la proximité d'une plate-forme à l'époque de son dépôt.

La coupe du Landeron et de Cressier (chap.5, p. 261-275) se place dans un contexte plus particulier; le niveau renfermant l'association *Keramosphera allobroensis* - *Pseudotextulariella courtionensis* est localisée dans une séquence totalement carbonatée. L'U.S.G. n'existe donc pas, lithologiquement parlant, à l'extrémité nord-est du périmètre étudié. La D1, marquée par l'installation brutale de faciès de transgression riches en quartz, n'est pas précédée par les petites oscillations répétées, observées dans les coupes sises plus à l'ouest. Ce fait confirme la position "en bout de course" des séries situées au bord du lac de Bienne (fig.162).



6.2.1.3. Attributions stratigraphiques (fig.158)

MOJON et al (1987), se basant sur les flores de charophytes, attribue un âge Berriasien inf. aux faciès purbeckiens sous-jacent (sous-zone à subalpina). Cette datation est confirmée par les découvertes récentes d'ammonites au sommet du Purbeckien genevois (CLAVEL et al, 1986). Ce qui donne un âge Berriasien inférieur à l'espèce Feurtillia frequens qui marque la fin des faciès purbeckiens.

L'association Keramosphera allobrogensis - Pseudotextulariella courtionensis datée du Berriasien supérieur, a été retrouvée au milieu de l'U.S.G., peu au-dessus de la D1.

Aucun foraminifère susceptible de fournir des datations, n'a été retrouvé dans le Calcaire roux de ce domaine.

La discontinuité D0 serait donc d'âge Berriasien inf. (sous-zone à subalpina). Tandis que la discontinuité D1 est d'âge Berriasien supérieur.

L'U.I.O pourrait correspondre en partie à la sous-zone à subalpina.

L'U.M.M. est comprise entre la sous-zone à subalpina et la sous-zone à picteti. Nous tendons plutôt à la placer dans la sous-zone à subalpina pour des raisons qui sont développées dans les pages qui suivent.

L'U.S.G. correspond ainsi au sommet de la sous-zone à paramimounum et au début de la zone à Picteti. Le fait que Pseudotextulariella courtionensis soit encore présente dans les faciès de transgression liés à la D1, confirme l'âge Berriasien supérieur de cette discontinuité.

Le Calcaire roux ne peut être daté. Il faut néanmoins souligner la présence d'un Orbitolinidae dans le Calcaire roux de la Juracime; ce qui prouverait que ce dernier ne peut pas être corrélié avec la formation du Bourget. Cette constatation est confirmée par les datations obtenues dans le Calcaire roux de la coupe du Crêt de l'Anneau (zone C)

Pour conclure, l'étude de ce premier domaine (proche du stratotype historique de Valangin) a mis en évidence l'existence de lacunes au sein des séries Berriasien-Valanginien. Le Valanginien ne serait représenté que par quelques mètres de Calcaire Roux.

6.2.2. La zone B (Coupe du Crêt de l'Anneau, voir fig.163).

L'évolution séquentielle des séries sous-jacentes au faisceau de discontinuités correspondant à la D1, est très similaire à ce qui a été observé dans la zone A.

La D0 n'affleure pas, seuls les derniers bancs de l'U.I.O sont observables. L'association Keramosphera allobrogensis - Pseudotextulariella courtionensis a été retrouvée dans L'U.S.G. Le faisceau de faciès de transgression est plus épais que dans le domaine précédent. Pseudotextulariella courtionensis disparaît au sommet de ce faisceau, constitué par des calcaires marneux, au-dessus desquels une séquence de comblement est observée (5).

Cette séquence correspond lithostratigraphiquement au Calcaire roux; elle est caractérisée par des faciès oolithiques renfermant, outre une microfaune de petite taille, des gros foraminifères remaniés, en mauvais état. Un fragment de Pfenderina de grande taille confirme l'âge Berriasien terminal-Valanginien inf. de ces calcaires oolithiques que l'on doit alors replacer entre la D1 et la D2.

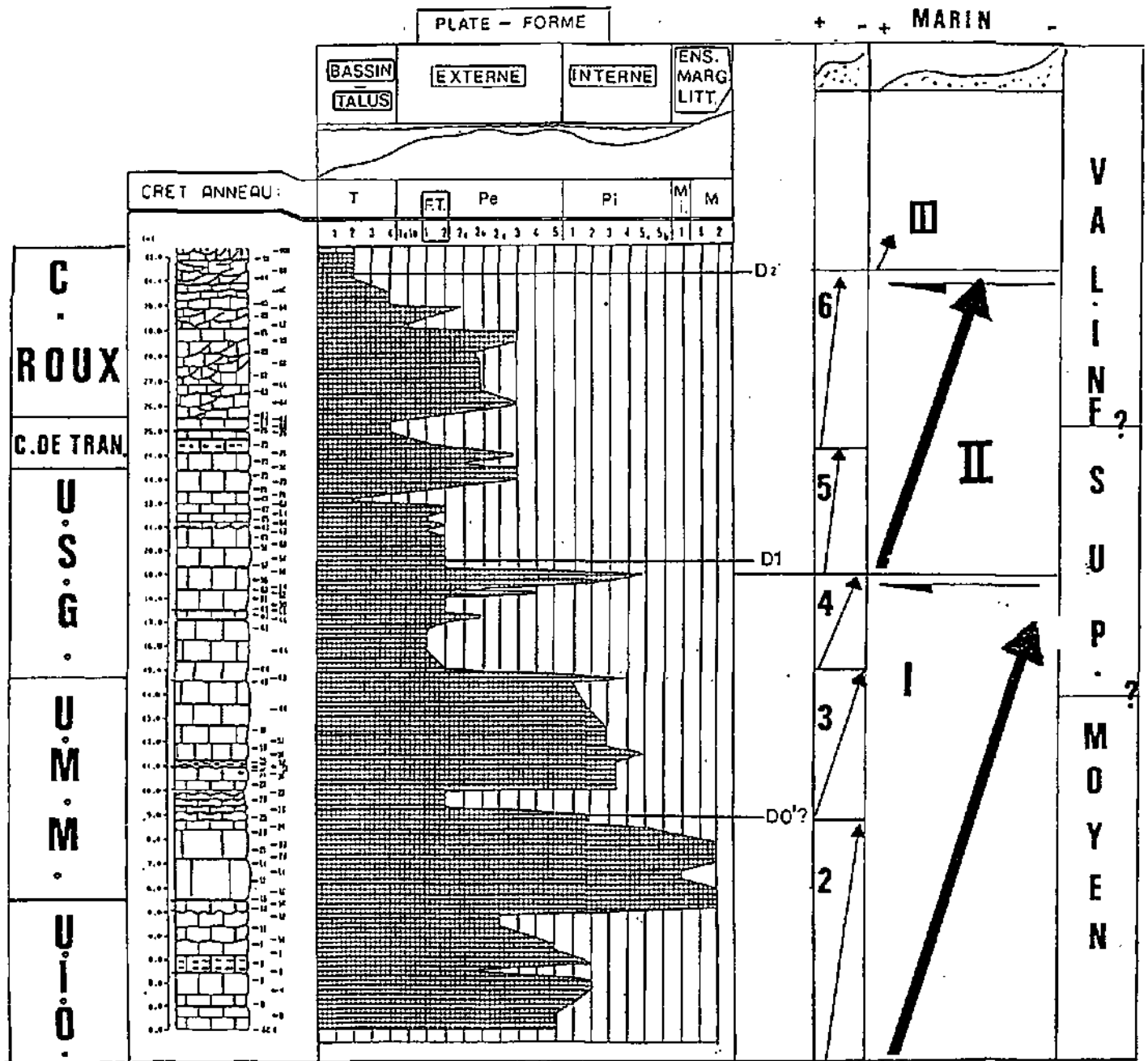


FIGURE 163

Zone B: coupe du Crêt de l'Anneau; Lithostratigraphie, attributions stratigraphiques, position des séquences majeures et des séquences mineures.

Cette séquence de comblement est interrompue par une nouvelle discontinuité matérialisée par un approfondissement des milieux. La présence d'Eclusia moutyi et surtout de Pseudotextulariella salevensis dans les sédiments sus-jacents à cet horizon de discontinuité, indique que cette dernière correspond à la D2 définie par C.DARSAC (1983).

Le faciès ferrugineux typique du Calcaire roux n'existe pas dans cette coupe.

Les séries de cette zone charnière comprennent donc, en leur sommet des sédiments d'âge Valanginien inf. qui n'auraient pas d'équivalent dans la région Neuchâtel-Bienne, si ce n'est une petite partie du Calcaire roux du profil de la Juracime (présence d'un Orbitolinidae). Cela prouve également que le dépôt du Calcaire roux n'est pas du tout isochrone dans la région étudiée.

6.2.3. Zone C

La figure 164 (p.432) est un log composite représentatif des séries Berriasien-Valanginien de la région vaudoise (Champagne-Colas-Marchairuz).

6.2.3.1. Lithostratigraphie (fig.161, p.426 et 164, p.432)

La terminologie employée est celle de MOUTY (1966); De bas en haut, il s'agit de :

- Calcaire de Thoiry, dont la base oolithique correspond à l'U.I.O. des zones A-B et la partie supérieure à l'U.M.M;
- Couches de la Corratérie dont les premiers bancs correspondent à la partie supérieure de l'U.S.G;
- Calcaire du Val de Fier;
- Valanginien supérieur marneux (= Marnes d'Arzières);
- Valanginien supérieur calcaire (= Calcaire roux).

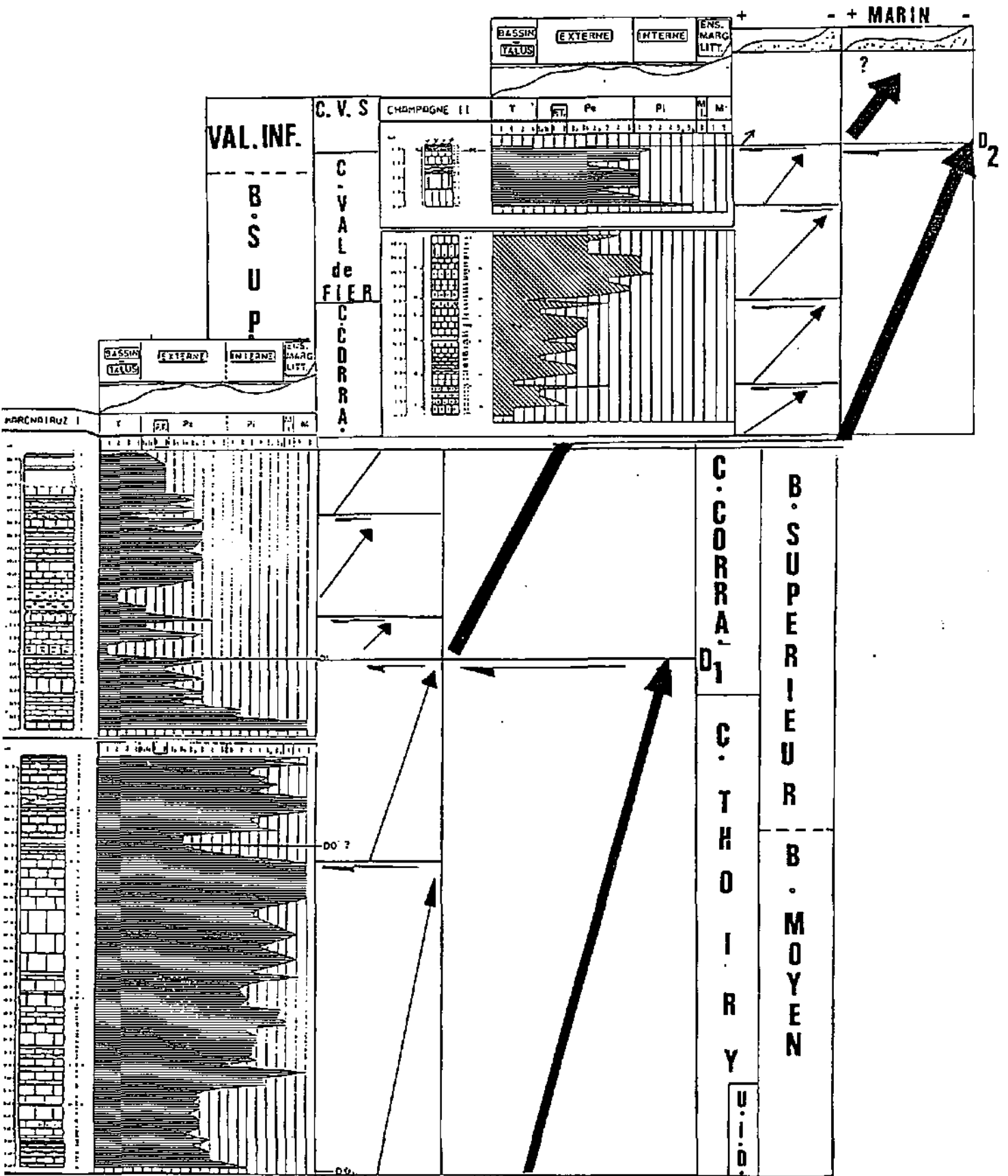


FIGURE 164

Figure 164 : profil synthétique du Berriasien-Valanginien de la région
 de C : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques, position
 des séquences majeures et des séquences mineures.

On constate que l'U.S.G. définie dans la région de Neuchâtel, chevauche ici, deux formations :

- le sommet du Calcaire de Thoiry, dans lequel, Keramosphera allobrogensis et Pseudotextulariella courtionensis ont été reconnues;
- le début des couches de la Corratérie.

Le Calcaire du Val de Fier n'a pas d'équivalent lithostratigraphique dans la région neuchâteloise.

Selon CLAVEL et al (1988), Le Valanginien supérieur marneux correspond aux Marnes d'Arziers et le Valanginien supérieur calcaire au Calcaire roux de la région neuchâteloise.

6.2.3.2. Analyse séquentielle et discontinuités majeures.

Ce domaine montre à peu près, la même évolution séquentielle pour ce qui est des séries sous-jacentes à la D1.

Suite à la D0, un approfondissement des milieux est observé; ce dernier est toutefois moins marqué que dans la zone A.

Comme dans les zones A et B, on observe :

- une séquence qui évolue très rapidement de milieux de plate-forme vers des termes très internes;
- une discontinuité D0' qui interrompt cette séquence de comblement, et superpose des faciès marginolittoraux à des faciès de plate-forme externe;
- une réinstallation de milieux internes dans lesquels Keramosphera allobrogensis et Pseudotextulariella courtionensis ont été reconnues.

Les bancs sous-jacents à la D1, comme on l'a déjà observé dans les autres coupes, sont constitués de petites séquences interrompues par des horizons de discontinuités mineures.

La série marno-calcaire (couches de la Corratérie) survenant au-dessus de la D1 est caractérisée, à sa base, par des faciès de

transgression renfermant Macroporella embergeri qui a aussi été répertoriée dans la coupe du Colas, dans un niveau correspondant. Cet ensemble, constitué par une alternance de marnes et de calcaires, séparés par de nombreux horizons de discontinuités correspond globalement à une séquence de comblement. Les calcaires de plate-forme terminant cette séquence correspondent aux calcaires du Val de Fier. Toutefois, les faciès sont plus externes que dans la séquence majeure qui caractérise la formation de Thoiry. Cette évolution vers des faciès internes est interrompue par une discontinuité D2, qui met en contact des faciès internes et des milieux de talus. Cette discontinuité D2 montre, dans les coupes étudiées, deux aspects différents :

- un hard-ground glauconieux, témoignant vraisemblablement d'une période d'émersion ou de non-sédimentation, au-dessus duquel, s'installent des faciès de talus qui correspondent au Valanginien supérieur calcaire de MOUTY (1961) (Champagne).
- une surface d'érosion surmontée de marnes et marnocalcaires correspondant aux Marnes d'Arziers, surmontée par les calcaires roux du Valanginien supérieur calcaire (profil du Colas, fig.159).

6.2.1.3. Attributions stratigraphiques (fig.164 et 159)

Les associations, reconnues dans les sédiments sous-jacents à la D1 confirment les corrélations entre U.I.O., U.M.M, U.S.G. et la formation de Thoiry.

La microfaune reconnue à Champagne (Pfenderina, Valdanchella) dans les sédiments sous-jacents à la discontinuité majeure est semblable aux associations caractérisant l'intervalle D1-D2 dans la région du Bourget (C.DARSAC, 1983). La discontinuité majeure sus-jacente correspond donc bien à la D2. Cette discontinuité est d'âge Valanginien inférieur.

JURA zone pré-subalpine		J U R A			Zone Pré-subalpine	
conception actuelle		MOUTY 1966		STEINHAUSER 1969		
AGE	SEQUENCES	AGE	FORMATIONS	AGE	FORMATIONS	
VALANGINIEN : sup.	D	VALANGINIEN SUP.	Marnes d'Hauterive	VALANGINIEN	Sourget	Bourget
	3		Valanginien supérieur calcaire		Chambotte supérieur	Fontanil
	C				membre du Guiers	
VALANGINIEN : inférieur	2	VALANGINIEN INFÉRIEUR	Calcaire du Val de Fier	VALANGINIEN	Chambotte inférieur	Allèves
	B				Vions	
	1				Pierre Châtel	
	A					
BERTIASIEN : supérieur				BERTIASIEN		
moyen	0					Chéran
		"Purb."	Faciès Purbeckien	"Purb."	Faciès Purbeckien	

FIGURE 165

Conception stratigraphique de C.DARSAC (1983), par rapport à celle de M.MOUTY (1966) et N.STEINHAUSER (1969), in DARSAC (1983)

FIGURE 166

6.2.4. La coupe du Maréchet (fig.159-162).

Une des particularités de cette coupe réside dans le fait que presque tout le calcaire de Thoiry (=U.M.M.) est manquant. La base de la coupe montre une succession identique aux profils précédents (faciès purbeckiens => D0 => U.I.O.; mais cette séquence de comblement est interrompue par une surface d'érosion, au dessus de laquelle s'installent des faciès internes renfermant Pseudotextulariella courtionensis. Vu le caractère isochrone de l'apparition de cette espèce, on en déduit que la plus grande partie de la formation de Thoiry manque dans ce profil (fig.161). Le comportement de la kaolinite (voir p.412) confirme l'existence de cette lacune.

Les séquences suivantes traduisent des phases d'approfondissement très marquées (cadosines et calpionnelles), témoignant de d'oscillations du niveau de la mer de plus en plus fortes, lorsqu'on se rapproche de la D1. Ces séquences correspondent aux couches de la Corratérie.

Le sommet de la coupe montre des faciès anormaux. Le Valanginien supérieur calcaire (> D2, présence de Pseudotextulariella salevensis) est terminé par des faciès de plate-forme interne, très riches en foraminifères. Ces foraminifères montrent des caractères évolutifs plus typiques de l'Hauterivien que du Valanginien (voir chap.5, p.404). La présence de Pseudotextulariella salevensis prouve tout de même l'âge Valanginien de cette série. Il s'agit peut-être d'un reliquat de plate-forme au sein de laquelle, les foraminifères ont pu évoluer, alors que le reste de la plate-forme jurassienne était submergé. Dans ce cas, on peut supposer que ces milieux sont situés au-dessus de la D3 (limite Calcaire roux-Marnes Bleues d'Hauterive) et sont, par conséquent, datés du Valanginien supérieur. Ceci aurait pour conséquence de replacer la

limite supérieure de l'extension de Pfenderina neocomiensis au Valanginien supérieur.

6.2.5. Corrélations des séries Berriasiennes-Valanginennes des régions genevoises, vaudoises et neuchâteloises.

(fig.159-161)

Du point de vue lithostratigraphique, on constate que les formations sous-jacentes à la D1, datées par les foraminifères sont assez isochrones dans la région neuchâteloise. Les corrélations entre les formations définies dans les régions vaudoises, genevoises et neuchâteloises prouvent bien que ces formations ne caractérisent pas toujours le même type de milieux, la même évolution séquentielle et surtout des séquences de même âge. Nous avons pris deux exemples qui démontrent bien que la définition d'une formation n'est valable que dans un contexte régional limité.

6.2.5.1. Les exemples des Marnes d'Arziers et du Calcaire roux

Ont été rangés sous le terme marnes d'Arziers, tous les bancs marneux situés sous le Calcaire roux. L'analyse séquentielle a montré qu'une discontinuité majeure (D1 ou D2) correspond soit à une surface d'érosion, soit à un horizon surmonté d'un ou plusieurs bancs marneux.

Tous les bancs plus ou moins ferrugineux, situés entre les marnes d'Arziers et les Marnes bleues d'Hauterive ont été rangés dans la formation du Calcaire roux.

Les corrélations basées sur la microfaune et les discontinuités montrent bien que :

- les marnes d'Arziers, dans la région où elles ont été définies, surmontent la discontinuité D2 et sont par conséquent d'âge Valanginien inférieur basal; elles correspondent au Valanginien supérieur marneux de MOUTY (1966), au membre du Guiers

de STEINHAUSER (1969) pour la région genevoise, et à la base de la séquence C de DARSAC (1983) (fig.165, p.451). Les calcaires roux sus-jacents (Val.sup. calcaire de Mouty) correspondent en partie à la formation de la Chambotte sup. et en partie à la formation du Bourget (STEINHAUSER, 1969) et ne renferment peu ou pas de microfaune.

- dans la région neuchâteloise, ce qui est (était) considéré comme l'équivalent des marnes d'Arziers est localisé (quand il existe) directement au-dessus de la D1. Le Calcaire roux sus-jacent contient une microfaune remaniée provenant sans aucun doute des milieux de plate-forme appartenant à la formation du calcaire du Val de Fier. Pseudotextulariella salevensis apparaît dans les derniers mètres du Calcaire Roux. Ce dernier foraminifère apparaît au-dessus de la D2. Ce qui signifie que ce banc marneux n'est pas l'équivalent des marnes d'Arziers s.s., mais doit être corrélé avec les couches de la Corratérie de la région vaudoise et la formation de Vions de la région genevoise.

La majeure partie du Calcaire roux de la région du stratotype historique doit être reliée aux formations sous-jacentes à la D2; il est donc d'âge Valanginien très inférieur, voir Berriasien. Seule une petite partie du Calcaire roux renferme une faune caractéristique des séries surmontant la discontinuité D2 (sommet du Valanginien basal). Seule la partie tout à fait basale du Valanginien inférieur serait représentée dans la région du stratotype historique.

Le nom de formation marnes d'Arziers doit être utilisé (abandonné ?) avec prudence, vu qu'il ne caractérise pas des séries d'âges identiques dans la région vaudoise et dans la région neuchâteloise.

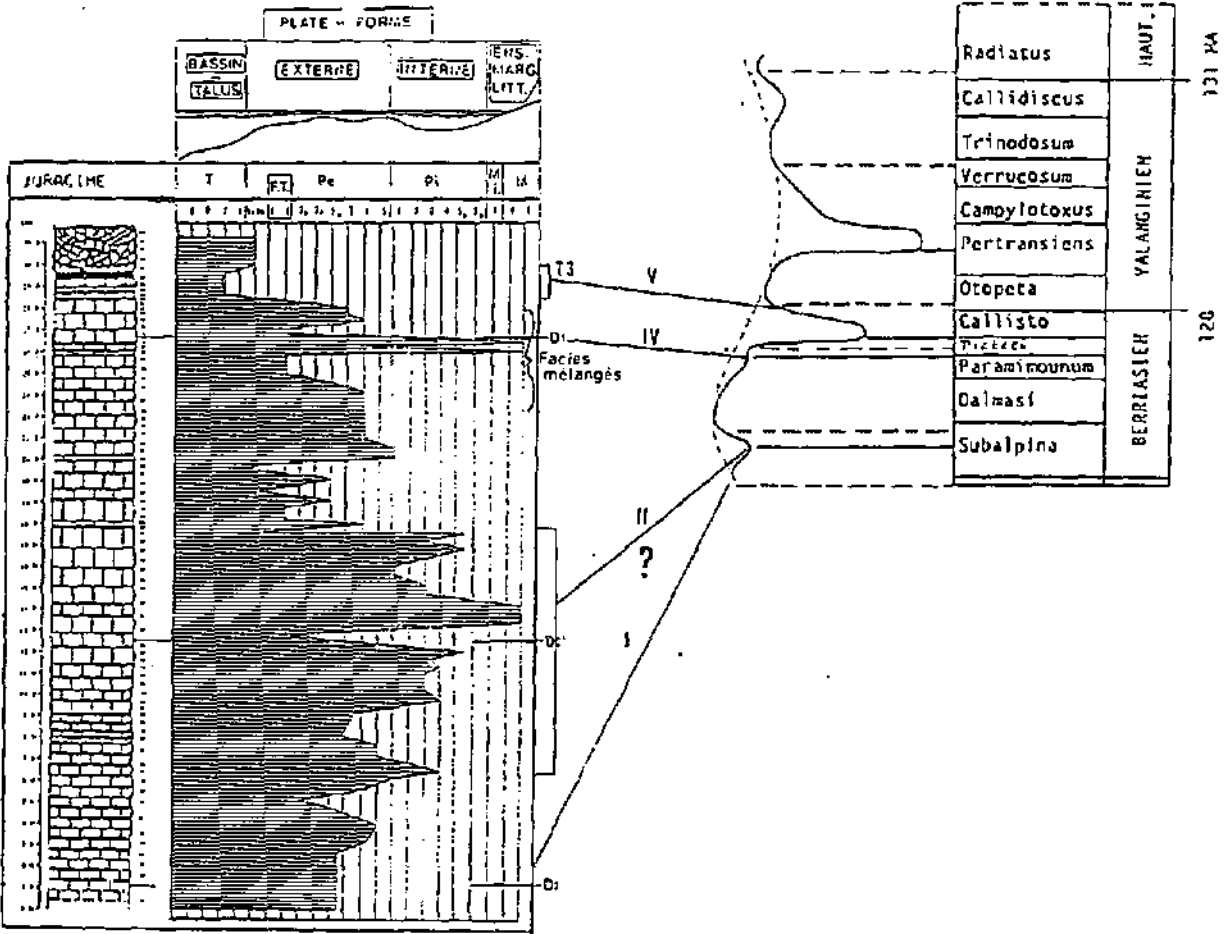
6.3. Cadre global de la série étudiée : la courbe eustatique de Vail et al (figure 166 et 167):

La stratigraphie séquentielle est une méthode permettant de définir un cadre chronostratigraphique global, puisque celle-ci est basée sur des discordances-ligne temps (discontinuités) d'origine eustatique, encadrant des unités de dépôts. L'identification et la datation des discontinuités à travers le monde ont permis d'établir un modèle de dépôt ainsi qu'un diagramme global des cycles eustatiques au cours des temps géologiques.

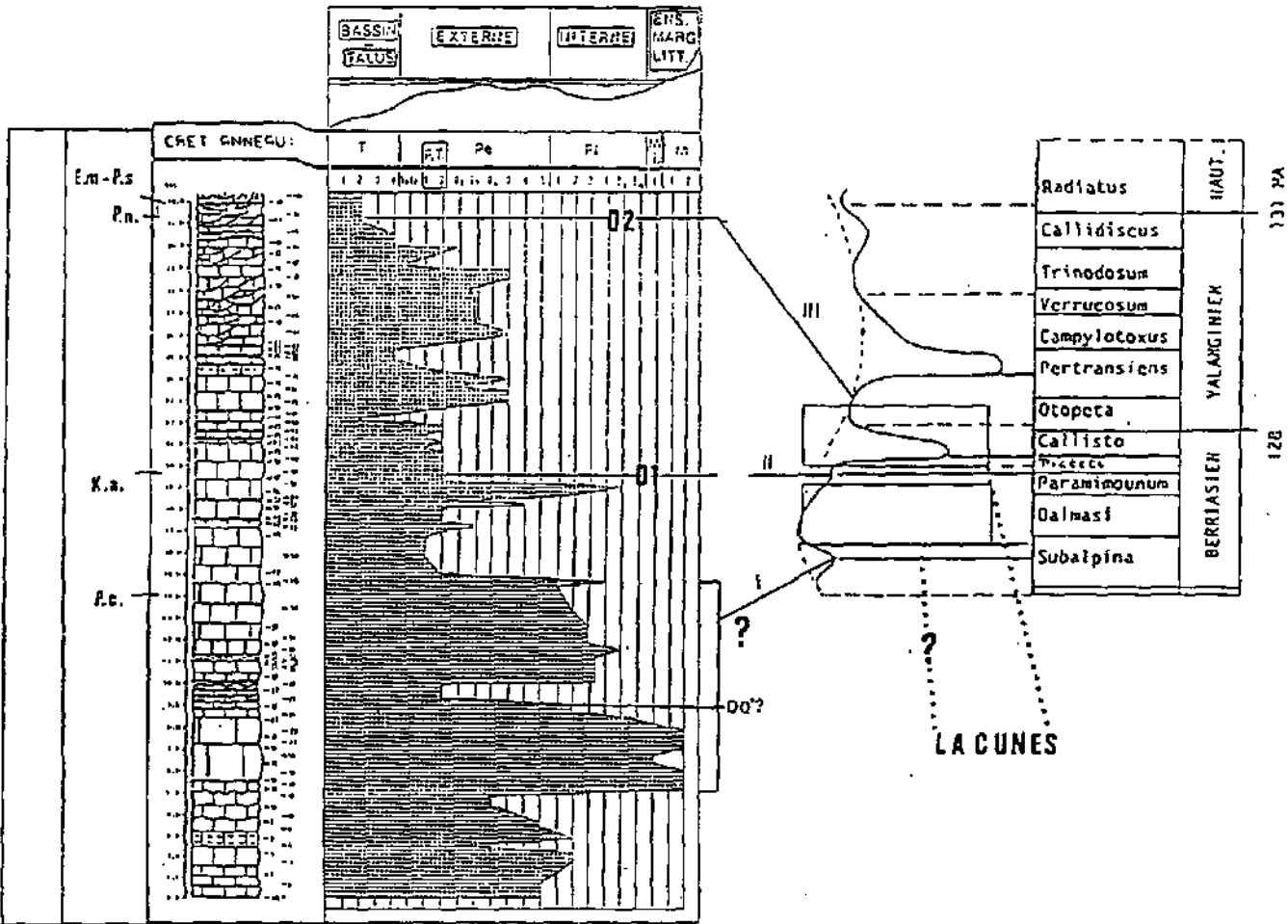
Il faut souligner que la courbe eustatique globale du Berriasien et du Valanginien a été établie dans la zone Vocontienne, en fonction des zones d'ammonites et de calpionelles que nous avons aussi utilisé pour caler stratigraphiquement nos séries.

Cette courbe (fig.166 et 167) montre, pour ce qui est de l'intervalle étudié, les caractéristiques qui suivent (de bas en haut) :

- une période de haut niveau de la mer, au début de la sous-zone à subalpina;
- une période de bas niveau, au sommet de la sous-zone à subalpina (sous-zone à privasensis);
- une période de haut niveau, qui va de la sous-zone à dalmasi à la base de la sous-zone à picteti;
- une période de bas niveau couvrant le sommet de la sous-zone à picteti et une partie de la sous-zone à callisto, suivie d'une période de haut niveau correspondant à la sous-zone à pertransiens.



166: Essai de comparaison des coupes de la Juracime et du Crêt de l'anne avec la courbe de VAIL et al (1987)



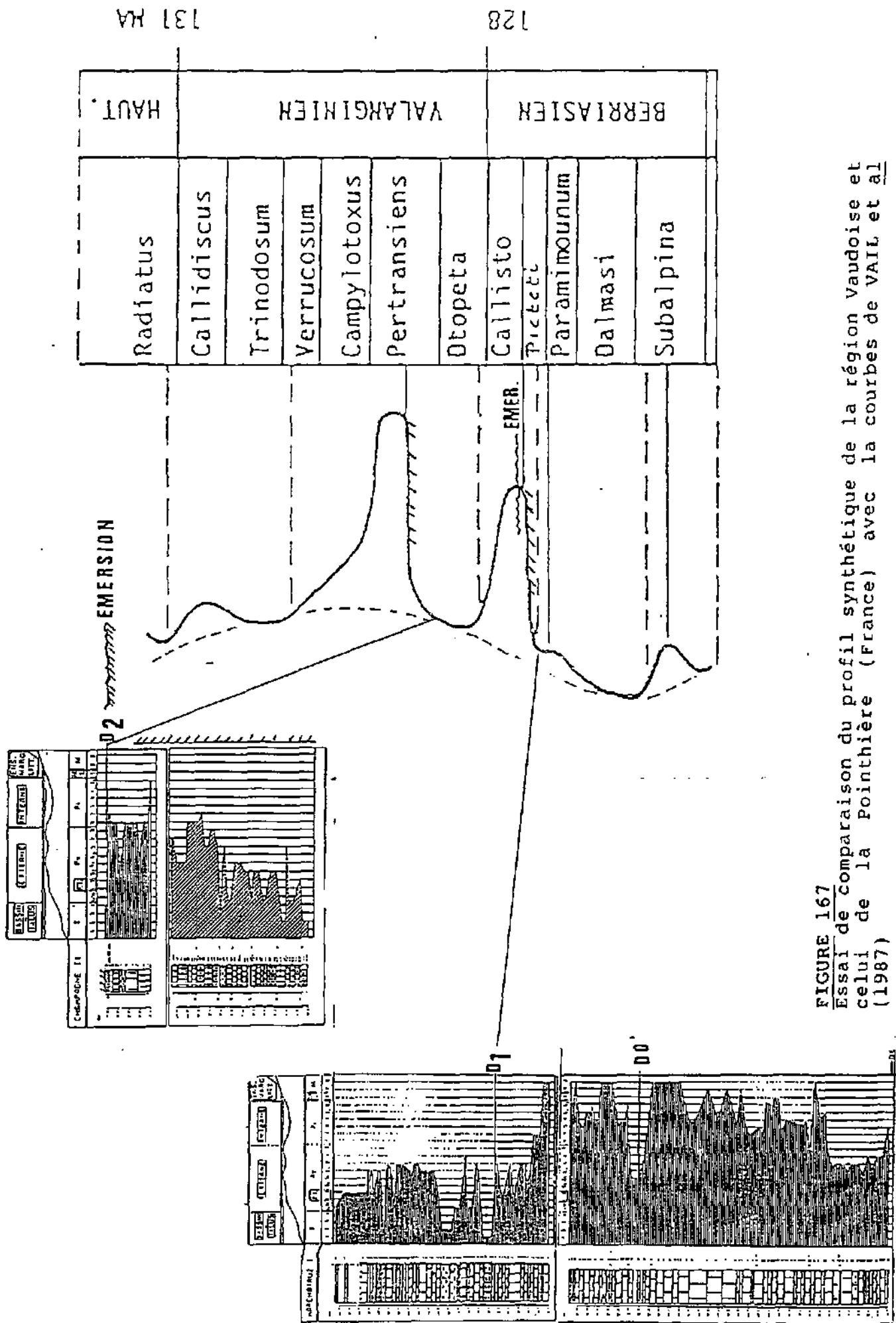


FIGURE 167
Essai de comparaison du profil synthétique de la région vaudoise et celui de la Pointhière (France) avec la courbes de VAIL et al (1987)

Dans nos séries de plate-forme, seuls les intervalles transgressifs (IT) seront théoriquement toujours représentés, puisqu'ils surviennent toujours au-dessus des discontinuités majeures (que l'on peut assimiler aux surfaces de transgression de VAIL et al). Les séquences de bas niveau de la mer correspondant dans le bassin à la formation d'un prisme de bas niveau ou d'un cône sous-marin, ne sont pas ou peu représentées dans les séries de plate-forme (période d'érosion, de creusement de vallée).

Les figures 166 et 167 illustrent les corrélations établies entre les intervalles transgressifs reconnus dans nos coupes et la courbe de Vail.

Dans la coupe de la Juracime l'intervalle transgressif lié à la D1 (datée par ammonites dans la région genevoise) se situe au maximum de période de haut niveau de la mer de la sous-zone à picteti. Le faciès T3 du Calcaire roux correspondrait à un intervalle transgressif, survenant sur une zone émergée. Ceci expliquerait la présence de ces gros éléments ferrugineux qui proviendraient du démantèlement d'un horizon de type sidérolithique, selon CAYEUX (1935). La D0 qui est rapportée à la base de la sous-zone à subalpina, pourrait correspondre à la première séquence de haut niveau de la mer, ce qui nous amènerait à placer l'U.M.M. dans la sous-zone à subalpina. Vu le manque de datations, il n'est pas possible de confirmer cette dernière hypothèse.

Au Crêt de l'Anneau, les discontinuités D1 et D2 ont pu être replacées sur la courbe de Vail et al. On remarque alors que les deux cortèges transgressifs sont directement juxtaposés. Ainsi, la période de bas niveau de la mer (sous-zone à picteti et sous-zone à callisto) ne serait que peu ou pas représentée dans la région neuchâteloise. D'ailleurs, seuls quelques bancs contiennent des foraminifères appartenant aux séries directement sous-jacentes à la

D2.

Dans la région vaudoise et genevoise, Les Couches de la Corraterie, ainsi que le Calcaire du Val de Fier correspondent à la lacune observée dans la région du stratotype. L'horizon d'émersion supposé, situé sous la D2 doit être rapporté au maximum de bas niveau de la mer (Sous-zone à Callisto). Ces corrélations sont confirmées par les datations de CLAVEL et al qui placent:

- la base de la formation de Vions (= C. de la Corraterie, D1), dans la sous-zone à picteti;
- la Chambotte inférieure (= C. du Val de Fier) dans une partie de la sous-zone à callisto et dans la partie inf. de la sous-zone à otopeta;
- les marnes d'Arzières, équivalent latéral du membre du Guiers (= cortège transgressif lié à la D2), dans la partie supérieure de la zone à Otopeta.

De ces corrélations, ressortent les conclusions suivantes :

- les discontinuités D1 et D2 correspondent à des variations globales du niveau de la mer;
- ces discontinuités sont isochrones de la Chartreuse (France) jusque dans la région du stratotype historique;
- l'isochronie de ces discontinuités est prouvée par les datations obtenues à partir de la microfaune et des découvertes récentes d'ammonites (Clavel et al, 1987).

6.4. Etude minéralogique

Cette étude a surtout porté sur les différents assemblages de minéraux argileux reconnus dans l'intervalle étudié.

La méthode des roentgénofaciès (p.250) a permis de mettre en évidence une relation entre la nature des assemblages argileux et le type de milieu de dépôt (fig.p). De ce fait :

- le talus est caractérisé par des smectites, du mica et du quartz fin, la kaolinite étant présente en son sommet;
- la plate-forme externe montre suivant les cas (vase ou sable), soit des interstratifiés (ou smectites mal cristallisées, altérées) dans le cas de sédiments sableux, soit des smectites bien cristallisées, dans le cas de sédiments vaseux; la kaolinite et le mica sont plus abondants;
- La plate-forme interne montre les mêmes caractères, quant aux smectites et aux "interstratifiés". La kaolinite et le mica sont parmi les minéraux les plus abondants.
- l'ensemble marginolittoral est la seule entité où de vrais interstratifiés ont été reconnus; les cristallinités de la kaolinite et du mica recensés dans ce milieu sont les meilleures qui aient été observées, le quartz est à nouveau fortement présent.

la chlorite n'est que très peu représentée dans les séries étudiées. Les analyses granulométriques de la fraction inférieure à 60 microns, obtenues par COULTER nous ont montré que les spectres granulométriques étaient assez variables selon les faciès (fig. ?). Ces faits confirment l'importance des milieux, quant à la répartition des particules < 60 μ m. Ceci va dans le sens d'un tri

dû, d'une part, à la présence d'une barrière qui semble retenir les plus grosses particules dans le domaine interne et d'autre part à l'hydrodynamisme des milieux.

Le rapport intensité du pic 001 de la kaolinite de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ / intensité du pic 001 de la fraction $2-16 \mu\text{m}$ confirme ces faits (chapitre 4). Ce rapport K2/K16 va dans le sens des analyses effectuées par COULTER :

- les milieux externes sont enrichis en particules fines exceptés les milieux sparitiques et oolithiques de bordure.
- les milieux de plate-forme interne "stoppent et stockent" les particules supérieures à 2 microns.
- comme les courbes granulométriques obtenues par COULTER le montraient déjà, l'ensemble marginolittoral se caractérise un mélange de particules $< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$ très variable.

Si les interstratifiés de l'ensemble marginolittoral correspondent réellement à un interstratifié irrégulier de type mica/smectite (voir p.226), le doute subsiste pour ceux qui ont été répertoriés dans les milieux de bordure. Le fait qu'ils "gonflent" systématiquement après passage à l'éthylène-glycol, à 17 Å et plus, les rangent plutôt dans les smectites. Plusieurs observations nous incitent à le faire :

- ces pseudo-interstratifiés sont toujours présents dans des milieux pauvres en argiles; il est donc difficile, par R.X, d'obtenir des pics bien individualisés (bruit de fond élevé).
- Comme on l'a déjà vu (p.242), les sédiments correspondant à ces faciès de bordure sont très perméables, donc plus sensibles à l'altération et aux phénomènes d'oxydation; il pourrait donc s'agir de smectites très altérées.
- la médiocre cristallisation de ces smectites pourrait

aussi être causée par une décarbonatation trop poussée, dans un milieu très carbonaté, pauvre en argiles.

- Il s'agirait tout simplement d'une smectite désordonnée; ce désordre serait causé par l'agitation constante de ces milieux.

6.4.4. Utilisation des minéraux argileux dans un but minéralostratigraphique (fig.175, p.455)

Seule la kaolinite demeure susceptible d'être utilisée dans le but d'effectuer des corrélations dans nos séries. La figure montre que la kaolinite apparaît dès que les faciès de plate-forme interne de l'U.M.M. s'installent.

Le fait qu'elle ne soit pas présente dans les sédiments sous-jacents, semble être lié à des facteurs climatiques. Les sols du Purbeckien, sur lesquels transgresse l'U.I.O. ne renfermaient vraisemblablement peu ou pas de kaolinite. A partir du moment où les faciès de plate-forme de l'U.M.M. s'installent, les zones d'apport sont constituées par les anciens massifs hercyniens en voie de pénépléation, et cela en milieu relativement aride. La cristallinité des micas (p.231) le prouve (mauvaise dans l'U.I.O., "épizonale" dans les séries supérieures).

Tant que la zone d'apport ne change pas et que l'apparition des faciès de l'U.M.M. est synchrone dans la région étudiée, il est possible d'utiliser la kaolinite en tant que marqueur minéralostratigraphique. Cette corrélation est valable jusque dans la région genevoise; dans le massif de la Chartreuse (coupe de la Pointhière), on constate que la kaolinite est déjà présente au niveau de la D0 (zone d'apport différente ?). Dans la région neuchâteloise, la kaolinite est ensuite présente jusqu'au sommet des profils.

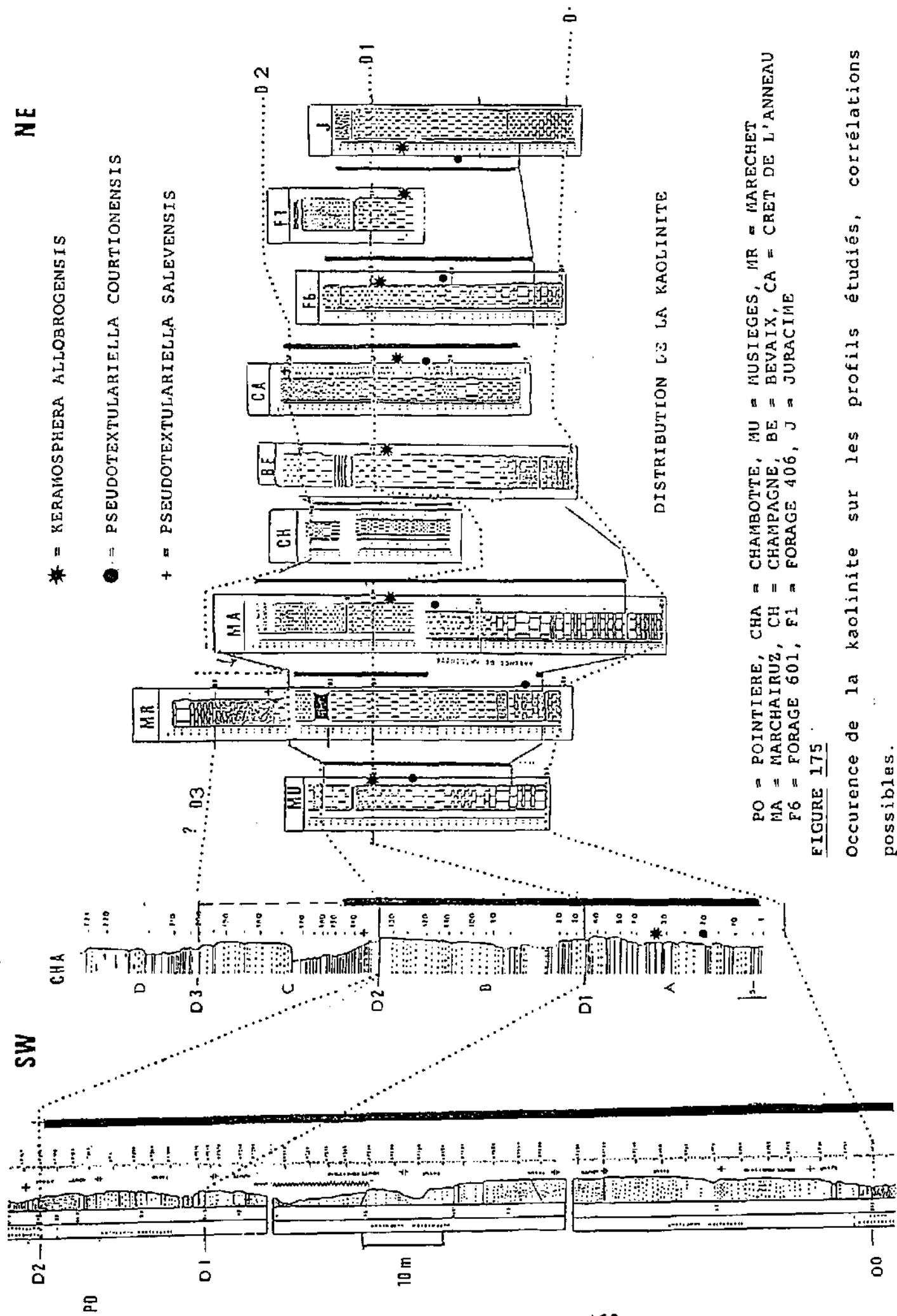


FIGURE 175

Occurrence de la kaolinite sur les profils étudiés, corrélations possibles.

Sa distribution est fonction des faciès (absente dans les faciès de talus du Maréchet, présente dans les faciès de plate-forme correspondant, dans la région neuchâteloise). Dépendante des milieux de dépôt, elle ne peut en aucun cas servir de critère de corrélation chronologique dans ce genre de milieu. La kaolinite disparaît au-dessus de la D2 dans toutes les coupes étudiées. Sa disparition est liée à la disparition des milieux typiques de plate-forme. Il reste donc possible, dans ce cas précis de l'utiliser en tant que marqueur des sédiments sus-jacents à la D2.

On soulignera que ce genre de corrélations ne devrait être effectuée, sans une bonne connaissance des milieux de dépôts et un échantillonnage resserré.

Pour conclure, la composition des micas varie quelque peu. Les milieux de plate-forme montre des micas dont la composition reste plus constante que dans les milieux externes et les faciès de transgression mixtes, exceptés les Calcaires roux où la tendance est inverse. Ces variations de chimisme sont difficilement corrélables d'une coupe à l'autre. Il faut tout de même souligner la similitude des nuages de points caractérisant les micas provenant des bancs sous-jacent à la D1.

Les déterminations isotopiques obtenues à partir des micas, par la méthode K-Ar, indiquent, compte tenu de l'erreur analytique, un âge apparent moyen de $286 \text{ Ma} \pm 6$. Durant le Berriasien - Valanginien, deux sous-zones émergées sont susceptibles de libérer des micas d'âge hercynien :

- le massif Central, au sud-ouest,
- le massif schisteux Rhénan au nord.

Il est impossible, dans l'état actuel de nos recherches, de trancher en faveur de l'une ou l'autre de ces sous-zones d'apport.

Toutefois, une origine "rhénane" de ces micas paraît plus probable (distance, orientation de la plate-forme...etc)

Cet âge de 286 Ma attribuerait plutôt une origine granitique à ces micas. Le métamorphisme hercynien de ces sous-zones date en effet, d'environ 300 - 330 Ma (REUTER, 1987) alors que la mise en place des granites tardifs liés à l'orogénèse hercynienne serait syn à post-tectonique. Ce que confirme les très faibles indices de cristallinité des micas ($.15 - .25^\circ 2\theta$), que l'on peut qualifier magmatiques. De plus, les grandes quantités de kaolinite accompagnant ces micas appartiennent au cortège classique des minéraux d'altération du granite (Tardy, 1969). Un autre fait important relatif à ces datations, reste à souligner :

- Les discontinuités majeures observées dans les profils, ne correspondent pas à priori, à un ou des changements importants des zones d'apport, puisque des datations effectuées sur des micas, de part et d'autre de la D0', de la D1 et de la D2, ont toutes fourni des âges identiques.

Il faut cependant insister sur le fait que ces résultats ne sont qu'indicatifs, vu le petit nombre d'échantillons analysés.

La grande similarité des cristallinités des micas (L'U.I.O, mise à part) relevée sur tout l'intervalle étudié confirmerait la stabilité de la zone d'apport.

LISTE DES FIGURES ET COMMENTAIRES

FIGURE 1

Localisation géographique du secteur étudié

FIGURE 2

Esquisse géologique du secteur étudié; carte structurale du Jura Franco- Suisse, selon Trümpy (1980)

FIGURE 3

Esquisse paléogéologique de la base du Tertiaire, selon Trümpy (1980)

FIGURE 4

Schéma montrant les Faciès du Crétacé inf entre le N de l'Angleterre et le SE de la France, la transgression infracrétacée et l'établissement des communications entre le bassin boréal et les mers mésogéennes (selon GIGNOUX, 1960).

FIGURE 5

Cadre paléogéographique du SE de la France au Néocomien (niveau représenté : Valanginien inf., d'après ARNAUD, 1982).

En blanc : faciès de bassin,
en grisé : faciès de plate-forme,
en hachures horizontales : zones internes alpines.

FIGURE 6

Profil Synthétique du Crétacé du Jura Neuchâtelois, selon REMANE (1982).

FIGURE 7

Localisation des coupes étudiées

FIGURE 8

Historique de l'évolution des idées quant à la région du stratotype.

FIGURE 9

Profil du stratotype historique de Valangin par Baumberger et Moulin (1899).

FIGURE 10

Corrélations entre les échelles stratigraphiques de référence et les biozonations locales (selon Darsac 1983).

FIGURE 11

Bio- et lithostratigraphie de la plate-forme jurassienne, entre la Cluse de Chailles et Genève, du Tithonique terminal au Valanginien (selon Clavel et al., 1987).

FIGURE 12

Datations des assises du stratotype historique de Valangin, grace aux ostracodes permettant des les relier à la zonation d'ammonites du bassin vocontien (selon Donze et Thieuloy, 1975).

FIGURE 13

Evolution des succession et corrélations des unités lithologiques, dans différentes régions, selon différents auteurs. (in Darsac, 1983)

FIGURE 14

Corrélation schématique des unités lithologiques dans le Jura central et méridional, selon Steinhauser et Charollais (1971).

FIGURE 15

Corrélations des différentes formations et séquences de Mouty (1966), Steinhauser (1969), Santos (1980), Darsac (1983) et Boisseau (1987), in Boisseau (1987).

FIGURE 16

Répartition stratigraphique comparée des foraminifères benthiques les plus caractéristiques des coupes de l'Ain, de la Savoie, et de Chartreuse méridionale, selon Boisseau (1987).

FIGURE 17

Aspect et structure, en section, des parois des lamelli-branches (bivalves), des gastéropodes, des brachiopodes, des foraminifères et des fragments d'échinodermes (in TUCKER, 1981)

FIGURE 18

Nature et origine des pellets selon PURSER (in PURSER, 1980)

FIGURE 19

Principaux types d'oolithes et d'oncolites selon PURSER (in PURSER, 1980).

FIGURE 20

Principaux types d'oolithes répertoriées par STRASSER (1986), dans les faciès jurassiens du Jura franco suisse. (1 : oolithes tangentielles, 2 : oolithes micritiques de lagon, 3 : oolithes mixtes, 3 et 4 : oolithes de milieux restreints.

FIGURE 21

Bilan de la micrite, simplifié d'après NEUMAN and LAND (1975) (in FLUEGEL, 1982)

FIGURE 22

Effets de la diagenèse sur des carbonates en zone marine, vadose et phréatique; conséquences sur la cimentation (minéralogiques et cristallographiques), selon LONGMAN, 1980 (in FLUEGEL, 1982).

FIGURE 23

Illustration des principaux types de ciments rencontrés (in FLUEGEL, 1982); A : ciment fibreux, B : Ciment granulaire, C : ciment syntaxial, dl et dl : silt vadose et calcite granulaire.

FIGURE 24

Coupe du Landeron I et II, échantillons 29 : Micrite à terriers et bird-eyes présentant plusieurs types de ciments successifs.

FIGURE 25

Classification de FOLK (in FOLK, 1959) selon la nature des éléments figurés et la matrice ou les ciments; Distinctions entre les roches composées d'éléments (allochems), les roches issus de précipitations directes (orthochems) et les roches construites (autochtones).

FIGURE 26

Classification de DUNHAM, 1962 (in ELF-AQUITAINE, 1977).

FIGURE 27

Correspondance entre la classification de DUNHAM, celle de FOLK, le type de dépôt et l'hydrodynamisme (in DARSAC, 1983).

FIGURE 28

Spectre des roches carbonatées en fonction de la classification de FOLK. L'hydrodynamisme croît de gauche à droite; ceci correspond à un passage de milieu calme à un milieu de barrière (FOLK, 1962).

FIGURE 29

Profil théorique de la plate-forme, dans lequel sont figurés les zonations verticales et horizontales de PICARD et PERES (1959) et de PERES (1961), les grands ensembles paléogéographiques et les principaux types de Faciès définis par MASSE (1976).

FIGURE 30

Courbe d'évolution de la coupe du Colas, exemple d'apparition des faciès T1, T2 et T4.

FIGURE 31

Courbe d'évolution de la coupe du Landeron, exemple de séquence de de comblement (partie sup. de la coupe, de 15 à 20m).

FIGURE 32

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Colas : passage du faciès T1 aux faciès Pe2a, puis Pe4.

FIGURE 33

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de Champagne : passage du faciès T2 aux faciès Pe2c (1), et de T3 à Pe2a, puis Pe5 (2).

FIGURE 34

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de la Juracime

FIGURE 35

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Marchairuz

FIGURE 36

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du forage 601

FIGURE 37

Courbe d'évolution des microfaciès de la coupe du Maréchet

FIGURE 38

Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques et des algues les plus importantes, selon A.Arnaud-Vanneau (1987).

FIGURE 39

Répartition paléoécologique des principaux foraminifères benthiques étudiés, selon A.Arnaud-Vanneau (1987).

FIGURE 40

Exemple de comptage : Les Trocholines (toutes espèces comprises), dans la coupe du Crêt de l'Anneau.

FIGURE 41

Exemple de distribution des principaux organismes reconnus dans le forage 601.

FIGURE 42

Répartition paléoécologique des foraminifères à test simple agglutiné.

FIGURE 43

Répartition paléoécologique des foraminifères à test complexe agglutiné.

FIGURE 44

Répartition paléoécologique des foraminifères à test calcaire porcelané et perforé.

FIGURE 45

Composition minéralogique de la coupe du Molard de Vions. Les dosages de la roche totale sont exprimés en % absolus; ceux du résidu insoluble en % relatif, à l'exception des feldspaths, du quartz, de la pyrite et de la goethite en qui son exprimés en mm (PERSOZ, 1970).

FIGURE 46

Distribution des teneurs en kaolinite sur les sections réellement datées; les épaisseurs ne sont pas conservées (PERSOZ, 1976).

FIGURE 47

Corrélations des teneurs en kaolinite (C1 et C3) dans l'intervalle Berriasien-Valanginien entre le jura méridional et le Jura neuchâtelois (PERSOZ, 1982).

FIGURE 48

Parallélisme entre les courbes d'évolution des microfaciès et des roentgénofaciès dans le profil de la Chambotte (DARSAC, 1983).

FIGURE 49

Répartition des différents minéraux argileux sur la plate-forme (DARSAC, 1983).

FIGURE 50

Répartition des différents minéraux argileux sur la plate-forme (ADATTE et RUMLEY, 1985)

FIGURE 51

Graphe 1, smectite : % relatif du pic 001 / son intensité brute.

Graphe 2, kaolinite : % relatif du pic 001 / son intensité brute.

FIGURE 52

Coupe du Crêt de l'Anneau : distribution de la kaolinite $<2\mu\text{m}$, exprimée en pourcentages relatifs, en intensité brute, distribution du rapport kaolinite $<2\mu\text{m}$ / kaolinite $2-16\mu\text{m}$ et courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 53

Spectre granulométrique de l'échantillon MA 104 (Marchairuz), obtenu par Coulter Counter.

FIGURE 54

diffractionogrammes normaux et glycolés de smectites type 14 Å (coupe du Maréchet, échantillon FB30) et de smectites 12m Å (coupe du Marchairuz, échantillon Ma30).

FIGURE 55

Positions (obtenues par calcul) des réflexes d'un interstratifié irrégulier illite-montmorillonite glycolé, pour des proportions d'illites allant de 20 % (0.2 I) à 80 %; on constate qu'un pic apparaît vers 17 Å, dès que la teneur en smectite dépasse 40 %.

FIGURE 56

diffractionogrammes normaux et glycolés de d'interstratifiés

irréguliers type I-S 11-14 (coupe du Landeron I, échantillon M2) et d'interstratifiés pouvant être des smectites désordonnées (forage 601, échantillon 601.69).

FIGURE 57

diffractionogrammes (préparations séchées à l'air) de Micas (coupe du Marchairuz, échantillon Ma139) et représentation de ce dernier, sur un diagramme ternaire REY-KUEBLER (1983).

FIGURE 58

Emplacement des plages correspondant aux divers types de micas rencontrés dans les séries sédimentaires, sur un diagramme triangulaire dont les sommets correspondent aux réflexes 001, 002 et 005 (REY-KUEBLER, 1983) et figuration des micas provenant des coupes du Maréchet (1) et du Marchairuz (2) sur ces diagrammes ternaires.

FIGURE 59

Profil de la Juracime : distribution des largeurs à mi-hauteur (I.A.G.), mesurées sur le pic 001 du mica des préparations glycolées (des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$); Maréchet : distribution des I.A.G. de la fraction $2-16\mu\text{m}$

FIGURE 60

diffractionogrammes (préparations séchées à l'air) de kaolinite (coupe de Champagne, échantillon Ma41, $2-16\mu\text{m}$) et de chlorite (Marchairuz, échantillon Ma43, $<2\mu\text{m}$).

FIGURE 61

diffractionogrammes de l'échantillon (fraction $2-16\mu\text{m}$) EN 11, profil de l'ENSA. Détection de l'anatase et du rutile. A : séché à l'air; B : chauffé à 550° , C : chauffé à 900° .

FIGURE 62 Dessin schématique illustrant les passages calcaires-marnes de la coupe du Colas; minéraux ferreux et ferriques reconnus.

FIGURE 63a

Répartition des roentgénofaciès sur le profil théorique de la plate-forme.

FIGURE 63b

Les différents roentgénofaciès A-D (fractions $<2\mu\text{m}$, $<2\mu\text{m}$ glycolé et $2-16\mu\text{m}$) du talus et de la plate-forme externe, ainsi que les roentgénofaciès TR1 et TR2 correspondant aux faciès de transgression.

FIGURE 63c

Les différents roentgénofaciès E-I (fractions $<2\mu\text{m}$, $<2\mu\text{m}$ glycolé et $2-16\mu\text{m}$) de la plate-forme externe et interne, ainsi que de l'ensemble marginolittoral.

FIGURE 63d

Répartition des différents minéraux argileux ($<2\mu\text{m}$), du quartz ($2-16\mu\text{m}$) et de la goéthite ($<2\mu\text{m}$)

FIGURE 64a

Situation géographique de la coupe de Bienne.

FIGURE 64b

Profil de Bienne : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D0.

FIGURE 64c

Profil de Bienne : courbe d'évolution des microfaciès; Le trait en pointillé indique le microfaciès plus interne, correspondant au bloc basculé. Les abréviations F.F. et F.E. signifient Feurtilia frequens et Falaise érodée (?).

FIGURE 65

Situation géographique des profils du Landeron

FIGURE 66

Profil du Landeron I et II : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D0.

FIGURE 67

Profil du Landeron I et II: répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 68

Profil du Landeron I et II: répartition en pourcentages des

éléments figurés.

FIGURE 68

Profil du Landeron I et II: courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 70

Profil du Landeron I et II: distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en

FIGURE 71

Situation géographique du profil de Cressier

FIGURE 72

Coupe de Cressier : courbe d'évolution des microfaciès; répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 73

Profil de Cressier: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D1.

FIGURE 74

Profil de Cressier : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

FIGURE 75

Situation géographique du profil de la Juracime

FIGURE 76

Vue générale de la Juracime et situation des différentes unités définies par STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971), selon ces auteurs.

FIGURE 77

Profil de la Juracime : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D0, D0' et D1.

FIGURE 78

Profil de la Juracime: répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 79

Profil de la Juracime: répartition en pourcentages des éléments figurés.

FIGURE 81

Coupe de la Juracime: Roche totale, distribution des pourcentages des différents minéraux reconnus (les indosés n'ont pas été figurés).

FIGURE 82

Profil de la Juracime : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

FIGURE 83

Profil de la Juracime : distribution des largeurs à mi-hauteur (I.A.G.), mesurées sur le pic 001 du mica des préparations glycolées (des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$).

FIGURE 84

Situation géographique du forage 406

FIGURE 85

Forage 406 : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuité D1.

FIGURE 86

Situation géographique du forage 601.

FIGURE 87

Forage 601 : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position des discontinuités D0, D0' et D1.

FIGURE 88

Forage 601 : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $1 (=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 89

:Forage 601 : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 90

Forage 601 : courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 91

Forage 601 : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates. et courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 92

Forage 601 : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

FIGURE 93

Forage 601 : comparaison des courbes d'évolutions des microfaciès du profil de la Juracime (à droite) et du forage 601 (à gauche).

FIGURE 94

Situation géographique du profil de l'ENSA.

FIGURE 95

Coupe de l'ENSA: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuités D1.

FIGURE 96

Coupe de l'ENSA : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100\%$) et du liant où $1(=100\%) = 6+7+8$.

FIGURE 97

Coupe de l'ENSA : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 98

Coupe de l'ENSA : courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 99

Coupe de l'ENSA : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm.

FIGURE 100

Coupe de l'ENSA : Rapport de l'intensité brute de la Kaolinite $<2\mu\text{m}$ / intensité brute de la kaolinite $2-16\mu\text{m}$; il s'agit de l'intensité du pic 001, corrigée en fonction des intensités du pic 002 de la kaolinite et du réflexe 004 de la chlorite vers 25° .

FIGURE 101

Situation géographique du profil du Crêt de l'Anneau.

FIGURE 102

Coupe du Crêt de l'Anneau : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuités D1.

FIGURE 103

Coupe du Crêt de l'Anneau : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 104

Coupe du Crêt de l'Anneau : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100\%$) et du liant où $1(=100\%) = 6+7+8$.

FIGURE 105

Coupe du Crêt de l'Anneau : courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 106

Coupe du Crêt de l'Anneau : roche totale, distribution des teneurs en quartz.

FIGURE 107

Coupe du Crêt de l'Anneau : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $<2\mu\text{m}$.

FIGURE 108

Coupe du Crêt de l'Anneau : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 109

Situation géographique du forage de St Aubin.

FIGURE 110

Forage de St Aubin : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques et position des discontinuités D0, D1 et D2.

FIGURE 111

Situation géographique des coupes de Champagne.

FIGURE 112

Coupes de Champagne: lithostratigraphie, attributions

stratigraphiques basées sur la microfaune et position de la discontinuités D1.

FIGURE 113

coupes de Champagne : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 114

coupes de Champagne : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $1 (=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 115

coupes de Champagne : courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 116

coupes de Champagne : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $< 2 \mu\text{m}$.

FIGURE 117

coupes de Champagne : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 118

Situation géographique de la coupe de Buttes.

FIGURE 119

Coupe de Buttes : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune.

FIGURE 120

Coupe de Buttes : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 121

Coupe de Buttes : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $1 (=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 122

Coupe de Buttes : courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 123

Coupe de Buttes : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $< 2 \mu\text{m}$, quartz de la roche totale.

FIGURE 124

Coupe de Buttes : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 125

Situation géographique de la coupe du Colas.

FIGURE 126

Coupe du Colas : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune.

FIGURE 127

Coupe du Colas : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus.

FIGURE 128

Coupe du Colas : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $1 (=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 129

Coupe du Colas : courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 130

Coupe du Colas : Dosage des minéraux majeurs par la méthode de la roche totale (calcite, quartz, phyllosilicates, dolomite, pyrite + les indosés)

FIGURE 131

Coupe du Colas : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $< 2 \mu\text{m}$.

FIGURE 132

Coupe du Colas : distribution des phyllosilicates, de la goethite et du quartz des fractions $< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 133

Situation géographique de la coupe du Marchairuz.

FIGURE 134

Coupe du Marchairuz : lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune, position des discontinuités D0, D0' et D1.

FIGURE 135

Coupe du Marchairuz : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie inférieure du profil

FIGURE 136

Coupe du Marchairuz : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie supérieure du profil

FIGURE 137

Coupe du Marchairuz, partie inf. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $5(=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 138

Coupe du Marchairuz, partie sup. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $5(=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 139

Coupe du Marchairuz, partie inf. : courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 140

Coupe du Marchairuz, partie sup. : courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 141

Coupe du Marchairuz, partie inf. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $<2 \mu\text{m}$.

FIGURE 142

Coupe du Marchairuz, partie sup. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $<2 \mu\text{m}$.

FIGURE 143

Coupe du Marchairuz, partie inf. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 143

Coupe du Marchairuz, partie sup. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 145

Situation géographique de la coupe du Maréchet.

FIGURE 146

Coupe du Maréchet, partie inf.: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune, position des discontinuités D0, D1 et D2.

FIGURE 147

Coupe du Maréchet, partie sup.: lithostratigraphie, attributions stratigraphiques basées sur la microfaune, position des discontinuités.

FIGURE 148

Coupe du Maréchet : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie inférieure du profil

FIGURE 149

Coupe du Maréchet, partie inf. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100 \%$) et du liant où $5(=100 \%) = 6+7+8$.

FIGURE 150

Coupe du Maréchet, partie inf. : courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 166 Essai de comparaison des coupe de la Juracime et du Crêt de l'anneau avec les courbes de VAIL et al (1987) FIGURE 151

Coupe du Maréchet : répartition des principaux fragments d'organismes et des foraminifères benthiques reconnus; partie supérieure du profil

FIGURE 152

Coupe du Maréchet, partie sup. : répartition en pourcentages des éléments figurés ($1+2+3+4+5 = 100\%$) et du liant où $5 (=100\%) = 6+7+8$.

FIGURE 153

Coupe du Maréchet, partie sup. : courbe d'évolution des microfaciès

FIGURE 154

Coupe du Maréchet, partie inf. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $<2\ \mu\text{m}$.

FIGURE 155

Coupe du Maréchet, partie inf. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions $<2\ \mu\text{m}$ et $2-16\ \mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 156

Coupe du Maréchet, partie sup. : distribution des pourcentages relatifs des phyllosilicates, fraction $<2\ \mu\text{m}$.

FIGURE 157

Coupe du Maréchet, partie sup. : distribution des phyllosilicates, du quartz des fractions $<2\ \mu\text{m}$ et $2-16\ \mu\text{m}$. Il s'agit d'intensités brutes mesurées en mm; comparaison avec la courbe d'évolution des microfaciès.

FIGURE 158

Zone A : coupe de la Juracime; Lithostratigraphie, attributions stratigraphiques, position des séquences majeures I et II et des séquences mineures 1 à 6.

FIGURE 159

Corrélations des discontinuités principales des coupes étudiées.

FIGURE 160 Corrélations des apparitions et disparitions des foraminifères *Keramosphera allobroensis* (K.a.), *Pseudotextulariella courtionensis* (P.c) et *Pseudotextulariella salevensis* (P.s) dans les coupes étudiées.

FIGURE 161

Corrélations des formations lithostratigraphiques définies dans les régions neuchâteloise, vaudoise et genevoise.

FIGURE 162

Carte paléogéographique de la région étudiée au moment de la déposition de L'U.M.M. (= Calcaire de Thoiry = formation de Pierre Châtel).

FIGURE 163

Zone B : coupe du Crêt de l'Anneau; Lithostratigraphie, attributions stratigraphiques, position des séquences majeures et des séquences mineures.

FIGURE 164

Zone C : profil synthétique du Berriasien-Valanginien de la région vaudoise; Lithostratigraphie, attributions stratigraphiques, position des séquences majeures et des séquences mineures.

FIGURE 165

Conception stratigraphique de C.DARSAC (1983), par rapport à celle de M.MOUTY (1966) et N.STEINHAUSER (1969), in DARSAC (1983)

FIGURE 166

Essai de comparaison des coupes de la Juracime et du Crêt de l'anneau avec la courbe de VAIL et al (1987)

FIGURE 167

Essai de comparaison du profil synthétique de la région Vaudoise et celui de la Pointhière (France) avec la courbes de VAIL et al (1987)

FIGURE 168

Coupe du Maréchet, représentation ternaire des micas; essai de caractérisation de l'évolution du chimisme le long du profil, selon les milieux et les lithologies reconnues.

FIGURE 169

Coupe du Marchairuz, représentation ternaire des micas; essai de caractérisation de l'évolution du chimisme le long du profil, selon les milieux et les lithologies reconnues.

FIGURE 170

Aspects et évolution des spectres granulométriques du résidu insoluble obtenus par COULTER, dans la coupe de Champagne (fraction $<60\mu\text{m}$).

FIGURE 171

Aspects et évolution des spectres granulométriques du résidu insoluble obtenus par COULTER, dans la coupe du Maréchet (fraction $<60\mu\text{m}$). FIGURE 172

Distribution des spectres granulométriques du résidu insoluble obtenus par COULTER, sur le profil théorique de la plate-forme. (fraction $<60\mu\text{m}$). FIGURE 173

Profil du Crêt de l'Anneau : distribution du rapport kaolinite $< 2\mu\text{m}$ / kaolinite 2-16 μm .

FIGURE 174

Profil du Marchairuz : distribution du rapport kaolinite $< 2\mu\text{m}$ / kaolinite 2-16 μm .

FIGURE 175

Occurrence de la kaolinite sur les profils étudiés, corrélations possibles.

BIBLIOGRAPHIE :

ADATTE, T., RUMLEY, G., 1983 : Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie, stratigraphie de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Ste Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Trav. de diplôme. Institut de géologie de Neuchâtel, 86 pages.

ADATTE, T., RUMLEY, G., 1984 : Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Ste Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Bulletin de la S.N.S.N, tome 107, pages 221-239.

ADATTE, T., RUMLEY, G., 1987 : Cretaceous from the Jura mountains. Third international Cretaceous symposium, Tübingen, field-guide, part 3, excursion A, pages 69-91.

ADATTE, T., RUMLEY, G., sous presse : Sedimentology and mineralogy of Valanginian and Hauterivian in the stratotypic region (Jura mountains, Switzerland). Third international Cretaceous symposium, Tübingen, volume of proceedings, environ 30 pages.

ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., ADATTE, T., ARGOT, M., RUMLEY, G., THIEULOY, J.-P., 1987 : The lower Cretaceous from the Jura platform to the vocontian basin (Swiss Jura, France). Third international Cretaceous symposium, Tübingen, field-guide, excursion D, 128 pages.

ARNAUD, H., 1981 : De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buesch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Thèse. Géologie Alpine, Mém. n°12, 3 vol., 804 p., 297 fig., 115 pl.

ARNAUD, H., ARNAUD-VANNEAU, A., BOISSEAU, TH., DARSAC, C., THIEULOY, 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., THIEULOY, 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 geol. 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-milieus urgoniens. GEOBIOS, 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 Théthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. Thèse. Géologie Alpine, Mém. n°11, 3 vol., 873 p., 267 fig., 115 pl.

ARNAUD-VANNEAU, A., PEYBERNES, B., 1978 : Les représentants éocrétacés 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. GEOBIOS, Lyon, n°11, fasc.1, p. 67-81, 5 fig., 2 pl.

BASSOULET, J.P., BERNIER, P., CONRAD, M.A., DELOFFRE, R., JAFFREZO, M., 1978 : Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. GEOBIOS, mémoire spécial n° 2, Lyon, 330 p. + 40 pl.

BATHURST, R.G.C., 1966 : Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geol. Journ., 5, 15-32.

BAUMBERGER, E., 1901 : Ueber fazies und Transgressionen der unter Kreide der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. Wissenschaftliche Beilage zum Bericht der Töcherschule zu Basel (1900-1901). Mém. Soc. Paléont. Suisse, t.30.

BAUMBERGER, E., MOULIN, H., 1899 : La série néocomienne à Valangin. Bull. Soc. Sc. Nat., t. 26.

BUSNARDO, R., 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. & al. 1979 : Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (sud est de la France). Les stratotypes français C.N.R.S., Paris, vol. 6.

ed. BRINDLEY, G.W., BROWN, G., 1980 : Cristal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London, 495 p.

CANEROT, J., 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.

CAYEUX, L., 1935 : Les roches sédimentaires de la France; roches carbonatées. Masson et Cie Ed., Paris, 463 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 salavensis n. sp., Haplophragmoides joukovskyi n. sp., Citaella ? favrei n. sp. Arch. Sc. Genève, 19, fasc. 1, p. 23-48, 5 pl.

CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., LE HEGARAT, G., 1986 : Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. Eclogae geol. Helv., 79, 2, 319-341.

DARSAC, C., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., 1982 : Les coupures sédimentologiques du Berriasien et du Valanginien entre le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux. 9ème R.A.S.T. Paris, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, 180 p.

- DECROUEZ, D., LOMBARD, A., 1980 : Stratigraphie des couches de Saint-Maurice (Valais). Ecl. Geol. Helv., vol. 73, n°1, p. 109-124.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1966 : An introduction to the rock-forming minerals. Longman, 528 p.
- DESOR, E., 1853 : Sur l'étage inférieur du groupe néocomien. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 3.
- DONZE, P., 1955 : Les formations de la limite jurassico-crétacée dans la Provence et les Alpes maritimes. Extrait des C.R. Acad. Sc., Paris, t. 232, p. 862-864.
- DONZE, P., 1958 : Les couches de passages du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne" (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes Maritimes). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n°3.
- DONZE, P., 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., 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.
- DUNHAM, R.J., 1962 : Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of carbonate rocks" (W.E. Ham Ed.) Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, 108-121.
- ELF-AQUITAINE, 1975 : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : Eléments d'analyse, 2 : Eléments d'interprétation. ELF AQUITAINE Centre de Recherches de Boussens et de Pau. 2 vol.
- FABRICIUS, F.H., 1977 : Origin of marine ooids and grapestones. Contribution to sedimentology, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 113 p.
- FLÜGEL, E., 1978 : Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer-Verlag, 454 p.
- FOLK, R.L., 1959 : Practical petrographic classification of limestone. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43, 1-38.
- GINSBURG, R.N., 1957 : Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments in South Florida. In "Regional aspects of carbonate sedimentation". (R. Leblanc and J.C Breeding Eds) Soc. Econ. Paleont. Min. Publ. Spec., n°5, 80-99.
- dir. HEDBERG, H., 1976 : Guide stratigraphique international. Doin ed., Paris. 233 p.

- ILLING, L.V., 1954 : Bahamian calcareous sands. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 38, 1-95.
- KÜBLER, B., 1961 : Sur quelques interstratifiés irréguliers Mica-Montmorillonite Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, t. 14, fasc. 4, p.173-178.
- KÜBLER, B., 1962 : Etude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse orientale). Beitr. z. Miner. und Petrogr. 8, 267-314.
- KÜBLER, B., 1964 : Les argiles indicateurs du métamorphisme. Rev. Inst. Franc. Pétrole, n°19, p. 1093-1112.
- LE HEGARAT, G., REMANE, J., 1968 : Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélations des ammonites et des calpionelles. Geobios Fac. Sci., Lyon, n°1, p. 7-70, 16 tab., pl. 1-10.
- LIPPMANN, F., 1973 : Sedimentary carbonate minerals. Springer-Verlag Berlin. 228 p.
- LUCAS, G. 1955 : Oolithes marines actuelles et calcaires oolithiques sur le rivage africain de Méditerranée orientale (Egypte, sud Tunisien). Stn. océan. Salambo, Tunis, Bull. 52
- MILLOT, G., 1964 : Géologie des argiles. Masson & Cie. 499 p.
- MOSAR, J., 1988 : Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes romandes (Suisse). Thèse Uni. Neuchâtel. 121 p.
- 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.
- MOUTY, M., 1966 : Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse No 1369, Uni. Genève. 256 p.
- NEAGU, T., 1975 : Monographie de la faune des Foraminifères éocétacés 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., 1967 : Manuel de Micropaléontologie des Foraminifères. I - Généralités. Systématique. Saccamminidae à Ataxophragmiidae. Gauthier-Villiar édit., Paris, 297 p.
- NEWELL, N.D., PURDY, E.G., 1960 : Bahaman oolitic sand. Journ. Geol., 68, 481-497.
- OERTLI, H.J., 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.
- PERES, J.M., 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, diagenèse 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. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 155.
- PERSOZ, F., REMANE, J., 1976 : Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. Ecl. Geol. Helv. vol. 69, n°1, p. 1-38.
- PERSOZ, F., 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., CONRAD, M.A., CUGNY P., 1979 : Contribution à l'étude biostratigraphique, micropaléontologique et paléoécologique des calcaires urgoniens du Barrémo-Bédoulien Bulgare (Prébalkan et plate-forme Moesienne). Rev. Micropal., Paris, vol. 21, n°4, p. 181-199, 3 pl.
- 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.
- POCHON, M., 1978 : Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Thèse Uni. Neuchâtel, 190 p.
- PURDY, E.G., 1963 : Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. Journ. Geol., 71, 334-335 et 472-497.
- PURSER, B.H., 1980 : Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Editions TECHNIP, tome 1, 366 p.
- 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.
- REY, J.-Ph., KÜBLER, B., 1983 : Identification des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 13-36.
- RUCH, P., 1987 : Relations entre suspensions et sédiments actuels dans l'Atlantique NE (45°-49°N, 16°-22°W). Minéralogie et géochimie des sédiments depuis 13.000 ans.
- RUMLEY, G., ADATTE, T., 1983 : Méthode rapide de séparation des fractions < 2 μ m et 2-16 μ m pour l'analyse par diffraction X. Cahiers de l'Institut de géologie, série A-G, 4 p.
- 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 es Sciences de la Terre. Genève.

SANTOS NARVAREZ J.M., 1980 : Contribution à l'étude géologique des chaînons externes Nord-Occidentaux du Massif de la Chartreuse (Savoie). Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Univ. P. et Marie Curie (Paris VI), 170 p., 35 fig., 14 pl.

SEPTFONTAINE, M., 1971 : Eclusia moutyi gen. et sp. nov., un foraminifère nouveau du Valanginien du Jura méridional. Arch. Sci. Genève, vol. 24, fasc. 2, p. 285-298, 2 pl.

STRASSER, A., 1986 : Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology, 33, 711-727.

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., 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.

TARDY, Y., 1969 : Géochimie des altérations, étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 31, 199 p.

VIEBAN, F., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., THIEULOY, J.P., 1982 : Coupures sédimentologiques et stratigraphie de l'Hauterivien inférieur entre le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux. 9ème R.A.S.T., Paris, Soc. Géol. Fr., édit. Paris, 621 p.

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 3ème Cycle, Grenoble, 291 p.

VUITEL, J.-M., 1987 : Application de la méthode de Srôdon pour la détermination d'interstratifiés "illite-smectite" à partir de diagrammes R-X sur des préparations de routine glycolées de fractions granulométriques inférieures à 2 μ m. Cahiers de l'Institut de Géologie, Uni. Neuchâtel, 18 p.

WALTHER, J., 1893 : Einleitung in die Geologie. Fischer, Iena.